



**UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA**

**ANÁLISE DE FÁCIES, PETROGRAFIA E PALINOLOGIA DA FORMAÇÃO
PIRARA, BACIA DO TACUTU – RORAIMA**

RAÍSSA DE CASTRO OLIVEIRA

**Dissertação de Mestrado
Nº 444**

**Brasília, DF
2019**



**UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA**

**ANÁLISE DE FÁCIES, PETROGRAFIA E PALINOLOGIA DA FORMAÇÃO
PIRARA, BACIA DO TACUTU – RORAIMA**

RAÍSSA DE CASTRO OLIVEIRA

**Dissertação de Mestrado
Nº 444**

**Área de Concentração: GEOQUÍMICA
Orientador: Prof. Dr. MARTINO GIORGIONI**

Banca Examinadora: Profa. Dra. Lucieth Cruz Vieira (IG/UnB)
Prof. Dr. Rodolfo Dino (UERJ)
Suplente: Prof. Dr. Roberto Santos Ventura (IG/UnB)

**Brasília, DF
2019**

AGRADECIMENTOS

Talvez tenha aqui a tarefa mais difícil de todo esse trabalho: a de agradecer de forma justa aos professores, amigos e familiares que contribuíram de forma direta e indireta com o desenvolvimento dessa pesquisa. Se não houvesse a colaboração, a paciência e o estímulo de todas as pessoas que me cercam, não teria sido possível conciliar tantos afazeres. Foi, sem dúvidas, um esforço de todos nós.

Agradeço a Instituição de Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES), pelo financiamento à pesquisa e de bolsa de estudos. Aos laboratórios de Micropaleontologia, Laminação, Microscopia e Geocronologia do Instituto de Geociências da Universidade de Brasília, pelo desenvolvimento e realização de todas as análises. A Universidade Federal de Roraima por ter cedido todo o material da pesquisa.

A minha família (mãe e avó) que mesmo distante sempre me apoiaram e incentivaram em todas minhas decisões. Ao Henrique Chaves por todo companheirismo e confiança durante essa jornada.

A todos os integrantes da República Kikikiu: Giulia Trivelli, Márcia Caroline, Marcel Passos e Nazaré Barbosa, obrigada por esses dois anos de amizade e por serem minha família em Brasília.

Todos os amigos que fiz no IG, em especial agradeço a Lívia e o Cristian do laboratório de micropaleontologia e a Isabela Moreno do laboratório de Microsonda.

E por fim agradeço em especial ao meu orientador, Martino Giorgioni por toda paciência e dedicação ao longo desse processo, e principalmente, por compartilhar seus conhecimentos comigo.

“A tarefa não é tanto ver aquilo que ninguém viu, mas pensar o que ninguém ainda pensou sobre aquilo que todo mundo vê.” Arthur Schopenhauer.

RESUMO

A Bacia do Tacutu tem sua origem relacionada aos sistemas de *rift* que ocorreram durante o mesozoico e culminaram na abertura do Oceano Atlântico Norte. Trata-se de um hemigráben inserido no Escudo das Guianas, no norte do Cráton Amazônico. Os estudos relacionados à Formação Pirara que corresponde à fase de *rift* dessa bacia são bem escassos e pouco acurados, pois essa formação não aflora, dificultando as pesquisas científicas na área em questão. Diante desse cenário, muito se questiona a respeito da origem e ambiente deposicional dessa unidade, alguns autores defendem a hipótese que durante essa fase a bacia estaria temporariamente conectada com o mar, já outros admitem um ambiente continental-lacustre com episódios de aridez que condicionaram uma planície sabkha desértica sem influência marinha. No entanto, recentemente foram realizados furos de sondagem na região e o material coletado é o objeto de estudo do presente trabalho. O objetivo principal dessa pesquisa foi a caracterização dos aspectos faciológicos, petrográficos e palinológicos, que corroboraram nas interpretações paleoambientais ainda não definidas. Para obter tais respostas foram realizadas as análises faciológicas e petrográficas com auxílio de microscópio óptico e MEV-EDS para identificação de minerais e texturas, análise palinológica para identificação dos componentes orgânicos das fácies e análise de geoquímica orgânica com o método de COT que permitiu quantificar o carbono orgânico total da rocha. A partir desses dados foi possível identificar fácies carbonáticas e pelíticas, sendo que as últimas apresentam conteúdo de COT entre 5 a 13,7% e palinofácies compreendendo fitoclastos, palinomorfos e matéria orgânica amorfa. Esses resultados constatarem em ambas as fácies, resquícios de ambientes costeiros como as características de hipersalinidade inferida pela presença de pseudomorfos de evaporitos, possibilitando atribuir a Formação Pirara a um ambiente deposicional de playa lake.

ABSTRACT

The origin of the Tacutu Basin is related to the rift system development during the Mesozoic that culminated in the Atlantic North Ocean open. It is a hemigraben inserted on the Guianas Shield, North of the Amazon Craton. The Pirara Formation studies that corresponds to the rift phase are scarce with no precision once this formation has no outcrops, adding some difficult to the scientific research in the area. Against that background, there are some questions about the origin and the depositional environment of this unit. Some authors stand up for the hypothesis that during this phase the basin was temporary connected to the sea, others authors reported a lake/continental environment with aridity episodes that restrained a desert sabkha plan without marine influence. Recently, drilling holes were made in the region and served as study material to the present work. The main goal of this research was to characterize the faciological, petrographic and palynological aspects, which confirmed the paleoenvironmental interpretations not yet defined. To obtain more answers, the physiological and petrographic analyzes were performed with a optical microscope and SEM-EDS to identity minerals and texture and palynological analysis to identify the organic components of the facies. At last, analysis of organic geochemistry with the TOC method which allowed quantifying the results. Of total organic carbon of the rock. From these data it was possible to identify carbonate and pelitic facies, with the latter presenting TOC content between 5 to 13.7% and palinofacies comprising phytoclasts, palinomorphs and amorphous organic matter. These results obtained from both facies, remnants of coastal environments as the characteristics of hypersalinity inferred by the presence of evaporite pseudomorphs, making it possible to attribute the Pirara Formation to a playa lake depositional environment.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Fig. 1.	Mapa de localização da porção brasileira da Bacia do Tacutu com as principais vias de acesso, bem como a posição do furo RR01.....	12
Fig. 2.	Extensão do gráben do Tacutu no Escudo das Guianas, norte do Cráton Amazônico (Silva e Porsani, 2006).....	14
Fig. 3.	Mapa geológico e estrutural demonstrando falhas e fraturas da Bacia do Tacutu (Silva e Porsani, 2006).....	15
Fig. 4.	Esquema da evolução geológica da Bacia do Tacutu. (A) Fase pré <i>rift</i> , Triássico. (B) Fase pré- <i>rift</i> de resfriamento, Jurássico Superior. (C) Fase <i>rift</i> ativo, Jurássico Superior. (D) Fase <i>rift</i> resfriamento, Cretáceo Inferior. (E) Fase pós <i>rift</i> , Cenozoico. (Adaptado de Eiras e Kinoshita, 1987).....	17
Fig. 5.	Fluxograma de classificação do querogênio (Adaptado de Tyson, 1995).....	23
Fig. 1.	Área de estudo localiza-se no setor nordeste do Estado de Roraima, que abrange o município de Bonfim. O acesso é feito pelo município de Boa Vista através da rodovia federal BR-174 e estadual RR-401 que liga Boa Vista a Bonfim.....	46
Fig. 2.	Esquema da evolução geológica da Bacia do Tacutu. (A) Fase pré <i>rift</i> , Triássico. (B) Fase pré- <i>rift</i> de resfriamento, Jurássico Superior. (C) Fase <i>rift</i> ativo, Jurássico Superior. (D) Fase <i>rift</i> resfriamento, Cretáceo Inferior. (E) Fase pós <i>rift</i> , Cenozoico. (Modificado de Eiras e Kinoshita, 1987).....	47
Fig. 3.	Fácies Carbonáticas C1. (A) Laminações plano paralelas formadas por intercalações de carbonato evaporítico e lama. (B) Cavidades preenchidas por calcedônia. (C e D) Pseudomorfos de minerais evaporíticos. (E e G) Estruturas de ressecamento. (F) Minerais evaporíticos. (H) Cristais de calcita e dolomita.....	48
Fig. 4.	Análise de MEV e EDS mostrando os principais minerais das fácies carbonática C1.....	49
Fig. 5.	Fácies Pelíticas P1. (A) Laminações plano paralelas formadas por intercalações de carbonatos e níveis de matéria orgânica. (B) Cavidades preenchidas por cimento isópaco fibroso substituído por calcedônia. (C) Lente de carbonato preenchidos por querogênio. (D e F) Laminações plano paralelas truncadas por micro brechas de ressecamento preenchidas por calcita. (E) Laminações de matéria orgânica e níveis argilosos formando estruturas plano paralelas e ondulantes. (G) Laminações de matéria orgânica e carbonatos exibindo um aspecto rítmico. (H) Nódulo de evaporito substituído por sílica. (I) Níveis de matéria orgânica com laminações de carbonato. (J) Pirita antigênica e fraturas preenchidas por calcita.....	49

Fig. 6.	Análise de MEV e EDS mostrando os principais minerais das fácies pelíticas P1.....	50
Fig. 7.	Fácies Pelíticas P2. (A e G) Siltito maciço com nódulos evaporíticos substituídos por calcita. (B e H) Gretas de ressecamento preenchidas por calcita e dolomita. (C) Laminações de compactação e poros de ressecamento ou dissolução. (D e F) Siltito com cristais autigênicos de dolomita e pirita.....	51
Fig. 8.	Análise de MEV e EDS mostrando os principais minerais das fácies pelíticas P2.....	52
Fig. 9.	Fitoclastos. (A, B, C, D e E) e G) Traqueídeos bem preservados de cor marrom escuro, apresentam formas alongadas com estrutura interna visível e contorno de borda nítido, cor variando de marrom escuro a preto.....	53
Fig.10.	Palinomorfos.(A) Leiotriletes magnus, (B) Esporo trilete reticulado, (C) Díade, (D) Alisporite, (E) Tétrade de classopollis noeli, (F) Classopollis....	53
Fig. 11	Matéria orgânica amorfa. (A, B, C, D e E) apresenta com formas irregulares e arredondadas, a cor varia de marrom e marrom escuro com pequenas inclusões opacas de piritas.....	54
Fig. 12	Análise de carbono orgânico total (COT) das amostras da fácies folhelho negro.....	54

SUMÁRIO

1.	INTRODUÇÃO.....	11
1.1.	ÁREA DE ESTUDO.....	12
1.2.	OBJETIVOS.....	12
2.	GEOLOGIA REGIONAL.....	14
2.1.	GEOLOGIA DA BACIA DO TACUTU.....	14
2.2.	ARCABOUÇO ESTRUTURAL.....	14
2.3.	ARCABOUÇO TECTÔNICO-ESTRATIGRÁFICO.....	16
2.4.	FORMAÇÃO PIRARA.....	18
2.5.	CONTEXTO PALEONTOLÓGICO.....	18
3.	FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA.....	20
3.1.	ASPECTOS FACIOLÓGICOS.....	20
3.2.	AMBIENTE LACUSTRE.....	20
3.3.	PLAYA LAKE.....	21
3.4.	ESTUDO DA MATÉRIA ORGÂNICA.....	22
3.4.1.	Fitoclastos.....	23
3.4.2.	Palinomorfos.....	24
3.4.3.	Material amorfo.....	25
3.5.	CARBONO ORGÂNICO TOTAL.....	25
4.	MATERIAIS E MÉTODOS.....	26
4.1.	PREPARAÇÃO PARA MICROFÓSSEIS ORGÂNICOS.....	26
4.2.	ANÁLISE DE CARBONO ORGÂNICO TOTAL (COT)	27
4.3.	MICROSCOPIA ELETRÔNICA DE VARREDURA (MEV)	27
5.	RESULTADOS (ARTIGO).....	29
	INTRODUÇÃO.....	30
	GEOLOGIA REGIONAL.....	31
	Formação Pirara.....	32
	MATERIAS E MÉTODOS.....	33
	RESULTADOS.....	34
	Aspectos Faciológicos da Formação Pirara.....	34
	<i>Fácies Carbonática C1</i>	35
	<i>Fácies Pelítica P1</i>	35

	<i>Fácies Pelíticas P2</i>	35
	Descrição e identificação dos componentes orgânicos.....	36
	<i>Fitoclastos</i>	36
	<i>Palinomorfos</i>	36
	<i>Matéria Orgânica Amorfa</i>	37
	<i>Carbono Orgânico Total</i>	37
	DISCUSSÕES.....	38
	CONCLUSÃO.....	41
	REFERÊNCIAS.....	42
6.	CONCLUSÃO	55
	REFERÊNCIAS	56

1. INTRODUÇÃO

A bacia do Tacutu se desenvolveu por um *rift* intracontinental no Escudo das Guianas, norte do Cráton Amazônico, que encontra-se alongado na direção NE-SW, com cerca de 300 km de comprimento e 30 a 50 km de largura, situado na fronteira entre o estado de Roraima, no Brasil e o distrito de Upper Takutu- Upper Essequibo, na Guiana (Silva e Porsani, 2006).

O arcabouço sedimentar dessa bacia compreende rochas sedimentares e vulcano-sedimentares, admitindo sete principais unidades litoestratigráficas que compreendem desde o Mesozoico até o Cenozoico: as Formações Apoteri, Manari, Pirara, Tacutu e Serra do Tucano, de idade Mesozoica (Eiras et al., 1994) e as Formações Boa vista e Areias Brancas, de idade Cenozoica (Reis et al, 2002).

Apesar da escassez de dados científicos que corroboram com a origem da bacia, alguns autores admitem que a sucessão se formou em um ambiente continental-lacustre durante o Jurássico. Entretanto, há também a hipótese que a origem dessa bacia está associada a uma invasão marinha no início do Cretáceo inferior, correlacionado aos sistemas de *rifts* na atual região do Caribe, cuja abertura propagou-se e evoluiu para formação do Oceano Atlântico Norte (McConnell, 1969). Até então os dados existentes não confirmam definitivamente nenhuma das hipóteses.

A formação Pirara corresponde a fase *rift* da bacia e compreende litologias pelíticas e evaporíticas que se depositaram sob condições de clima árido, em ambientes de circulação restrita semelhantes às planícies de sabkhas, ou mesmo, marinhos (Eiras et al., 1994). Estes autores enfatizam a hipótese que o gráben pode ter estado temporariamente conectado ao mar. Contudo, os trabalhos científicos que abordam esse tema são escassos e não possuem acurácia devido à falta de incentivo de pesquisa na região, além da unidade em questão não aflorar na porção brasileira.

Recentemente foram realizados furos de sondagem na área de estudo que correspondem com a Formação Pirara, objeto de estudo do presente trabalho. Ao todo são 51 amostras de testemunho do furo RR01, tratando-se de rochas pelíticas e carbonáticas. Destaca-se no material pelítico sucessões de folhelhos com muita matéria orgânica e pirita. Esses dados preliminares instigaram a realização de uma integração das análises litofaciológicas, petrográficas, palinológicas e de geoquímica orgânica, afim de caracterizar com mais detalhe as fácies da Formação Pirara e analisar as variações do ambiente sedimentar.

Tendo em vista as considerações apresentadas, este trabalho procura descrever as fácies sedimentares e orgânicas, interpretando seus processos formadores na busca de uma adequada compreensão paleoambiental da Formação Pirara.

1.1. ÁREA DE ESTUDO

A área estudada localiza-se no setor nordeste do Estado de Roraima, que abrange o município de Bonfim. O acesso é feito pelo município de Boa Vista através da rodovia Federal BR-174 e Estadual RR-401 que liga Boa Vista a Bonfim (Fig. 1).

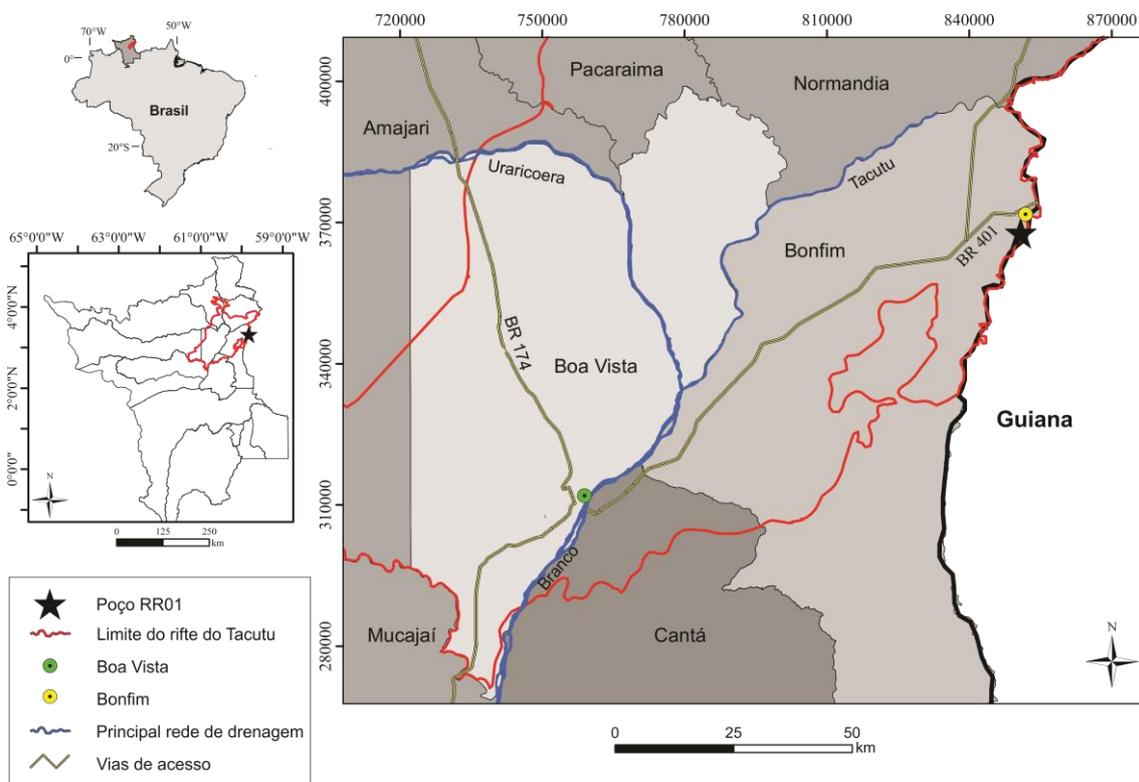


Fig.1. Mapa de localização da porção brasileira da Bacia do Tacutu com as principais vias de acesso, bem como a posição do furo RR01.

1.2. OBJETIVOS

Esse trabalho tem como objetivo principal caracterizar as fácies sedimentares e orgânicas da Formação Pirara, possibilitando uma melhor definição dos aspectos paleoambientais e dos processos deposicionais da área estudada. Os objetivos específicos são:

- Descrever as características texturais macroscópicas e microscópicas das amostras de testemunho;
- Caracterizar as fácies orgânicas descritas nas sucessões pelíticas;
- Interpretar o ambiente deposicional da Formação Pirara.

2. GEOLOGIA REGIONAL

2.1. GEOLOGIA DA BACIA DO TACUTU

A Bacia do Tacutu é formada por um sistema de hemigráben Mesozoico inserido no Escudo das Guianas ao norte do Cráton Amazônico, situado na fronteira entre o estado de Roraima, no Brasil, com uma área de 5.280 km², no Distrito de Upper Takutu – Upper Essequibo, na Guiana, com cerca de 7.190 km². No lado brasileiro apresenta cerca de 300 km de comprimento e 30 a 50 km de largura, totalizando aproximadamente 12.500 km² alongada na direção NE-SW (Fig. 2) (Eiras e Kinoshita, 1990; Vaz et al., 2007).

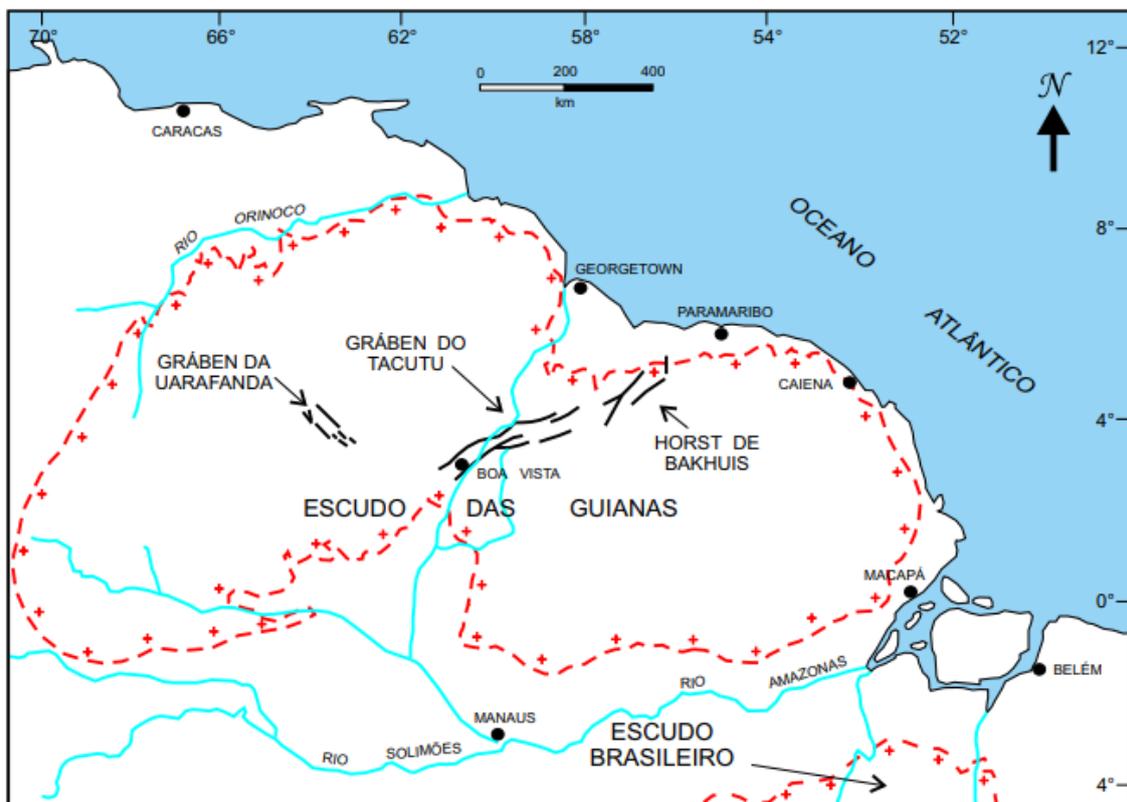


Fig. 2. Extensão do gráben do Tacutu no Escudo das Guianas, norte do Cráton Amazônico (Silva e Porsani, 2006).

2.2. ARCABOUÇO ESTRUTURAL

O *rift* intracontinental do Tacutu se instalou na província geocronológica Maroni-Itacaiúnas (NW-SE) de Tassinari e Macambira (2004), que corresponde ao embasamento formado por rochas arqueanas que foram retrabalhadas durante o Ciclo Transamazônico

submetidas a metamorfismo de alto grau (Eiras e Kinoshita, 1987, 1990). Na porção brasileira, as rochas vulcânicas do Grupo Surumu (1977 Ma) e os granitoides da Suíte Intrusiva Pedra Pintada (1958 Ma), condizem com o limite norte do hemigráben (Eiras e Kinoshita, 1990), e são correlacionáveis ao evento vulcano-plutônico Orocaima, interpretado como pós-colisional e relacionado à desestabilização dos orógenos transamazônicos (Reis, 2003).

Enquanto que as rochas metassedimentares do Grupo Cauarane (<2038 Ma), charnockitos da Suíte Intrusiva Serra da Prata (1740 Ma) e as rochas graníticas da Suíte Intrusiva Mucajaí (1512 Ma) delimitam a porção sul, sendo a última indicadora cinemática nas zonas miloníticas que registram transpressão dextral. De acordo com Fraga (2002), as principais zonas foram reativadas em níveis crustais rasos em ambiente rúptil durante a evolução do hemigráben do Tacutu. Conforme Eiras e Kinoshita (1987, 1990), o *rift* intracontinental do Tacutu é constituído por dois meios-grábens assimétricos, limitados por falhas normais e rotacionais (Fig.3).

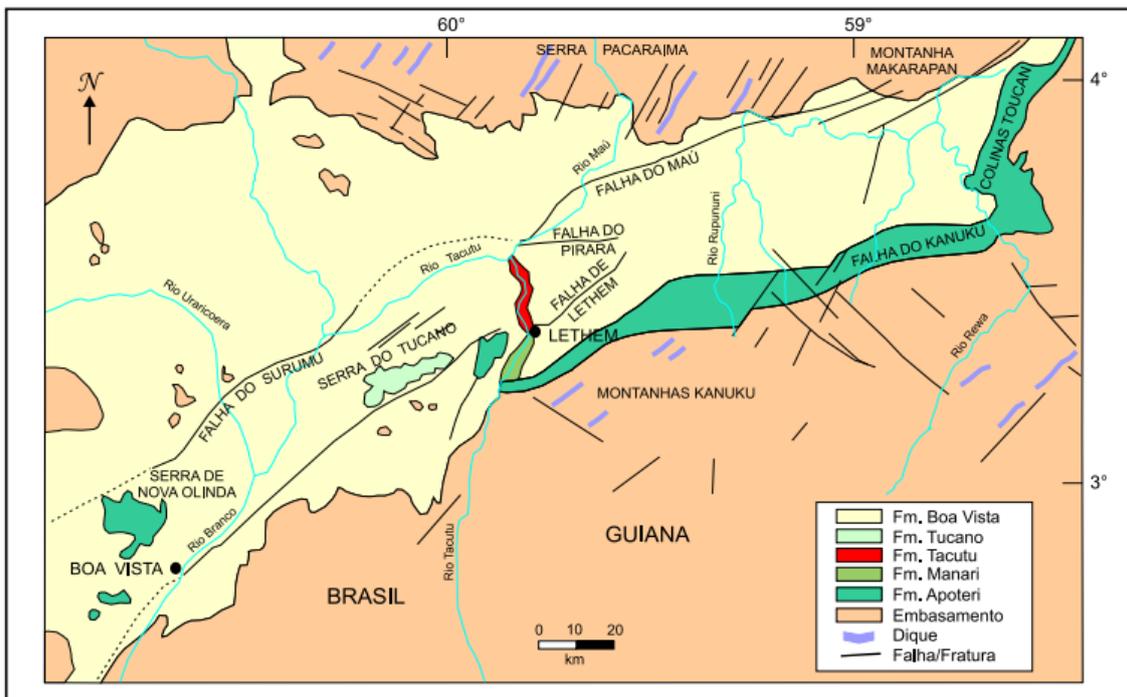


Fig. 3. Mapa geológico e estrutural demonstrando falhas e fraturas da Bacia do Tacutu (Silva e Porsani, 2006).

O primeiro meio-gráben abrangem toda a porção brasileira da bacia e parte da guianense, estendendo-se desde o limite sudoeste na Serra de Nova Olinda (Brasil), até o arco Savanas do Norte (Guiana). Possui acentuado mergulho e é limitado pela falha do

Surumu/Pirara a noroeste e pela falha de Lethem, a sudeste (Eiras e Kinoshita, 1987, 1990). Enquanto que o outro meio-gráben compreende apenas a parte restante da porção Guianense. Estende-se desde o arco Savanas do Norte até o limite nordeste da bacia (Colinas de Toucan), sendo limitado pelas falhas normais do Maú, a noroeste e a do Kanuku, a sudeste (Eiras e Kinoshita 1987, 1990).

Segundo Eiras et al., (1994), as feições mais significativas na porção brasileira são falhas normais relacionadas a eventos da abertura do Atlântico Norte que ocorreu no Mesozoico, e falhas transtensionais, transpressionais e lístricas correlacionáveis a tectônica transcorrente do Mioceno.

Na porção Guianense, estruturas semelhantes também são relatadas, além de arqueamentos regionais e estruturas “em flor” positiva, correlacionáveis a eventos modificadores transcorrentes pós Mesozoicos. A origem desses esforços é relacionada às complexas interações entre a placa continental da América do Sul e as oceânicas de Nazca e do Caribe (Eiras e Kinoshita, 1988; Mendiguren e Richter, 1978).

2.3. ARCABOUÇO TECTÔNICO-ESTRATIGRÁFICO

A evolução tectono-sedimentar da Bacia do Tacutu segundo Eiras e Kinoshita (1990) é dividida em três fases: *pré-rift*, *rift* e *pós-rift* (Fig. 4).

A fase *pré-rift* pode ser subdividida em efusiva e de resfriamento, envolve basaltos do Jurássico das Formações Apoteri, e os siltitos de ambiente lacustre da Formação Manari (Eiras e Kinoshita, 1990). Na fase efusiva, o *pré-rift* compreende o evento magmático que afetou todo o Cráton no Mesozoico durante a abertura do Oceano Atlântico. Na Bacia do Tacutu, o processo ocorreu sob a forma de efusão de fissuras, gerando sucessivos derrames (Berrangé e Dearley, 1975). Nessa fase não houve estiramento mecânico segundo dados sísmicos. O mais provável seria uma ascensão astenosférica seguida de soerguimento, consumo da base da litosfera e efusão fissural. A espessura constante do pacote vulcânico reforça a ideia de que a bacia não foi compartimentada nessa fase. Os derrames basálticos passaram por um efeito flexural contínuo capaz de acomodá-los devido à sobrecarga vulcano-sedimentar.

A fase de resfriamento *pré-rift* que sucede a fase efusiva, compreende a fase de subsidência térmica que foi suficiente para formar um grande lago que acomoda quase 300 m de clásticos finos da Formação Manari, cujos sedimentos são considerados os melhores geradores da bacia (Eiras e Kinoshita, 1990).

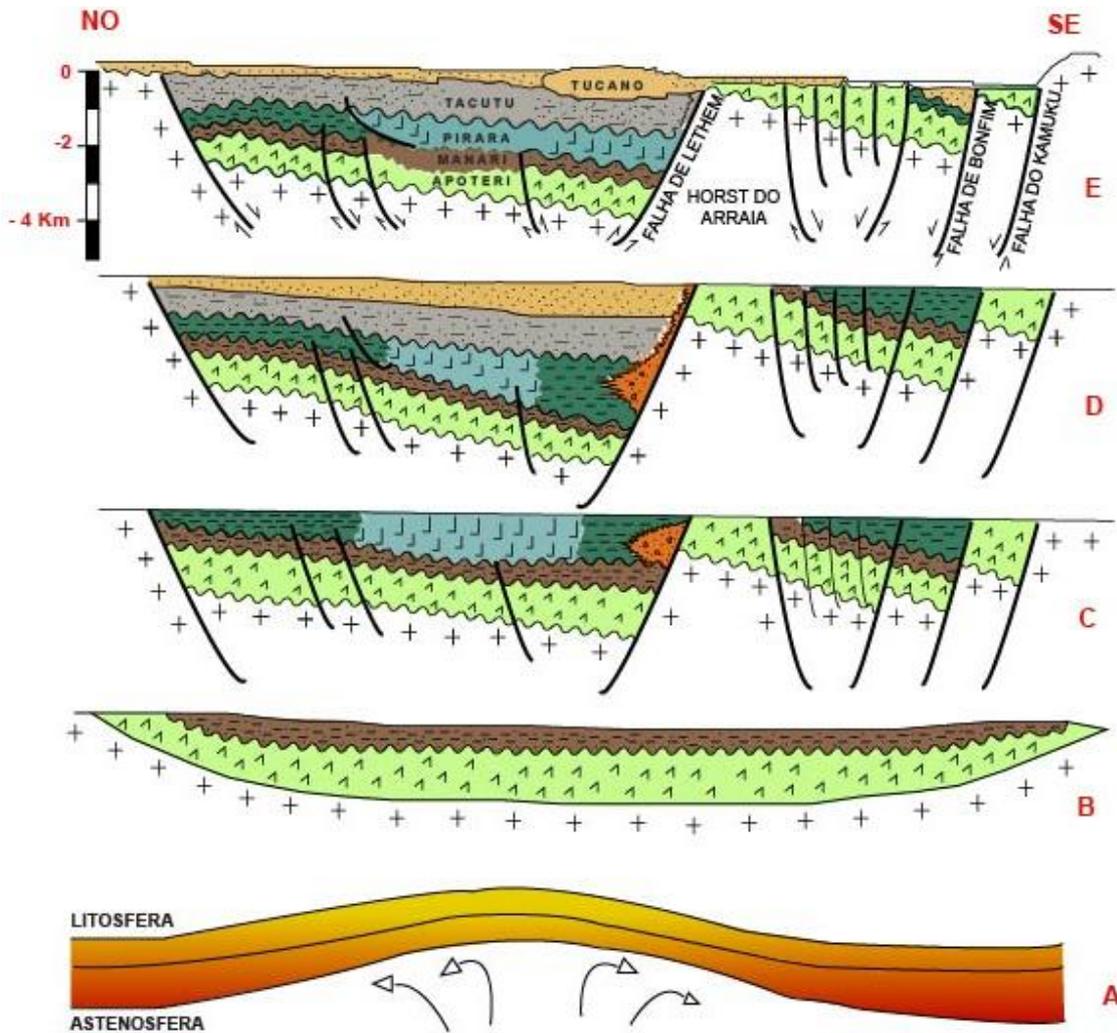


Fig. 4. Esquema da evolução geológica da Bacia do Tacutu. (A) Fase pré *rift*, Triássico. (B) Fase pré-*rift* de resfriamento, Jurássico Superior. (C) Fase *rift* ativo, Jurássico Superior. (D) Fase *rift* resfriamento, Cretáceo Inferior. (E) Fase pós *rift*, Cenozoico. (Adaptado de Eiras e Kinoshita, 1987).

A fase *rift* ativo é caracterizada pela Formação Pirara, e por leques de borda no sudeste da bacia de idade Jurássico Superior corresponde a um afinamento crustal causado por estiramento mecânico, que culminou com as atividades das grandes falhas normais das bordas da bacia e as unidades da fase pré-*rift*, que cobriam uma área maior que o atual gráben, sendo falhadas e que ficaram preservadas no interior do *rift*, ou em degraus de falhas escalonadas (Eiras e Kinoshita, 1990).

A fase *rift* de resfriamento compreende a diminuição gradativa do estiramento crustal, e posterior assoreamento e formação do *rift*. Essa fase é representada pelos sedimentos clásticos de ambiente aluvial e deltaico das Formações Tacutu e Serra do Tucano, além de possíveis leques de borda. É no momento do final do Albiano em que a área adquiriu relativa estabilidade, coincidindo com o final da abertura da parte

meridional do Atlântico Norte. No Neógeno (Mioceno), a Bacia sofreu transcorrência que afetou toda a seção vulcano-sedimentar e mesozoica, resultando na formação de dobras e na reativação de antigos falhamentos. Os deslocamentos transcorrentes ao longo das antigas falhas ocorreram devido à complexa interação convergente entre as placas oceânicas de Cocos, Nazca e Caribe, e a placa continental da América do Sul (Eiras e Kinoshita, 1987). Por fim, a fase pós-*rift* corresponde aos depósitos Neógenos que se encontram na porção superior da Bacia englobando a Formação Boa Vista, que segundo Eiras e Kinoshita (1990), restringe-se ao hemigráben na porção Guianense e ultrapassa estes limites em território brasileiro.

2.4. FORMAÇÃO PIRARA

A Formação Pirara foi depositada no Jurássico Superior e está sobre a Formação Manari de forma discordante e lateralmente com os leques da borda sudeste. Pode chegar a quase 1.000 m de espessura, sendo constante ao longo de toda a bacia (Eiras et al., 1994). Considera-se que a deposição das rochas da Formação Pirara se deu sob condições de clima árido, em ambientes de circulação restrita, semelhantes às planícies de sabkhas, ou mesmo, marinhos (Eiras et al., 1994).

O contexto litológico dessa unidade caracteriza-se por halita hialina acinzentada por vezes acastanhada, grossa, argilosa, intercalados com folhelhos acinzentados a acastanhados, margosos, piritoso, juntamente com pseudomorfos de gipsita que na maioria das vezes é substituída por anidrita. A fácies argilocarbonática consiste de folhelho acinzentado a acastanhado, anidrítrico; siltito acinzentado, também anidrítrico; calcissitito cinza escuro, dolomitizado (Costa e Lima, 1981). Os evaporitos são contemporâneos aos sais depositados no mar do Caribe e no Atlântico Central, sugerindo que o gráben pode ter estado temporariamente conectado ao mar Jurássico situado a nordeste (Vaz et al., 2007).

2.5. CONTEXTO PALEONTOLÓGICO

Os primeiros estudos paleontológicos na Bacia do Tacutu, foram realizados por Hammen e Burger (1966) em território Guianense na Formação Tacutu, durante os anos 1964 e 1965 a partir da perfuração de poços ao longo do rio Rewa, cujo principal objetivo era à coleta de amostras para análise fóssilífera. Os autores constataram que todas as

amostras continham uma porcentagem significativa de grãos de pólen classificados taxonomicamente como pertencentes à flora *Classopollis*, que encontravam-se bastante carbonizados e não tão bem preservados. Ainda segundo esses autores, a abundância de pólen *Classopollis* é indicativo de ambiente de águas costeiras ou próximo à costa.

Crawford et al. (1984) descrevem a ocorrência de diatomáceas e da flora *Classopollis* para a Formação Pirara, sendo que a última também ocorre na Formação Manari. É importante ressaltar que até então não há estudos de registro fósseis para as unidades estratigráficas Manari e Pirara em território brasileiro, pois estas formações não afloram no Brasil o que dificultam trabalhos acadêmicos nessas áreas.

Na porção brasileira, o primeiro trabalho de cunho paleontológico, foi realizado por Souza e Sampaio (2007), na Formação Serra do Tucano. São registros de icnofósseis, que correspondem a inúmeras marcas, ou rastros aleatórios de organismos, possivelmente artrópodes, que se deslocavam sob uma superfície de lama em busca de alimentação ou abrigo. Com base nessas informações, foi inferido um possível ambiente de águas calmas, ou até, mesmo um paleomangue.

3. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

3.1. ASPECTOS FACIOLÓGICOS

O conceito de fácies é definido por um conjunto particular de atributos sedimentares característicos: litologia, textura, grupo de estruturas sedimentares, conteúdo fóssilífero, cor, geometria e padrão de paleocorrentes, entre outros (Borghini, 2000) Uma fácies é produzida por um ou vários processos operantes em um ambiente deposicional, embora, a aparência dela possa ser consideravelmente modificada pelos processos diagenéticos pós deposicional.

No entanto, a caracterização de uma fácies nada mais é do que um recurso classificatório de sedimentos ou de rochas sedimentares, sem parâmetros preestabelecidos na ponderação de seus atributos, e aplicado em função de fatores limitantes como o objetivo do estudo, a escala de trabalho, o tempo disponível e os atributos faciográficos presentes (Walker, 1984).

Sua importância, além de ser elemento de descrição de uma sucessão sedimentar, reside na sua interpretação genética em conjunto com outras fácies, o que permite a interpretação paleoambiental. Mas isto só é possível se houver a interpretação de uma relação autoconsciente de interdependência genética entre elas; ou seja uma relação de fácies.

3.2. AMBIENTE LACUSTRE

Ambientes lacustres são corpos d'água sem conexão direta com o mar, onde a formação depende da existência de uma depressão na superfície da terra e de um balanço hidrológico favorável (Esteves 1988).

A água dos lagos pode variar de doce a hipersalina em função de uma série de fatores, dentre os quais se destacam a composição das rochas na área de drenagem e o balanço hidrológico do lago. Ao contrário dos sistemas marinhos, onde os íons cloreto (Cl) e sódio (Na²⁺) são predominantes, nos lagos podem ocorrer elevadas proporções de outros íons como cálcio (Ca²⁺), magnésio (Mg²⁺), potássio (K), bicarbonato (HCO³⁻) e sulfatos (SO₄) (Wetzel, 1983).

Variações de salinidade ao longo da coluna d'água de um único lago, por sua vez, dependem de sua profundidade e seu padrão de estratificação e circulação. Em lagos rasos, a salinidade é geralmente homogênea, enquanto em lagos profundos e estratificados, pode haver um acentuado aumento na concentração de sais no hipolímio. A salinidade da água condiciona fortemente a abundância e variedade de organismos dos ecossistemas lacustres, observando-se, de modo geral, um decréscimo da produtividade primária com o aumento de salinidade (Katz, 1995). Em alguns casos, entretanto, organismos adaptados às condições de alta salinidade podem ser favorecidos, como as algas verdes do gênero *Dunaliella*, que produzem “explosões” de produtividade em lagos hipersalinos (Kelts, 1988; Katz, 1990).

3.3. PLAYA LAKE

Na literatura existem várias definições para o termo *playa lake*. Segundo a definição de Russell de 1885, as marcas de ripples encontradas nas regiões de lagos efêmeros secos eram usualmente reconhecidas como características de costas ou praias (*shores*), por isso, as superfícies com essas características receberam como nome o termo espanhol para praia.

Rosen 1994; Briere 2000 definem *playa lake* como corpos subaquosos rasos e fechados em regiões áridas, que constantemente evaporam até secarem por completo, formando *mudflats* e *playas*. A partir dessas definições, é possível observar que os depósitos de *playas* e de *playa lakes* possuem áreas marginais (*shores*) diferentes de áreas marginais formadas em lagos perenes, de tal forma que os depósitos de *playa lake* tem características que lhes são peculiares.

Os ambientes que estão em uma situação intermediária, entre uma *playa* e um *lake*, são denominados *playa lakes*. Desta forma, os *playa lakes* são regiões de baixos topográficos em ambientes secos, que representam a transição entre *playa* e *lake* (Briere 2000).

Em ambientes de *playas* em que ocorre perda de água do lençol freático, e em *playa lakes* (maior influência de períodos encharcados) apenas finas camadas de sal são depositadas em alternância com depósitos de material siliciclástico. As finas camadas de evaporitos podem gerar crostas eflorescentes de sais com formatos irregulares (Smoot & Castens-Seidell 1994)

Lagos em climas áridos, principalmente aqueles que sofrem influência de águas salinas, podem apresentar maior variação de fácies. Em lagos perenes de ambiente árido, em que ocorrem sais dissolvidos, pode haver formação de evaporitos e de entre os grãos dos sedimentos sob forma de cristais isolados ou na forma de crostas salinas (Smoot & Lowenstein 1991). Nestes tipos de climas, lagos podem sofrer perdas significativas no volume de água ao longo dos anos, o que pode causar aumento da concentração de alguns minerais solúveis e sua posterior precipitação na forma de sais. Em lagos efêmeros ou playa lakes os sais podem precipitar-se na superfície e sofrer decantação até o fundo (Smoot & Lowenstein 1991, Einsele 2000).

Lowenstein & Hardie (1985) propõem um ciclo constituído de uma fase em que ocorre uma enchente, seguida de uma fase em que se mantém um lago salino e por último um estágio de dessecação do corpo aquoso que se estabeleceu. No momento inicial, em que ocorre enchente, as crostas salinas anteriores são dissolvidas, contribuindo para o aumento da salinidade das águas. Em seguida, um lago raso se estabelece, com salinidade suficiente para possibilitar a formação de pequenos cristais de sais na interface água - atmosfera em resposta à grande evaporação pertinente a ambientes secos (Lowenstein & Hardie 1985). A última etapa do ciclo é constituída pela secagem do lago efêmero. Esta fase é bastante importante pois gera fácies características resultantes do processo de cristalização de sal entre os sedimentos com conseqüente desenvolvimento de fraturas poligonais (Smoot & Lowenstein 1991). A repetição do ciclo gera depósitos com camadas finas de crostas salinas intercaladas com camadas de sedimento pelítico. Os contatos entre essas camadas podem ser planos ou altamente irregulares, dependendo do grau de dissolução e o material mais fino pode apresentar cristas euedrais de sal no meio dos sedimentos (Smoot & Lowenstein 1991).

3.4. ESTUDO DA MATÉRIA ORGÂNICA

A matéria orgânica sedimentar é formada a partir da acumulação de restos de plantas terrestres (composta por lignina e carboidratos), organismos planctônicos e bactérias (compostos basicamente por lipídios e proteínas) em ambientes de baixa energia e sem oxigênio, que permitem a sua preservação. Estes locais geralmente correspondem a ambientes continentais (por exemplo, lagos) e marinhos de circulação restrita, onde a deposição de sedimentos finos, associada à baixa energia, limita o acesso de oxigênio,

permitindo a acumulação e preservação da matéria orgânica (Tissot e Welte, 1978). Para o entendimento das complexidades ambientais envolvendo a produção, a acumulação e a preservação da matéria orgânica, bem como a sua transformação térmica, é necessário efetuar a caracterização biológica, física e química. Em geral, utilizam-se os métodos de microscopia ótica e organoquímica. (Tissot e Welte, 1978).

Segundo Tyson (1995), o estado de preservação da matéria orgânica está intimamente relacionado com a natureza do ambiente deposicional e pode ser correlacionado com o potencial para geração de hidrocarbonetos. A classificação do querogênio é fundamentada na origem biológica e estado de degradação/modificação das partículas orgânicas, identificadas a partir de suas propriedades óticas microscópicas (forma, estrutura, cor, fluorescência, entre outras). Com base as classificações propostas por Tyson (1995) e Mendonça Filho (1999) o querogênio é subdividido em três grandes grupos: fitoclastos, palinórfos e material amorfo (Fig. 5).

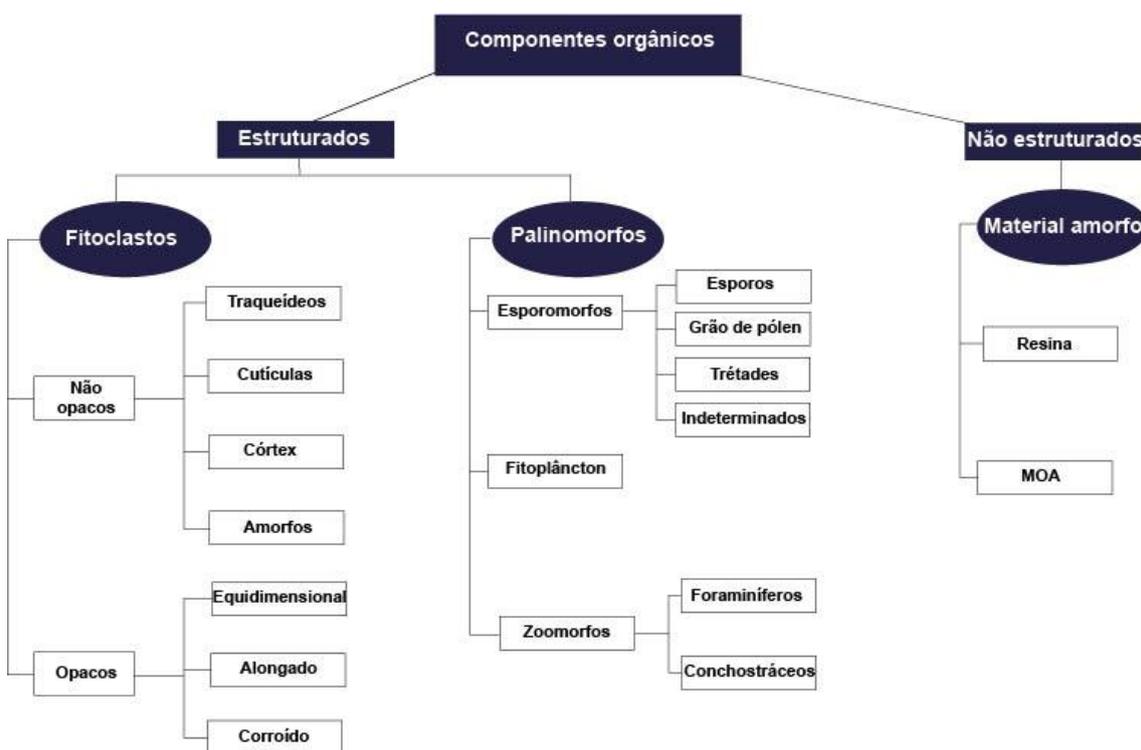


Fig.5. Fluxograma de classificação do querogênio (adaptado de Tyson,1995).

3.4.1. Fitoclastos

Os fitoclastos são partículas orgânicas, de composição ligno-celulósica e alifática, oriundas de plantas terrestres superiores. Esses são divididos em dois subgrupos: não-opacos e opacos.

Não opacos

São tecidos translúcidos de tipo vascular (traqueídeos), epidermal (cutícula), não vascular e não epidermal (córtex), que contem estruturas biológicas preservadas, e tecidos humificados/gelificados (amorfos) (Tyson 1995).

Opacos

São fragmentos de tecidos de plantas que sofreram o processo de carbonização (carbonificação, combustão ou oxidação) tornando-os opacos ou pretos em microscopia de luz branca transmitida.

3.4.2. Palinomorfos

Os palinomorfos são microfósseis de parede orgânica que ficam preservados em rochas sedimentares. São compostos por moléculas orgânicas como a esporopolenina e a quitina, que são resistentes ao ataque ácido (HCL e HF). São subdivididos em esporomorfos, fitoplâncton e zoomorfos (Tyson 1995).

Esporomorfos

Derivados de plantas terrestres que funcionam como órgãos de reprodução e dispersão. Apresentam uma camada superficial altamente resistente, chamada de exina, a qual é composta de esporopolenina (Tissot e Welte, 1978).

Fitoplâncton

Conjunto de organismo de esqueleto hidrocarbônico, composto por cadeias alifáticas de alto conteúdo de hidrogênio que vivem em suspensão na água e dependem diretamente das variações de temperatura e radiação. São algas fotossintéticas de ambientes de água doce e marinha (Tyson, 1995).

Zoomorfos

Fragmentos orgânicos derivados de diversos organismos geralmente aquáticos. Estes organismos produzem uma película fina encontrada na preparação palinológica, constituída de quitina e outros componentes, que reveste a parte interna de suas carapaças geralmente carbonáticas, por exemplo, foraminíferos, conchostráceos, quitinozoários, escolecodontes, entre outros (Tyson, 1995).

3.4.3. Material amorfo

A matéria orgânica sem estrutura biológica pode ser dividida em matéria orgânica amorfa derivada de palinóforos (MOA) e resina (Tyson, 1995).

Matéria orgânica amorfa (MOA)

São fragmentos derivados de macromoléculas de parede celular do fitoplâncton e esporóforos, os quais sofreram processo de amorfização.

Resina

É uma matéria parecida com âmbar, proveniente do metabolismo vascular de vegetais superiores, especialmente gimnospermas (Tyson, 1995).

3.5. CARBONO ORGÂNICO TOTAL

A quantidade e estado de preservação da matéria orgânica presente em um sedimento é expressa através do conteúdo de carbono orgânico total (COT), que inclui a parte insolúvel (querogênio) e solúvel (betume). Esta última contém apenas 0,1% a 0,2% do conteúdo de COT (Tissot e Welte, 1984). É correlacionado também aos resultados sobre a origem e o estado de evolução térmica da matéria orgânica, além de indicar se uma rocha sedimentar tem ou não potencial para ser geradora de hidrocarbonetos.

4. MATERIAIS E MÉTODOS

Este trabalho se iniciou com um levantamento bibliográfico relacionado à geologia da bacia do Tacutu, bem como sobre às técnicas de análises realizadas nessa pesquisa. As amostras estudadas são provenientes do furo de sondagem RR01 realizado no município de Bonfim, estado de Roraima que foram cedidas para Universidade de Brasília. Ao todo são 51 amostras de testemunho com intervalo de investigação iniciando-se a partir de 8,70 m até 40,15 m de profundidade correspondente a Formação Pirara. Foram descartadas as amostras de profundidades inferiores a 8 m por serem solos, rochas de cobertura ou siltitos vermelhos da Formação Tacutu.

Inicialmente foram realizadas as análises macroscópicas sendo selecionadas 20 amostras para confecção de lâminas petrográficas e 5 amostras para análises palinológicas e de geoquímica orgânica. Todos os procedimentos metodológicos foram realizados no Laboratório de Laminação, Microscopia e Micropaleontologia do Instituto de Geociências da Universidade de Brasília. Os equipamentos utilizados na etapa de microscopia foram o microscópio estereoscópico da marca Zeiss, modelo Discovery.V20 e o microscópio petrográfico com luz transmitida da marca Zeiss, modelo Scope.A1. Após a descrição macroscópica e microscópica das amostras foi elaborado um perfil litoestratigráfico com as principais características dos litotipos identificados.

Antes de iniciar o procedimento para análise palinológica, foi realizado a preparação para recuperação de microfósseis mineralizados, porém essa metodologia não teve êxito.

4.1. PREPARAÇÃO PARA MICROFÓSSEIS ORGÂNICOS

Ao todo foram preparadas 5 amostras de folhelhos negros com a finalidade de recuperação de microfósseis orgânicos, totalizando 5 lâminas palinológicas. Primeiramente, a preparação seguiu a metodologia padrão nas quais todas amostras foram tombadas no Acervo Residual da Coleção de Paleontologia da Universidade de Brasília. Em seguida, as amostras foram pesadas e 30g de cada amostra foi fragmentada mecanicamente até que ficassem na granulometria de grânulos (aproximadamente 4 mm). Depois disso, foi realizada a dissolução dos componentes minerais da rocha com a utilização dos ácidos clorídrico (HCl) e fluorídrico (HF).

Já fragmentadas, as amostras foram colocadas em 50 ml de HCl a 36 % de concentração durante 24 horas para dissolver os carbonatos. Após esse prazo, iniciou-se o processo de neutralização do material com água destilada. Concluído a neutralização adicionou-se 50 ml de HF a 40% de concentração para dissolver os silicatos, com duração de 48 horas. Em seguida, repetiu-se o procedimento de neutralização da amostra.

Todos resíduos orgânicos recuperados foram colocados em tubos de polipropileno junto com água deionizada com pH 7 para posterior conservação destes resíduos. Após a dissolução do material foram confeccionadas lâminas palinológicas

4.2. ANÁLISE DE CARBONO ORGÂNICO TOTAL (COT)

Para as análises de COT, uma porção da amostra de cinco gramas é retirada da amostra britada, e então é pulverizada em grau de porcelana. Em seguida, é depositada em frasco de plástico devidamente identificado, e levado ao Laboratório de Química Inorgânica e Materiais (IQ – LIMA), da Universidade de Brasília. A análise de COT foi realizada no equipamento Shimadzu do tipo L-TOC, acoplado a uma unidade de combustão da Marca Shimadzu do tipo SSM-5000A.

A unidade de combustão das amostras sólidas utiliza um fluxo de oxigênio para a combustão que ocorre em dois fornos. O primeiro fornece o valor de carbono orgânico total (TC) operando a uma temperatura de 900°C. O segundo opera a 200°C e utiliza ácido fosfórico para medir o teor de carbono inorgânico (CI). O CO₂ gerado pela combustão de ambos procedimentos é conduzido ao detector que se encontra no equipamento L-TOC, onde é medido por meio de infravermelho. A diferença entre esses valores é o resultado do teor de carbono orgânico total (COT).

4.3. MICROSCOPIA ELETRÔNICA DE VARREDURA (MEV)

A microscopia eletrônica de varredura foi utilizada neste trabalho com intuito de identificar e detalhar o hábito e a composição de diferentes fases minerais identificadas em lâminas. O microscópio eletrônico de varredura equipado com unidade de microanálise permite, entre suas muitas aplicações, observar em detalhe as associações minerais, alterações, inclusões, zoneamentos e caracterizar os elementos químicos formadores do mineral, além de ressaltar a presença de elementos estranhos à rede cristalina.

Na microscopia eletrônica de varredura, o feixe de elétrons incide na amostra e os elétrons retroespalhados na superfície do material são captados. Antes das análises as amostras foram metalizada com um filme de carbono para atenuar o carregamento de elétrons da superfície.

É possível também realizar a microanálise, isto é, determinar qualitativa e semiquantitativamente a distribuição desses elementos na amostra, através da espectrometria da energia dispersada (EDS). Esta análise ocorre a partir da incidência do feixe eletrônico na amostra, promovendo a liberação de energia em forma de raios-X específicos, através da excitação de elétrons dos elementos dos minerais, que migram para camadas mais externas ou são arrancados, criando um espaço preenchido por elétrons de camadas mais externas.

5. RESULTADOS

ANÁLISE DE FÁCIES, PETROGRAFIA E PALINOLOGIA DA FORMAÇÃO PIRARA - BACIA DO TACUTU

RAÍSSA CASTRO^{1*}, MARTINO GIORGIONI¹, VLADIMIR DE SOUZA², MOEME MÁXIMO², LORENA MALTA FEITOSA²

¹ Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, 70910-900, Brasil
(raissacastrol@hotmail.com)

² Instituto de Geociências, Universidade Federal de Roraima, Brasil

MANUSCRITO ORIGINAL PARA SUBMISSÃO AO CORPO EDITORIAL DA REVISTA *SEDIMENTOLOGY*

RESUMO

A Bacia do Tacutu tem sua origem relacionada aos sistemas de *rift* que ocorreram durante o mesozoico e culminaram na abertura do Oceano Atlântico Norte. Trata-se de um hemigráben inserido no Escudo das Guianas, ao norte do Cráton Amazônico. Os estudos relacionados à Formação Pirara que corresponde à fase de *rift* dessa bacia são bem escassos e pouco acurados, pois essa formação não aflora, dificultando as pesquisas científicas na área em questão. Diante desse cenário, muito se questiona a respeito da origem e ambiente deposicional dessa unidade, alguns autores defendem a hipótese que durante essa fase a bacia estaria temporariamente conectada com o mar, já outros admitem uma ambiente continental-lacustre com episódios de aridez que condicionaram uma planície sabkha desértica sem influência marinha. No entanto, recentemente foram realizados furos de sondagem na região e o material coletado é o objeto de estudo do presente trabalho. O objetivo principal dessa pesquisa foi a caracterização dos aspectos faciográficos, petrográficos e palinológicos, que corroboraram nas interpretações paleoambientais ainda não definidas. Para obter tais respostas foram realizadas as análises faciográficas e petrográficas com auxílio de microscópio óptico e MEV-EDS para identificação de minerais e texturas, análise palinológica para identificação dos

componentes orgânicos das fácies e análise de geoquímica orgânica com o método de COT que permite quantificar o carbono orgânico total da rocha. A partir desses dados foi possível identificar fácies carbonáticas e pelíticas, sendo que as últimas apresentam conteúdo de COT entre 5 a 13,7% e palinofácies compreendendo fitoclastos, palinomorfos e matéria orgânica amorfa. Esses resultados constataram em ambas as fácies, resquícios de ambientes costeiros como as características de hipersalinidade inferida pela presença de pseudomorfos de evaporitos, possibilitando atribuir a Formação Pirara a um ambiente deposicional de *playa lake*.

Palavras chaves: Mesozoico, *Rift*, Carbonatos, Palinomorfos, COT, *Playa lake*.

INTRODUÇÃO

A Bacia do Tacutu se desenvolveu por um *rift* intracontinental no Escudo das Guianas, norte do Cráton Amazônico, que encontra-se alongado na direção NE-SW, com cerca de 300 km de comprimento e 30 a 50 km de largura, situado na fronteira entre o estado de Roraima, no Brasil e o distrito de Upper Takutu- Upper Essequibo, na Guiana.

O arcabouço sedimentar dessa bacia compreende rochas sedimentares e vulcano-sedimentares, admitindo sete principais unidades litoestratigráficas que compreendem desde o Mesozoico até o Cenozoico: as Formações Apoteri, Manari, Pirara, Tacutu e Serra do Tucano, de idade Mesozoica (Eiras et al., 1994) e as Formações Boa vista e Areias Brancas, de idade Cenozoica (Reis et al., 2002).

Apesar da escassez de dados científicos que corroboram com a origem da bacia, alguns autores admitem que a sucessão se formou em um ambiente continental-lacustre durante o mesozoico. Entretanto, há também a hipótese que a origem dessa bacia está associada a uma ingressão marinha no início do Cretáceo inferior, correlacionado ao sistema de *riffts* na atual região do Caribe, cuja abertura propagou-se e evoluiu para formação do Oceano Atlântico Norte (McConnell, 1969). Até então os dados existentes não confirmam definitivamente nenhuma das hipóteses.

A formação Pirara que corresponde a fase *rift* da bacia é constituída por litologias pelíticas e evaporíticas que se depositaram sob condições de clima árido, em ambientes de circulação restrita, semelhantes às planícies de *sabkhas*, ou mesmo, marinhos (Eiras et al., 1994). Estes autores enfatizam a hipótese que o *gráben* pode ter estado temporariamente conectado ao mar. Contudo, os trabalhos científicos que abordam esse

tema são escassos e não possuem acurácia devido à falta de incentivo de pesquisa na região, além da unidade em questão não aflorar na porção brasileira.

Recentemente foram realizados furos de sondagem na região da área de estudo (Fig. 1) que condizem com a Formação Pirara, objeto de estudo do presente trabalho. Ao todo são 51 amostras de testemunho do furo RR01, tratando-se de rochas pelíticas e carbonáticas de granulometria fina. Destaca-se no material pelítico sucessões de folhelhos com muita matéria orgânica e pirita.

Esses dados preliminares instigaram a se fazer uma integração das análises litofaciológicas, petrográficas, palinológicas e de geoquímica orgânica, afim de caracterizar com mais detalhe as fácies da Formação Pirara e analisar as variações do ambiente sedimentar.

Tendo em vista as considerações apresentadas, este trabalho procura descrever as fácies sedimentares e orgânicas, interpretando seus processos formadores na busca de uma adequada compreensão paleoambiental da Formação Pirara.

GEOLOGIA REGIONAL

A evolução tectono-sedimentar da Bacia do Tacutu (Fig. 2) é dividida em três fases: *pré-rift*, *rift* e *pós-rift*, segundo Eiras e Kinoshita (1990).

A fase *pré-rift* pode ser subdividida em efusiva e de resfriamento, que envolve os basaltos do Jurássico das Formações Apoteri e os siltito de ambiente lacustre da Formação Manari. (Eiras e Kinoshita, 1990). Na fase efusiva, o *pré-rift* compreende o evento magmático que afetou todo o Cráton no Mesozoico durante a abertura do Oceano Atlântico. Na Bacia do Tacutu, o processo ocorreu sob a forma de efusão de fissuras, gerando sucessivos derrames e esses derrames ocorreram em condições ambientais (Berrangé e Dearley, 1975). Nessa fase não houve estiramento mecânico segundo dados sísmicos. O mais provável é a ascensão astenosférica seguida de soerguimento, consumo da base da litosfera e efusão fissural. A espessura constante do pacote vulcânico reforça a ideia de que a bacia não foi compartimentada nessa fase. Os derrames basálticos passaram por um efeito flexural contínuo capaz de acomodá-los devido à sobrecarga vulcano-sedimentar. A fase de resfriamento *pré-rift* que sucede a fase efusiva, compreende a fase de subsidência térmica que foi suficiente para formar um grande lago que acomoda quase 300 m de clásticos finos da Formação Manari, cujos sedimentos são considerados os melhores geradores da bacia (Eiras e Kinoshita, 1990).

A fase *rift* é caracterizada pela Formação Pirara, e por leques de borda no sudeste da bacia, que data no Jurássico Superior e corresponde a um afinamento crustal causado por estiramento mecânico, que cominou com as atividades das grandes falhas normais das bordas da bacia e as unidades da fase *pré-rift*, que cobriam uma área maior que o atual gráben, sendo falhadas e que ficaram preservadas no interior do *rift*, ou em degraus de falhas escalonadas (Eiras e Kinoshita, 1990).

A fase *rift* de resfriamento, onde ocorreu à diminuição gradativa do estiramento crustal, e posteriormente o assoreamento, compreende os clásticos de ambiente aluvial e deltaico das Formações Tacutu e Serra do Tucano, além de possíveis leques de borda. É no momento do final do Albiano em que a área adquiriu relativa estabilidade, coincidindo com o final da abertura da parte meridional do Atlântico Norte. No Neógeno (Mioceno), a bacia sofreu transcorrência que afetou toda a seção vulcano-sedimentar e Mesozoica, resultando na formação de dobras e na reativação de antigos falhamentos. Os deslocamentos transcorrentes ao longo das antigas falhas ocorreram devido à complexa interação convergente entre as placas oceânicas de Cocos, Nazca e do Caribe, e a placa continental da América do Sul (Eiras e Kinoshita, 1987).

E por fim, a fase *pós-rift* corresponde aos depósitos Neógenos que se encontram na porção superior da Bacia englobando a Formação Boa Vista, que segundo Eiras e Kinoshita (1990), restringe-se ao hemigráben na porção Guianense e ultrapassa estes limites em território brasileiro.

Formação Pirara

A Formação Pirara foi depositada no Jurássico Superior e está sobre a Formação Manari de forma discordante e lateralmente com os leques da borda sudeste. Pode chegar a quase 1.000 m de espessura, sendo constante ao longo de toda a bacia (Eiras et al., 1994). Considera-se que a deposição das rochas da Formação Pirara se deu sob condições de clima árido, em ambientes de circulação restrita, semelhantes às planícies de sabkhas, ou mesmo, marinhos (Eiras et al., 1994).

O contexto litológico dessa unidade caracteriza-se por halita hialina acinzentada por vezes acastanhada, grossa, argilosa, intercalados com folhelhos acinzentados a acastanhados, margosos, piritoso, Juntamente com pseudomorfos de gipsita que na maioria das vezes é substituída por anidrita. A fácies argilocarbonática consiste de folhelho acinzentado a acastanhado, anidritico; silito acinzentado, também anidritico;

calcissiltito cinza escuro, dolomitizado (Costa e Lima, 1981). Os evaporitos são contemporâneos aos sais depositados no mar do Caribe e no Atlântico Central, sugerindo que o gráben pode ter estado temporariamente conectado ao mar Jurássico situado a nordeste (Vaz et al., 2007). É importante ressaltar que até então não há estudos de registro fósseis para esta formação em território brasileiro, pois esta unidade não afloram no Brasil o que dificultam trabalhos acadêmicos nessas áreas.

MATERIAS E MÉTODOS

Este trabalho se iniciou com um levantamento bibliográfico relacionado à geologia da Bacia do Tacutu e às técnicas de análises realizadas nessa pesquisa. As amostras estudadas são provenientes do furo de sondagem RR01 realizado no município de Bonfim, estado de Roraima. Ao todo são 51 amostras de testemunho com intervalo de investigação iniciando-se a partir de 8,70m até 40,15m de profundidade correspondente a Formação Pirara. Inicialmente foram realizadas as análises macroscópicas sendo selecionadas 20 amostras para confecção de lâminas petrográficas e 5 amostras para análises palinológicas e de geoquímica orgânica. Todos os procedimentos metodológicos foram realizados no Laboratório de Laminação, Microscopia e Micropaleontologia do Instituto de Geociências da Universidade de Brasília. Os equipamentos utilizados na etapa de microscopia foram o microscópio estereoscópico da marca Zeiss, modelo Discovery.V20 e o microscópio petrográfico com luz transmitida da marca Zeiss, modelo Scope.A1. Após a descrição macroscópica e microscópica das amostras foi elaborado um perfil litoestratigráfico com as principais características dos litotipos identificados.

Na etapa de preparação para recuperação de microfósseis orgânicos, as amostras foram pesadas e 30 grama de cada amostra foi fragmentada em tamanhos de poucos centímetros até o tamanho de grânulos (aproximadamente 4 mm). Depois disso, foi realizada a dissolução dos componentes minerais da rocha com a utilização de dois ácidos: ácido clorídrico (HCl) e ácido fluorídrico (HF). Já fragmentadas as amostras foram colocadas em 50 ml de HCl a 36 % de concentração durante 24 horas para dissolver os carbonatos. Após esse prazo, iniciou-se o processo de neutralização do material com água destilada. Concluído a neutralização adicionou-se 50 ml de HF a 40% de concentração para dissolver os silicatos, com duração de 48 horas. Em seguida, repetiu-se o procedimento de neutralização da amostra. Após a dissolução do material foram confeccionadas lâminas palinológicas. A leitura das lâminas palinológicas foi realizada em microscópio biológico,

Zeiss Imager A-2, utilizando-se da lâmina England-Finder para a localização dos espécimes.

Para as análises de COT, uma porção da amostra de 5 gramas é retirada da amostra britada, e então é pulverizada em grau de porcelana. Em seguida, é depositada em frasco de plástico devidamente identificado, e levado ao Laboratório de Química Inorgânica e Materiais (IQ – LIMA), da Universidade de Brasília. A análise de COT foi feita em equipamento Shimadzu do tipo L-COT, acoplado a uma unidade de combustão da Marca Shimadzu do tipo SSM-5000A. A unidade de combustão das amostras sólidas utiliza um fluxo de oxigênio para a combustão que ocorre em dois fornos. O primeiro fornece o valor de carbono orgânico total (TC) operando a uma temperatura de 900°C. O segundo opera a 200°C e utiliza ácido fosfórico para medir o teor de carbono inorgânico (CI). O CO₂ gerado pela combustão de ambos procedimentos é conduzido ao detector que se encontra no equipamento L-TOC, onde é medido por meio de infravermelho. A diferença entre esses valores é o resultado do teor de carbono orgânico total (COT).

A microscopia eletrônica de varredura MEV foi utilizada neste trabalho com intuito de identificar e detalhar o hábito e a composição de diferentes fases minerais identificadas em lâminas, que passaram primeiramente pelo processo de metalização efetuado através da deposição de um filme de ouro, já que continham carbonatos. A utilização da microscopia eletrônica de varredura com o detector EDS acoplado teve como objetivo complementar informações sobre as características mineralógicas e composicionais das lâminas descritas.

RESULTADOS

Aspectos faciológicos da Formação Pirara

O método adotado no reconhecimento de fácies foi fundamentado principalmente no enfoque de dados de poços. Este procedimento teve como princípio a definição básica dos litotipos presentes, estruturas sedimentares e inter-relações com outras unidades. As fácies sedimentares são definidas com base em suas feições litológicas, como composição, tamanho dos grãos, ocorrência ou não de fósseis, características do acamamento e estruturas sedimentares presentes ou não.

As litofácies reconhecidas nesse estudo da Formação Pirara estão representadas por siglas baseadas na classificação de fácies de Miall (1996) e as numerações são utilizadas para definir textura ou estruturas distintas de cada litofácies.

Fácies Carbonáticas C1

Marga laminada, tem como principal característica o aspecto rítmico devido a estrutura de laminações plano paralelas constituídas por níveis de carbonáticos evaporíticos, argila e silte (Fig.3A). Em algumas fácies observa-se também estruturas de ressecamento (Fig.3G) e níveis de silicificação. A cor varia entre tons de cinza claro e escuro, níveis avermelhados e esverdeados. Em microscópio estereoscópico identifica-se cristais de calcita, pirita e pseudomorfos de evaporitos (Fig.3C) nota-se também micro fraturas preenchidas por carbonatos e manchas de querogênio. Em lâmina delgada é possível identificar silicificação através dos minerais de quartzo e sílica na forma de calcedônia(Fig.3B) preenchendo fraturas e nas bordas dos minerais carbonáticos. Também foram observados cristais de dolomita, calcita e pirita euédricas e laminações evaporíticas. Em análise de MEV-EDS algumas fácies apresentam matriz micrítica composta predominantemente por calcita e dolomita(Fig.4). Em outras fácies nota-se uma matriz mais siltosa/argilosa composta por quartzo, albita, feldspato alcalino e carbonato.

Fácies Pelíticas P1

Folhelho de cor cinza escuro a preto com intercalações de níveis com maior concentração de matéria orgânica(Fig.5I), marcada pela cor preta, e níveis com pouca matéria orgânica(Fig.5A), formando estruturas sedimentares plano paralelas e ondulantes(Fig.5G). Nota-se várias micro fraturas e nódulos de carbonatos(Fig.5D), encontra-se também manchas de querogênio e abundante pirita. Em lâmina delgada os pseudomorfos de evaporitos nas bordas de carbonatos e também formando laminação sub-milimétrica(Fig.5F), que só foi possível identificar na lâmina. Em análise de MEV-EDS, além dos minerais descritos microscopicamente, também identifica-se cristais de dolomita, albita e argilominerais(Fig.6).

Fácies Pelíticas P2

Siltito avermelhado maciço com pseudomorfos de evaporitos substituído por calcita(Fig.7G). Em microscópio estereoscópico observa-se minerais de pirita e calcita bem euédricos e espalhados homogeneamente, micro fraturas preenchidas por carbonatos também foram descritos. Em lâmina delgada os carbonatos encontram-se aglomerados(Fig.7H) e, em algumas fácies, formando níveis. Nota-se também que no centro de alguns cristais de calcita ainda existe resquício de minerais evaporitos. Cristais de dolomita e pirita também encontra-se pervasivos e abundantes nessa fácies. Em análise de MEV-EDS a matriz siltosa apresenta cristais de quartzo, albita, feldspato alcalino e argilominerais(Fig.8).

Descrição e identificação dos componentes orgânicos

Foram identificados os 3 grupos orgânicos nas fácies pelíticas da Formação Pirara: Fitoclastos, Palinomorfos e Material amorfo.

As amostras analisadas neste estudo possuem associações palinológicas predominantemente não marinhas, conforme evidenciado pela não detecção de formas do paleomicroplâncton marinho e pela abundância em esporos e grãos de pólen e resíduo orgânico de origem continental.

Os principais critérios óticos utilizados para descrição dos grupos orgânicos são: simetria, angularidade, translucidez de borda, microestrutura, forma, contorno e tamanho e cor de translucidez. Através destas propriedades é possível atribuir uma origem para cada grupo orgânico.

Fitoclastos

Apenas os fitoclastos não opacos: Traqueídeos(Fig.9) foram identificados nas lâminas. São fragmentos bem preservados e ocorrem nas cores de translucidez que variam de marrom claro a escuro, apresentam formas alongadas com estrutura interna pouco visível mas com contorno de borda nítido e ocorre em vários tamanhos.

Palinomorfos

Apesar do alto grau de carbonização, dificultando sobremaneira a identificação dos organismos, foram identificados apenas esporomorfos: esporos e grão de polén.

- Triletes lisos: Grupo ocorrendo frequentemente, em todas as amostras, com baixa frequência. Está representado principalmente pelos gêneros Leiotriletes(Fig.10A) e Deltoidospora.

- Triletes ornamentados: Grupo com ocorrência igualmente frequente destacando-se o gênero Retitriletes(Fig.10B).

- Sacados: Presença relativamente abundante de grãos de pólen bissacados lisos, dos gêneros Vitreisporites, Podocarpidites, Platysaccus(Fig.10C) e Alisporites(Fig.10D) Quanto aos monossacados o gênero Callialasporites é o mais representativo.

- Rimulados: De longe o grupo dominante em toda a associação. Seguramente com percentuais acima dos 70%. Apresenta baixa diversidade, sendo representado apenas pelo gênero Classopollis(Fig.10E e F).

Material amorfo

Apenas matéria orgânica amorfa foi identificada nas lâminas. É representada por partículas de diferentes formatos desde irregulares a arredondados(Fig.11), as cores variam de laranja a marrom, partículas com muitos agregados geralmente são mais escuras, nota-se também inclusões inorgânicas de pirita na forma de pontos opacos dispersos por toda lâmina.

Cabe ressaltar que não foi possível determinar a derivada desse material amorfo apenas como a descrição ótica, pois necessitam de outras análises como fluorescência para inferir uma possível origem do material que foi observado.

Carbono Orgânico total (COT)

As amostras apresentaram valores elevados de TOC, variando entre 5,5% a 13,7%(Fig.12). Estes valores mostram que as rochas possuem elevada quantidade de matéria orgânica, ultrapassando o percentual mínimo de 1 % para que elas sejam consideradas rochas potencialmente geradoras de hidrocarbonetos.

DISCUSSÕES

I- Ambiente deposicional da Formação. Pirara

Na seção estudada da Formação Pirara, foram identificadas três fácies sedimentares, sendo uma carbonática (Fácies C1) e duas pelíticas (Fácies P1 e P2). Na fácies carbonática, as margas (C1) são interpretadas como resultado de ambientes calmos, rasos e com alta salinidade, devido a ocorrência de pseudomorfos de evaporitos e substituição dos mesmos por calcita, dolomita e calcedônia.

A substituição em evaporitos é baseada em algumas evidências, como a identificação de relictos do mineral original. Na fácies carbonática analisadas foi possível identificar algumas ocorrências de substituição como nos casos em que a sílica substitui a gipsita ou anidrita, onde a forma do mineral ou os nódulos podem se manter como pseudomorfos. Os carbonatos alcalinos são os primeiros minerais evaporíticos que precipitam a partir de um fluido concentrado hipersalino, e incluem principalmente aragonita, calcita com alto e baixo Mg magnesita e também dolomita primária (Warren, 2016). Primeiramente depositam-se carbonatos intercalados com lâminas orgânicas. Em seguida, dentro destes começa crescer a halita com cristais grossos interrompendo as lâminas carbonáticas. Todas estas texturas se formam durante períodos de ressecamento, com halita, gipsita e anidrita cristalizando dentro dos poros dos carbonatos pré-existent (Mohriak & Sztamari, 2008) A sílica na forma de calcedônia também ocorre associada aos evaporitos em caso de substituição. Outro exemplo comum é com a calcita, que é sintetizada pela ação das bactérias na redução do sulfato quando há muita matéria orgânica disponível (Murray, 1964; Machel, 1993; Tucker, 2001). A dolomitização que ocorre sobre os constituintes primários e diagenéticos em algumas das lâminas, possivelmente decorre do fato da precipitação da gipsita aumentar a razão Mg/Ca no fluido (Tucker, 2001). Alternativamente a dolomita poderia ter sido induzida pela atividade microbiana, como observado em ambientes hipersalinos atuais. A substituição de sulfatos por calcita é um processo comum durante a diagênese meteórica dos depósitos evaporitos devido à sua alta solubilidade sob a ação de águas da chuva (Alonso-Zara e Tanner, 2009).

Nas fácies pelíticas, os folhelhos (P1) apresentam condições de ambientes restrito, calmo e redutor, que permitiram a acumulação e preservação da matéria orgânica, representados por valores de COT entre 5,0 a 13,7%, e formação da pirita. O estado de preservação da matéria orgânica depositada nesta fácies foi avaliada com base na cor dos

componentes orgânicos que variam entre laranja a marrom escuro, indicando um bom estado de preservação e uma média maturação. A formação de pirita é decorrente da redução dos sulfatos pela ação das bactérias na eodiagênese (Tucker, 2001). Já o ferro deriva da redução de óxidos/hidróxidos presentes nas argilas e na matéria orgânica dos sedimentos. Nas fácies pelíticas (P2) os siltitos indicam áreas mais rasas no qual foram exposta na superfície em períodos de aridez e tiveram contato com oxigênio, explicando a sua cor avermelhada.

As características de hipersalinidade, atribuído à presença de pseudomorfos de evaporitos, corrobora para a interpretação de que sistemas deposicionais rasos eventualmente atingiram condições de clima árido com circulação restrita e alta taxa de evaporação (Martill et al., 2007; Schreiber e Tabakh, 2000). Em contrapartida, a deposição de folhelhos negros ricos em matéria orgânica (fácies P1) representam episódios de clima mais úmidos, em que houve descarga de água juntos com lama e matéria orgânica, assim diminuindo a salinidade do ambiente (Mohriak e Szatmari, 2008). Essa fácies possui associações palinológicas predominantemente não marinhas, conforme evidenciado pela não detecção de formas do paleomicroplâncton marinho e pela abundância em esporos e grãos de pólen e resíduo orgânico de origem continental.

Tais atributos condizem com regiões de playa lake. Segundo Lowenstein & Hardie 1985 este ambiente corresponde a um ciclo constituído de uma fase em que ocorre uma enchente, seguida de uma fase em que se mantém um lago salino e por último um estágio de dessecação do corpo aquoso que se estabeleceu. No momento inicial, em que ocorre enchente, as crostas salinas anteriores são dissolvidas, contribuindo para o aumento da salinidade das águas. Em seguida, um lago raso se estabelece, com salinidade suficiente para possibilitar a formação de pequenos cristais de sais na interface água - atmosfera em resposta à grande evaporação pertinente a ambientes secos (Lowenstein & Hardie 1985). A última etapa do ciclo é constituída pela secagem do lago efêmero. Esta fase é bastante importante pois gera fácies características resultantes do processo de cristalização de sal entre os sedimentos com conseqüente desenvolvimento de fraturas poligonais (Smoot & Lowenstein 1991). A repetição do ciclo gera depósitos com camadas finas de crostas salinas intercaladas com camadas de sedimento pelítico.

II- Implicações da Formação. Pirara na reconstrução da abertura do Atlântico Central e ingresso marinha na América do Sul.

Os estudos que relatam os processos de ruptura do Pangea no Brasil estão bem mais descritos nas bacias localizadas na margem leste do que na margem equatorial e pouquíssimas nas bacias intracontinentais. No Neotriássico, o Pangea passou por esforços distensivos em partes do seu interior e estes eventos na América do Sul resultaram em soerguimentos com magmatismo associado e instalação de junções triplíceis, originando-se na formação do Oceano Atlântico Central. (Soares Júnior et al.,2008).

A Bacia do Tacutu se desenvolveu através de um rift intracontinental de idade mesozoica e está associada com alguns desses eventos distensivos da abertura do Oceano Atlântico Central, como existe poucos dados na literatura a respeito sobre a sua origem e evolução, fica difícil associá-la com outras bacias que teriam se formado no mesmo contexto. No entanto McConnell (1969) acredita que a bacia está relacionada com o sistema de rifts na atual região do Caribe cuja as evidências da abertura deste oceano na América do Sul está registrado pelo Gráben de Calçoene da Bacia da Foz do Amazonas que representa o primeiro evento distensivos de abertura. O segundo evento iniciou-se no Eocretáceo (Valanginiano), quando ocorreu novo rifteamento que resultou na ampliação dessa bacia e a formação de outras (Marajó e Grajaú) e do Sistema de Grábens do Gurupi. (Soares Júnior, 2002).

Esse segundo evento de rifteamento avançou para oeste, na direção do Caribe e propiciou a separação entre a América do Norte e América do Sul e deixando a região como um braço abortado de uma junção triplíceis. Nesse cenário se formou o rift do Tacutu. No Brasil a bacia a qual mais se assemelha no contexto tectônico-estratigráfico com a bacia do Tacutu seria a bacia do Marajó situada na margem equatorial ao norte do Pará. (Costa et al.,2002) A sequência rift dessa bacia é composta por dois pacotes sedimentares. O mais antigo (Formação Breves) é reconhecido apenas por estudos sísmo-estratigráficos e presume-se que seja do Eocretáceo (pré-Barremiano). O pacote mais novo, do Barremiano-Aptiano ao Cenomaniano, é formado por sedimentos clásticos arenosos proximais depositados em ambiente continental a transicional, com contribuições locais de marinho marginal (Schaller et al.,1971; Miller & Avenius, 1986; Lima, 1987; Avenius, 1988; Carnes et al.,1989; Galvão, 1991; Villegas, 1994; Costa et al.,2002).

Tendo em vista as interpretações das fácies da Formação Pirara foi possível inferir com esse estudo um ambiente de origem lacustre com características hipersalinas típicos de playa lake. Apesar dos dados palinológicos serem bastante expressivos, devido ao alto grau de carbonização nos palinomorfos, não foram encontrados espécies-guia. Isso impediu a definição bioestratigráfica não sendo possível afirmar com bases robustas a

idade da seção analisada. Entretanto algumas considerações podem ser exaradas, com base na associação identificada. A associação é dominada por grãos de pólen afins das gimnospermas, particularmente pela abundância do gênero *Classopollis*. Associados ocorrem relativo percentual de formas monocolpadas e esporos triletes. Adicionalmente ocorrem em conjunto as espécies *Exesipollentias tumulus*, *Spheripollenites scabratus*, *Cycadopites* spp., e *Callialasporites* spp. Todas estas formas em conjunto, apontam para uma idade jurássica para estes estratos. Apesar de não terem sido definidas espécies limitantes a esta idade, a associação como um todo estão em acordo com a idade atribuída a estes depósitos na porção guianense da bacia descrita por van der Hammen & Burger (1966).

Os resultados obtidos nesse trabalho mostraram variações de fácies condizentes a ambientes transicionais semelhantes a descrição das fácies do pacote sedimentar que corresponde a fase rift da Bacia do Marajó. No entanto não foi possível correlacionar a idade de deposição da Formação Pirara com este evento distensivos, tendo em vista as interpretações palinológicas que mostram evidências de idade Jurássica.

CONCLUSÃO

A partir dos dados faciográficos, petrográficos e palinológicos obtidos nesse trabalho, permitiu-se abrir novas discussões a respeito do paleoambiente da Formação Pirara, já que as fácies analisadas evidenciaram texturas e mineralogia condizentes de um contexto deposicional de *playa lake*. Tendo em vista essa interpretação foi possível inferir um paleoambiente de origem lacustre com características de hipersalinidade, provavelmente próximo da costa. No entanto não foi possível estabelecer uma idade precisa da deposição da Formação Pirara, apesar dos resultados de palinologia indicar uma idade Jurássica a falta de espécies –guia impediu o enquadramento bioestratigráfico da associação palinológica analisada e portanto nenhuma palinozona característica foi definida. Contudo as correlações feita com as bacia brasileiras que se originaram no mesmo contexto mostraram sucessões sedimentares parecidas com as descritas neste trabalho como é o caso da Bacia de Marajó mas com idade correspondentes ao Cretáceo.

Outro resultado bastante expressivo nesse trabalho foram os altos valores de Carbono Orgânico Total – COT obtidos nas amostras de folhelhos negros da fácies P1 indicando o alto potencial de uma rocha geradora de hidrocarbonetos, instigando a fazer

estudos mais acurados de palinologia e geoquímica orgânica para avaliar o quão promissor pode ser essa bacia para exploração petrolífera

Contudo, este trabalho contribuiu para o entendimento da origem e evolução da Bacia do Tacutu e inserindo a mesma no cenário econômico, tendo vista que os dados obtidos nesse trabalho indicam que as rochas pelíticas da Formação Pirara são altamente promissoras a geração de hidrocarbonetos.

REFERÊNCIAS

Alonso-Zarza, A.M. and Tanner, L.H. (2009) Carbonates in continental settings: geochemistry, diagenesis applications. Oxford, Elsevier, 316 pp.

Avenius, C.G. Cronostratigraphic study of the post-rift/ sin-rift unconformity, Marajó rift system, Brazil. Belém: Texaco Exploration Brazil Company (TEBCO), 98 p.,1988.

Benison, K.C. and Goldstein, R.H. (2000) Sedimentology of ancient saline pans: na example from the Permian Oppeche Shale, Williston Basin, North Dakota, USA. *Journal of Sedimentary Research*, **70**, 159-169.

Berrangé, J.P. and Dearnley, R. (1975) The apoteri volcanic formation – tholeitic flows in the North Savanas Gráben of Guyana and Brazil. *Geologische Rundschau*, **64**, 883-899.

Carnes, J.B.; Chou, G.T.; Katz, B.J.; Lorenzetti, E.; Shih, T.C. Exploration analysis of sin rift section Marajó basin, Brazil. Belém: Texaco, 76p. 1989.

Costa, B.J.S., Hasui, Y.; Bermegui, R.L.; Soares Junior, A.V.; Villegas, J.M. Tectonic and paleogeographic of the Marajó region, Northem Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, v. 174, p.519-531, 2002

Eiras, J.F. and Kinoshita, E.M. (1990) Geologia e perspectivas petrolíferas da Bacia do Tacutu. In: *Origem e evolução de bacias sedimentares* (Eds Gabaglia, G.P.R. and Milani, E. J.), pp. 197-220. Petrobras, Rio de Janeiro.

Eiras, J.F., Kinoshita, E.M. and Feijó, F.J. (1994) Estratigrafia das bacias sedimentares do Brasil. *Boletim de Geociências da Petrobras*, **8**, 17-45.

Galvão, M.V.G. Evolução termomecânica da Bacia de Marajó, estado do Pará, Brasil. Ouro preto, 1991. 193p. Dissertação – (Mestrado) - Universidade Federal de Ouro Preto.

Lima, H.P. Notas sobre a análise estratigráfica da Bacia de Marajó. Belém: Petrobrás, p. 34, 1987.

- Lowenstein T. K. & Hardie L. A.** 1985. Criteria for the recognition of salt-pan evaporites. *Sedimentology* 32.5: 627 - 644
- Machel, H.G.** (1993) Anhydrite nodules formed during deep burial. *Journal of Sedimentary Research*, 63, 659-662.
- Martill, D.M., Loveridge, R. and Heimhofer, U.** (2007) Halite pseudomorphs in the Crato Formation (Early Cretaceous, Late Aptian-Early Albian), Araripe Basin, northeast Brazil: further evidence for hypersalinity. *Cretaceous Research*, 28, 613-620.
- McConnell, R.B.** (1969) Fundamental fault zones in the Guiana and West African Shields in relation to presumed axes of Atlantic spreading. *Geological Society of America Bulletin, Boulder*, 80, 1775-1782.
- Miall, A.D.** (1996) *The Geology of Fluvial Deposits: Sedimentary Facies. Basin Analysis and Petroleum Geology.* New York, Springer-Verlag, 582 pp.
- Miller, C.J. and Avenius, C.G.** Interpretation regional: vibroseis and dynamite seismic survey, Marajó. Belém: Texaco, 56 p. 1986.
- Mohriak, W. and Szatmari, P.** (2008) Introdução às propriedades químicas e físicas dos evaporitos. In: *Sal Geologia e tectônica* (Eds Mohriak, W., Szatmari, P. and Anjos, S.M.C.), pp. 18-41. Beca Edições Ltda, São Paulo.
- Murray, R.C.** (1964) Origin and diagenesis of gypsum and anhydrite. *Journal of Sedimentary Research*, 34, 512-523.
- Peters, K.E. and Cassa, M.R.** (1994) Applied Source Rock Geochemistry. In: *The Petroleum system—from source to trap: AAPG Memoir 60* (Eds Magoon, L.B and Dow, W.G), pp. 93-120. AAPG Memoir, Texas.
- Reis, N.J., Faria, M.S.G. and Maia, M.A.M.** (2002) O quadro Cenozoico da porção norte-oriental do Estado de Roraima. In: *Contribuições à geologia da Amazônia* (Eds Klein, E.L., Vasquez, M.L. and Rosa-Costa, L.T.), pp. 259-272. Sociedade Brasileira de Geologia – Núcleo Norte, Belém.
- Soares Junior, A.V.** Paleogeografia e evolução da paisagem do nordeste do estado do Pará e noroeste do estado do Maranhão – Cretáceo ao Holoceno. Belém, 2002. 126p. Dissertação (mestrado)- Universidade Federal do Pará.
- Soares Junior, A.V.** A fragmentação do Gondwana na região meio norte do Brasil durante o mesozoico. Belém, 2007. 193p. Tese (Doutorado)- Universidade Federal do Pará.
- Schaller, H.; Vasconcelos, D.N.; Castro, J.C.** Estratigrafia preliminar da bacia sedimentar da Foz do Amazonas. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 25. 1971, São Paulo.
- Schreiber, B.C. and Tabakh, M.E.** (2000). Deposition and early alteration of evaporites. *Sedimentology*, 47, 215-238.

Smoot J. P. & Lowenstein T. K. 1991. Depositional environments of non-marine evaporites. *Developments in Sedimentology* 50, p. 189 - 347.

Tucker, M.E. (2001) *Sedimentary Petrology- Na Introduction to the Origin of Sedimentary Rocks*. Oxford, Blackwell, 262 pp.

Vaz, P.T., Wanderley Filho, J.R. and Bueno, G.V. (2007) Bacia do Tacutu. *Boletim de Geociências da Petrobras*, **15**, 289-297.

Villegas, J.M. Geologia Estrutural da Bacia de Marajó. Belém, 1994. 119p. Dissertação (Mestrado) – Universidade Federal do Pará.

Warren, J.K. (2006) *Evaporites: Sediments, Resources and Hydrocarbons*. Berlin, Springer-Verlag, 1035 pp.

LISTA DE FIGURAS

Fig. 1. Área de estudo localiza-se no setor nordeste do Estado de Roraima, que abrange o município de Bonfim. O acesso é feito pelo município de Boa Vista através da rodovia federal BR-174 e estadual RR-401 que liga Boa Vista a Bonfim.

Fig. 2. Esquema da evolução geológica da bacia do Tacutu. (A) Fase pré *rift*, Triássico. (B) Fase pré-*rift* de resfriamento, Jurássico Superior. (C) Fase *rift*, Jurássico Superior. (D) Fase *rift* de resfriamento, Cretáceo Inferior. (E) Fase pós *rift*, Cenozoico. (Modificado de Eiras e Kinoshita, 1987).

Fig. 3. Fácies Carbonáticas C1. (A) Laminações plano paralelas formadas por intercalações de carbonato evaporítico e lama. (B) Cavidades preenchidas por calcedônia. (C e D) Pseudomorfos de minerais evaporíticos. (E e G) Estruturas de ressecamento. (F) Minerais evaporíticos. (H) Cristais de calcita e dolomita.

Fig. 4. Análise de MEV e EDS mostrando os principais minerais das fácies carbonática C1.

Fig. 5. Fácies Pelíticas P1. (A) Laminações plano paralelas formadas por intercalações de carbonatos e níveis de matéria orgânica. (B) Cavidades preenchidas por cimento isópaco fibroso substituído por calcedônia. (C) Lente de carbonato preenchidos

por querogênio. (D e F) Laminações plano paralelas truncadas por micro brechas de ressecamento preenchidas por calcita. (E) Laminações de matéria orgânica e níveis argilosos formando estruturas plano paralelas e ondulantes. (G) Laminações de matéria orgânica e carbonatos exibindo um aspecto rítmico. (H) Nódulo de evaporito substituído por sílica. (I) Níveis de matéria orgânica com laminações de carbonato. (J) Pirita antigênica e fraturas preenchidas por calcita.

Fig. 6. Análise de MEV e EDS mostrando os principais minerais das fácies pelíticas P1.

Fig. 7. Fácies Pelíticas P2. (A e G) Siltito maciço com nódulos evaporíticos substituídos por calcita. (B e H) Gretas de ressecamento preenchidas por calcita e dolomita. (C) Laminações de compactação e poros de ressecamento ou dissolução. (D e F) Siltito com cristais autigênicos de dolomita e pirita.

Fig. 8. Análise de MEV e EDS mostrando os principais minerais das fácies pelíticas P2.

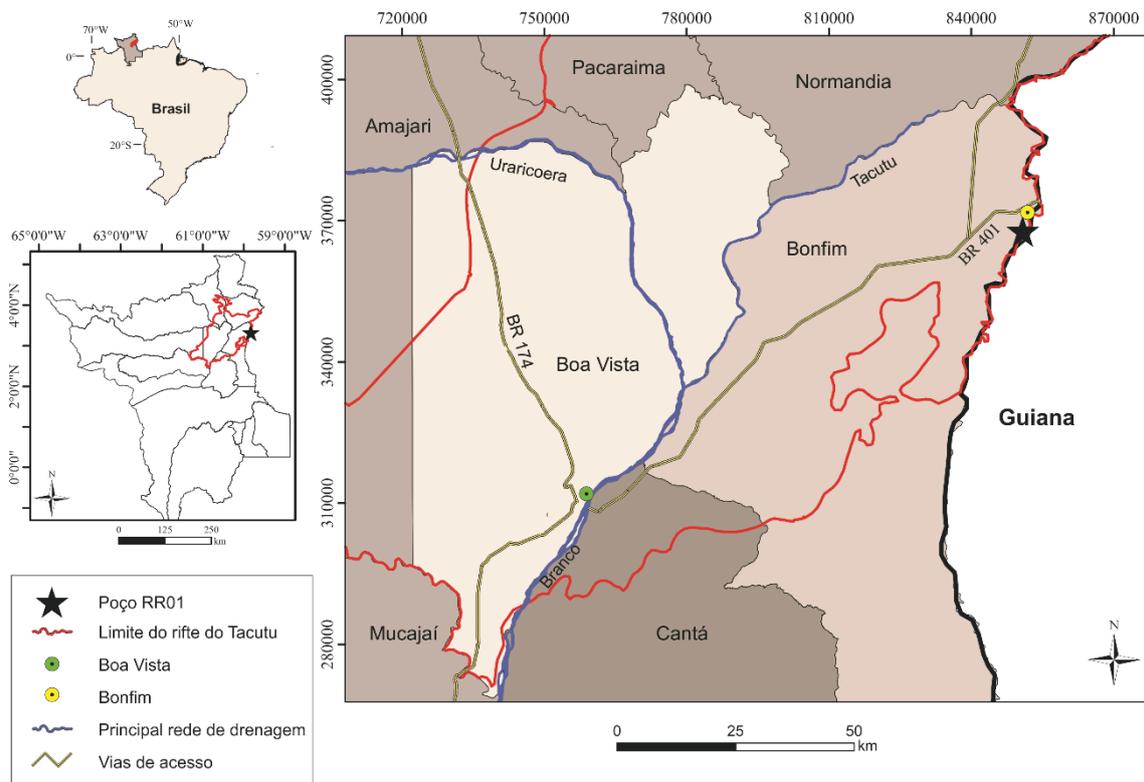
Fig. 9. Fitoclastos. (A, B, C, D e E) e G) Traqueídeos bem preservados de cor marrom escuro, apresentam formas alongadas com estrutura interna visível e contorno de borda nítido, cor variando de marrom escuro a preto

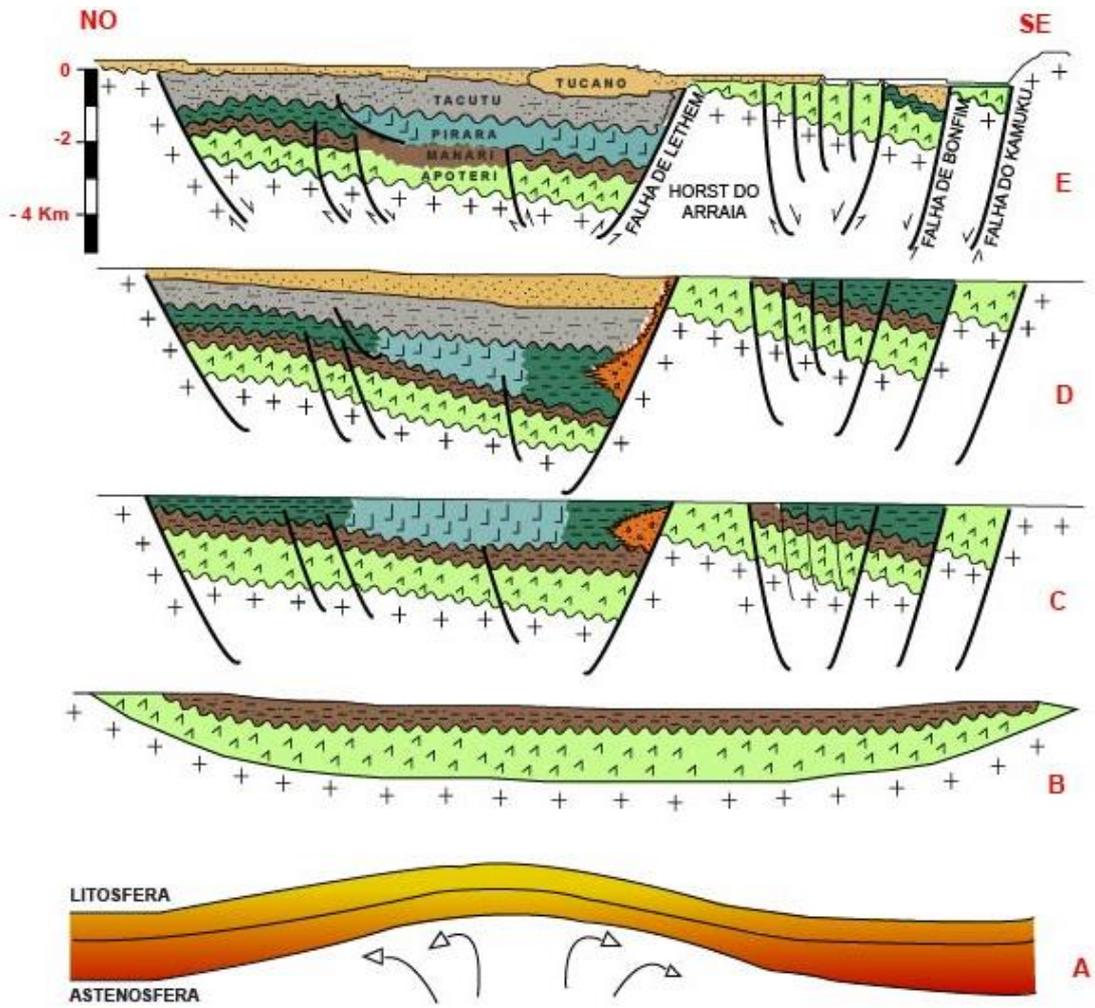
Fig. 10. Palinomorfos. (A) Leiotriletes magnus, (B) Esporo trilete reticulado, (C) Díade, (D) Alisporite, (E) Tétrade de classopollis noeli, (F) Classopollis.

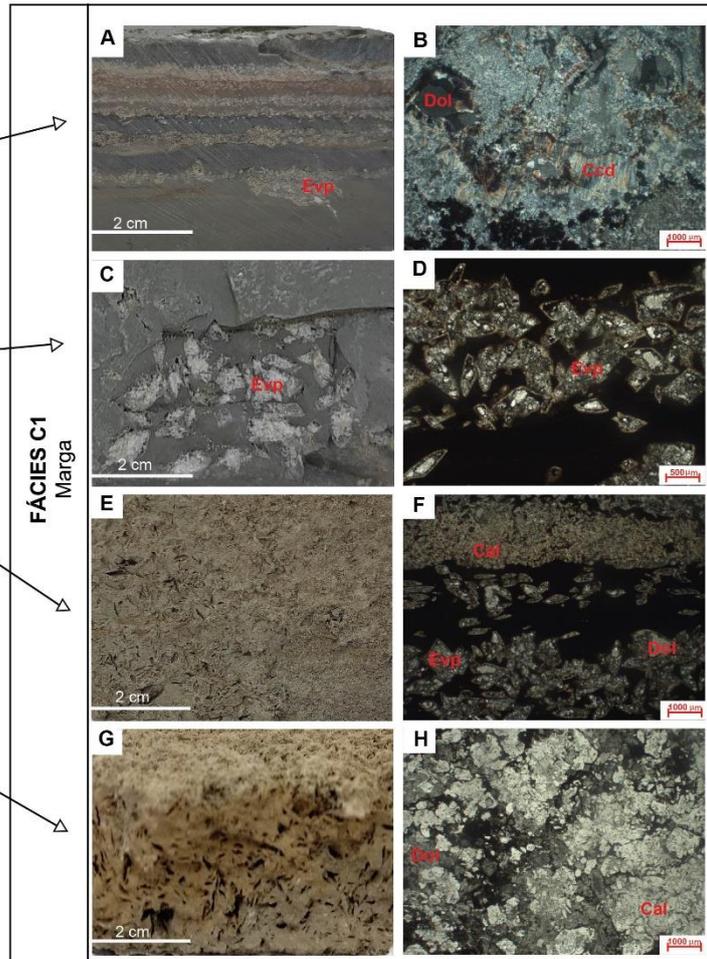
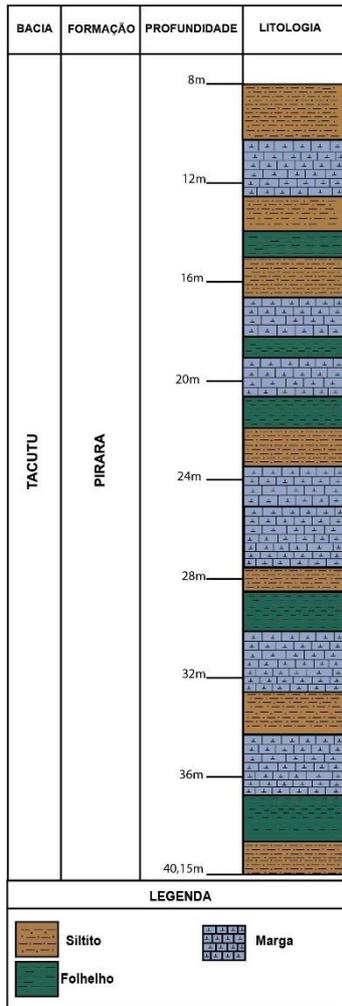
Fig. 11. Matéria orgânica amorfa. (A, B, C, D e E) apresenta com formas irregulares e arredondadas, a cor varia de marrom e marrom escuro com pequenas inclusões opacas de piritas.

Fig. 12. Análise de carbono orgânico total (COT) das amostras da fácies folhelho negro.

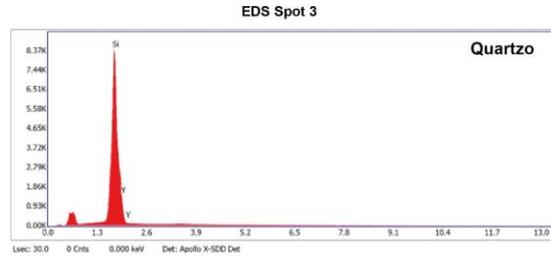
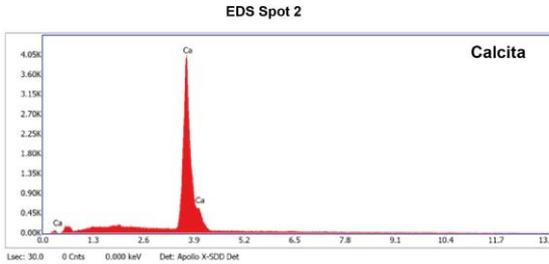
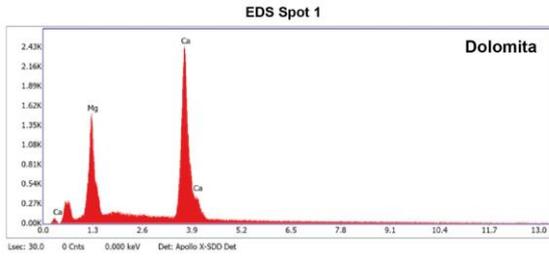
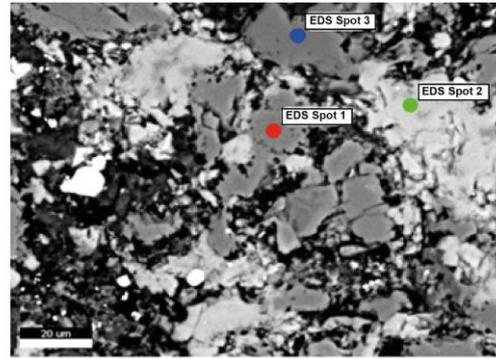
FIGURAS



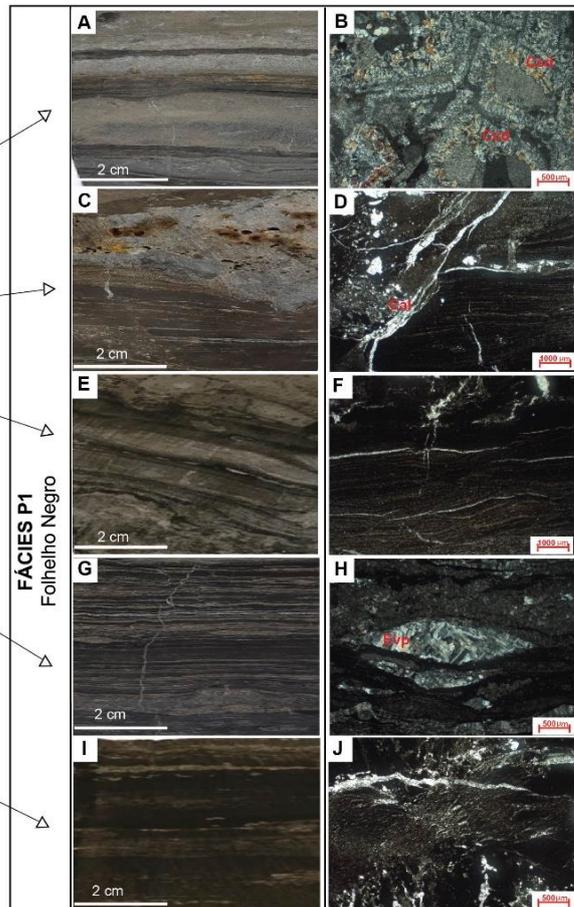




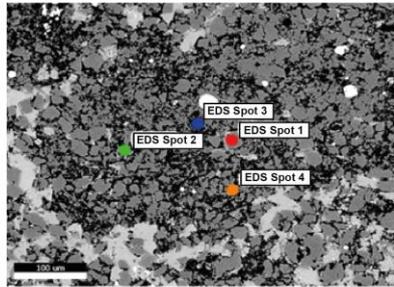
FÁCIES CARBONÁTICA C1
MEV



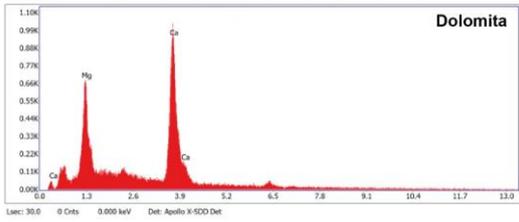
BACIA	FORMAÇÃO	PROFUNDIDADE	LITOLOGIA
TACUTU	PIRARA	8m	Siltito
		12m	Marga
		16m	Folhelho
		20m	Marga
		24m	Marga
		28m	Folhelho
		32m	Marga
		36m	Marga
		40,15m	Folhelho
		LEGENDA	
	Siltito	Marga	
	Folhelho		



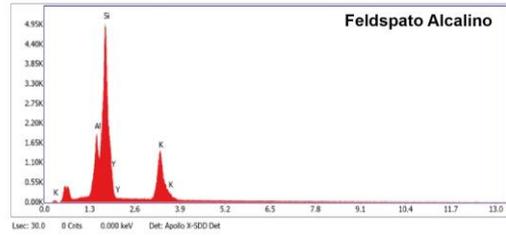
FÁCIES PELÍTICA P1
MEV



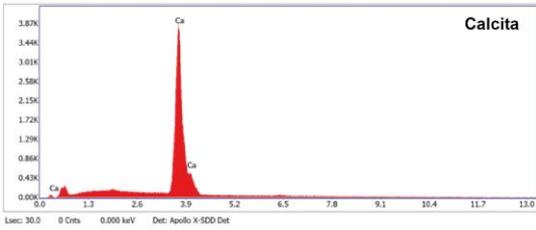
EDS Spot 1



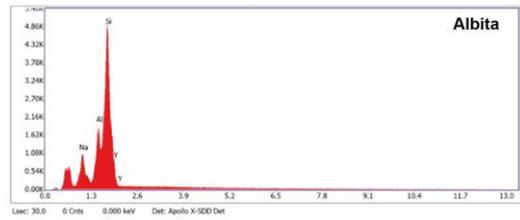
EDS Spot 2

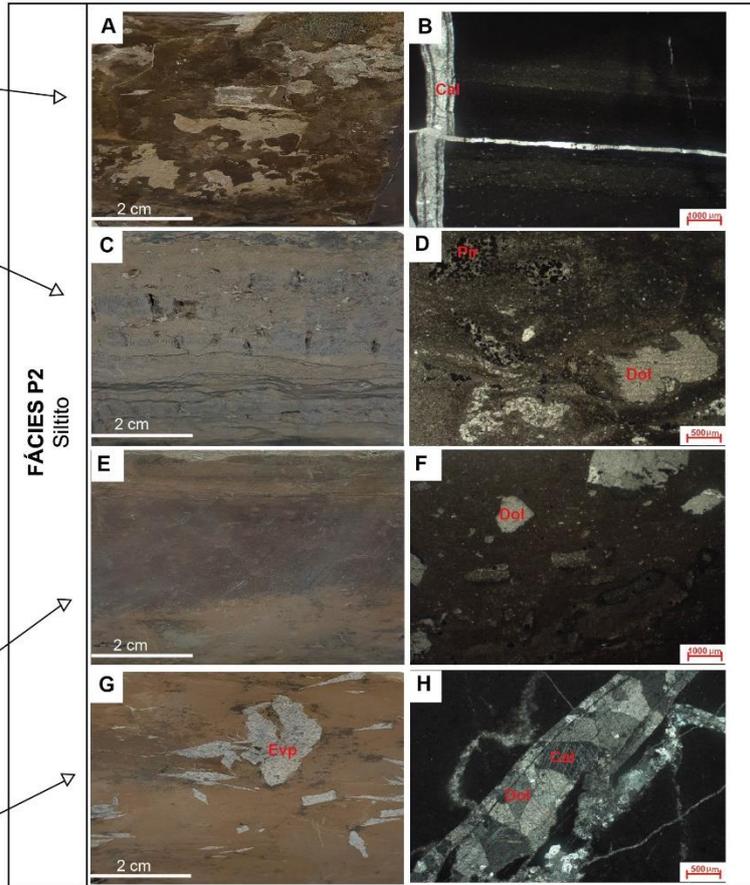
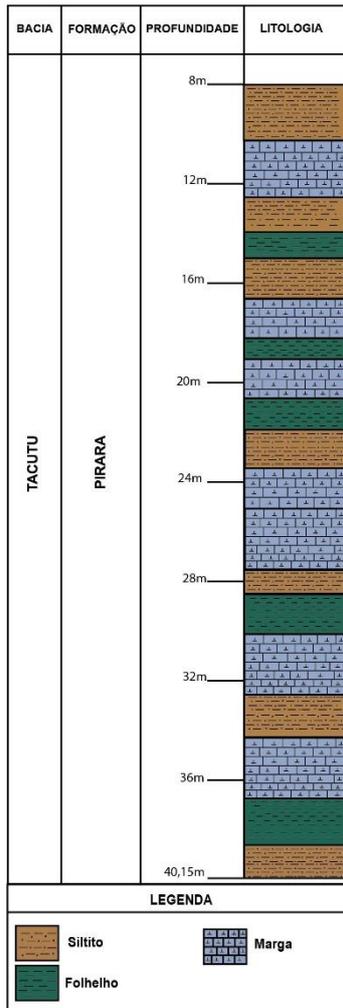


EDS Spot 3

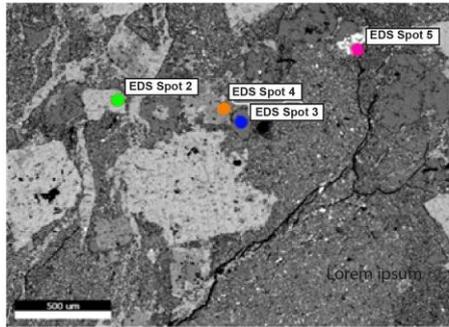


EDS Spot 4

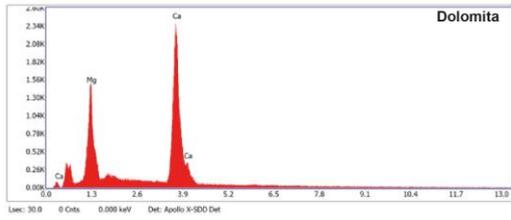




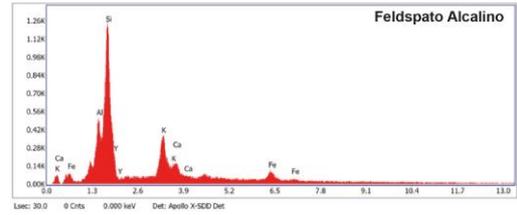
FÁCIAS PELÍTICAS P2
MEV



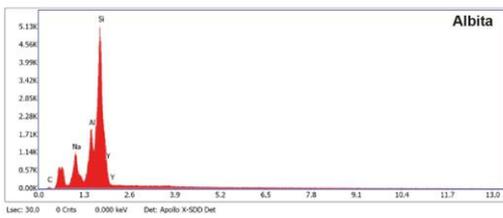
EDS Spot 2



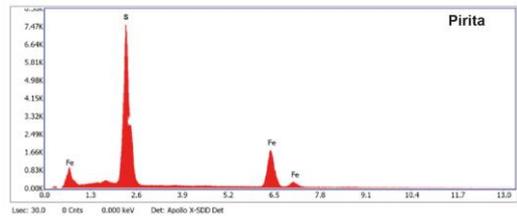
EDS Spot 3

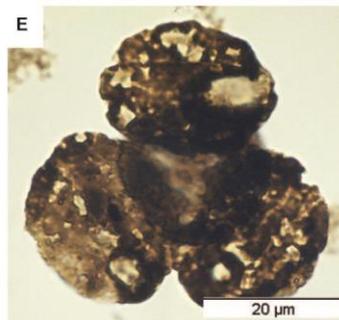
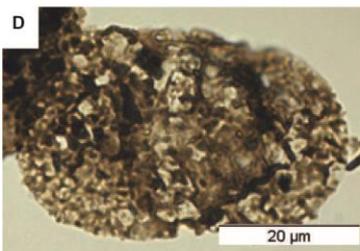
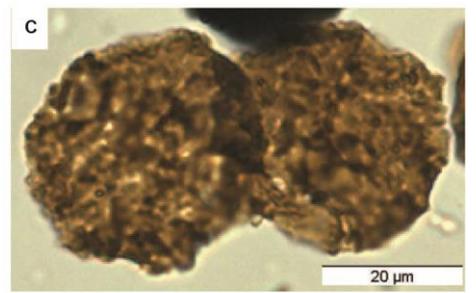
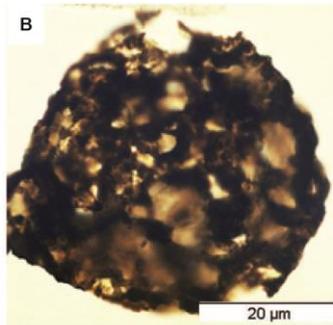
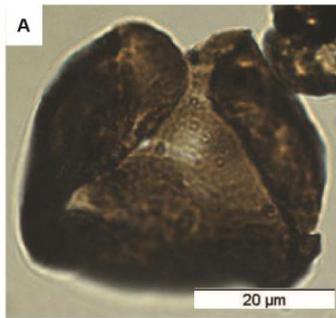
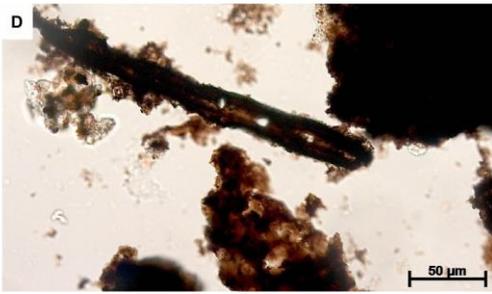
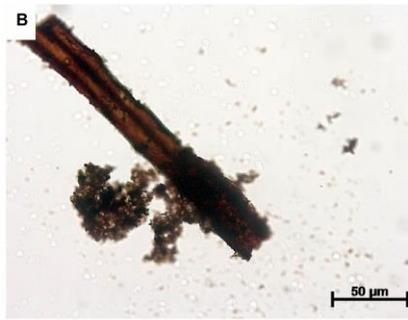
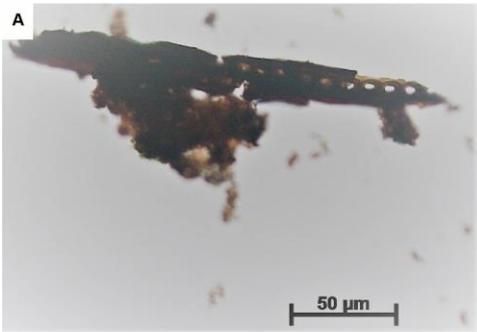


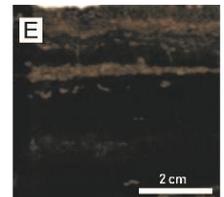
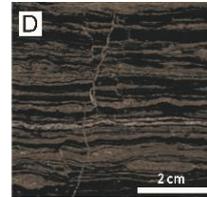
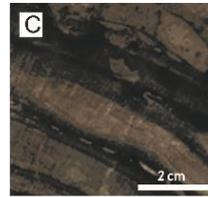
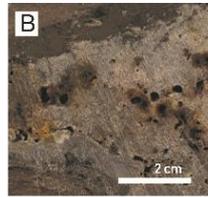
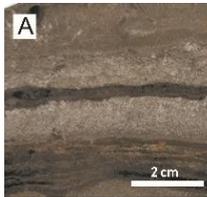
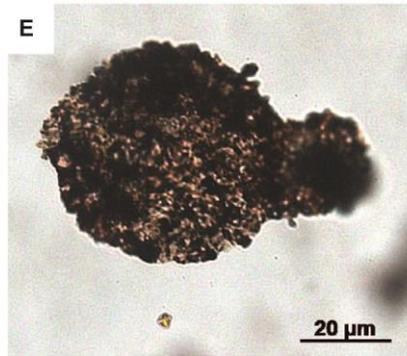
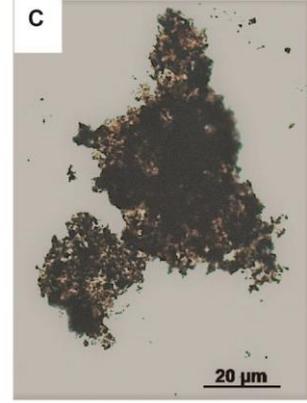
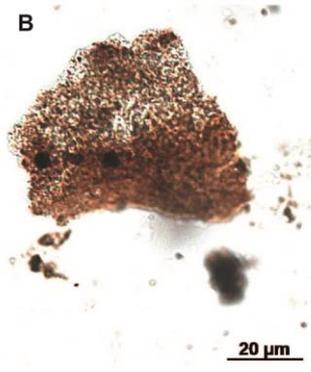
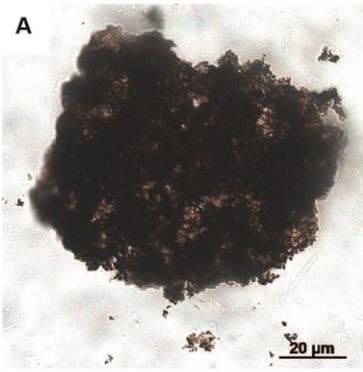
EDS Spot 4



EDS Spot 5







Resultado	Resultado	Resultado	Resultado	Resultado
SSM-TOC: 8,343%	SSM-TOC: 5,586%	SSM-TOC: 13,77%	SSM-TOC: 5,063%	SSM-TOC: 9,600%
SSM-TC: 12,01%	SSM-TC: 9,689%	SSM-TC: 16,71%	SSM-TC: 8,840%	SSM-TC: 15,94%
SSM-IC: 3,670%	SSM-IC: 4,103%	SSM-IC: 2,939%	SSM-IC: 3,777%	SSM-IC: 6,344%

6. CONCLUSÃO

A partir dos dados faciológicos, petrográficos e palinológicos obtidos nesse trabalho, permitiu-se abrir novas discussões a respeito do paleoambiente da Formação Pirara, já que as fácies analisadas evidenciaram texturas e mineralogia condizentes de um contexto deposicional de playa lake. Tendo em vista essa interpretação foi possível inferir um paleoambiente de origem lacustre com características de hipersalinidade, provavelmente próximo da costa. No entanto não foi possível estabelecer uma idade precisa da deposição da Formação Pirara, apesar dos resultados de palinologia indicar uma idade Jurássica a falta de espécies –guia impediu o enquadramento bioestratigráfico da associação palinológica analisada e portanto nenhuma palinozona característica foi definida. Contudo as correlações feita com as bacia brasileiras que se originaram no mesmo contexto mostraram sucessões sedimentares parecidas com as descritas neste trabalho como é o caso da Bacia de Marajó mas com idade correspondentes ao Cretáceo.

Outro resultado bastante expressivo nesse trabalho foram os altos valores de Carbono Orgânico Total – COT obtidos nas amostras de folhelhos negros da fácies P1 indicando o alto potencial de uma rocha geradora de hidrocarbonetos, instigando a fazer estudos mais acurados de palinologia e geoquímica orgânica para avaliar o quão promissor pode ser essa bacia para exploração petrolífera

Contudo, este trabalho contribuiu para o entendimento da origem e evolução da Bacia do Tacutu e inserindo a mesma no cenário econômico, tendo vista que os dados obtidos nesse trabalho indicam que as rochas pelíticas da Formação Pirara são altamente promissoras a geração de hidrocarbonetos.

REFERÊNCIAS

Alonso-Zarza, A.M. e Tanner, L.H. (2009) Carbonates in continental settings: geochemistry, diagenesis applications. Oxford, Elsevier, 316 pp.

Avenius, C.G. Cronostratigraphic study of the post-rift/ sin-rift unconformity, Marajó rift system, Brazil. Belém: Texaco Exploration Brazil Company (TEBCO), 98 p., 1988.

Benison, K.C. e Goldstein, R.H. (2000) Sedimentology of ancient saline pans: an example from the Permian Oppeche Shale, Williston Basin, North Dakota, USA. *Journal of Sedimentary Research*, **70**, 159-169.

Berrangé, J.P. e Dearnley, R. (1975) The apoteri volcanic formation – tholeiitic flows in the North Savanas Gráben of Guyana and Brazil. *Geologische Rundschau*, **64**, 883-899.

Borghi, L. (2000) Visão geral da análise de fácies sedimentares do ponto de vista da arquitetura deposicional. Rio de Janeiro, Boletim Museu Nacional, 26 pp.

Carnes, J.B.; Chou, G.T.; Katz, B.J.; Lorenzetti, E.; Shih, T.C. Exploration analysis of sin rift section Marajó basin, Brazil. Belém: Texaco, 76p. 1989.

Costa, B.J.S., Hasui, Y.; Bermegui, R.L.; Soares Junior, A.V.; Villegas, J.M. Tectonic and paleogeographic of the Marajó region, Northern Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, v. 174, p.519-531, 2002

Costa, M. G. F.; Lima, M. P. Análise estratigráfica do 1-TU-1-RR. Rio de Janeiro: Petrobras/Depex, 1981. (Relatório Depex-65.024/81).

Crawford, F.D., Szelewski, C.E. e Alvey, G.D. (1984) Geology and exploration in the Takutu Gráben of Guyana. *Journal Petroleum Geology*, **8**, 5-36.

Einsele G. 2000. Sedimentary basins: evolution, facies, and sediment budget. Springer, Heidelberg, 792 p.p.

Eiras, J.F. e Kinoshita, E.M. (1988) Evidências de movimentos transcorrentes na Bacia do Tacutu. *Boletim de Geociências da Petrobras*, **2**, 193-208.

Eiras, J.F.; Kinoshita, E.M. Evidências de movimentos transcorrentes na Bacia do Tacutu. In: Seminários sobre rifts intracontinentais, Rio de Janeiro. Anais... Rio de Janeiro: Petrobras/Depex, 1987.

Eiras, J.F. e Kinoshita, E.M. (1990) Geologia e perspectivas petrolíferas da Bacia do Tacutu. In: Origem e evolução de bacias sedimentares (Eds Gabaglia, G.P.R. and Milani, E. J.), pp. 197-220. Petrobras, Rio de Janeiro.

Eiras, J.F., Kinoshita, E.M. e Feijó, F.J. (1994) Estratigrafia das bacias sedimentares do Brasil. *Boletim de Geociências da Petrobras*, **8**, 17-45.

Esteves, F. A. 1988. Brasil: Fundamentos de Limnologia. Editora Interciência. Rio de Janeiro, 575p.

Fraga, L.M.B. *A associação anortosito-mangerito-granito rapakavi (AMG) do Cinturão Guiana Central, Roraima, e suas encaixantes Paleoproterozoicas: evolução estrutural, geocronologia e petrologia.* 2002. 363p. Tese (Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica) – Faculdade de Geologia, Universidade Federal do Pará, Belém, 2002.

Galvão, M.V.G. Evolução termomecânica da Bacia de Marajó, estado do Pará, Brasil. Ouro preto, 1991. 193p. Dissertação – (Mestrado) - Universidade Federal de Ouro Preto.

Hammen, T. e Burger, D. (1966) Pollen flora and age of the Takutu Formation, Guyana. *Leidse Geologische Mededelingen*, **38**, 173-180.

Hurley, P.M., Rand, J.R., Pinson, W.H. Jr., Fairbairn, H.W., Almeida, F.F., Melcher, G.C., Cordani, U.G., Kawashita, K. e Vandoros, P. (1967) Test of continental drift by comparison of radiometric ages. *Science*, **157**, 495-500.

Lima, H.P. Notas sobre a análise estratigráfica da Bacia de Marajó. Belém: Petrobrás, p. 34, 1987.

Lowenstein T. K. & Hardie L. A. 1985. Criteria for the recognition of salt-pan evaporites. *Sedimentology* 32.5: 627 - 644

Machel, H.G. (1993) Anhydrite nodules formed during deep burial. *Journal of Sedimentary Research*, **63**, 659-662.

Martill, D.M., Loveridge, R. e Heimhofer, U. (2007) Halite pseudomorphs in the Crato Formation (Early Cretaceous, Late Aptian-Early Albian), Araripe Basin, northeast Brazil: further evidence for hypersalinity. *Cretaceous Research*, **28**, 613-620.

McConnell, R.B. (1969) Fundamental fault zones in the Guiana and West African Shields in relation to presumed axes of Atlantic spreading. *Geological Society of America Bulletin, Boulder*, **80**, 1775-1782.

Mendiguren, J.A. e Richter, F.M. (1978) On the origin of compressional intraplate stresses in South America. *Revista Brasileira de Geociências*, **8**, 90-102.

Mendonça Filho J.G. (1999) *Aplicação de estudos e palinofácies e fácies orgânica em rochas do Paleozoico Superior da bacia do Paraná sul do Brasil.* Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Tese de Doutorado, 157p.

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

Mohriak, W. e Szatmari, P. (2008) Introdução às propriedades químicas e físicas dos evaporitos. In: Sal Geologia e tectônica (Eds Mohriak, W., Szatmari, P. and Anjos, S.M.C.), pp. 18-41. Beca Edições Ltda, São Paulo.

Murray, R.C. (1964) Origin and diagenesis of gypsum and anhydrite. *Journal of Sedimentary Research*, **34**, 512-523.

Peters, K.E. e Cassa, M.R. (1994) Applied Source Rock Geochemistry. In: The Petroleum system—from source to trap: AAPG Memoir 60 (Eds Magoon, L.B and Dow, W.G), pp. 93-120. AAPG Memoir, Texas.

Reis, N.J., Fraga, L.M., Faria, M.S.G. e Almeida, M.E. (2003) Geologia do Estado de Roraima. *Géologie de la France*, **2**, 71-84.

Reis, N.J., Faria, M.S.G. e Maia, M.A.M. (2002) O quadro Cenozoico da porção norte-oriental do Estado de Roraima. In: Contribuições à geologia da Amazônia (Eds Klein, E.L., Vasquez, M.L. and Rosa-Costa, L.T.), pp. 259-272. Sociedade Brasileira de Geologia – Núcleo Norte, Belém.

Rosen M.R. 1994. The importance of groundwater in playas: A review of playa classifications and the sedimentology and hydrology of playas. In Rosen M.R. (Ed.), Paleoclimate and Basin Evolution of Playa System, Boulder, CO. Geological Society of America Special Paper 289.

Schreiber, B.C. e Tabakh, M.E. (2000). Deposition and early alteration of evaporites. *Sedimentology*, **47**, 215-238.

Silva, M.G. e Porsani, M.J. (2006) Aplicação de balanceamento espectral e DMO no processamento sísmico da Bacia do Tacutu. *Revista Brasileira de Geofísica*, **24**, 273-290.

Silva, M.A.M., Schreiber, B.C. e Santos, C.L.D. (2000) Evaporitos como recursos minerais. *Revista Brasileira de Geofísica* **18**, 338-350.

Smoot J. P. & Castens-Seidell B

. 1994. Sedimentary features produced by efflorescent salt crusts, Saline Valley and Death Valley, California. Special Publication. Society for Sedimentary Geology.

Soares Junior, A.V. Paleogeografia e evolução da evolução da paisagem do nordeste do estado do Pará e noroeste do estado do Maranhão – Cretáceo ao Holoceno. Belém, 2002. 126p. Dissertação (mestrado)- Universidade Federal do Pará.

Soares Junior, A.V. A fragmentação do Gondwana na região meio norte do Brasil durante o mesozoico. Belém, 2007. 193p. Tese (Doutorado)- Universidade Federal do Pará.

Tassinari, C.C.G., Macambira, M.J.B. (2004) A evolução tectônica do Cráton Amazônico. In: Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida (Eds Mantesso-Neto, V., Bartorelli, A., Carneiro, C. Dal R., Brito-Neves, B.B.), pp. 471–485. Beca, São Paulo,

Tucker, M.E. (2001) Sedimentary Petrology- Na Introduction to the Origin of Sedimentary Rocks. Oxford, Blackwell, 262 pp.

Tissot, B.P. e Welte D.H. (1978) Petroleum Formation and Occurrence. Springer-Verlag, Berlin, 538 pp.

Tissot, B.P. e Welte, D.H. 1984. Petroleum Formation and Occurrence. Springer-Verlag, Berlin, 699p.

Tyson, R.V. (1993) Palynofacies Analysis. In: Applied Micropalaeontology (Eds Jenkins, D.G.), pp. 153-272. Springer Netherlands, Dordrecht.

Tyson, R.V. (1995) Sedimentary Organic Matter: Organic Facies and Palynofacies. Londres, Chapman & Hall, 615 pp.

Vaz, P.T., Wanderley Filho, J.R. e Bueno, G.V. (2007) Bacia do Tacutu. *Boletim de Geociências da Petrobras*, **15**, 289-297.

Walker, R.G. (1984) General introduction: facies, facies sequences and facies models. In: Facies Models (Eds Walker, R.G.), pp. 1-10. Geoscience Canada, Toronto.

Warren, J.K. (2006) Evaporites: Sediments, Resources and Hydrocarbons. Berlin, Springer-Verlag, 1035 pp.