

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

FÁCIES FLÚVIO-EÓLICAS DA FORMAÇÃO CORDA NA PORÇÃO
ORIENTAL DO ESTADO DO MARANHÃO

Vinícius Zacatei dos Santos Teixeira

Orientadora: Profa. Dra. Ana Maria Góes

MONOGRAFIA DE TRABALHO DE FORMATURA
(TF-2011 / 48)

SÃO PAULO
2011

TF
T266
VZS.f

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

DEDALUS - Acervo - IGC



30900030278

FÁCIES FLÚVIO-EÓLICAS DA FORMAÇÃO CORDA NA PORÇÃO ORIENTAL DO
ESTADO DO MARANHÃO



Aluno: Vinícius Zácatei dos Santos Teixeira

Vinícius Zácatei

Orientadora: Profa. Dra. Ana Maria Góes

Ana Maria Góes

MONOGRAFIA DE TRABALHO DE FORMATURA

(TF-2011 / 48)

SÃO PAULO

2011

T266
VZS. f



"Teremos coisas bonitas pra contar
E até lá
Vamos viver
Temos muito ainda por fazer
Não olhe pra trás
Apenas começamos
O mundo começa agora
Apenas começamos."

Metal Contra as Nuvens – Legião Urbana

Agradecimentos

Gostaria de iniciar agradecendo a minha família; minha mãe Ivete e minha avó Ana, pessoas fundamentais na minha vida, meu irmão Ricardo e meu pai Roberto, que estiveram comigo desde sempre e espero que sempre continuem com o apoio e incentivo, sou muito grato a todos eles por chegar até aqui.

Não posso me esquecer de meus amigos mais antigos Natalia, Pitteri, Muringa, Kleber e Renata, sempre presentes desde os tempos de colégio até hoje, e agradecer em especial a Fabi que até na faculdade está sempre por perto seja nos almoços no bandejão ou nas tardes em que não há absolutamente nada pra fazer!

Aos grandes amigos que fiz na faculdade: Fofona, Emilia, Lolita, Ana, depois de tanto tempo eu ainda não sei como eles ainda me aguentam! Clô, Samuel, Pig, Chava e Cotoco. Todos esses, além de amigos, companheiros pra todas as horas, em todos os campos, carnapigs, ENEGEO, cervejadas. Agradeço também aos meus amigos Zaca, Mihang, Saravá e Placenta, sempre muito presentes nesses anos. Não podendo faltar todos os outros que estiveram comigo nas infinidáveis horas de conversas naqueles bancos da geo e todos os integrantes dos grupos os quais fiz meus trabalhos da graduação.

Não posso me esquecer do GGEO por me abrigar durante todo o ano na companhia de seus membros...

Tenho muito a agradecer a minha orientadora, professora Ana Maria Góes, pela dedicação e atenção que sempre teve comigo além de tudo que me ensinou durante esse ano, foi muito bom tê-la tido como minha orientadora. Ao meu amigo colombiano Oscar companheiro no campo e que me ajudou até o final deste trabalho. A Elaine e Jordana pela ajuda que me deram no laboratório.

Mais recentemente a Exú, Sueca e Gordelícia pelos cafés, as conversas e deliberações, que ocorreram durante todo esse ano.

Por fim fazer um agradecimento geral a todos da turma 50, pelos bons momentos, pelas risadas, confusões, discussões, que não pode faltar em toda turma. E aos funcionários em geral, motoristas, bibliotecárias, seguranças, o pessoal da limpeza, sempre quebrando o galho, nas horas em que mais precisei.

Resumo

A Formação Corda tem exposições descontínuas ao longo dos estados do Maranhão e Piauí, desde próximo à foz do rio Araguaia na borda oeste até as imediações de Teresina na porção leste. Devido à carência de dados sobre essa formação, levantamentos de geologia básicos são de grande interesse para uma melhor caracterização desta unidade. Existem controvérsias sobre seu posicionamento estratigráfico, sendo considerado por alguns autores como de idade jurássica e cronocorrelata com a Formação Pastos Bons. Outros a consideram como eocretácea e interdigitada com as formações Grajaú e Codó, esta última de idade aptiana. Encontra-se claramente em contato discordante erosivo com as rochas sobrepostas relativas aos grupos Balsas e Canindé da Bacia do Parnaíba. A Formação Corda é constituída predominantemente de arenitos com grãos moderado a bem selecionados e, mais, restritamente rochas finas e conglomerados. Neste trabalho é apresentada uma caracterização das fácies flúvio-eólicas presentes nessa formação nos arredores das cidades de Nova Iorque, Colinas e Mirador (Ma), através de estudos faciológicos, petrográficos e de minerais pesados.

Foram descritos conjuntos de fácies em arenitos e intercalações de arenitos/pelitos correspondentes a um sistema de rios entrelaçados distais e a um campo de dunas e interdunas úmidas. Os quartzo-arenitos da Formação Corda apresentam diversos graus de compactações mecânica e química e tipos de cimentos. A proveniência dessas rochas está relacionada principalmente ao retrabalhamento das rochas pré-existentes da Bacia do Parnaíba e, nas porções a norte, há também contribuição das rochas do magmatismo toléítico atuante na região. Entre as estruturas presentes, abundantes deformações dúcteis e rúpteis penecontemporâneas são identificadas nos afloramentos, sugestivas de uma tectônica ativa no período para a região.

Abstract

The Corda Formation is discontinuous exposures over the states of Maranhão and Piauí, from near the mouth of the Araguaia River in the western border to the outskirts of Teresina in the eastern portion. Due to the lack of data on this formation, basic geological surveys are of great interest for further characterization of this unit. There are controversies about their stratigraphic position and is considered by some authors as the Jurassic age chronocorrelate with Pastos Bons Formation. Others consider it eocretácea chronocorrelate and interdigitated with the Grajaú and Codó Formations (Aptian). It is in contact erosive unconformity with the rocks superimposed on the Balsas and Canindé Group in the Parnaíba Basin. This formation is composed dominantly of sandstone, moderately to well sorted and more narrowly, fine rocks and conglomerates. This work presents a characterization of fluvial and eolian facies present in this formation, for this characterization, we made a facies analysis, petrographic and heavy minerals in an area outside the cities of Nova Iorque, Colinas and Mirador, in eastern Maranhão State.

Were described facies associations corresponding to distal braided river and a field of dunes and wet interdunes facies. The quartz arenites of the Corda Formation present varying degrees of mechanical and chemical compactions and cementation. The provenance of these rocks is attributed a recycling of rocks of Parnaíba Basin and in the northern portions there is also contribution of basic magmatic rocks. It's frequently seen in outcrops some structures with abundant ductile and brittle penecontemporaneous deformation, suggestive of an active tectonic for the region.

Sumário

Introdução.....	3
Metas e Objetivos.....	4
Trabalhos Prévios.....	4
Bacia Parnaíba	4
Bacia das Alpercatas	6
Bacia São Luís-Grajaú.....	7
Estratigrafia	7
Grupo Mearim	7
Formação Pastos Bons	7
Formação Corda.....	8
Polêmica sobre o posicionamento estratigráfico da Formação Corda	9
Desenvolvimento do Trabalho.....	10
Materiais e Métodos.....	11
Pré Campo.....	11
Campo.....	11
Escritório	11
Laboratório.....	11
Descrição das lâminas.....	13
Revisão de Conceitos.....	14
Elementos Arquiteturais e modelos de fácies.....	14
Modelos Deposicionais para sistemas fluviais.....	15
Modelos Deposicionais para Sistemas eólicos.....	16
Proveniência.....	19
Resultados Obtidos.....	20
Análise Faciológica	20
Fácies Subaquosas.....	21
Fácies Eólicas	25
Associação de Fácies.....	29
Análise Granulométrica	30
Petrografia	32
Minerais Pesados	36
Interpretação e Discussão	41

Análise faciológica.....	41
Petrografia	42
Minerais pesados.....	43
Conclusão.....	44
Bibliografia.....	46

Introdução

De todas as bacias sul-americanas, a Bacia do Parnaíba, localizada no meio-norte do Brasil, ainda é uma das menos conhecidas. Possivelmente, isto se deve a uma interrupção dos trabalhos da PETROBRAS nesta bacia, no final dos anos 70 devido à descoberta de óleo nas bacias marginais. Isto resultou em 36 poços perfurados e 13.000 km de linhas sísmicas insuficientes para cobrir uma bacia com área de 600.000 Km² e preenchimento sedimentar de 3.000 km (dados de Góes et al. 1993).

Sendo assim projetos de geologia básica são interessantes, ainda mais no intervalo estratigráfico a ser estudado, o Mesozoico inferior, ainda não muito bem posicionado estratigraficamente devido à escassez de conteúdo fossilífero. Além disso, assim como as demais formações da Bacia do Parnaíba, esta formação não dispõe de zoneamento bioestratigráfico próprio e apresenta uma série de questões a serem respondidas em relação à litoestratigrafia. A área de estudo está localizada entre as cidades de São João dos Patos, Nova Iorque e Colinas, todas no Estado do Maranhão (fig.1), onde afloram as rochas pertencentes às formações sedimentares Corda e Pastos Bons e as rochas basálticas da Formação Sardinha.

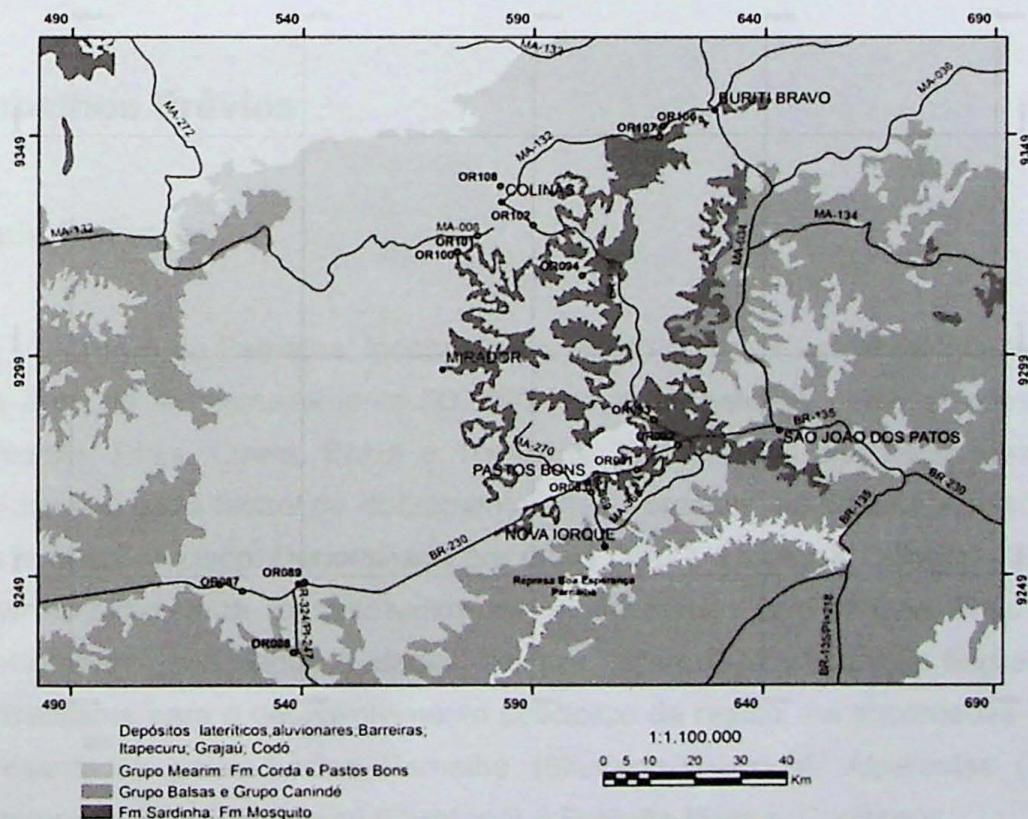


Figura 1 Localização da área, a sigla OR indica os pontos estudados.

Metas e Objetivos

O estudo sobre as unidades eomesozoicas da Bacia do Parnaíba é de grande importância para o entendimento da evolução geológica da região. Há uma carência de detalhamento sobre as formações sedimentares que compõem o Grupo Mearim, o que, possivelmente, tem contribuído para fomentar controvérsias a respeito de seu posicionamento estratigráfico. Outro fato que pode ter contribuído é a escassez de dados paleontológicos até o momento, que auxiliem no seu posicionamento cronoestratigráfico. O objetivo deste estudo é detalhar a Formação Corda, no que se refere às fácies flúvio-eólicas presentes na porção sudeste do Estado do Maranhão, permitindo assim uma melhor caracterização da formação em questão, em relação à paleoambientes, paleoclimas e proveniência sedimentar.

Importantes feições flúvio-eólicas são encontradas nas rochas da Formação Corda, ainda muito pouco detalhadas. O foco principal do trabalho foi caracterizar essas feições através de uma análise das fácies encontradas, juntamente com estudos granulométricos, de minerais pesados e petrográficos, visando à caracterização paleoambiental e trazer subsídios para a proveniência sedimentar e diagênese da Formação Corda desta região.

Trabalhos Prévios

Bacia Parnaíba

A Bacia do Parnaíba, localizada na região nordeste ocidental brasileira, ocupa uma área de aproximadamente 600.000 km² e se estende pelos estados do Pará, Maranhão, Piauí, Ceará, Bahia e Tocantins. Trata-se de uma bacia intracratônica, posicionada entre faixas de dobramentos que bordejam os cráttons Amazônico, São Luís e São Francisco. Denominada por Góes (1995) e Góes & Coimbra (1996) como Província Meio Norte, foi subdividida, em quatro bacias com gênese, estilo tectônico, preenchimento sedimentar e idades distintas, a fim de acomodar as feições tectono-sedimentares para o desenvolvimento policíclico da região. As subdivisões (fig.2) são representadas pelas bacias Parnaíba (Siluriano-Triássico), Alpercatas (Jurássico-Eocretáceo), São Luís-Grajaú (Cretáceo) e Espigão Mestre (Cretáceo).



Figura 2 Bacias da Província Parnaíba.

A Bacia do Parnaíba desenvolveu-se sobre riftes cambro-ordovicianos (p.e., Formação Mirador) e neoproterozoicos (p.e, Formação Riachão). A área de exposição das rochas desta bacia segue estruturação orientada segundo a direção NE-SW, limitadas, a norte pelo Arco Urbano Ferrer, a leste pela Falha Tauá, a sudeste pelo Lineamento Senador Pompeu, a oeste pelo Lineamento Tocantins-Araguaia, e a nordeste pelo Arco de Tocantins (Góes, 1995). Além dessas estruturas, outra importante estrutura interna presente, segundo Góes & Rossetti (2001), são os arcos Xambioá e Capim. O preenchimento da bacia (fig.3) corresponde a três ciclos transgressivos-regressivos predominantemente paleozoicos representados pelos grupos Serra Grande (Siluriano), Canindé (Devoniano-Carbonífero Inferior) e Balsas (Carbonífero Superior-Triássico?).

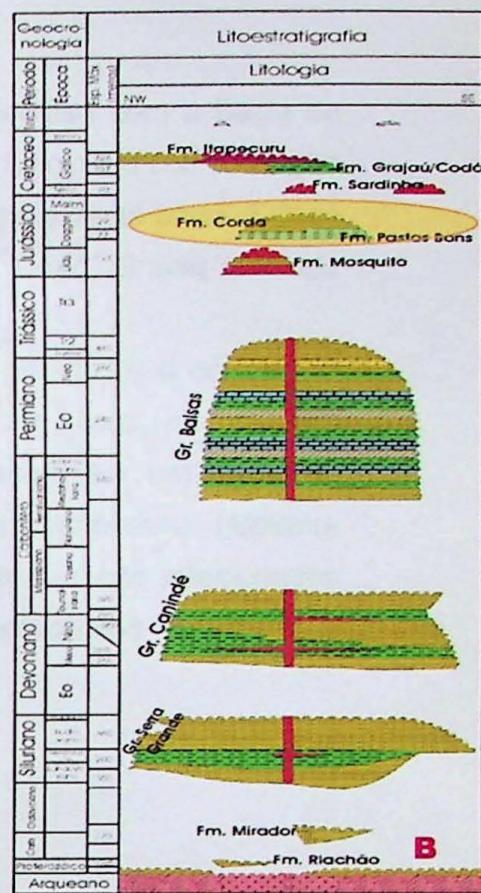
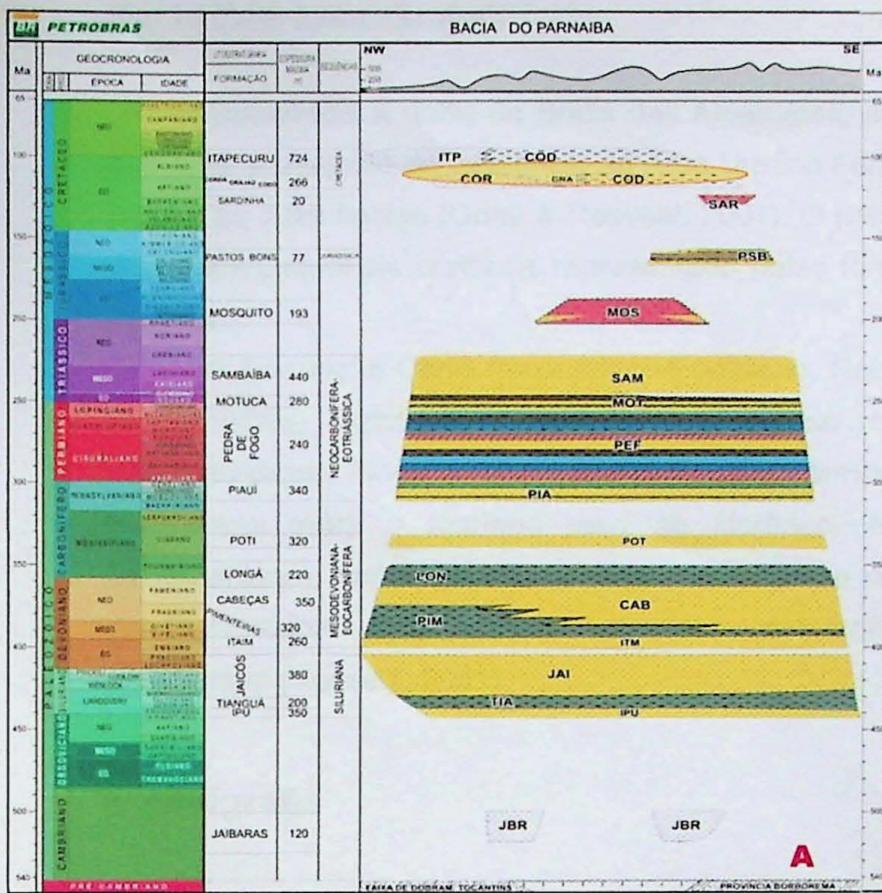


Figura 3 Cartas estratigráficas com destaque para o posicionamento estratigráfico das formações Corda e Pastos Bons: A) segundo o modelo de Vaz *et al.* (2007) e B) segundo Bizzi *et al.* (2003). Notar os diferentes posicionamento estratigráficos da Fm. Corda.

Como a posição estratigráfica da Formação Corda é ainda questionada (Vaz *et al.* 2007), para a finalidade deste trabalho serão abordados a seguir apenas as bacias das Alpercatas e Grajaú onde poderia se localizar a Formação Corda.

Bacia das Alpercatas

Denominada por Góes (1995), contendo uma área aproximada de 70.000Km² foi formada por um riftes de orientação ENE-WSW e NNE-SSW preenchidas por sequencias vulcanossedimentares jurássicas-eocretáceas compostas pelas unidades do Grupo Mearim (no sentido de Mesner & Wooldridge, 1964), as formações Pastos Bons e Corda, depositadas entre os derrames básicos das formações Mosquito e Sardinha. Esta hipótese necessita de maiores fundamentações para verificar sua validade.

Bacia São Luís-Grajaú

Localizada a norte da Bacia das Alpercatas, está conectada com a Bacia de São Luis, a despeito da existência do Arco Urbano Ferrer que funcionou como um alto interno às duas bacias (Góes & Rossetti, 2001). O preenchimento desta bacia é dado pela supersequência cretácea representado pelas formações Codó, Grajaú e Grupo Itapecuru.

A Formação Codó (Neoaptiano-Eoalbiano, Rossetti *et al.*, 2001) é constituída de folhelhos, calcários e evaporitos, que se interdigitam com os arenitos esbranquiçados, finos a conglomeráticos da Formação Grajaú, em um ambiente transicional entre o marinho raso ao litorâneo. No Grupo Itapecuru (Albiano-Cenomaniano), camadas de arenitos intercalam-se com pelitos e são relacionados predominantemente a ambientes estuarinos com ação de processos de maré e tempestade (Rossetti, 2001).

Estratigrafia

Grupo Mearim

O Grupo Mearin (no sentido proposto por Góes *et al.*, 1994) é composto pelas formações Corda e Pastos Bons que são consideradas, por diversos autores (*p.e.*, Mesner & Wooldridge, 1964; Aguiar, 1971; Góes *et al.*, 1993; Góes & Feijó, 1994; Buzzi *et al.*, 2003) como interdigitadas e sobrepostas, em discordância, ao Grupo Balsas.

Formação Pastos Bons

"Camadas Pastos Bons" foi a designação proposta por Lisboa (1935 *apud* Lima & Leite, 1978) para os folhelhos e arenitos esverdeados a marrons-avermelhados aflorantes nos arredores de sua cidade homônima. Campbell (1949 *apud* Lima & Leite, 1978) agrupa-as no conjunto Motuca-Sambaíba, atribuindo idade jurássica. Lima & Leite (1978) adotam a definição de Lisboa (*op.cit.*), porém considerando que os arenitos identificados nessa formação seriam pertencentes à Formação Corda.

A Formação Pastos Bons é constituída, em sua porção inferior, por conglomerados de composição variada dependendo dos seus estratos subjacentes, sobrepostos por arenitos esverdeados, cremes e esbranquiçados, argilosos com grãos

finos a médios, subarredondados, com níveis isolados de calcários silicificados intercalados. Em sua seção superior, predominam arenitos róseos a avermelhados, intercalados a folhelhos e siltitos róseos a cinza-esverdeado, localmente fossilíferos Aguiar (1971).

Na Formação Pastos Bons são descritas importantes ocorrências paleoictiológicas, embora não muito numerosas. São descritas duas espécies de Smionotidae (*Lepidotes piauhensis* Roxo & Löfgren, 1936) e Pleuropholidae (*Gondwana longimaxillaris* Brito & Gallo, 2002), além de uma ocorrência da família Macrosemiidae (Santos, 1974). São encontrados ainda alguns exemplares de conchostráceos, família *Limnadiidae* (Beurlen, 1954), que são pequenos crustáceos, típicos de fauna bentônica de ambientes continentais restritos, aquáticos e temporários, encontrados em amplos *playa lakes*, pântanos, pequenos lagos permanentes e em planícies costeiras. Também são descritos 85 espécies de palinomórfos nessa formação (Melo, 2006). Em função desta associação fossilífera, é atribuída a Formação Pastos Bons uma idade jurássica, admitindo-se ainda a possibilidade dessa unidade estender-se até o Eocretáceo (Pinto & Puper, 1974).

Formação Corda

Descrita originalmente por Lisboa (1914 *apud* Lima & Leite, 1978), para designar os arenitos vermelhos que ocorrem intercalados aos derrames basálticos no vale do Mearim. Esse conjunto de arenito-basalto foi denominado de "Série Mearim" (Triássico), e os folhelhos da base do Codó, chamou de "Série Grajaú" (Cretáceo).

Campbell (1949 *apud* Lima & Leite, 1978) agrupa os arenitos das séries Corda e Grajaú em um único conjunto denominando de Camadas Grajaú. Posteriormente, designou de Formação Corda os arenitos acima dos derrames basálticos e abaixo dos folhelhos Codó. Aguiar (1969 *apud* Lima & Leite, 1978) considera como Formação Corda os arenitos creme, róseos, amarronzados e cinza-arroxeados, com estratificação cruzada, laminar, com grãos de alta esfericidade, sobrepostos discordantemente aos basaltos Mosquito e Sardinha, concordantemente aos arenitos Pastos Bons, com uma espessura total superior a 150 metros.

Os depósitos desta formação são atribuídos a sistemas desértico e fluvial de alta energia. Esta ambiência torna a preservação de fósseis um evento muito raro. A despeito disso, foram encontradas pegadas registradas por Leonard (1980) e conchostráceos do gênero *Macrolimnadiopsis* (Lima & Leite, 1978). A presença do

mesmo gênero de conchostráceo que ocorre na Formação Pastos Bons é um dos argumentos utilizados para considerar ambas as unidades como cronocorrelatas.

Polêmica sobre o posicionamento estratigráfico da Formação Corda

Rezende (1997, 1998, 2002) fez uma proposição de um novo reordenamento estratigráfico das formações Corda e Pastos Bons (Fig.4), ou seja, a Formação Corda foi reinterpretada como parte da Sequência Cretácea. Esta proposição foi defendida por Vaz *et al.* (2007), onde estes autores admitem uma relação de contemporaneidade entre os depósitos das formações Corda, Grajaú e Codó. Esta três unidades deveriam ter idade neoaptiano-eoalbiano com base no conteúdo palinológico registrado na Formação Codó (Rossetti *et al.*, 2001). Dada ausência de evidências que sustente esta nova afirmação, considera-se que esta hipótese precisa ser mais bem investigada. Este não foi o objetivo deste trabalho de formatura que se concentrou na Formação Corda que aflora na porção sudeste do Maranhão.

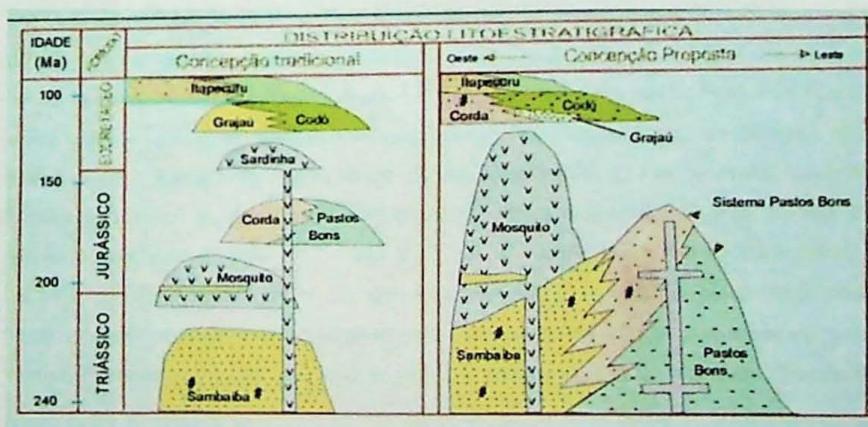


Figura 4 Reordenamento estratigráfico do Mesozoico da Bacia do Pamaíba proposto por Rezende (1998).

Desenvolvimento do Trabalho

Durante os primeiros quatro meses de trabalho (março-julho), após a delimitação da área de trabalho deste TF, a parte laboratorial teve um enfoque maior, consumindo a maior parte do tempo. Essa etapa envolveu a preparação das lâminas petrográficas (corte e impregnação de rocha) e as de minerais pesados, análise granulométrica, além de pesquisa bibliográfica e desenvolvimento da análise faciológica. Durante o segundo semestre, a ênfase foi descrição, contagem e interpretação das lâminas, integração de dados e estudos bibliográficos.

As principais dificuldades encontradas no decorrer do trabalho foram em relação às amostras coletadas que não continham concentração de pesados suficientes. Além disso, o alto grau de alteração das rochas não permitiu que os arenitos das principais fácies fossem laminados.

A seguir é apresentado o cronograma com as tarefas efetuadas durante todo o ano.

Tabela 1 Cronograma de atividades.

Atividade/Mês	Fev	Mar	Abr	Mai	Jun	Jul	Ago	Set	Out	Nov
Pesquisa bibliográfica	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X
Campo		X								
Trabalhos de escritório	X		X	X						
Análise faciológica e litosestratigráfica		X	X	X			X	X		
Análise granulométrica Separação de minerais pesados		X	X	X	X					
Preparação de lâminas		X	X	X						
Identificação e contagem dos Minerais Pesados								X	X	
Petrografia e análise de maturidade textural								X	X	
Projeto Inicial	X	X								
Relatório de Progresso					X	X	X			
Monografia								X	X	X

Materiais e Métodos

Durante o período de duração do trabalho, pode-se dividir o trabalho em 5 etapas, pré-campo, campo, escritório, laboratório e descrição das lâminas que são detalhadas a seguir:

Pré Campo - Envolveu a avaliação de trabalhos anteriores sobre o contexto geológico e os principais métodos utilizados nessa proposta ao longo de todo o projeto. Em uma etapa anterior ao campo, foi realizado levantamento de dados do Projeto Estudos Globais dos Recursos Minerais da Bacia Sedimentar do Parnaíba (Lima & Leite, 1978), com ênfase nos principais afloramentos das formações Corda e Pastos Bons, além da consulta dos relatórios da CPRM das folhas Caxias (SB-23-X-B) e Presidente Dutra (SB-23-X-C) e da Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo, na Folha Teresina (SB-23) (CPRM, 2003).

Campo - Realizado no período de 01 a 14/03/2011, em toda a área de exposição da Formação Corda, na região leste dos estados do Piauí e Maranhão. Essa etapa teve por objetivo delimitar a área de estudo e fazer a coleta dos dados e amostras para análises granulométricas, petrográficas e de minerais pesados.

Escritório – Nesta fase foram feitos levantamentos bibliográficos a respeito da geologia regional, também pesquisando trabalhos anteriores sobre a estratigrafia da bacia, paleontologia, evolução tectônica. Também foi realizada uma revisão dos principais conceitos de análise faciológica com ênfase para sistemas fluviais e eólicos utilizados para a interpretação dos dados obtidos nos afloramentos. O trabalho consistiu, através de programas de edição de imagens integrados aos dados de campo, na identificação das principais fácies encontradas nos afloramentos e delimitação dos conjuntos arquiteturais em fotomosaicos.

Laboratório – Essa etapa exigiu a maior parte do tempo proposto para o trabalho (ver cronograma de tarefas), devido à preparação das amostras obtidas em campo para as análises granulométricas, petrográficas e de minerais pesados. Todas essas tarefas foram realizadas no Laboratório de Sedimentologia e no Setor de Laminação do Instituto de Geociências da USP. A seguir é feito um detalhamento sobre a preparação das amostras.

Análise granulométrica e de minerais pesados - Durante a preparação de uma amostra para análises granulométricas e de minerais pesados é essencial que os grãos estejam totalmente desagregados. No caso de rochas, devido à litificação, é comum que as partículas estejam unidas entre si. Neste trabalho, devido o grau de alteração, as amostras apresentavam-se, em geral, com baixo grau de coesão.

Após a secagem a temperatura de 60°C, as amostras, quarteadas e pesadas, passaram pelo processo de separação das partículas finas das maiores que 0,062mm. Foi usado pirofosfato de sódio para evitar a flocação de partículas menores que 0,04mm. Como a coleta de amostras foi feita exclusivamente em arenitos depositados através de processos trativos, admite-se que a maior parte dos finos presentes na amostra provém dos processos pedogenéticos. Desta forma, o material fino colocado em suspensão foi recolhido em uma proveta na qual foi feita apenas a primeira pipetagem para contabilizar a proporção de partículas <0,062mm presentes na amostra. A deslamagem foi feita através da elutrição e a fração arenosa foi peneirada a seco em conjunto de peneiras com intervalo de 0,5Φ. A escala Φ é adotada para simplificar os cálculos estatísticos e é baseada em sistema logarítmico de base 2, que coincide com os limites adotados e simplifica a representação numérica das classes granulométricas e é definida como $\Phi = -\log_2 d$, onde d é o diâmetro em mm da partícula. Cada fração peneirada foi pesada e anotada em planilha de excell programada para calcular as porcentagens e parâmetros estatísticos (diâmetro médio, desvio padrão, assimetria e curtose). Essa escala é definida como sendo $\Phi = -\log_2 d$, em que d é o diâmetro em mm da partícula. Adotou-se para a classificação dos sedimentos a escala de Wentworth (1922 *apud* Suguio, 1973). Os cálculos foram feitos através do método analítico dos momentos de Pearson, mediante o uso do programa Momento4 - expansão.xls, desenvolvido pelo Paulo C.F. Giannini e Daniel R. Nascimento Jr.

Após isso, foi selecionada o intervalo areia muito fina (0,125-0,062mm) que foi decantado em bromofórmio (tribromoetano CHBr₃ densidade 2,89g/cm³) e o resíduo pesado foi utilizado, após a separação dos minerais magnéticos, para a montagem das lâminas com bálsamo do Canadá natural (índice de refração =1,54).

Análise petrográfica - Os afloramentos da Formação Corda apresentam alto grau de intemperismo, fato que favorece o domínio de amostras pouco consolidadas não apropriadas à confecção de lâminas petrográficas. Por isso, a preparação inicial consistiu na impregnação a vácuo com resina colorida no Laboratório de Sedimentologia (LABSED) com o impregnador a vácuo Struers Epovac. Este procedimento é usado para reconhecer o volume e geometria dos espaços porosos e,

ao mesmo tempo, conferir coesão e resistência à rocha. Além disso, esta resina destaca, pela cor, a porosidade natural, diferenciando-a dos poros eventualmente formados durante a laminação. O tablete endurecido é enviado ao Setor de Laminação para ser submetido aos procedimentos de corte e laminação.

Descrição das lâminas – Após toda a etapa de preparação no Laboratório de Petrografia Sedimentar, no Instituto de Geociências, foram feitas as contagens das lâminas de minerais pesados e petrográficas nos microscópios Axioplan2, e as fotografias foram tratadas pelo programa Leica QWin.

Os dados foram obtidos a partir da contagem de 11 lâminas, os demais pontos não obtiveram concentrações suficientes para que fosse feita a contagem. Inicialmente a contagem de 300 grãos por lâmina para uma determinação das proporções mineralógicas presentes. Como a assinatura dos minerais pesados pode ser modificada por processos deposicionais e diagenéticos, seguindo a sugestão de Morton & Hallsworth (1994), foi feita uma contagem de 100 grãos, dedicada apenas ao par zircão/rutilo das lâminas, pois ambos os minerais apresentam hábito e densidade semelhantes, são ultra-estáveis e, portanto, afetados pela segregação hidráulica e pelo intemperismo de maneira similar. Além disso, também para minimizar estes problemas, procedeu-se à análise de minerais pesados de alta resolução sobre variedades de grãos de zircão com contagem de 100 grãos/lâmina. As categorias foram estabelecidas com base nos tipos mais comuns encontrados nas lâminas, destacando as formas euédricas/subédricas das anédricas. Neste último caso, foram criadas classes de acordo com o grau de arredondamento. Além disso, cor, linhas de crescimento e grau de metamitização foram levadas em conta porque estes atributos podem ser atribuídos a zircões de idade mais antiga (Pettijohn, 1975; Mange & Maurer, 1992). As categorias definidas para este estudo encontram-se abaixo:

- Z1 Euédrico, subangulosos e incolor
- Z2 Subédrico, subarredondado a subangulosos e incolor
- Z2a Subédrico, subarredondado, colorido e metamítico com linhas de crescimento
- Z3 Anédrico, angulosos a subangulosos
- Z4 Anédrico, subarredondado a arredondado e incolor
- Z4a Anédrico, subarredondado, colorido e metamítico com linhas de crescimento
- Z5 Anédrico, alongado com relação largura comprimento 1:25

Para a descrição petrográfica foram feitas contagens de 300 pontos, para se estimar as relações arcabouço, matriz, cimento e poros, e mais 300 pontos para estimar a mineralogia, para a classificação das rochas foram adotadas as classificações de Dott (1964) e Folk (1968).

Revisão de Conceitos

Este capítulo envolve uma revisão dos principais conceitos de análise faciológica com ênfase para sistemas fluviais e eólicos, além uma revisão sobre os conceitos básicos envolvidos na proveniência sedimentar. Foi necessário um levantamento bibliográfico para um melhor entendimento de conceitos básicos na geologia sedimentar abordados nos itens a seguir:

Elementos Arquiteturais e modelos de fácie

O conceito do modelo de fácie é muito utilizado por sedimentólogos como uma ferramenta de classificação de ambientes sedimentares. Contudo, em ambientes mais complexos, com uma grande diversidade de estruturas como sistemas fluviais torna-se necessária a utilização de outras ferramentas metodológicas. Segundo Walker (1984), um elemento arquitetural pode ser definido como uma subdivisão morfológica de um sistema deposicional particular distinguido por uma assembleia de fácie, geometria e processos deposicionais.

Com base em estudos de Friend (1983), Allen (1983) e Ramos e Sopeña (1983), Miall (1985) propõe um novo enfoque para elementos arquiteturais para ambientes fluviais que possam se aplicados a todos os estilos fluviais. Com base na classificação de estruturas definidas por Jackson's (1975) de microformas, mesoformas e macroformas, Miall (1985, 1988, 1996) apresenta nove elementos arquiteturais básicos para sistemas fluviais definidos através da natureza das superfícies limitantes, superior e inferior, geometria interna e externa e escala. Estes elementos são: canais-channels (CH), barras conglomeráticas-gravelly bars e formas de leito (GB). Formas de leito arenosos sandy bedforms (SB), macroformas de acreção frontal downstream-accretion macroform (DA), depósitos de acreção lateral lateral-accretion macroform (LA), formas erosivas em depressão scour hollow (HO), sedimentos de fluxo gravitacional sedimentar gravity flows (SG), lençóis de areia

laminados *laminated sandsheet* (LS) e depósitos finos de transbordamento *overbank fines* (OF).

Modelos Deposicionais para sistemas fluviais

Sistemas fluviais são importantes feições geomorfológicas capazes de moldar o relevo de uma região. Estes sistemas se conectam diretamente a outros nas regiões de cabeceiras com os sistemas de leques aluviais e nas desembocaduras com a diminuição de sua energia gradam para sistemas deltaicos ou estuarinos, dependendo da quantidade de sedimento disponível.

Os principais fatores que controlam a morfologia de um canal (sinuosidade e entrelaçamento) estão relacionados ao aporte sedimentar, descarga, profundidade, velocidade de corrente, inclinação do terreno, cobertura vegetal e clima. Esses sistemas podem sofrer forte influência de tectônica ativa, a qual gera soerguimento, aumento de inclinação de encostas, que afeta diretamente o aporte sedimentar de um rio (Miall, 1982).

Estilos fluviais

Rios Entrelaçados: rede de canais interconectados separados por barras arenosas ou cascalhosas (Scherer, 2008), favorecidas pelo soerguimento e aumento da inclinação nas encostas, o que aumenta a disponibilidade de sedimentos grossos (Miall, 1982). Destaca-se uma variedade na hierarquia das formas de leito, desde marcas onduladas até dunas de diferentes morfologias, as quais coexistem dentro do canal. Esta multiplicidade de depósitos é consequência das constantes variações na descarga do fluxo e profundidade da lâmina d'água (Bristol, 1987 *apud* Scherer, 2008). A descarga é variável, há um domínio de carga de fundo e os bancos são facilmente erodidos.

Rios Meandrantes: canais de alta sinuosidade, alta taxa de migração lateral, pouca variação da descarga fluvial e carga mista (fundo e suspensão) (Miall, 1982). São caracterizados por depósitos marginais ao canal que são as barras em pontal e os depósitos de transbordamento (Allen, 1965 *apud* Scherer, 2008).

Rios Anastomosados: caracterizados por dois ou mais canais estáveis com sinuosidade variada, podendo ocorrer em áreas de rápida subsidência com estabilidade do canal favorecida pela cobertura vegetal (Miall, 1982). Apresentam canais profundos e estreitos, com moderada a baixa sinuosidade, domínio de carga em suspensão e consequentemente predomínio de sedimentos de granulação fina (Scherer, 2008).

Rios Retos: canal simples com margens estáveis limitados por diques marginais. Podem ocorrer na planície interdistributários de sistemas deltaicos e são comuns, com trechos de extensão reduzida de rios, geralmente controlados por sistemas de falha que encaixam o curso fluvial (Scherer, 2008).

Rios Efêmeros: são característicos de regiões semi-áridas a áridas, que se desenvolvem associados a inundações relâmpagos. Os tipos de canais formados por esses rios são variados, desde formas canalizadas até totalmente desconfinados. Transportam sedimentos de granulação variada, função da profundidade e energia da lâmina d'água. São dominados por formas de leito de regime de fluxo superior, podendo desenvolver dunas e ondulações (regime de fluxo inferior) nos estágios finais de inundaçāo.

Modelos Deposicionais para Sistemas eólicos

Ambientes eólicos atuam em regiões diversas como praias, planícies de lavagem glaciais e desertos de clima quente ou frio. As principais estruturas sedimentares presentes são divididas entre estruturas primárias e secundárias. Estruturas primárias refletem processos responsáveis pelo transporte e deposição inicial da areia, saltação, suspensão, em escala maior, e em menor escala cavalgamento, microondulações, queda de grãos, fluxos e escorregamento, e carpetes de tração, enquanto os processos secundários são estruturas sin- a pós-deposicionais, como lâminas brechadas, escape de fluidos, dobras convolutas. Para finalidade deste trabalho será abordado com maior enfoque ambiente eólico em clima desértico quente.

As principais formas na morfologia de um sistema eólico são representadas por lençóis de areia (*sand sheets*) e campos de dunas (*dune fields*). E os mecanismos geradores dessa morfologia, serão abordados mais a frente. Lençóis de areia correspondem a massas de areia em movimento formadas quando determinados fatores condicionantes impedem a formação de dunas eólicas, são eles:

predominância de sedimentos grossos, cimentação superficial, enchentes periódicas e cobertura vegetal (Kocurek & Nielson, 1986). As principais estruturas nesse depósito são laminação plano-paralela e estratificação cruzada planar de baixo ângulo (menor que 15°), com granulometria grossa relacionada ao transporte por rolamento em protodunas dômicas ou na forma de cordões lineares transversais ao vento. Como lençóis de areia podem ocorrer em outros ambientes, à identificação eólica depende do reconhecimento de marcas onduladas características da ação do vento, as quais apresentam o topo aplainado com cristas bifurcadas (Kocurek & Nielson, 1986).

Campos de dunas também são chamados de *ergs*, responsáveis pelas maiores acumulações de depósitos, com forma de leito ondulado, quase sempre assimétrica, com inclinação maior no lado do sotavento (*lee side* ou *downwind*) que do lado do barlavento (*stoss side* ou *upwind*) são subdivididos em dunas e interdunas (Giannini, 2008). Correspondem a grandes campos de areia em movimento. Com morfologia variável dependendo das direções principais do vento. Em grandes campos de dunas em ambientes desérticos pode ocorrer à formação de *draas*, uma superposição de formas de leito eólica de mesma hierarquia ou de hierarquia superior, formando megaondulações.

Interdunas são regiões dentro do campo de dunas que podem cobrir uma superfície tão grande quanto o campo de dunas, e as características principais são sobreposição de estratos sub-horizontais. Baseado nas condições de formação, as interdunas são subdivididas por Kocurek (1981) em três categorias: seco, úmido e molhado. Os campos de interdunas secas apresentam como feição característica microondulações formadas pelo vento, com laminações finas e graduação inversa. Em interdunas úmidas, após as chuvas, as partículas transportadas pelo vento são aderidas pela superfície úmida gerando estruturas de adesão, marcas onduladas de adesão (*adhesion ripples*), laminação de adesão (*adhesion lamination*), rugosidades de adesão (*adhesion warts*) e estruturas de pingos de chuva (*rain impact ripples*). Por fim, interdunas molhadas são geradas por altos índices de chuva, ou proximidade ao nível freático, podendo formar alguns canais de rios efêmeros. As estruturas mais comuns são: laminações cavalgantes, estruturas geradas pelo escape de fluidos ou sobrecarga, contorcidas ou convolutas (dobras, *ball and pillow*, laminação brechada) e marcas onduladas de corrente subaquosa (quando se formam canais efêmeros). Todas essas categorias podem ocorrem em um mesmo ambiente, dependendo unicamente das variações do clima da região.

Laminação brechadas (*brecciated laminae*) são lâminas delgadas e onduladas, com aparência irregular ou brechada, ligeiramente contorcidas em dobras suaves. A

origem pode estar ligada a fragmentação de tapetes de algas, que é reforçado pela ocorrência de estruturas de lâminas brechadas na parte lateral e central de estruturas contorcidas, se aquelas estruturas contorcidas originaram-se a partir de uma fábrica precursora fenestral associada com tapetes algáceos. Outra possibilidade seria fragmentos de crostas de sais ou de lâminas de areias cimentadas por sais, ou flocos coesivos de areia resultantes de chuvas leves ou pesadas.

Dentro do ambiente desértico existem depósitos de *regs* que correspondem a concentrações de cascalhos resultantes da deflação das frações mais finas, onde podem ser encontrados clastos facetados (ventifacts). Enquanto os depósitos de *loess* correspondem a sedimentos finos transportados com muita eficiência por grandes extensões que podem extrapolar a área da bacia e serem depositados em regiões periglaciais ou peridesértica. Mais frequentemente, nas vizinhas de ambientes glaciais, onde a moagem da rocha pelo gelo gera uma disponibilidade de sedimentos finos no sistema. Internamente, os *loess* não apresentam uma estruturação ou apenas uma laminação incipiente (Collinson, 1978).

Kocurok & Havholn (1993) classificam os sistemas eólicos, com base nos fatores que provocam a estabilização do sedimento, a posição do nível freático e sua franja de capilaridade em relação à superfície deposicional, em seco, úmido e estabilizado. Em sistemas secos, os sedimentos inconsolidados são facilmente transportados, o ambiente deposicional pode conter desde dunas isoladas que migram através do substrato até campo de dunas onde a escassez de água favorece a erosão das interdunas. Em sistemas úmidos, a presença de água diminui a capacidade de erosão das dunas, fato esse que favorece a preservação de regiões de interdunas ou até mesmo o aparecimento de *sabkhas* e outros ambientes subaquosos. Finalmente, sistema de depósito estabilizado, restrito a alguns locais, é caracterizado por agentes estabilizadores locais do terreno como vegetação, cimentação, filmes de lama e *regs*. Todos esses sistemas podem coexistir em um mesmo ambiente dependendo unicamente das condições atuantes na região.

Em um *erg*, a migração das dunas ocorre basicamente por laminationes cruzadas cavalgantes (*climbing-ripple-cross-laminations*) formando superfícies limitantes entre cada superposição das dunas. Brookfield (1977) organiza em três ordens as superfícies limitantes em depósitos eólicos, sendo as de primeira ordem aquelas de maior porte, relacionadas aos planos de cavalgamento por onde um *draa* migra. Em escala menor, as superfícies de segunda ordem são formadas pela deflação da areia durante a migração do *draa* na região do sotavento, sobrepondo sucessões de estratificações cruzadas tabulares. As superfícies de terceira ordem tem

uma escala menor e são representadas por laminationes cruzadas que truncam estruturas de segunda ordem e são descritas como sendo superfícies de reativação das dunas.

Proveniência

A proveniência tem por finalidade identificar rochas fontes, condições de clima e relevo. As principais fontes dos detritos sedimentares vêm do retrabalhamento de rochas sedimentares ou do intemperismo de rochas cristalinas (Pettijohn, 1975). Estudos de minerais pesados são de extrema importância na determinação da proveniência de areias e arenitos, devido a sua capacidade de registrar a litologia da rocha fonte (Morton e Hallsworth, 1994). Infelizmente, a assembleia mineralógica é fortemente dependente das condições de estabilidade e hidrodinâmicas dos minerais presentes no que se refere aos fatores como intemperismo, transporte, deposição e diagênese que podem alterar a abundância relativa destes minerais, sendo os mais relevantes os hidráulicos e diagenéticos (Morton e Hallsworth, 1994, 1999).

As condições hidrodinâmicas durante a deposição afetam a abundância de minerais com diferentes propriedades hidráulicas (Pettijohn, 1975). Além disso, variações na atividade hidráulica resultam em segregações de acordo com as diferentes densidades, tamanhos e formas dos minerais. Os fatores diagenéticos estão relacionados com a profundidade e fluidos intersticiais que os sedimentos estão submetidos. Estes processos pós deposicionais causam a destruição total ou parcial dos minerais devido a mudanças na temperatura, pressão ou pela acidez de águas subterrâneas (Morton e Hallsworth, 1994). Para minimizar o efeito destes fatores que modificam a assinatura da rocha mãe, Morton e Hallsworth (1994) propõem a utilização de pares de minerais com mesma resistência física e química e mesma densidade. Neste mesmo sentido, Mange-Rajetzky (1995) aponta a alternativa do estudo das variedades de minerais pesados, que denomina de análise de minerais pesados de alta resolução, especialmente útil em estudos de assembleias mineralogicamente maduras.

Resultados Obtidos

Análise Faciológica

Ao longo dos afloramentos visitados é sempre comum a ocorrência de um espesso horizonte laterítico que afetou as rochas da Formação Corda. Este palessolo e o intemperismo atual (região amazônica) provocaram a alteração parcial das rochas desta formação, o que dificultou o reconhecimento das fácies.

Adotando a proposta de Miall (1985), neste trabalho representam-se as fácies através de códigos compostos de letras maiúsculas e minúsculas com até três caracteres. O primeiro, de letra maiúscula, define o litotipo da rocha, seguido por uma ou duas letras minúsculas que indicam a sua estrutura.

Foram reconhecidos em campo dois conjuntos de fácies, um relacionado a processos subaquosos, e outro relacionado a processos eólicos (Tabs. 1 e 2). Em alguns afloramentos, estes conjuntos de fácies ocorrem associados. A seguir são descritas as características das fácies encontradas em campo.

Tabela 1: Fácies Subaquosas

Fácie		Descrição das estruturas e geometria externa.	Processo Sedimentar
Aa	Arenito com estratificação cruzada acanalada de pequeno a médio porte	Arenito fino a grosso, podendo conter seixos. Apresenta estratificações cruzadas acanaladas.	Cargas de tração em regime de fluxo inferior com migração de formas de leito 3d.
Ab	Arenito com laminação brechada	Arenito fino com lâminas delgadas e onduladas, com aparência irregular ou brechada, ligeiramente contorcidas.	Fragmentação de lâminas coesivas de areia argilosa (flocos) resultantes de chuvas leves ou pesadas.
Ac	Arenito com laminação cruzada cavalgante	Arenito fino a muito fino médio contendo concentrações de minerais pesados.	Regime de fluxo inferior envolvendo tração e suspensão.
Af	Arenito com estratificação convoluta	Arenito fino a grosso, às vezes argiloso, deformação confinada a uma camada, às vezes, envolvendo várias camadas com extensão regional.	Deformação penecontemporânea devido à fluidificação.
Ar	Arenito com estratificação cruzada recumbente.	Arenito fino a grosso, às vezes com seixo, sets de médio porte.	Deformação penecontemporânea devido a fluxo denso de alta energia.
At	Arenito com estratificação cruzada tabular de pequeno a médio porte	Arenito fino a grosso, às vezes com seixo.	Cargas de tração em regime de fluxo inferior com migração de formas de leito 2d.
Hfl	Heterolíticas	Intercalações de arenito/lamito com estruturas <i>flaserou linsen</i> .	Decantação de suspensão de finos em ambiente subaquoso de baixa energia.
Fp	Lamitos laminados	Siltito e argilito com laminações plano-paralelas, delgadas.	Decantação de suspensão de finos em ambiente de baixa energia.

Tabela 2: Fácies Eólicas

Fácies		Descrição das estruturas e geometria externa.	Processo Sedimentar
Atg	Arenito com estratificação cruzada tabular de grande porte	Arenito muito fino a médio, várias modas granulométricas com boa segregação granular e bom arredondamento dos grãos	Migração e reativação de dunas 3d.
Ap	Arenito com laminação ou estratificação plano paralela	Arenito fino, bimodalidade, boa seleção e arredondamento dos grãos. Sub-horizontal ou com mergulhos de poucos graus, partes laminação cruzada de baixo ângulo, partes com marcas onduladas.	Acreção de material em formas de leito plano devido a fluxo eólico em lençóis em regime de fluxo superior.

Fácies Subaquosas

Arenitos com estratificação cruzada acanalada (Aa)

Arenito quartzoso de cor avermelhada a creme, de granulação média a fina, bem selecionado, com grãos subarrendados. Pode ser conglomerático na base com graduação normal para o topo, com seixos dominante quartozos, na maioria angulosos, com tamanho que não ultrapassa 3 cm. A estratificação cruzada acanalada tem um porte médio, com sets de 0,5 a 0,8 m e cosets com espessuras de até 2 m. A cor avermelhada é produto da precipitação de uma película ferruginosa sobre os grãos. Essa é a fácie predominante na maioria dos afloramentos (fig. 16 e 17).

Arenito brechado (Ab)

Arenito lamoso, de cores variegadas (branca e vermelha), de granulação fina, que formam pacotes espessos de até 6 m. Esta fácie apresenta uma aparência brechada, destacada pelas cores branca e avermelhada, as quais salientam a descontinuidade da camada em pequenos fragmentos com tamanho variando entre 2 a 8 cm, o que sugere fragmentação *in situ* (fig. 6). De modo geral, a despeito do aspecto fragmentado, observa-se uma laminação plano-paralela reliquiar (fig. 7). Esta fácie grada para níveis contorcidos (Af).



Figura 6 - Arenito brechado, notar brecha destacada no círculo que grada para níveis convolucionados.



Figura 5 - Laminação plano-paralela reliquiar e na proção inferior da figura nota-se um leve dobramento regular das camadas.

Arenito com laminação cruzada cavalgante (Ac)

Arenito de cor creme, de granulação fina a muito fina, grãos bem selecionados e subarredondados, com laminações cruzadas cavalgantes supercríticas com o topo ondulado recoberto por delgada camada argilosa, o que torna melhor a visualização dessa estrutura. Os sets atingem no máximo 5 cm e a espessura desta fácie alcança aproximadamente 0,5 m. Essa fácie é observada apenas no afloramento OR 89 (Fig. 8).



Figura 7 - Laminações cavalgantes de caráter supercrítico.

Arenito com estratificação convolucionada (Af)

Arenito de colorações variegadas (creme a avermelhada), de granulação fina, grãos bem selecionados, subarredondados, com estratificação convolucionada geralmente destacada pela alternância de cores, com sets variando de 5 a 10 cm. A geometria desta fácie pode mostrar estratos contorcidos em padrão de dobramento regular, com sinclinais e anticlinais que se alternam lateralmente. Ou apresentam dobramento com padrão irregular com distribuição caótica. Esta fácie pode ocorrer associada às estruturas de sobrecarga (*load cast* fig.6) e pseudonódulos (*ball and pillow* fig.9). Comumente, observa-se que essa fácie grada para níveis indeformados (fácie Ap) até extremamente deformados (fácie Ab). As melhores exposições da fácie Af encontram-se nos pontos OR 102 e OR 108.



Figura 8 – Pseudonódulos em meio às convoluções da fácie Af.

Arenito com estratificação cruzada recumbente (Ar)

Arenito de cores creme a levemente avermelhada, com granulação média a grossa, grãos bem selecionados, subarredondados e com alta esfericidade. Pode apresentar-se conglomerático na base, com seixos quartzosos variando de 0,5 a 3 cm, angulosos (fig.10). A espessura dos estratos é da ordem de milímetros e os pacotes não ultrapassam 0,5 m de espessura (fig.11). Aparecem sempre associado à fácies Aa e as melhores exposições são encontradas nos pontos OR 93 e OR 94, na BR135 entre as cidades de Pastos Bons e Colinas.



Figura 9 - Fácies Ar com níveis conglomeráticos basais.



Figura 10 - Estratificação cruzada recumbente com set de até 0,5m.

Arenito com estratificação cruzada tabular (At)

Esta fácies é constituída de arenitos avermelhados de granulometria média a fina, bem selecionados, subarredondados, com set isolado com 0,5 m de espessura. Uma característica dessa fácies é o seu formato lenticular (fig.16). Esta fácies ocorre associada lateralmente com a fácies Aa. A melhor exposição dessa fácies foi encontrada no ponto OR 93.

Heterolíticas (Hfl)

Esta fácies é composta de intercalações arenito/lamito com estruturas heterolíticas *linsen-wavy*. O arenito de coloração avermelhada, com granulação média, grãos bem selecionados, subarredondados, com alta esfericidade apresentando acamamento ondulado. O lamito, de coloração vermelho-tijolo, ora domina na sucessão (*linsen*), ora aparece em iguais proporções com o arenito (*wavy*). Estes depósitos tem sua espessura variando de poucos centímetros, com tendência granocrescente ascendente.

Lamitos laminados (Fp)

Essa fácie é constituída de uma mistura de siltitos e argilitos (lamitos) com coloração variada (avermelhado a verde com alternância de branco) e padrão de quebra em *blocky*. A estrutura principal é a laminação plano-paralela, com lâminas milimétricas, com pacotes que atingem espessuras de até 1,90m. Esta fácie pode conter frações arenosas intercaladas milimétricas e descontínuas, *striken lamination* (fig.12) e ocorrer deformações rúpteis por diques de injeção (fig.13) e, em menor ocorrência, falhas normais (estruturas rúpteis) com rejeito de poucos centímetros em camadas centimétricas (fig.14), e estruturas dúcteis convolucionadas. Esta fácie pode ser erodida pela fácie Aa (fig. 16). Esta fácie é observada no ponto OR 93.



Figura 11 Frações arenosas intercaladas aos finos, destacados em amarelo.



Figura 12 Dique de injeção.

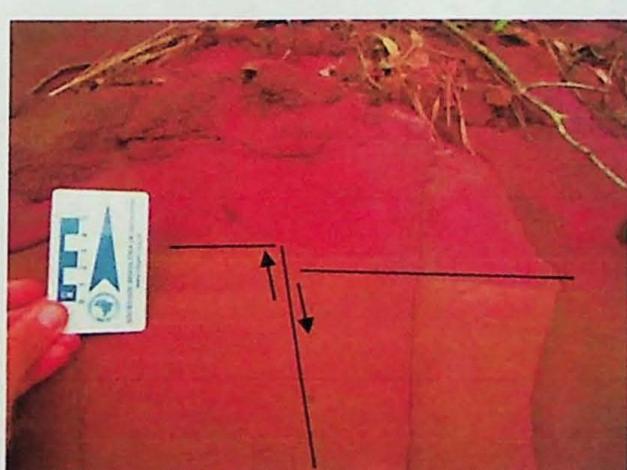


Figura 13 Falhas normais com rejeito de 2cm.

Fácies Eólicas

Arenito com estratificação cruzada de grande porte (Atg)

Arenitos de cor creme a avermelhada, de granulometria média a fina, com grãos bem selecionados, arredondados e com alta esfericidade. A estratificação cruzada tabular apresenta alto ângulo ($15 - 30^\circ$) e sets com espessura de 1,5 m e grande extensão lateral que pode alcançar 50 m de comprimento. Internamente podem ocorrer estratificações cruzadas menores com sets de cerca de 20 cm. Os melhores afloramentos dessa fácie podem ser observados nos pontos OR 108 e OR 102 entre as cidades de Colinas e Mirador.

Arenito com estratificação plano-paralela (Al)

Arenito com cores avermelhada a arroxeadas, de granulometria fina a média com bimodalidade de granulação, grãos bem selecionados, bem arredondados e com alta esfericidade. A estrutura principal é a estratificação plano-paralela que pode variar lateralmente para uma cruzada de baixo ângulo (3 a 5°), com partes podendo conter marcas onduladas de corrente, com estruturas riscos de agulha (fig.15). Quando a granulação é mais grossa, observa-se gradação inversa. Esta fácie varia muito de espessura e pode formar pacotes de até 2 m, ocorre associada à fácie Atg em contato abrupto e erosivo (fig.15).



Figura 14 Arenito com estratificação plano-paralela com estruturas de risco de agulha (*pin stripe*).

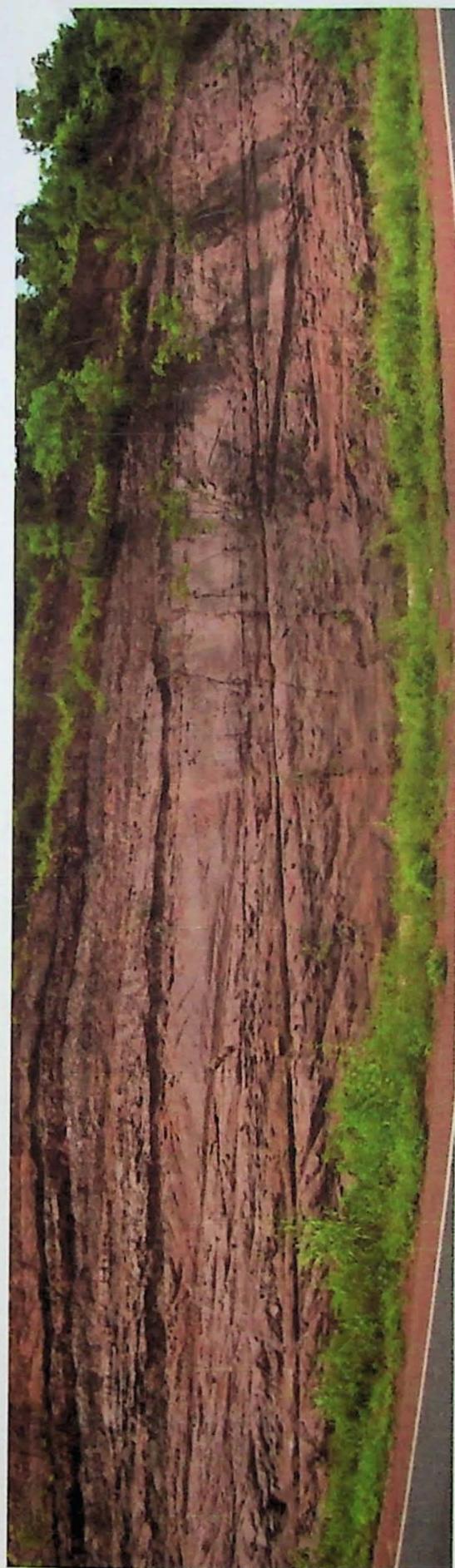


Figura 15 Fotomosaico com as principais fácies da Associação B, ponto OR-92.



Figura 16 Fotomosaico com as principais fácies da Associação B, ponto OR-93.

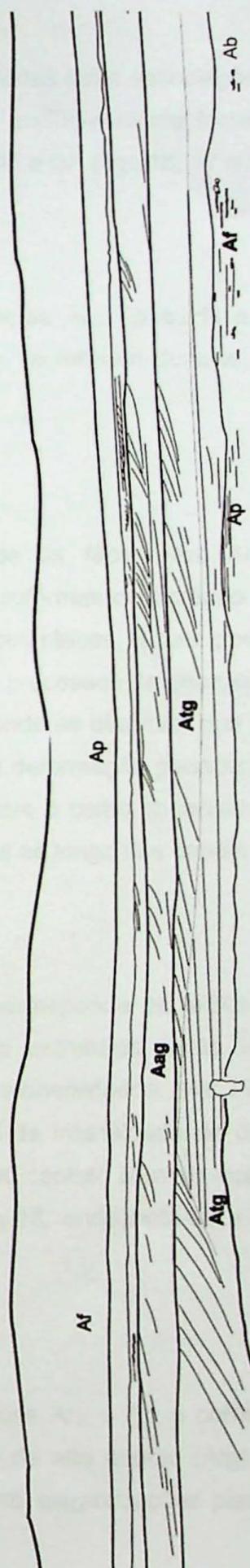


Figura 17 - fotomosaico com as principais fácies da Associação C relacionadas com a Associação D, ponto OR-108.

Associação de Fácies

As fácies (tabs.1 e 2) foram agrupadas em 4 associações (tab.3) denominadas de A-D, das quais as duas primeiras contêm exclusivamente fácies subaquosas e onde foram identificados os elementos arquiteturais OF e DA (figs.16, 17 e 18).

Associação A

Este conjunto inclui as fácies Ac, Fp e Hfl e, atribuídas a processos de decantação de depósitos finos (OF) que se formam durante o transbordamento do canal durante a fase de cheias.

Associação B

Este conjunto corresponde às fácies Aa, Ar e At, interpretadas como depósitos de canal relacionados às macroformas de acreção frontal (DA). Quando nestas fácies ocorrem, na base, níveis conglomeráticos, estes podem ser interpretados como depósitos residuais de *lag* e representam processos de energia mais alta. Esta associação é muito bem observada nas figs.16 e 17, onde se observar que a fácie Aa predomina sobre as demais, e a fácie Ar representa uma deformação penecontemporânea desta. As fácies At e Aa apresentam contatos erosivos entre si como observado na Fig. 17, e são atribuídas à migração de formas de leito depositadas ao longo dos canais dos rios.

Associação C

Esse conjunto de fácies corresponde às fácies Ab e Af, interpretado como regiões de interduna molhada, e suas estruturas estão relacionadas a deformações penecontemporâneas em sedimentos inconsolidados. Na Fig.17 observa-se que essas fácies são correlatas com variação local da intensidade de deformação. Essa associação relaciona-se com a Associação D com seu contato com as rochas da Associação D abrupta e erosiva assim como observado na Fig.18, onde nota-se a grande espessura que essa associação pode atingir.

Associação D

Este conjunto inclui as fácies Atg e Ap e corresponde à fácie tipicamente eólicas em que a estratificação cruzada de alto ângulo (Atg) se relaciona a migração de dunas em um campo de dunas, enquanto estratificações plano paralelas (Ap) podem ser

encontradas tanto em regiões de interdunas secas, molhada e úmidas, quanto em lençóis de areia (*sand sheet*). Na Fig.17 pode-se observar a grande extensão dessas dunas, na região central da foto é possível observar uma sobreposição entre dunas sendo possível definir algumas superfícies limitantes de 2^a ordem. No geral, são observadas, nos limites dos cosets estruturas planas de grande extensão que foram interpretadas como superfícies limitantes de 1^a ordem.

Tabela 3 - Associação de fácies na Formação Corda.

Associação de fácies		Processos	Elementos Arquiteturais	Subambientes
A	Ac, Fp, Hfl	Transbordamento de canal	Depósitos finos de transbordamento overbank fines (OF).	Planície de Inundação
B	Aa, Ar, At	Carga de fluxo em regime de fluxo inferior	Macroformas de acreção frontal downstream-accretion macroform (DA).	Canal
C	Ab, Af	Fluidificação de sedimentos após a deposição		Interduna seca, úmida e molhada
D	Atg, Ap	Migração de dunas e lençóis de areia		Campo de dunas e interdunas

Análise Granulométrica

A coleta de amostras para a análise granulométrica e de minerais pesados foi feita seletivamente priorizando litotipos arenosos com granulação média a fina para minimizar os efeitos da segregação hidráulica que pode alterar as assembleias de minerais pesados (Morton & Hallsworth, 1994). Por isso, das 12 fácies descritas em campo, apenas em 4 houve coleta.

As amostras dos pontos OR 86MP, OR 100MP, OR 102MP1 e OR 102MP2, OR 106 OR 107MP e OR 108MP correspondem à fácie Atg; OR 88MP, OR 92MP, OR 93MP e OR 94MP à fácie Aa; OR 87MP e OR 89MP1 à porção mais arenosa da fácie Hfl e OR 89MP2 na fácie Ac. A Tabela 4 mostra a síntese dos dados granulométricos obtidos através do programa Momento4. Estes resultados revelam que as amostras estudadas estão na faixa entre arenitos médios a finos, com grau de seleção moderado e distribuição simétrica.

Tabela 4 Síntese dos dados granulométricos de arenitos da Formação Corda.

PARÂMETROS ESTATÍSTICOS DA DISTRIBUIÇÃO GRANULOMÉTRICA (Φ_{hi})						FAIXA GRANULOMÉTRICA (%)		
CÓDIGO DA AMOSTRA	DIÂMETRO MÉDIO	DESVIO PADRÃO	ASSIMETRIA	CURTOSE	GROSSA	AREIA		MUITO FINA
						MÉDIA	FINA	
OR 86 MP	2,17	0,61	0,11	2,84	1,79	35,48	54,12	8,60
OR 87 MP	3,05	0,37	-0,40	3,47	0,00	0,39	40,24	59,37
OR 88 MP	2,64	0,54	0,26	2,13	0,03	8,11	60,48	31,36
OR 89 MP1	2,99	0,53	-0,53	3,48	0,28	2,77	45,41	51,54
OR 89 MP2	2,95	0,40	0,13	2,98	0,00	0,33	57,73	41,94
OR 91 MP	3,04	0,48	-0,55	4,02	0,14	2,12	44,61	53,13
OR 92 MP	2,73	0,59	-0,30	2,51	0,19	10,54	50,64	38,61
OR 93 MP1	2,45	0,47	-0,22	3,30	0,18	16,16	75,11	8,55
OR 94 MP	2,18	0,37	-0,05	4,64	0,27	24,85	72,90	1,98
OR 100 MP	2,00	0,64	0,72	2,98	1,68	58,05	28,40	11,87
OR 102 MP	2,95	0,78	-1,13	3,37	1,81	13,35	18,52	66,32
OR 106 MP	2,77	0,41	0,07	2,47	0,00	0,71	57,50	24,32
OR 107 MP	1,78	0,76	1,10	2,82	1,93	66,91	10,49	12,55
OR 108 MP1	1,71	0,37	1,55	8,99	0,66	89,29	8,22	1,83
OR 108 MP2	1,96	0,89	0,22	1,86	17,18	66,96	24,29	16,73
OR 102 MP2	2,01	0,54	1,27	4,14	0,10	66,96	24,29	8,64
MÁXIMO	3,05	0,89	1,55	8,99	17,18	89,29	75,11	66,32
MÍNIMO	1,71	0,37	-1,13	1,86	0,00	0,33	8,22	1,83
MÉDIA	2,49	0,54	0,08	3,62	1,73	28,24	43,21	28,60
DESVIO PADRÃO	0,46	0,15	0,69	1,66	4,50	29,93	20,32	22,9209

Modificado de Programa Momento4, de Paulo César Fonseca Giannini, IGC-USP

Petrografia

Foram selecionadas para estudo petrográfico dos arenitos da Formação Corda correspondentes aos pontos OR 91, OR 93, OR 94 e OR 100. Os demais pontos não foram amostrados, devido ao alto grau de alteração da rocha. A seguir são apresentadas as tabelas com as informações obtidas em cada lâmina.

Tabela 5 Estimativa modal de componentes.

Estimativa modal de componentes				
	Arcabouço	Cimento	Matriz	Poros
OR-91	54	15	0	31
OR-93	59	17	0	24
OR-94	57	25	0	18
OR-100	59	6	0	35

Tabela 6 Mineralogia.

Mineralogia				
	Quartz monocrystalino	Quartz polycrystalino	Feldspato	Fragments Líticos
OR 91	93	3	3	1
OR 93	95	4	1	0
OR 94	93	4	1	2
OR 100	95	4	1	0

Tabela 7 Textura.

Textura					
	Granulometria	Desvio padrão	Seleção Granulométrica	Esfericidade	Arredondamento
OR 91	400	0,50	bem selecionado	alta	arredondado
OR 93	400	0,35	bem selecionado	média	subarredondado
OR 94	200	0,60	moderado	alta	subarredondado
OR 100	400/100	0,35/0,40	bem selecionado	alta a média	arredondado

Os arenitos da Formação Corda têm como características básicas a ausência de matriz, alta porosidade e pelo menos três gerações distintas de cimentos. A mineralogia principal é composta por grãos de quartzo monocristalino, predominantemente com extinção reta, chegando a compor cerca de 90% da mineralogia da rocha, há presença de polimorfos de quartzo, principalmente calcedônia e *chert* (figs.19 e 20), que perfazem de 5% a 15% dependendo da lâmina. No mais, as lâminas apresentaram quantidades ínfimas de feldspato, por volta de 1% a 2% na lâmina. Os fragmentos líticos presentes são raros encontrados principalmente na lâmina OR 91 e OR 100, e corresponde, respectivamente, a xistos (fig.21) e arenitos (fig.22).

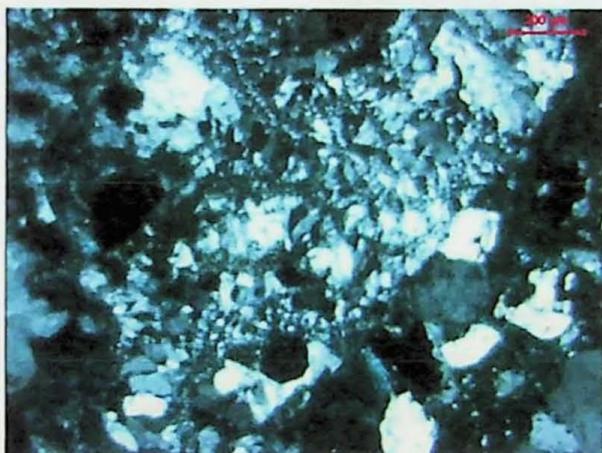


Figura 18 Calcedônia OR 91.

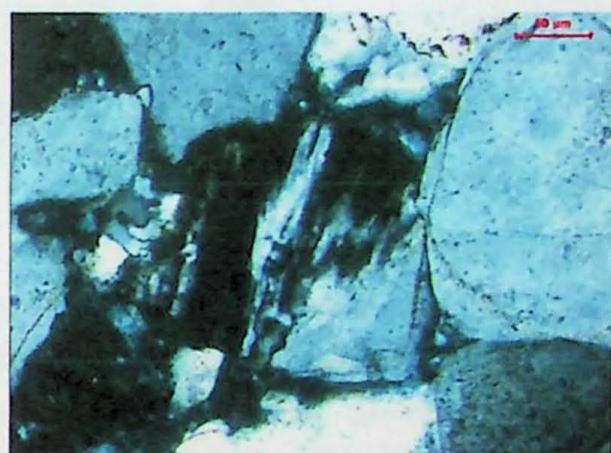


Figura 19 Chert OR 100.



Figura 21 Fragmento lítico deformado OR 91.

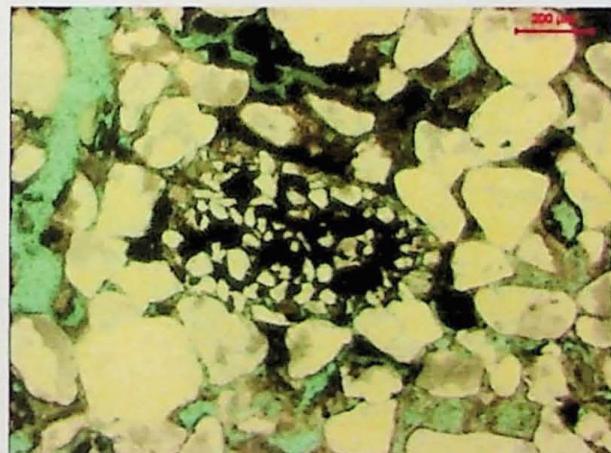


Figura 20 Fragmento litico de arenito OR 94.

No geral os grãos apresentam uma granulação média, boa seleção, com alta esfericidade e alto grau de arredondamento exceto pela lâmina OR100, que apresenta bimodalidade, com os grãos maiores de granulação média a grossa, bem selecionada, de alta esfericidade e grãos arredondados enquanto os grãos menores tem granulação fina, com boa seleção, esfericidade média e grãos subarredondados (fig.23).

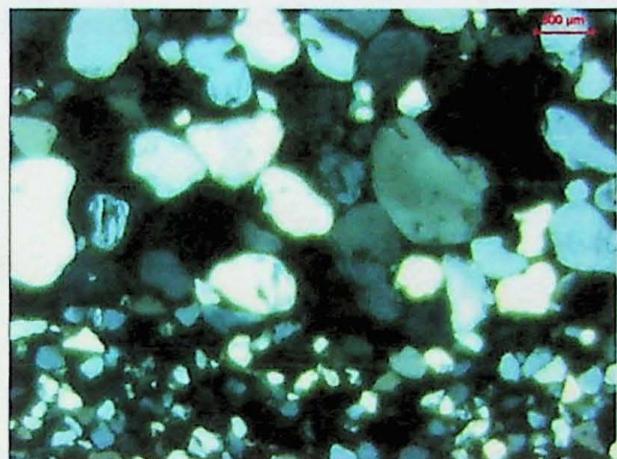


Figura 22 Bimodalidade OR 100.

Com relação ao cimento, todas as lâminas apresentam um cimento ferruginoso que envolve os grãos formando uma fina película. Posterior a esse cimento há um cimento sintaxial de quartzo e mais raramente de feldspato, mais desenvolvido na lâmina OR 91 (fig.24). O crescimento secundário é mais bem observado quando presente a película ferruginosa. Por fim, pode ocorre, outro cimento ferruginoso muito mais intenso que preenche poros e envolve os grãos (fig.25).



Figura 24 Cimento sintaxial de quartzo, notar o contato entre os cimentos OR 91.

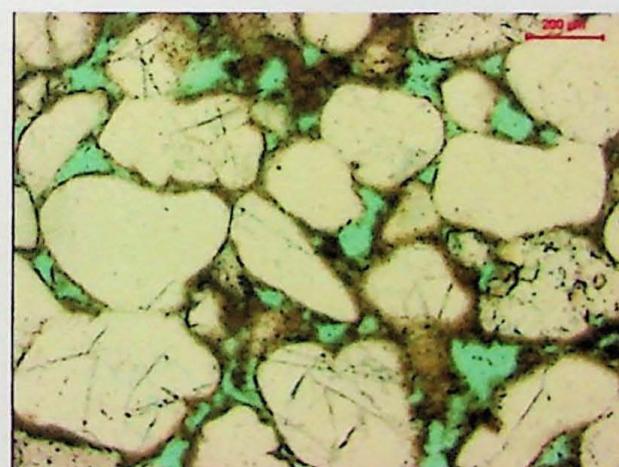


Figura 23 Cimento ferruginoso ocupando poros OR 93.

A compactação mecânica da rocha é muito bem observada quando presentes fragmentos líticos xistosos e micas grossas, que são deformados se amoldando entre os grãos (fig.21). A compactação química desenvolve graus de empacotamento variados entre aberto a fechado, com presença de contatos planares a côncavo-convexo, predominantes (fig.26). Quando a cimentação sintaxial precoce foi intensa, como verificado na lâmina OR 100, a compactação química foi inibida e os contatos entre grãos são predominantemente pontuais (fig.27).

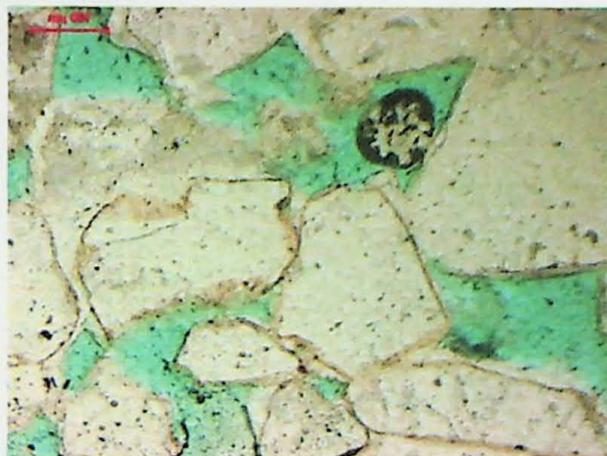


Figura 26 Contatos côncavo-convexos entre os grãos no centro da imagem OR 93.



Figura 27 Cimentação sintaxial intensa inibe a compactação química e por isso os contatos entre grãos são pontuais ou planares (centro da foto). Mais comuns são os contatos entre os cimentos OR 100.

Esses arenitos são caracterizados como supermaturos mineralogicamente, e sub a supermaturos texturalmente. Todos os arenitos são classificados como quartzo arenitos seguindo as denominações de Folk (1968) e Dott (1964).

Minerais Pesados

Após a contagem das lâminas foram obtidos os seguintes dados apresentados nas tabelas a seguir:

Tabela 8 Proporção de minerais pesados.

	Principais Minerais Pesados Transparentes (%)							
	Z	R	T	St	Gr	Ap	Ep	Sill
OR-87	56	11	28	5			Tr	
OR-88	72	5	24	Tr				Tr
OR-89 mp1	64	19	15	2				
OR-89 mp2	51	9	31	10			Tr	
OR-91	67	7	26	Tr				
OR-92	57	8	35	Tr				
OR-94	89	7	4	Tr				
OR-100	48	11	37	3				
OR-102 mp1	9	6	7	3	62	13		
OR-102 mp2	9	3	21	6	53	8		
OR-106	73	5	22	Tr				
OR-107	81	5	14	Tr				
OR-108 mp2	47	10	38	6				

Tabela 9 Índice Zircão/Rutilo. Tabela 10 Tipologia dos grãos de zircão.

Índice Zircão/Rutilo	
OR-87	13
OR-88	8
OR-89 mp1	21
OR-89 mp2	12
OR-91	13
OR-92	11
OR-94	5
OR-100	26
OR-102 mp1	38
OR-102 mp2	23
OR-106	7
OR-107	5
OR-108 mp2	17

	Classificação do Grau de Arredondamento dos Zircões (%)						
	Z ₁	Z ₂	Z _{2a}	Z ₃	Z ₄	Z _{4a}	Z ₅
OR-87	1	15	7	5	62	5	5
OR-88	1	6	4	3	70	12	4
OR-89 mp1	0	5	5	6	59	20	5
OR-89 mp2	2	7	2	8	57	14	10
OR-91	1	2	3	3	70	18	3
OR-92	0	5	4	2	65	20	4
OR-94	0	0	8	5	62	15	10
OR-100	1	2	1	4	68	20	4
OR-102 mp1	2	15	12	3	40	25	3
OR-102 mp2	1	27	10	2	27	27	6
OR-106	0	7	6	2	57	16	12
OR-107	0	11	3	2	55	19	10
OR-108 mp2	0	11	7	2	58	18	4

A assembléia mineral (tab.9) apresenta domínio de zircão e turmalina, minerais ultraestáveis, seguidos por rutilo, e secundariamente estaurolita, e, menos comumente epídoto e sillimanita. Os grãos de turmalina, em sua maioria, têm uma coloração esverdeada, formato anédrico e quase sempre bem arredondado (fig.28), por vezes prismáticos, subédricos e subarredondados com presença de inclusões (fig.29).



Figura 28 Turmalina arredondada predomina entre os pesados OR 87.



Figura 29 Turmalina prismática com inclusões OR 101.

Os grãos de estaurolita (fig.30) apresentam hábito anédrico, frequentemente alongados, angulosos e com alto grau de alteração evidenciado pelo serrilhamento de bordas e escamamento superficial.



Figura 30 Estaurolita OR 102MP2.

As únicas amostras em que se nota uma diferença na assembleia mineral são encontradas no ponto OR 102, em que as duas amostras analisadas apresentam uma predominância de granada incolor possivelmente almandina, anédrica, subarredondada e angulosa (fig.31) e, subordinadamente, apatita, sempre muito arredondada (fig.32). Nessas lâminas foram encontrados bioclastos compostos de fragmentos de ossos (fig.33), e colofânio (fig.34), fosfatos de origem orgânica. Nessas lâminas é nítida uma diminuição drástica nas quantidades de zircão, turmalina e rutilo com relação às demais amostras.



Figura 31 Granada OR 102MP2.



Figura 32 Apatitas arredondadas OR 102MP2.

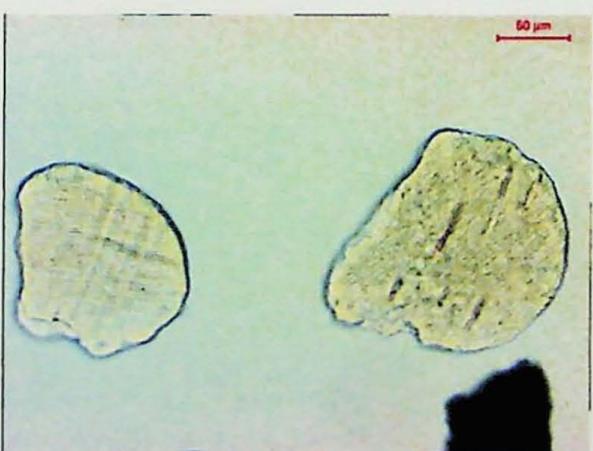


Figura 33 Bioclastos, fragmentos de ossos OR 102MP.

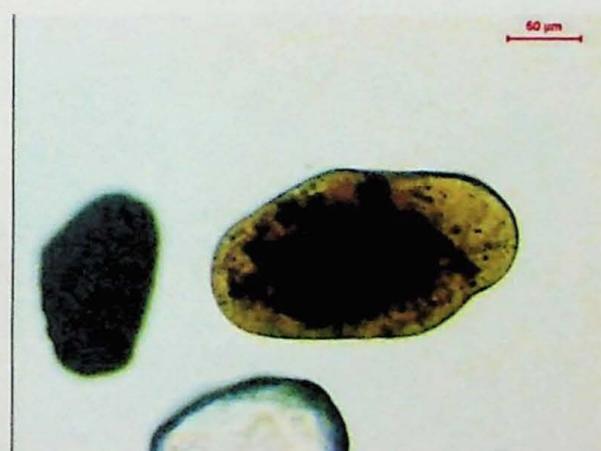


Figura 34 Colofânio OR 102MP2.

Pela análise do índice zircão/rutilo (tab.9), os valores obtidos estão concentrados próximos a um índice 6, 13 e outro acima de 20. Esse índice é importante, pois esses minerais têm propriedades e comportamentos semelhantes em relação à segregação hidráulica e diagênese, portanto sua variação é atribuída a diferenças na proveniência. Na tipologia dos zircões (tab.10), a distribuição dos tipos de zircão está concentrada nas subclasses Z_4 e Z_{4a} (fig.35). Estas categorias são características por conter grãos sub a arredondados, incolores e coloridos. Nas amostras OR 87, OR 102mp1, OR 102 mp2, OR 106, OR 107 e OR 108mp nota-se ainda uma segunda moda entre as subclasses Z_2 e Z_{2a} com zircões subédricos, subarredondados a subangulosos, coloridos ou incolores e metamíticos.

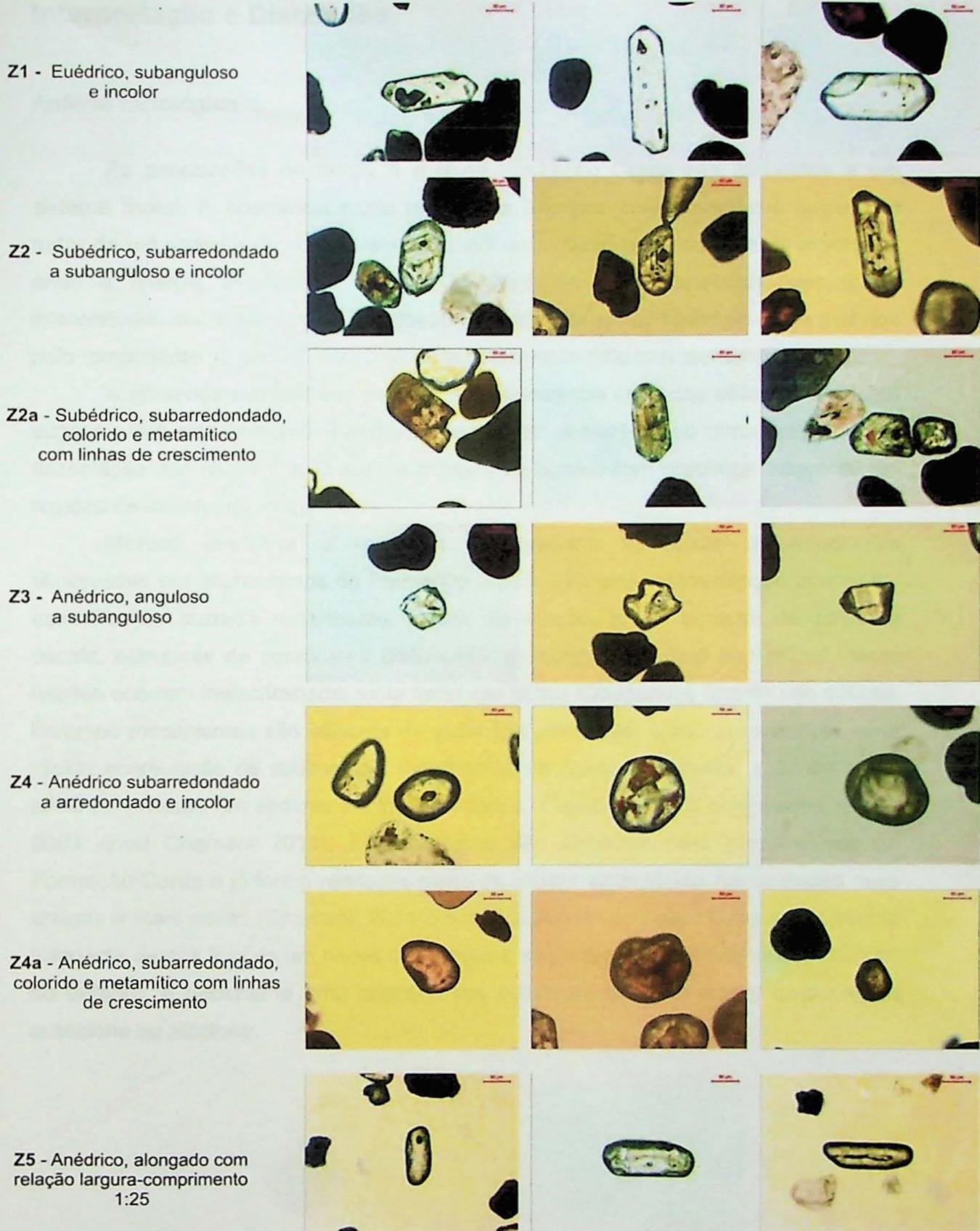


Figura 255 Tipologia dos Zircões da Formação Corda.

Interpretação e Discussão

Análise faciológica

As associações de fácies A e B da Formação Corda são atribuídas a um sistema fluvial. A ocorrência muito restrita de litótipos conglomeráticos sugere se tratar de um sistema de rios entrelaçados em uma região mais distante da montante, onde a energia de fluxo é menor. Os depósitos de finos encontrados foram interpretados como planície de inundação, depositados em períodos de cheia dos rios pelo rompimento de diques marginais ou simplesmente pelo transbordamento do rio.

A presença subordinada de finos e a abundância de fácies eólicas (Atg e Ap) sugerem que estes processos deposicionais foram operantes sob clima mais árido. A associação das fácies C e D sugere campos de dunas, com presença frequente em regiões de interdunas molhadas.

Merce destaque a presença de diversas estruturas deformacionais observadas em afloramentos da Formação Corda. São elas: estratificação convoluta, estratificação cruzada recumbente, diques de injeção, falhas normais de pequena escala, estruturas de sobrecarga (*load cast*), pseudonódulos (*ball and pillow*), estas feições ocorrem indiscriminadamente tanto nas fácies subaquosas quanto nas eólicas. Diversos mecanismos são capazes de gerar tais estruturas, como por exemplo, uma rápida acumulação de sedimentos, movimentos de águas artesianas, ação de onda, alívio de pressão em sedimentos inconsolidados, degelo de solos congelados (Owen 2003 *apud* Chamani 2011). Essas feições são descritas pela primeira vez na Formação Corda e já foram relatadas como de origem sintectônica em unidades mais antigas e mais novas (Chamani, 2011 e Rossetti 2001). No nosso caso, a ocorrência frequente destas feições em níveis confinados é sugestiva de tectônica sinsedimentar, no entanto, é necessária uma análise mais detalhada para se propor uma origem autóctone ou alóctone.

Petrografia

As amostras analisadas apresentavam um alto grau de alteração, isso pode justificar a grande quantidade de poros presentes na rocha, agentes erosivos podem ter sido responsáveis pela remoção de alguns grãos (fig.36).

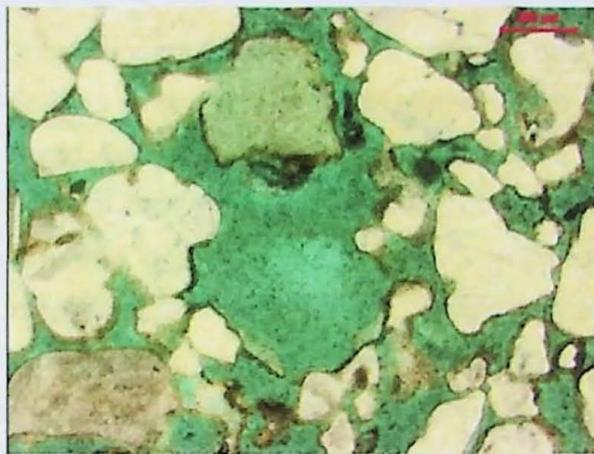


Figura 36 Poros na rocha com o formato de um grão, possivelmente removidos por processos erosivos OR 100.

Nos arenitos da Formação Corda, os cimentos apresentam fases de gerações distintas com uma cimentação primária de óxido de origem eodiagenética sendo essa película associada à formação de *red beds*, muito comuns em condições de climas áridos (Turner, 1980). Os cimentos syntaxiais são também eodiagenéticos, pois em muitas lâminas nota-se que eles são originados antes da compactação, fato esse observado pela ausência de contatos entre grãos, onde apenas os cimentos se tocam (fig.37). Como na região, são registrados espessos perfis lateríticos, o outro tipo de cimento ferruginoso tem uma provável origem telodiagenética, quando as rochas foram trazidas a superfície e expostas aos agentes intempéricos atuantes na durante o fim do Cretáceo (Rossetti, 2003).

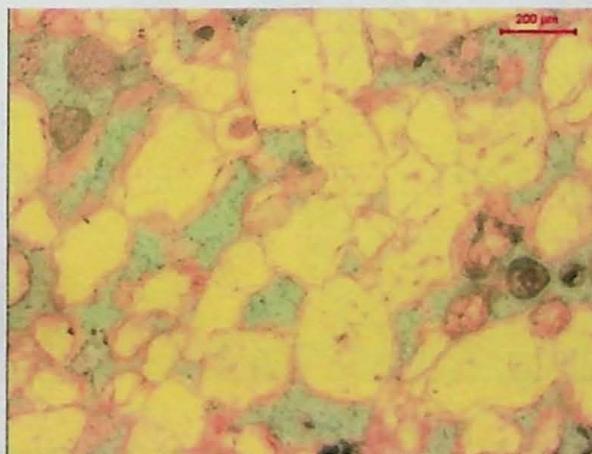


Figura 37 Visão geral da lâmina, notar para o cimento syntaxial, que impede o contato entre os os grãos OR 100.

Deformação de clastos dúcteis e presença de contatos planares e côncavo-convexos, inferem uma compactação mecânica e química que tem uma possível origem na mesodiagênese, associada a algum soterramento.

Minerais pesados

A distribuição mineralógica observada na maioria das amostras se mantém constante apresentando uma mesma assembleia mineralógica, exceto pelas amostras correspondentes ao ponto OR 102, em que claramente há uma distinção entre a mineralogia das demais. A distribuição dos valores para o índice zircão/rutilo (fig.38) em toda a área mostra três domínios diferentes. O primeiro domínio em laranja concentra os valores mais elevados (próximo 20), sendo representados pelos pontos OR100, OR102 e OR108, ambos correspondentes às fácies eólicas. O domínio em amarelo é representado pelos pontos OR94, OR106 e OR107, os quais apresentam valores baixos (5-7) para este índice e também altas percentagens de zircão (73-89 tab.8). O terceiro domínio, em azul, situados mais a sul, apresenta índices próximos a 13, correspondentes aos pontos OR87, OR88, OR89, OR91 e OR92. Estas diferenças podem ser atribuídas a mudança na proveniência.

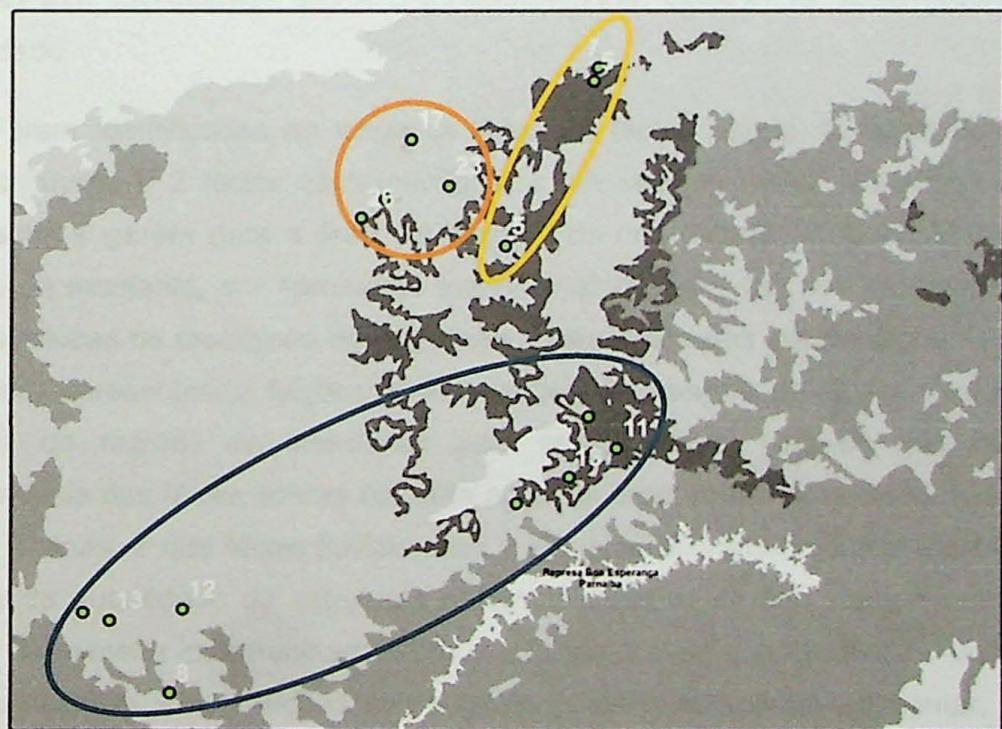


Figura 38 Distribuição do índice zircão/rutilo, agrupadas em três domínios distintos entre as amostras da Formação Corda.

Com relação à tipologia dos zircões, a conclusão que se chega é que a fonte principal dos sedimentos da área é de origem sedimentar, com retrabalhamento das rochas sedimentares preexistentes. No ponto mais a norte, OR102, pode-se notar uma contribuição na sedimentação de zircões mais subédricos, subarredondados e metamíticos. Este fato associado à presença abundante de granada e apatita, sugere outra derivação sedimentar.

Conclusão

Os arenitos da Formação Corda, em suas fácies flúvio-eólicas, que afloram na porção oriental da bacia apresentaram as seguintes características apresentadas abaixo:

No geral, esses arenitos apresentam coloração entre avermelhado e creme, na maioria dos afloramentos um grau de alteração médio a alto. A distribuição granulométrica dessas rochas concentra-se na faixa entre areia média e areia fina, com grau de seleção moderado e distribuição simétrica. Os grãos (quartzo, zircão e turmalina) têm esfericidade alta e o arredondamento varia entre subarredondado e arredondado.

Foram identificadas ao longo da área, 10 fácies sendo, 8 fácies típicas de sistemas fluviais e 2 fácies correspondente a um sistema eólico. As fácies fluviais encontradas sugerem para a área um sistema de rios entrelaçados localizado mais afastado da montante, por apresentar menor energia envolvida nos processos. Para as fácies eólicas os processos deposicionais foram operantes em condições de clima mais árido, apresentando feições características de campos de dunas com grande influência de regiões de interdunas para essas fácies. Nota-se que há uma predominância das fácies eólicas na parte norte da área, próximo as cidades de Buriti Bravo e Colinas, e das fácies fluviais mais a sul. Nos afloramentos destaca-se ainda uma grande quantidade de estruturas deformacionais de caráter rúptil e dúctil, que ocorrem de maneira indiscriminada tanto nas fácies fluviais quanto eólicas, porém em níveis confinados. Estas feições são sugestivas de tectônica sinsedimentar, porém outras origens podem ser atribuídas. Por isso, esta questão deve a ser respondida através de uma análise mais detalhadas para se atribuir uma origem autóctone ou alóctone para essas feições.

Essas rochas apresentam uma segregação granular marcante principalmente nas fácies com características eólicas. Essa segregação gera uma bimodalidade na distribuição granulométrica dessas rochas. Petrograficamente, esses arenitos são destacados pela ausência de matriz e classificados como quartzo arenitos supermaturos mineralogicamente e maturos a supermaturos texturalmente. Apresentam ainda dois tipos de cimentos ferruginosos, um primário, eodiagenético, que forma uma película que envolve a maioria dos grãos, a esse cimento é inferida uma origem eodiagenética atribuída a *red beds*, enquanto para o outro cimento ferruginoso, que ocorre como uma massa e envolve os grãos e preenche poros, uma origem telodiagenética devido a influência dos espessos perfis lateríticos que ocorrem ao longo de toda a área. Há ainda um cimento sintaxial também eodiagnéticos, que chegam a impedir o contato entre os grãos em alguns pontos. A compactação mecânica e química dessas rochas foi evidenciada pela deformação de clastos dúcteis e a predominância de contatos planares e côncavo-convexos, o que sugere mesodiagênese.

Com relação à proveniência para essas rochas, pelo menos o ponto OR102 diferencia-se das demais amostras pela grande abundância de granada e apatita, as quais não ocorrem nas demais amostras. Além disso, este fato é corroborado pela tipologia do zircão. Por outro lado, como o índice zircão/rutilo, não é afetado pelos processos deposicionais e diagenéticos, vale ressaltar que foi possível inferir três fontes diferentes. A principal fonte dessas rochas está relacionada com a reciclagem sedimentar.

Bibliografia

- Aguiar, G.A. 1971. Revisão geológica da Bacia Paleozóica do Maranhão. In: SBG, Congr. Bras. Geo., 25, Anais, v.3, p.113-122.
- Beurlen, K. 1954. Um novo gênero de conchostráceo da família *Illelmnadiidae*. DGM-DNPM. 183:1-7.
- Brookfield, M.E. 1977. The Origin of Bounding Surfaces In: Ancient Aeolian Sandstones. *Sedimentology*, 24 (3):303-332.
- Chamani, M.A.C. 2011. Tectônica Intraplaca e Deformação Sedimentar Induzida por Abalos Sísmicos: O Lineamento Transbrasiliano e Estruturas Relacionadas na Província Parnaíba, Brasil. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo. 206p.
- Collinson J.D. 1978. Deserts .In: Reading H.G. (Edit.) *Sedimentary Environments and Facies*. Blackwell Scientific Publications, p. 80-96.
- Coutinho, J.M.V.; Coimbra, A.M. 2004. *Tabela de identificação óptica de minerais transparentes em sedimentos*. São Paulo: Universidade de São Paulo, Instituto de Geociências. Manual (inédito) 18p.
- CPRM – Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais. 2003. Teresina (PI), Brasil ao Milionésimo, geológico folha SB-23. Rio de Janeiro, mapa geológico, escala 1:1000.000.
- Dott, R.H. 1964. Wacke, graywacke and matrix -What approach to immature sandstone classification? *Journal of Sedimentary Petrology*, 34:632-635.
- Folk, R. 1968. Petrology of sedimentary rocks. Austin Texas University, 170pp.
- Galehouse, J.S. 1969. Counting grain mounts: number percentage vs number frequency *Journal of Sedimentary Petrology*, 39:812-815.
- Giannini P.C.F., Assine L.M., Sawakuchi A.O. 2008. Ambientes Eólicos In: Silva, A.C.L.P., Aragão M.A.N.F., Magalhães A.J.C. (orgs.) *Ambientes de Sedimentação Siliciclástica do Brasil*. São Paulo: Beca, pp.: 72-101.

Góes, A.M. 1995. A Formação Poti (Carbonífero Inferior) da Bacia do Parnaíba. Tese de doutorado. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo. 171p.

Góes A.M. & Coimbra, A.M. 1996. As bacias sedimentares da Província Sedimentar do Meio-Norte. In: SBG, Simpósio de Geologia da Amazônia, *Bol. de Res. Exp.*, 5:86-187.

Góes, A.M. & Rossetti, D.F. 2001. Gênese da Bacia de São Luís-Grajaú, Meio Norte do Brasil. In: Rossetti, D.F; Góes, A.M.; Truckenbrodt W. (eds.) *O Cretáceo da Bacia de São Luís-Grajaú*, Belém, Coleção Friedrich Katzer, Museu Paraense Emílio Goeldi, pp.:15-31.

Góes, A.M. O.; Travassos, W.A.S.; Nunes, K.C. 1993. Projeto Parnaíba - Reavaliação da bacia e perspectivas exploratórias. Belém, Petrobrás. v.1 (relatório interno).

Góes A.M.O. & Feijó, F.J. 1994. Bacia do Parnaíba. *Bol. Geoc. Petrobrás*, 8:57-67.

Hubert, J.F. 1962. A zircon-tourmaline-rutile maturity index and the interdependence of the composition of heavy mineral assemblages with the gross composition and texture of sandstones. *Journal of Sedimentary Petrology*, 32:440-450.

Kocurek, G. 1981. Significance of Interdune Deposits and Bounding Surfaces In: Aeolian Dunes Sand. *Sedimentology*, 28:753-780.

Kocurok, G. & Havholm, K.G. 1993. Eolian Sequence Stratigraphy – A Conceptual Framework. In: Siliciclastic Sequence Stratigraphy. *American Association Petroleum Geologists*, 58:393-409.

Leonard, G. 1980. Ornithischian trackways of the Corda Formation (Jurassic) Goiás, Brazil. In: congress latino-americano de paleontología, Actas. Buenos Aires 1:215-222.

Lima, E.A.M. & Leite, J.F. 1978. Projeto Estudo Global dos Recursos Minerais da Bacia Sedimentar do Parnaíba; integração geológica-metalogenética; relatório final da etapa 3. Recife, DNPM/CPRM. 16v. il. Mapas (relatório interno).

Mange, M.A. & Maurer, H.F.W., 1992. Heavy Minerals in Colour, Chapman & Hall London, 147pp.

Mange-Rajetzky, M. A. 1995. Subdivision and correlation of monotonous sandstone sequences using high-resolution heavy-mineral analysis, a case study: the Triassic of the Central Graben. In Dunay, R.E.; Hailwood, E.A. (eds.) *Nonbiostratigraphical methods of dating and correlation*, Geology Society, **89**:23–30.

Melo, R.S.P. F. 2006. Paleoictiofauna da Formação Pastos Bons (Bacia do Parnaíba). Reconstituição Paleoambiental e Posicionamento Cronoestratigráfico. Dissertação de Mestrado, Universidade do Estado do Rio de Janeiro. 141p.

Mesner, J.C. & Wooldridge, L.C. 1964. Maranhão Paleozoic Basin and Cretaceous coastal basins North Brazil. *Bul. Ass. Petr. Geo.*, **48**:1476-1512.

Miall, A.D. 1985. Architectural-Element Analysis: A New Method f Facies Analysis Applied to Fluvial Deposits. *Earth Science Rewiews* **20**:261-308.

Miall, A.D. 1981. Analysis of Fluvial Depositional Systems. *Am Assoc Petr Geol Educ Course Notes*. **20**:75pp.

Miall, A.D. 1996. The Geology of Fluvial Deposits: Sedimentary Facies, Basin Analysis, and Petroleum Geology, Springer-Verlag, New York, 582pp.

Morton, A.C. Hallsworth, C. 1994. Identifying provenance-specific features of detrital heavy mineral assemblages *In: Sandstones. Sedimentary Geology*. **90**:241-256,

Morton, A.C. & Hurst, A., 1995. Correlation of sandstones using heavy minerals: an example from the Statfjord Formation of the Snorre Field, northern North Sea. In: R.E. Dunay & E.A. Hailwood (eds.) Non-biostratigraphical methods of dating and correlation, *Geol Soc London, Spec Publ*, **89**: 3-22.

Pettijohn, F.J. 1975. *Sedimentary Rocks*. Harper & Row, New York, 628pp.

Pinto, I.D. & Purper, I. 1974. Observations on mesozoic conchostraca from the north of Brasil. *In: SBG, Congr. Bras. Geo, 2, Anais*, p.305-316.

Reading H.G. 1978. *Facies* *In: Reading H.G. (ed.) Sedimentary Enviroments and Facies*. London, Blackwell Scientific Publications, pp.:4-14.

Rezende, N.G.S.M. 1997. *Argilas Nobres e Zeólitas na Bacia do Parnaíba; relatório final de projeto*. Belém; CPRM Informe de Recursos Minerais, Série Diversos 2, 33p.

Rezende, N.G.S.M. 1998. Reordenamento estratigráfico do Mesozóico da Bacia do Parnaíba. In: SBG, Congr. Bras. Geo., 40, Anais, v.3.

Rezende, N.G.S.M. 2002. A Zona Zeolítica da Formação Corda – Bacia do Parnaíba. Dissertação de Mestrado. Universidade Federal do Pará, 144p.

Rossetti, D.F. 2001. Evidência de Atividade Sísmica Sinsedimentar em Depósitos Cretáceos da Bacia de São Luis-Grajaú. In: Rossetti, D.F., Góes A.M., Truckenbrodt W. (ed.) O Cretáceo na Bacia de São Luis-Grajaú. Belém. Museu Paraense Emilio Goeldi, 2001. 264pp.

Rossetti, D.F. 2003. Paleosurfaces from northeastern Amazonia as a key for reconstructing paleolandscapes and understanding weathering products. In: *Sedimentary Geology*. 169: 151-174.

Santos, R.S. 1974. A idade da Formação Pastos Bons. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, Rio de Janeiro, 46: 589-592.

Selley, R.C. 1988 *Applied Sedimentology*, Academic Press, London, 446pp.

Sherer, C.M.S. 1988. Ambientes Fluviais In: Silva, A.J.C.L.P., Aragão M.A.N.F., Magalhães A.J.C. (orgs.) *Ambientes de Sedimentação Siliciclástica do Brasil*. São Paulo: Beca, 2008. p.102-128.

Silva, A.J.P.S., Lopes R.C., Vasconcelos A.M., Bahia R.B.C. 2003. Bacias Sedimentares Paleozóicas e Meso-Cenozóicas Interiores. In: Bizzi, L.A.; Schobbenhaus C.; Vidotti R. M.; Gonçalves J.H. (eds.) *Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil*, Brasília, CPRM, p.55-85.

Suguio, K. 1973. *Introdução à sedimentologia*. Ed. Edgard Blücher/Edusp, São Paulo, 317pp.

Suguio, K. 1980. *Rochas Sedimentares*. Ed. Edgard Blücher/Edusp, São Paulo, 500pp.

Turner, P. 1980. Developments in sedimentology. Continental red beds. Elsevier Scientific Publishing Company, 562p.

Vaz, P.T.; Rezende, N.G.A.M.; Wanderley Filho, J.R.; Travassos, W.A.S. 2007. Bacia do Parnaíba. *Bol. Geoc. Petrobrás*, **15**:253 – 263.

Walker R.G. 1992. Facies, facies model and modern stratigraphic concepts. In: Walker R.G. & James, N.P. (eds.) *Facies Models. Response to sea level change*.Ontário, Geological Association of Canada, p.:1-14.

Walker R.G. 2006. Facies Models Revisited In: Posamentier H. W. & Walker R.G. (Eds.) *Facies Models Revisited*. Oklahoma, SEMP. p.: 1-17.

Walker, R.G. 1992. Facies, facies models and modern stratigraphic concepts. In: R.G. Walker & N.P. James (eds.) *Facies Models- response to sea level change*, Toronto, Geological Association of Canada. p.:1-14.

