



Universidade Federal do Pará



Faculdade de Geologia



Instituto de Geociências

TRABALHO DE CONCLUSÃO DE CURSO

THIAGO JOSÉ JARDIM SILVA

**FÁCIES, PALINOLOGIA E ICNOLOGIA DOS DEPÓSITOS
GLACIAIS E PÓS-GLACIAIS (NEODEVONIANO-
EOCARBONÍFERO), SUDOESTE DA BACIA DO PARNAÍBA,
REGIÃO DE PEDRO AFONSO, TO**

**GEOCIÊNCIAS
U F P A**

**BELÉM - PARÁ
2010**

THIAGO JOSÉ JARDIM SILVA

**FÁCIES, PALINOLOGIA E ICNOLOGIA DOS DEPÓSITOS GLACIAIS
E PÓS-GLACIAIS (NEODEVONIANO-EOCARBONÍFERO),
SUDOESTE DA BACIA DO PARNAÍBA, REGIÃO DE PEDRO AFONSO,
TO**

Trabalho de Conclusão de Curso apresentado à Faculdade de Geologia do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Pará, para obtenção de grau de bacharel em Geologia.

Orientador: Prof. Dr. Afonso César Rodrigues Nogueira

**Belém-PA
2010**

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

S586f Silva, Thiago José Jardim

Fácies, palinologia e icnologia dos depósitos glaciais e pós-glaciais (Neodevoniano-Eocarbonífero), sudoeste da bacia do Parnaíba, região de Pedro Afonso, TO / Thiago José Jardim Silva; Orientador: Afonso César Rodrigues Nogueira – 2011

104 f. : il.

Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação em Geologia) – Faculdade de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, Quarto Período de 2010.

1. fácies. 2. Palinologia. 3. Icnologia. 4. Depósitos glaciais e pós-glaciais. 5. Formação Cabeças. 6. Formação Longá. 7. Bacia do Parnaíba. 8. Tocantins. I. Nogueira, Afonso César Rodrigues. II. Universidade Federal do Pará.

CDD 20° ed.: 552.5098173

THIAGO JOSÉ JARDIM SILVA

**FÁCIES, PALINOLOGIA E ICNOLOGIA DOS DEPÓSITOS GLACIAIS
E PÓS-GLACIAIS (NEODEVONIANO-EOCARBONÍFERO),
SUDOESTE DA BACIA DO PARNAÍBA, REGIÃO DE PEDRO AFONSO,
TO**

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

Defendido e aprovado em: ____/____/____

Conceito: _____

Banca Examinadora:

**Prof. Afonso César Rodrigues Nogueira -
Orientador**
Doutor em Geociências (Geologia Sedimentar)
Universidade Federal do Pará (UFPA)

Prof. Vladimir de Araújo Távora - Relator
Doutor em Geologia
Universidade Federal do Pará (UFPA)

AGRADECIMENTOS

À Universidade Federal do Pará através da Faculdade de Geologia do Instituto de Geociências, pela acolhida e oportunidade da elaboração deste trabalho e por fornecerem infra-estrutura necessária ao desenvolvimento da parte experimental;

Ao Programa Institucional de Bolsas de Iniciação Científica e Conselho Nacional de Pesquisa (PIBIC/CNPq) pela concessão da bolsa de iniciação científica;

Ao Prof. Dr. Afonso Nogueira pela orientação durante as etapas do desenvolvimento desse trabalho;

Ao Prof. Dr. Werner Truckenbrodt pelo apoio nas atividades de campo, pela leitura crítica do capítulo de fácies e por diversas contribuições e sugestões na fase pós-campo;

A Dra. Renata Hidalgo pelo fornecimento de bibliografias referente à palinologia, por sugestões na elaboração deste tcc e pelo apoio nas atividades do Laboratório de Paleobiologia da UFPa;

Ao Prof. Msc. Joelson Soares pela leitura crítica dos capítulos de geologia regional e de icnologia e pela ajuda na identificação dos icnofósseis;

Ao Prof. PhD. Mário Vicente Caputo pelo fornecimento de uma grande quantidade de artigos relacionados com os eventos glaciais devonianos;

Ao Prof. Dr. Antonio Fernandes pela ajuda na identificação dos icnofósseis e pelo fornecimento de bibliografias;

Ao Prof. Dr. José Henrique de Melo pelo fornecimento de um CD com uma grande quantidade de artigos, referentes a palinologia do Devoniano;

A Prof. Dra. Paula Mauller pela ajuda na identificação dos esporos;

Ao técnico do Laboratório de Sedimentologia Lopes pelo apoio nas atividades laboratoriais;

Aos alunos de pós-graduação Roberto César, Humberto Abinader, Luis Saturnino e a aluna de graduação Priscila Amaral pelo apoio nas atividades de campo;

Ao Msc. José Bandeira pelo apoio em diversas etapas do pré-campo e pós-campo;

Ao grupo PET-Geologia na pessoa do tutor Prof. Dr. Vladimir Távora, por representar o início da minha carreira científica no curso de geologia;

A todos os amigos, como Daniele Silva, Cleber Eduardo, Hudson dos Santos, Francisco Romério, entre outros que contribuíram de forma direta ou indireta na elaboração deste trabalho de conclusão de curso.

RESUMO

Os depósitos do Devoniano Superior ao Carbonífero Inferior do sudoeste da Bacia do Parnaíba, representado pelas formações Cabeças e Longá, ocorrem em excelentes exposições na região de Pedro Afonso, estado do Tocantins. A análise faciológica destes depósitos permitiu a individualização de nove litofácies distribuídas em três associações de fácies (AF) distintas: AF1) depósitos subglaciais de alojamento e AF2) frente deltáica, ambos da Formação Cabeças; e AF3) face litorânea inferior (*shoreface*) a costa afora (*offshore*) da Formação Longá. A AF1 consiste em: diamictito maciço, composto por grânulos e seixos de composição variada (arenito, quartzito e granito) dispersos numa matriz pelítico-arenosa. O diamictito cisalhado contém fragmentos de arenito de tamanhos variados (desde 1cm até, aproximadamente, 5m de diâmetro), imersos em uma matriz pelítico-arenosa, sendo, as vezes, cortado por falhas normais. Em alguns casos os fragmentos de arenito são contorcidos, internamente exibem planos de deslocamentos inversos, além de foliações subhorizontais. A AF2 é composta por arenitos com geometria lobada e acamamento maciço, e com estruturas do tipo *ball-and-pillow*. A AF3 é representada por folhelhos e subordinadamente por arenitos finos a grossos e seixosos. Os arenitos grossos seixosos da Formação Longá têm acamamento maciço representando um *lag* transgressivo. Os folhelhos intercalados com arenitos finos com presença de marcas onduladas, acamamentos *wavy* e *linsen*, laminação cruzada, estratificação cruzada *hummocky* e intensa bioturbação; megamarcas onduladas isoladas (*starved megaripples*) ocorrem em arenitos grossos. Através do estudo dos componentes particulados orgânicos do diamictito maciço da Formação Cabeças e do folhelho da Formação Longá, identificaram-se algas prasinófitas, acritarcos, esporos, quitinozoários, fitoclastos opacos e não-opacos (não-bioestruturado, bioestruturado e cutículas) e material orgânico amorfo (MOA e resina). Estes componentes corroboram o ambiente costeiro da Formação Cabeças, denominada de palinofácies A. Da mesma forma o ambiente plataformal distal disóxico-anóxico correspondente a Palinofácies B, é confirmado para a Formação Longá. Com base na identificação dos esporos das formações Cabeças e Longá, observou-se que as primeiras localizam-se no Devoniano Superior (Famenniano Médio a Superior), entre as biozonas VH e LN e as últimas se posicionam na transição Devoniano-Carbonífero (Famenniano Superior a Viséano Médio), entre as biozonas LN e NM. O ambiente da Palinofácies B também foi fornecido pela assembléia de icnofósseis da Formação Longá representadas pelas icnoespécies *Bergaueria* isp., *Cruziana* isp., *Helminthopsis abeli*, *Lockeia* isp. e *Palaeophycus* isp., sendo característicos da icnofácies *Cruziana*. A sucessão de fácies

estudada revelou que durante o Neodevoniano-Eocarbonífero, no sudoeste da Bacia do Parnaíba, foi implantado um sistema flúvio-deltáico retrabalhado por fases de avanços e recuo de geleiras costeiras (Formação Cabeças). Após a glaciação neodevoniana a sucessão costeiro-glacial foi recoberta por depósitos pós-glaciais marinhos da Formação Longá.

Palavras-chave: Bacia do Parnaíba, Pedro Afonso, Neodevoniano-Eocarbonífero, sedimentação glacial, palinologia, icnologia.

ABSTRACT

The Upper Devonian to Lower Carboniferous deposits of southwestern Parnaíba Basin, represented by the Cabeças and Longá formations, occur excellent outcrops in the Pedro Afonso region, state of Tocantins, northern Brazil. The facies analysis of these deposits allowed the identification of nine lithofacies divided into three distinct facies associations (FA): FA1) lodgment subglacial deposits and FA2) delta front, both of Cabeças Formation, and FA3) lower shoreface to offshore from Longá Formation. The FA1 consists of: massive diamictite with granules and pebbles (sandstone, quartzite and granite) disseminated in a muddy-sandy matrix; sheared diamictite with fragments of sandstone (1 cm to 5 m in diameter), into of a muddy-sandy matrix, and sometimes cutted by normal faults. In some cases, fragments are contorted and internally exhibit thrust faults and subhorizontal foliation. The FA2 is composed of massive bedded sandstone with lobed geometry and ball-and-pillow structure. The FA3 consists in shales and subordinate fine to coarse-grain and pebbly sandstones. The pebbly sandstones exhibits massive bedding has been interpreted as transgressive lag. The shales are interbedded with sandstones thin beds with ripples marks, wavy-linsen bedding, cross lamination, hummocky cross-stratification and intense bioturbation; starved megaripples occur in coarse to pebbly sandstones. Particulate organic components in the massive diamictite of Cabeças Formation and shale of Longá Formation, are represented by prasinophytes algae, acritarchs, spores, chitinozoans, opaque and non-opaque (non-biostructured, biostructured and cuticles) phytoclasts and amorphous organic material (AOM and resin). These components, named Palynofacies A, corroborate the coastal environment of Cabeças Formation. Likewise the offshore environment (distal shelf) disoxic-anoxic is confirmed to Longá deposits corresponding to Palynofacies B. Trace fossils of Longá Formation are represented by ichnospecies *Bergaueria* isp., *Cruziana* isp., *Helminthopsis abeli*, *Lockeia* isp. and *Palaeophycus* isp., all of them been icnofacies Cruziana. The studied succession recorded that during the Neodevonian-Eocarboniferous in southwestern Parnaíba Basin, a fluvial-deltaic system implemented by ice-melting was sucessively reworked by advance and retreat of coastal glaciers (Cabeças Formation). After this the coastal glacial succession was succeeded by post-glacial transgression of (Longá Formation).

Keywords: Parnaíba Basin, Pedro Afonso, Neodevonian-Eocarboniferous, glacial sedimentation, palynology, ichnology.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

FIGURAS

Figura 1 - Mapa da bacia do Parnaíba com suas unidades geológicas e localização da cidade de Pedro Afonso e dos pontos estudados.....	22
Figura 2 - Fluxograma com as etapas de processamento das amostras.....	26
Figura 3 - Mapa de clasticidade e ambiental da Formação Cabeças, mostrando o sentido de migração das geleiras, que é SE para NW.....	31
Figura 4 - Comparação entre os esquemas bioestratigráficos para o Grupo Canindé. (1) depois de Caputo, 1985., com novos resultados. (2) do centro-oeste da Bacia do Parnaíba, depois de Loboziak et al., 1992. A – cronoestratigrafia; B – bioestratigrafia segundo Daemon (1974); C – bioestratigrafia segundo Streeel, 2000, modificado de Loboziak, 1992 e D – litoestratigrafia.....	32
Figura 5 - Feições usadas nas descrições de esporos paleozóicos.....	36
Figura 6 - Diagrama ilustrando as principais icnofácies marinhas, sua relação com a profundidade e com o modo alimentar.....	39
Figura 7 - Configuração dos continentes no Frasniano (375Ma) (A), Famenniano (370Ma) (B) e Carbonífero Inferior (345Ma) (C).....	42
Figura 8 - Curvas de variação relativa do nível do mar do Fanerozóico, com ciclos de 1ª e 2ª ordem relacionados com a curva de variação relativa do nível do mar do Devoniano e Carbonífero Inferior (Tournaisiano), com ciclos de 3ª ordem, e as unidades litoestratigráficas devonianas.....	43
Figura 9 - Perfis correlacionados das formações Cabeças e Longá na região de Pedro Afonso.....	45
Figura 10 - Diamictito maciço com clastos dispersos numa matriz pelítico-arenosa, Formação Cabeças, região de Pedro Afonso (9000553E/0181701N).....	46
Figura 11 - Clasto de arenito estriado presente no diamictito maciço da Formação Cabeças. As estrias apresentam comprimentos de até 25 cm e uma largura de 0,5 cm (9000553E/0181701N).....	47
Figura 12 - Seixos de arenito, granito e quartzito, polidos, facetados e estriados, alguns estão com a forma de “ferro de engomar”, sendo encontrados no diamictito maciço e cisalhado da Formação Cabeças (9000553E/0181701N).....	47
Figura 13 - Formação do diamictito maciço na base da geleira, em condições subaquosas.....	48

Figura 14 - Foliações subhorizontais contornando bloco de arenito métrico e fraturas subverticais cortando os planos de foliação, presentes no diamictito cisalhado da Formação Cabeças (9000553E/0181701N).....	49
Figura 15 - Diamictito com bloco de arenito métrico formando uma dobra recumbente, Formação Cabeças (9000358E/0191030N).....	49
Figura 16 - Camadas de arenitos métricas com foliações internas cavalgando para dentro do diamictito na Formação Cabeças (9000358E/0191030N).....	51
Figura 17 - Camada de diamictito cortado por uma falha normal subvertical e com foliações se inclinando na direção de mergulho da falha. Ao lado da falha, bloco de arenito dobrado (9000358E/0191030N).....	52
Figura 18 - Estrutura do tipo <i>ball-and-pillow</i> de tamanho métrico em arenito maciço na Formação Cabeças (0176812E/8999768N).....	53
Figura 19 - A fácies ASm da Formação Longá esta discordantemente sobreposta aos arenitos com lobos amalgamados da Formação Cabeças (9000322E/0191401N).....	54
Figura 20 - Arenito grosso a conglomerático representando <i>lag</i> transgressivo na base da Formação Longá (9000322E/0191401N).....	55
Figura 21 - Marcas onduladas de crista reta a levemente ondulada no arenito da Formação Longá (8996962E/0199467N).....	57
Figura 22 - Acamamento <i>wavy-linsen</i> em arenitos e folhelhos da Formação Longá, formados por ação de ondas intermitentes (9000069E/0192863N).....	57
Figura 23 - Folhelho na base do perfil PA-1 (8996962E/0199467N).....	58
Figura 24 - Megamarca ondulada isolada com topo quase simétrico e base reta (8996962E/0199467N).....	59
Figura 25 - Arenito grosso com seixos apresentando megamarcas onduladas (<i>megaripples</i>), estando dentro do folhelho (8996962E/0199467N).....	59
Figura 26 - Arenito fino a grosso com estratificação cruzada <i>hummocky</i> envolvidos por folhelhos, estando relacionados à ação de ondas de tempestades (8996962E/0199467N)...	60
Figura 27 - Perfis correlacionados das formações Cabeças e Longá, mostrando os locais de coleta das amostras.....	62
Figura 28 - Fotomicrografias dos esporos encontrados na Formação Cabeças. A – <i>Archaeozonotrites variabilis</i> ; B – <i>Auroraspora</i> sp.; C – <i>Biornatispora</i> sp.; D – <i>Convolutispora subtilis</i> ; E – <i>Corystisporites</i> sp.; F – <i>Cymbosporites catillus</i> ; G – <i>Diducites mucronatus</i> e H – <i>Gneudnaspora divellomedia</i>	65

Figura 29 - Fotomicrografias dos esporos encontrados na Formação Cabeças. A – <i>Grandispora libyenses</i> ; B – <i>Grandispora</i> sp.; C – <i>Indotriratides</i> sp.; D – <i>Retusotriletes goensis</i> ; E – <i>Retusotriletes incohatus</i> ; F – <i>Retusotriletes</i> sp. 1; G – <i>Retusotriletes</i> sp. 2 e H – <i>Spelaeotriletes granulatus</i>	66
Figura 30 - Fotomicrografias das prasinófitas encontradas na Formação Cabeças. A – <i>Tasmanites</i> sp. fragmentado e B – <i>Maranhites mosesii</i> fragmentado.....	67
Figura 31 - Fotomicrografias dos acritarcos encontradas na Formação Cabeças. A – <i>Pseudolunulidia laevigata</i> ; B – <i>Leiosphaeridia</i> com inclusões de pirita; C – <i>Umbellasphaeridium saharicum</i> e D – <i>Navifusa monoafilata</i> .	68
Figura 32 - Fotomicrografias dos fitoclastos não-opacos e opacos encontradas na Formação Cabeças. A e B – Fitoclastos não-opacos não-bioestruturados; C e D – Fitoclastos não-opacos bioestruturados (Esclereídeos); E e F – Tecidos Cuticulares; G e H – Fitoclastos opacos alongados e equidimensionais.....	69
Figura 33 - Fotomicrografias do material orgânico amorfo encontrado na Formação Cabeças. A – Matéria orgânica amorfa (MOA) e B – Resina (matéria orgânica amorfa hialina).....	70
Figura 34 - Fotomicrografias dos acritarcos encontrados na Formação Longá. A – <i>Ancyrospora</i> sp.; B – <i>Baltisphaeridium</i> sp.; C – <i>Gorgonisphaeridium</i> sp.; D – <i>Leiofusa</i> sp.; E – <i>Leiosphaeridia</i> sp.; F – <i>Micrhystridium</i> sp.; G – <i>Pseudolunulidia</i> sp. e H – <i>Pterospermella</i> sp.....	72
Figura 35 - Fotomicrografias das prasinófitas encontradas na Formação Longá. A – <i>Tasmanites</i> sp.; B – <i>Maranhites mosesii</i> ; C – <i>Maranhites</i> sp. 1; D – <i>Maranhites</i> sp. 2.	73
Figura 36 - Fotomicrografias dos esporos encontrados na Formação Longá. A – <i>Acinosporites</i> sp.; B – <i>Cordylosporites spathulatus</i> ; C – <i>Dictyotriletes</i> sp.; D – <i>Geminospora</i> sp.; E – <i>Verrucosisporites nitidus</i> e F – <i>Verrucosisporites</i> sp. cf. <i>polygonalis</i>	74
Figura 37 - Fotomicrografia do quitinozoário encontrado na Formação Longá.....	75
Figura 38 - Fotomicrografias do material orgânico amorfo encontrado na Formação Longá. A – Matéria orgânica amorfa (MOA) encontrada no nível PA-5-1, estando em grande quantidade e B – Resina.....	76
Figura 39 - Fotomicrografias dos fitoclastos não-opacos e opacos encontrados na Formação Longá. A – Fitoclasto não-opaco não-bioestruturado; B e C – Fitoclastos não-opacos bioestruturados (traqueídeos); D e E – Fitoclastos opacos equidimensionais e alongados.....	77
Figura 40 - Formação da palinofácies A, em ambiente costeiro.....	78

Figura 41 - Diagrama ternário Fitoclasto-MOA-Palinomorfo utilizado na definição de palinofácies em seções marinhas da Formação Longá com os respectivos campos de paleoambiente correspondentes a deposição da matéria orgânica (Tyson, 1993). Legenda: I – Plataforma ou Bacia altamente proximal; II – Bacia marginal disóxica-anóxica; III – Plataforma óxica heterolítica (plataforma proximal); IV – Transição plataforma-bacia; V – Plataforma óxica dominada por lama (plataforma distal); VI – Plataforma proximal subóxica-anóxica; VII – Plataforma distal disóxica-anóxica; VIII – Plataforma distal disóxica-óxica; IX – Bacia distal subóxica-anóxica.....	79
Figura 42 - Distribuição bioestratigráfica dos esporos das formações Cabeças e Longá.....	81
Figura 43 - Amostra com traços fósseis do icnogênero <i>Bergaueria</i> e sua representação ilustrada, em Lindholm (1985), que mostra a morfologia cilíndrica e hemisférica.....	83
Figura 44 - Amostra com traços fósseis da icnoespécie <i>Cruaziana</i> isp. e sua representação ilustrada.....	84
Figura 45 - Acima uma amostra com traços fósseis da icnoespécie e sua representação ilustrada e abaixo as espécies de <i>Helminthopsis</i> , segundo Wetzel & Bromley (1996). O <i>Helminthopsis abeli</i> é o único que apresenta curvatura em forma de ferradura, apresentando também as menores medidas, com distância (d) de um <i>loop</i> a outro variando de 0,5 a 3cm e a amplitude (h) variando 0,5 a 2cm.....	85
Figura 46 - Amostra com traços fósseis da icnoespécie <i>Lockeia</i> isp. e sua representação ilustrada.....	86
Figura 47 - Amostra com traços fósseis da icnoespécie <i>Palaeophycus</i> isp. e sua representação ilustrada.....	87
Figura 48 - Representação esquemática dos organismos que geraram os icnofósseis da icnofácies <i>Cruaziana</i> na área estudada. 1 – Actiniário; 2 – Moluscos bivalvíos; 3 – Anelídeos; 4 – Organismos vermiformes e 5 – Trilobita. Os actiniários, moluscos bivalvíos e anelídeos desenvolveram-se em um substrato argiloso formando icnofósseis com hiporrelevo convexo no arenito. Os organismos vermiformes se desenvolveram no interior de sedimentos arenosos e o trilobita se desenvolveu sobre um substrato composto por areia fina a muito fina.....	89
Figura 49 - Interpretação paleoambiental dos depósitos glaciais da Formação Cabeças e pós-glaciais da Formação Longá, na região de Pedro Afonso.....	92

TABELAS

Tabela 1 - Frequências absolutas e porcentagens dos principais componentes do querogênio de acordo com os níveis das unidades litoestratigráficas. A classificação dos palinomorfos, fitoclastos e do material orgânico amorfo foi baseado em Tyson (1995) e Menezes et al. (2008).....

QUADROS

Quadro 1 - Fácies e associação de fácies das formações Cabeças e Longá.....	44
---	----

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO	19
2	OBJETIVOS	21
3	LOCALIZAÇÃO E ACESSO	22
4	MATERIAIS E MÉTODOS	23
4.1	ANÁLISE DE FÁCIES E ESTRATIGRÁFICA	23
4.2	PREPARAÇÃO DAS LÂMINAS ORGANOPALINOLÓGICAS	23
4.2.1	Seleção das amostras	23
4.2.2	Processamento das amostras	23
4.2.2.1	Tratamento físico das amostras	24
4.2.2.2	Tratamento químico das amostras	24
4.2.2.3	Concentração do querogênio	25
4.2.2.4	Montagem das lâminas organopalinológicas	25
4.3	ANÁLISES DAS LÂMINAS ORGANOPALINOLÓGICAS NO MICROSCÓPIO ÓPTICO	26
4.3.1	Análise quantitativa	27
4.3.2	Análise qualitativa	27
4.3.2.1	Identificação das palinofácies	27
5	CONTEXTO GEOLÓGICO	29
5.1	BACIA DO PARNAÍBA	29
5.2	GRUPO CANINDÉ	29
5.2.1	Formação Cabeças e os depósitos glaciais	30
5.2.1.1	Idade dos depósitos glaciais	31
5.2.2	Formação Longá	32
5.3	PALEOPALINOLOGIA	33
5.3.1	Palinomorfos	34

5.3.1.1	Esporos	34
5.3.1.2	Fitoplâncton marinho – <i>Prasinophyta</i>	35
5.3.1.3	Fitoplâncton marinho – grupo Acritarcha	35
5.3.1.4	Zoomorfo – grupo Chitinozoa	35
5.3.2	Fitoclastos	37
5.3.2.1	Fitoclastos opacos	37
5.3.2.2	Fitoclastos não-opacos	37
5.3.3	Material orgânico amorfo	37
5.3.3.1	Matéria orgânica amorfa (MOA)	37
5.3.3.2	Resinas (matéria orgânica hialina)	38
5.4	ICNOFÓSSEIS (DEFINIÇÃO E IMPORTÂNCIA)	38
5.4.1	Icnofácies	38
5.4.2	Icnofósseis na Formação Longá	39
5.5	PALEOGEOGRAFIA	40
5.6	EUSTASIA	40
6	A SUCESSÃO NEODEVONIANA-EOCARBONÍFERA NA REGIÃO DE PEDRO AFONSO (TO)	44
6.1	FÁCIES E ASSOCIAÇÃO DE FÁCIES	44
6.1.1	Fácies da Formação Cabeças	46
6.1.1.1	Diamictito Maciço – Dm	46
6.1.1.2	Diamictito Cisalhado – Dc	48
6.1.1.3	Arenito fino maciço com estrutura <i>ball-and-pillow</i> – Abp	53
6.1.1.4	Arenito fino a médio com estrutura lobada – Aml	54
6.1.2	Fácies da Formação Longá	55
6.1.2.1	Arenito grosso com seixos apresentando acamamento maciço – ASm	55

6.1.2.2	Folhelho intercalado com Arenito fino mostrando acamamento <i>wavy-linsen</i> – FA	56
6.1.2.3	Folhelho com laminação plano-paralela – Fp	58
6.1.2.4	Arenito grosso com seixos apresentando megamarcas onduladas isoladas – Ar	58
6.1.2.5	Arenito fino a médio com estratificação cruzada <i>hummocky</i> – Ah	60
6.2	PALINOLOGIA NA REGIÃO DE PEDRO AFONSO	61
6.2.1	Análise Quantitativa-Contagem dos Constituintes Particulados da Matéria Orgânica	61
6.2.2	Análise Qualitativa-Descrição dos Constituintes Orgânicos Particulados da Formação Cabeças	64
6.2.2.1	Palinomorfos	64
6.2.2.1.1	<i>Esporos</i>	64
6.2.2.1.2	<i>Fitoplâncton marinho – Prasinophyta</i>	67
6.2.2.1.3	<i>Fitoplâncton marinho – grupo Acritarcha</i>	67
6.2.2.2	Fitoclastos	67
6.2.2.2.1	<i>Fitoclastos não-opacos</i>	68
6.2.2.2.2	<i>Fitoclastos opacos</i>	68
6.2.2.3	Material orgânico amorfo	70
6.2.2.3.1	<i>Matéria orgânica amorfa (MOA)</i>	70
6.2.2.3.2	<i>Resinas (matéria orgânica amorfa hialina)</i>	70
6.2.3	Análise Qualitativa-Descrição dos Constituintes Orgânicos Particulados da Formação Longá	71
6.2.3.1	Palinomorfos	71
6.2.3.1.1	<i>Fitoplâncton marinho – grupo Acritarcha</i>	71
6.2.3.1.2	<i>Fitoplâncton marinho – Prasinophyta</i>	71
6.2.3.1.3	<i>Esporos</i>	73
6.2.3.1.4	<i>Quitinozoários</i>	75

6.2.3.2	Material orgânico amorfo	75
6.2.3.2.1	<i>Matéria orgânica amorfa (MOA)</i>	75
6.2.3.2.2	<i>Resinas (matéria orgânica hialina)</i>	76
6.2.3.3	Fitoclastos	76
6.2.3.3.1	<i>Fitoclastos não-opacos</i>	76
6.2.3.3.2	<i>Fitoclastos opacos</i>	76
6.2.4	Descrições das Palinofácies	78
6.2.4.1	Palinofácies A – Formação Cabeças	78
6.2.4.2	Palinofácies B – Formação Longá	79
6.2.5	Aspectos bioestratigráficos das formações Cabeças e Longá	80
6.3	ICNOLOGIA NA REGIÃO DE PEDRO AFONSO	82
6.3.1	Icnofósseis da Formação Longá	82
6.3.2	Icnofácies	88
6.4	MODELO E EVOLUÇÃO DEPOSICIONAL	90
7	CONCLUSÃO	93
	REFERÊNCIAS	96

1 INTRODUÇÃO

O fim do Devoniano foi marcado por eventos glaciais que estiveram presentes no norte do Brasil, no oeste da América do Sul e em partes da África, caracterizando um resfriamento climático que deixou registros nas rochas desse período. Esse resfriamento ocorreu devido o continente Gondwana ter migrado em direção ao pólo sul, resultando na redução da precipitação de evaporitos e de extinções bióticas (CAPUTO, 1984; CAPUTO; CROWELL, 1985). As extinções bióticas foram o resultado da extração de CO₂ da atmosfera e dos oceanos, transferida para a biomassa através da atividade biológica, causando o efeito anti-estufa, na qual o acúmulo de calor na atmosfera e nos oceanos foi reduzido, e esta variação brusca de temperatura causou a extinção dos organismos. Depósitos anóxicos, representados por folhelhos e arenitos substituíram os calcários e evaporitos de áreas tropicais durante o Frasniano (CAPUTO, 1994; CAPUTO, 1995). Além das condições ambientais glaciais, os depósitos do Devoniano Superior, formam seqüências regressivas, geralmente fácies de diamictitos, associadas à queda do nível do mar.

Na América do Sul, do Neodevoniano ao Eocarbonífero, ocorreram três pulsos glaciais, sendo observados nas bacias do Brasil, Bolívia e Peru. Os depósitos glaciais do Famenniano Superior correspondem a um segundo pulso glacial constatada pela presença de clastos estriados, polidos e facetados, pavimentos estriados, clastos caídos e blocos erráticos do embasamento (CAPUTO et al., 2006). Nas Bacias intracratônicas brasileiras os depósitos desta idade ocorrem na Bacia do Solimões (Formação Jaraqui), Bacia do Amazonas (Formação Curiri), na Bacia do Parnaíba (Formação Cabeças) e na Bacia do Paraná (parte superior da Formação Ponta Grossa – “diamictito Ortigueira”) (VAZ et al., 2007).

O Neofamenniano é marcado por um período de pós-glaciação, na qual se inicia com uma rápida transgressão, devido ao derretimento das geleiras do Famenniano Médio, formando fácies de folhelhos negros em muitas partes do mundo (JOHNSON; KLEPPER; SANDBERG, 1985; CAPLAN; BUSTIN, 1999). O clima nesse período fica um pouco mais quente devido às atividades cíclicas de média-latidade permitirem o transporte de umidade para regiões de alta latitude. Devido à transgressão ocorreu a proliferação de invertebrados como os corais do tipo Rugosa (STREEL et al., 2000).

Bär e Riegel (1974) apud Streel et al. (2000) e Maziane (1997) fizeram uma correlação entre os folhelhos da Formação Longá, da Bacia do Parnaíba e os Folhelhos Takoradi de Gana, na África ocidental, na qual correlacionaram assembléias de miósporos dessas duas regiões. Nas Bacias intracratônicas brasileiras os depósitos de idade neofamenniana a

eotournaisiana ocorrem na Bacia do Solimões (Formação Jandiatuba), Bacia do Amazonas (Formação Oriximiná) e na Bacia do Parnaíba (Formação Longá) (VAZ et al., 2007).

As formações Cabeças e Longá, objetos deste estudo, pertencente ao Grupo Canindé, têm sido reportada como de origem glacial e pós-glacial, respectivamente, estando a Formação Cabeças sobreposta a Formação Pimenteiras e sotoposta a Formação Longá, enquanto que a Formação Longá está sotoposta a Formação Poti (VAZ et al., 2007). Neste trabalho de conclusão de curso foram investigados os depósitos na zona de contato entre as formações Cabeças e Longá, na região de Pedro Afonso, sudoeste da Bacia do Parnaíba. Foram abordados os aspectos faciológicos, palinológicos e icnológicos da sucessão estudada visando reconstituir o paleoambiente e contribuir no melhor entendimento da evolução sedimentar da região na qual foi feito o estudo.

2 OBJETIVOS

O objetivo deste trabalho é caracterizar os depósitos glaciais e pós-glaciais neodevonianos e eocarboníferos da Bacia do Parnaíba, na região de Pedro Afonso, visando compreender o paleoambiente da sucessão estudada. Com isso destacam-se os objetivos específicos desta pesquisa:

- Ampliar o conhecimento das fácies glaciais e pós-glaciais da sucessão neodevonianaeocarbonífera;
- Identificar os palinomorfos na sucessão estudada para caracterizar a assembléia microfossilífera auxiliando nas interpretações paleoambientais e tentar esboçar um posicionamento bioestratigráfico;
- Identificação e descrição do conteúdo icnofossilífero e suas respectivas icnofácies.

3 LOCALIZAÇÃO E ACESSO

A área de trabalho está situada na porção centro-norte de estado do Tocantins, em região próxima à cidade de Pedro Afonso, na qual tem como drenagem principal cortando a região, o rio Tocantins. Está localizada entre os paralelos $09^{\circ} 06' 49''$ e $09^{\circ} 07' 39''$ de latitude sul e entre os meridianos $47^{\circ} 41' 02''$ e $47^{\circ} 40' 29''$ (Fig. 1).

O acesso até a cidade de Pedro Afonso foi realizado partindo-se de Belém-PA, na qual se percorreu a rodovia BR-316 (Pará-Maranhão) no sentido leste, até a cidade de Santa Maria do Pará, onde se segue pela rodovia BR-010 (Belém-Brasília) no sentido sul, até a cidade de Araguaína-TO, a partir daí toma-se a BR-153 (Belém-Brasília) e depois a BR-235 no sentido leste, percorrendo 39 km até chegar a cidade de Pedro Afonso, a partir daí segue-se por uma estrada de terra que termina na cidade de Alto Parnaíba. Nessa estrada de terra estão localizados os afloramentos estudados.

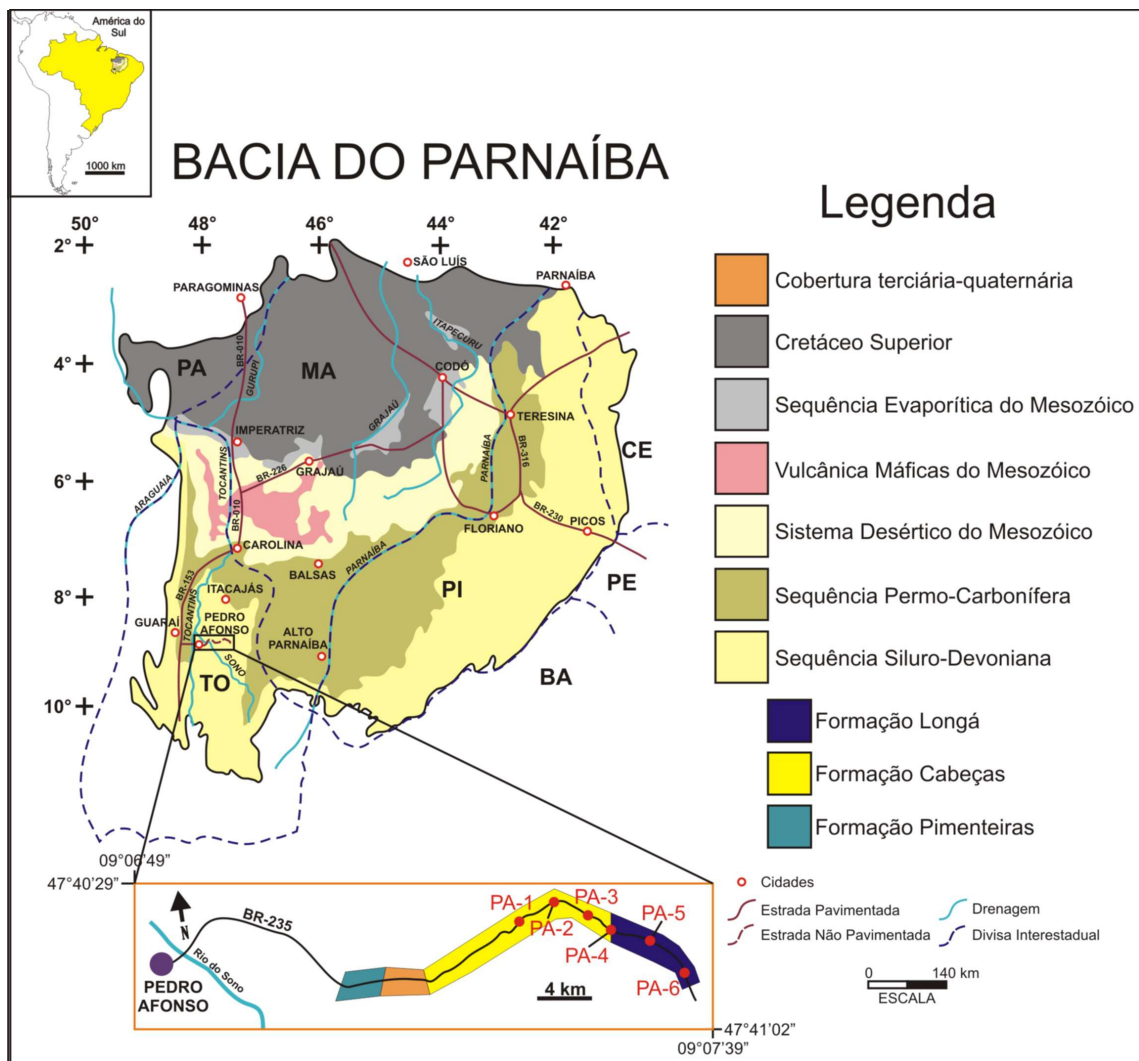


Figura 1: Mapa da bacia do Parnaíba com suas unidades geológicas e localização da cidade de Pedro Afonso e dos pontos estudados.

Fonte: Modificado de CPRM (1994) e Costa et al. (1994).

4 MATERIAIS E MÉTODOS

A atividade de campo foi realizada no período de 21 a 25 de maio de 2009, na qual se efetuou a descrição de fácies e coleta de amostras para estudo palinológico e icnológico.

4.1 ANÁLISE DE FÁCIES E ESTRATIGRÁFICA

Foi utilizada a técnica de modelamento de fácies (WALKER, 1984; WALKER; JAMES, 1992), que envolve os seguintes aspectos: i) a individualização e descrição de fácies, que procura caracterizar composição, geometria, texturas, estruturas sedimentares, conteúdo fossilífero e padrões de paleocorrente; ii) a compreensão dos processos sedimentares, que revelam como a fácies foi gerada e iii) a associação de fácies, que agrupa fácies contemporâneas e cogenéticas, com distintos padrões de empilhamento e geometria que refletem os diferentes ambientes e sistemas deposicionais. A descrição de fácies será auxiliada por perfis colunares e seções panorâmicas, estas últimas obtidas por meio de fotomosaicos de afloramentos.

4.2 PREPARAÇÃO DAS LÂMINAS ORGANOPALINOLÓGICAS

4.2.1 Seleção das amostras

A coleta de amostras para palinofósseis foi realizada em diamictitos e folhelhos, das formações Cabeças e Longá, respectivamente. Na Formação Cabeças coletaram-se amostras em dois níveis de único afloramento e na Formação Longá coletaram-se amostras em nove níveis, de dois afloramentos. O espaçamento entre os níveis varia de 1m a 1,5m. Não houve a coleta de mais níveis devido à escassez de afloramentos de diamictitos maciços na região e devido ao acentuado intemperismo dos folhelhos, estando muito oxidados.

4.2.2 Processamento das amostras

Durante o tratamento físico-químico das amostras visando à concentração do querogênio foram aplicados os procedimentos palinológicos não-oxidativos descritos por Tyson (1995) (Fig. 2).

As etapas descritas nos itens seguintes foram realizadas no Laboratório de Paleobiologia da Faculdade de Geologia da Universidade Federal do Pará.

4.2.2.1 Tratamento físico das amostras

A fim de facilitar a ocorrência das reações químicas foram reduzidos 40 gramas de cada amostra a fragmentos de 5 milímetros através da maceração em um cadinho de porcelana. Os fragmentos obtidos foram separados em sacos plásticos devidamente identificados com os níveis correspondentes para posterior ataque químico.

4.2.2.2 Tratamento químico das amostras

1) Os fragmentos foram acondicionados em béqueres de polipropileno devidamente identificados;

2) Adicionaram-se 100 mL de ácido clorídrico (HCl) a 32% em cada béquer, permanecendo em repouso por 4 horas, com o objetivo de eliminar os constituintes carbonáticos presentes na amostra;

3) O volume de cada béquer foi completado com água destilada;

4) Aguardou-se a solução decantar a fim de verter o recipiente e descartar apenas a fração líquida, com o objetivo de eliminar o ácido clorídrico da amostra;

5) As etapas 3 e 4 foram repetidas mais oito a dez vezes, com intuito de deixar o pH da amostra próximo a neutro (pH=7);

6) Adicionaram-se 100 mL de ácido fluorídrico (HF) a 40%, permanecendo em repouso por 12 horas, a fim de eliminar os constituintes siliciclásticos.

7) O volume de cada béquer foi completado com água destilada;

8) Aguardou-se a solução decantar a fim de verter o recipiente e descartar apenas a fração líquida, com o objetivo de eliminar o ácido fluorídrico da amostra;

9) As etapas 7 e 8 foram repetidas mais oito a dez vezes, até o pH da amostra ficar neutro (pH=7);

10) Acrescentaram-se 200 mL de ácido clorídrico (HCl) a 20%, permanecendo em repouso por 1 hora, a fim de eliminar os fluoretos formados no final da etapa 6;

11) O volume de cada béquer foi completado com água destilada;

12) Aguardou-se a solução decantar a fim de verter o recipiente e descartar apenas a fração líquida, com o objetivo de retirar o ácido clorídrico;

13) As etapas 11 e 12 foram repetidas mais oito a dez vezes, até o pH da amostra ficar próximo a neutro (pH=7).

4.2.2.3 Concentração do querogênio

1) A fração sólida contida no béquer foi submetida ao peneiramento na malha de 1,68 mm sendo descartada a fração retida, que não reagiu com os ácidos;

2) A fração que passou pela peneira foi transferida para um tubo de ensaio de 50 mL devidamente identificado;

3) O volume de cada tubo foi completado com uma solução de cloreto de zinco ($ZnCl_2$) cuja densidade é intermediária entre o material orgânico e inorgânico, estando compreendida entre 1,95 e 2,00 g/cm³;

4) O tubo de ensaio foi colocado na centrífuga, ficando submetido á rotação máxima durante 30 minutos. Oliveira et al. (2006) apud Souza (2007) propõem a velocidade de 1500rpm na utilização da centrífuga, com o intuito de aumentar a preservação dos constituintes da matéria orgânica;

5) A fração líquida (material orgânico) foi transferida para outro tubo de ensaio de 50 mL devidamente identificado, enquanto a fração que permaneceu no fundo após a centrifugação foi descartada. O objetivo desta etapa foi separar por diferença de densidade o resíduo orgânico (cuja densidade é inferior á do $ZnCl_2$) da fração sólida não-orgânica (cuja densidade é superior á do $ZnCl_2$);

6) As etapas 3, 4 e 5 forma repetidas mais duas vezes;

7) O volume do tubo de ensaio contendo apenas a fração líquida foi completado com água destilada;

8) O tubo foi colocado na centrífuga por 10 minutos;

9) A água foi descartada, enquanto a fração que permaneceu no fundo foi mantida no tubo para posterior eliminação de cloreto de zinco;

10) O resíduo orgânico sem cloreto de zinco foi transferido do tubo de ensaio para recipientes de plástico de 30 mL devidamente identificados.

4.2.2.4 Montagem das lâminas organopalinológicas

1) Espalhar sobre a lamínula (24 x 32 mm) goma de acácia;

2) Colocar sobre a lamínula uma ou duas gotas do resíduo orgânico e com o auxílio de um palito, espalhar o resíduo orgânico;

3) Colocar a lamínula com o resíduo orgânico em chapa aquecedora (35 a 40°C) até a evaporação da água;

4) Foram adicionadas duas gotas de Entellan-Merck na lâmina (24 x 76 mm) e sobre esta foi colocada a lamínula com matéria orgânica;

5) A lâmina permaneceu secando à temperatura ambiente por 24 horas;

6) A lamínula foi vedada com esmalte incolor, a fim de eliminar a possibilidade de entrada de ar e perda de material.

No total foram produzidas 11 lâminas dos 11 níveis, ou seja, uma lâmina de cada nível.

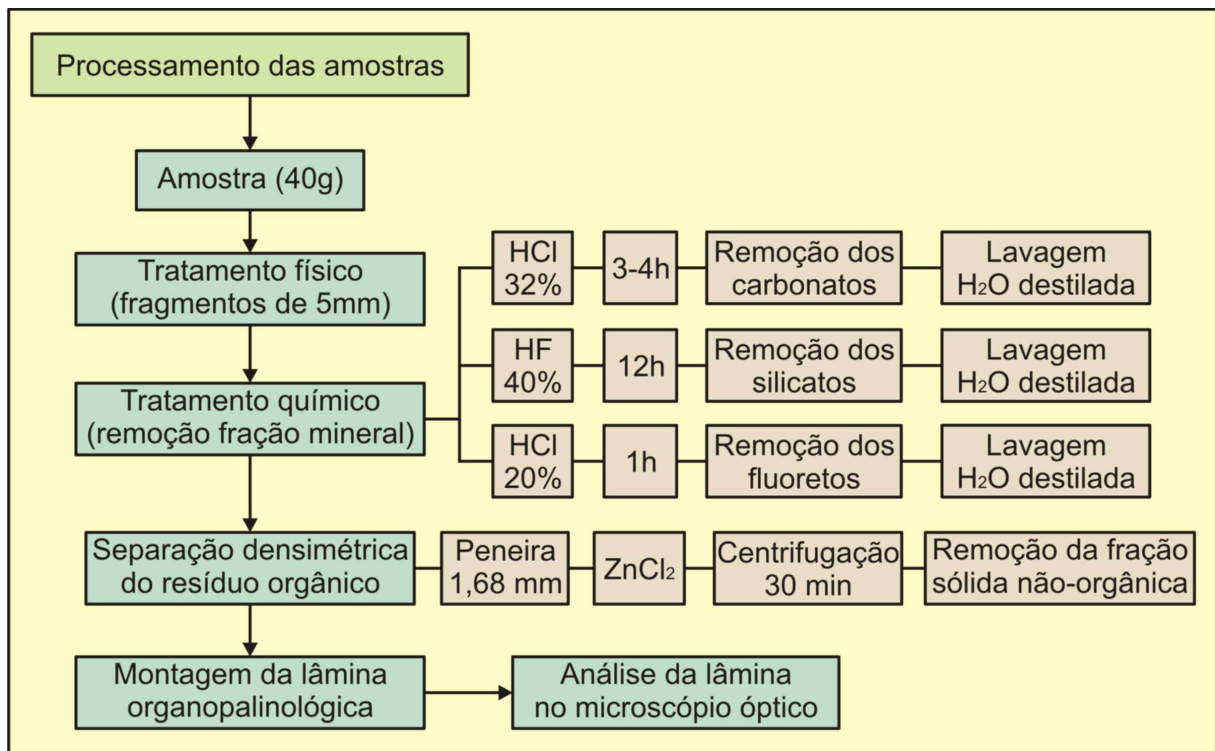


Figura 2: Fluxograma com as etapas de processamento das amostras.
Fonte: modificado de Tyson (1995).

4.3 ANÁLISES DAS LÂMINAS ORGANOPALINOLÓGICAS NO MICROSCÓPIO ÓPTICO

As 11 lâminas organopalínológicas foram observadas sob luz branca transmitida, utilizando-se o microscópio petrográfico Zeiss do Laboratório de Petrografia da Faculdade de Geologia da UFPa. Foram utilizadas as objetivas de 10, 20, 40 e 50 vezes.

Os objetivos principais das análises foram a caracterização e identificação do querogênio, para em seguida realizar correlações paleoambientais, com auxílio dos dados estratigráficos, enquadrando-os em palinofácies.

4.3.1 Análise quantitativa

Para a obtenção das frequências dos constituintes do querogênio foram contadas, em torno, de 300 partículas com dimensões superiores a 10 μ m (TYSON, 1995). Para Gorin e Steffen (1991) apud Souza (2007) o número mínimo de pontos, na contagem dos particulados orgânicos, deve ficar entre 100 e 500 pontos.

Algumas amostras ficaram muito abaixo dos 300 pontos, devido à falta de material orgânico. A cobertura da lâmina foi feita através de trajetórias retilíneas e paralelas entre si e utilizando-se um retículo cruzado graduado.

As variações dessas frequências de acordo com as unidades litoestratigráficas estudadas (formações Cabeças e Longá) foram representadas em tabelas do programa Excel versão 2007. As análises dessas variações foram importantes para a definição e caracterização das palinofácies identificadas.

4.3.2 Análise qualitativa

4.3.2.1 Identificação das palinofácies

Segundo Tyson (1995) palinofácies é um corpo de rocha sedimentar contendo uma assembléia distinta de palinomorfos, que reflita um conjunto específico de condições ambientais ou que possa ser associado com as características das rochas potencialmente geradoras de hidrocarbonetos.

Na análise de palinofácies o objetivo é integrar todos os aspectos dos componentes da matéria orgânica como (MENEZES et al. 2008):

- 1) Identificar os componentes palinológicos individuais;
- 2) Classificar os grupos e subgrupos do querogênio;
- 3) Determinar as proporções relativas, atentando particularmente ao seu tamanho, forma e estado de preservação.

A correlação da análise de palinofácies com a geoquímica orgânica (COT – Carbono orgânico total e pirólise *Rock-Eval*) permite uma análise mais detalhada das variações no

ambiente sedimentar e da matéria orgânica original (MENEZES et al. 2008). Neste trabalho de conclusão de curso não vai ser estudada a geoquímica orgânica das amostras, este estudo já está sendo feito por alunos da pós-graduação e de iniciação científica.

5 CONTEXTO GEOLÓGICO

5.1 BACIA DO PARNAÍBA

A Bacia do Parnaíba encontra-se na porção ocidental do nordeste da Plataforma Sul-Americana, estando presente nos estados do Piauí, Ceará, Bahia, Maranhão, Pará e Tocantins, ocupando uma área de aproximadamente 600 000 km² e com uma espessura na ordem dos 3.400m (Fig. 1).

A Bacia do Parnaíba se desenvolveu sobre um embasamento cristalino que se estabilizou (cráton) após o término do Ciclo Brasileiro (Neoproterozóico ao início do Cambriano). Esse embasamento é composto de granitos, mas principalmente por rochas metamórficas, como xistos e gnaisses, no qual estão cortados por grábens, sendo originários a partir de processos tectonomagmáticos (GÓES; FEIJÓ, 1994).

Os pulsos magmáticos terminais do Ciclo Brasileiro causaram o desenvolvimento tectono-sedimentar da Bacia do Parnaíba provocando a formação de grábens ou riftes precursores que apresentam orientação de NE à N e S, as depressões dos riftes precursores e o Lineamento Picos-Santa Inês tiveram grande importância na formação das rochas do Devoniano (CUNHA, 1986). No início de sua formação a Bacia do Parnaíba passou por uma evolução tectono-estrutural formando uma grande depressão no final do Ordoviciano, depositando sedimentos flúviodeltáicos e marinhos do Grupo Serra Grande, durante o Siluriano. No fim do siluriano ocorreu a Orogenia Caledoniana que originou uma discordância regional. O desenvolvimento dos processos tectônicos associados com esforços flexurais, resultou no aumento da sedimentação, formando os depósitos do Devoniano. O fim da sedimentação ocorreu no Eocarbonífero com a formação da Orogenia Eoherciniana, gerando uma discordância regional (GÓES; SOUZA; TEIXEIRA, 1990).

5.2 GRUPO CANINDÉ

Rodrigues (1967) propôs o nome de Grupo Canindé para englobar as formações Pimenteiras, Cabeças e Longá. Caputo e Lima (1984) acrescentaram a Formação Itaim na base do grupo Canindé (Eodevoniano), Góes e Feijó (1994) colocaram a Formação Itaim no Mesodevoniano e acrescentaram a Formação Poti no topo deste grupo, no Tournaisiano. Como este trabalho se concentra nos depósitos neodevonianos e eocarboníferos da Bacia do Parnaíba, o foco deste estudo vão ser as formações Cabeças e Longá.

5.2.1 Formação Cabeças e os depósitos glaciais

Formação Cabeças foi um nome proposto por Plummer et al. (1948) apud Carozzi et al. (1975) para arenitos quartzosos, de granulometria média a grossa, de idade carbonífera, localizados nas vizinhanças da vila Cabeças a norte de Picos, no Piauí. Plummer et al. (1948) apud Carozzi et al. (1975) subdividiu a Formação Cabeças nos membros Passagem, Oeiras e Ipiranga. A Formação Cabeças ocorre na borda leste e sudoeste da Bacia do Parnaíba.

Kegel (1953) foi o primeiro a interpretar como de origem glacial os depósitos neodevonianos e eocarboníferos da Bacia do Parnaíba. Ele identificou numa sondagem em Carolina, um arenito cinza – azulado, sem estratificação, com seixos de quartzo e de rochas cristalinas facetados, estriados e distribuídos de forma irregular no cimento arenoso.

Carozzi et al. (1975) identificaram arenitos quartzíticos e feldspáticos, “subwackes” quartzíticos e diamictitos. Cita ainda que o sentido de migração das geleiras que formaram os depósitos glaciais da Formação Cabeças é de SE para NW (Fig. 3).

Caputo (1984) detectou na borda oeste da Bacia do Parnaíba diamictitos e na borda sudoeste encontrou diamictitos e arenitos muito pouco estratificados e com deformações. Os seixos e matacões encontram – se dispersos na matriz. Estes clastos apresentam – se estriados, facetados e polidos, compostos de uma grande variedade de litologias, como: conglomerado, quartzo, quartzito, gnaiss e rochas magmáticas ácidas. Caputo (1984) cita ainda a presença de um bloco errático (matacão silicificado do embasamento) de 1.40m de diâmetro, perto de um pavimento estriado, em Morro Comprido, além da ocorrência de clastos caídos em varvitos encontrados nos testemunhos do Poço Tem Medo.

Costa et. al. (1994) estudou estruturas glacioteclônicas, próximo a cidade de Pedro Afonso (TO), em uma estrada que liga esta cidade a cidade de Alto Parnaíba (PI). As rochas deformadas, em geral, apresentam uma foliação penetrativa. Nos diamictitos essas foliações apresentam-se pouco espaçadas, dispostas de modo irregular, lembrando uma laminação. Nos arenitos as foliações são caracterizadas por um arranjo amendoado (*boudins*), na qual encontram-se envolvidos por diamictitos foliados, as outras estruturas glacioteclônicas encontradas são os duplexes antiformal-sinformal centimétricos a métricos. As regiões foliadas correspondem a zonas de cisalhamento hidroplásticas derivadas de movimentos tangenciais. Todas as estruturas glaciais são compreendidas como deformações do tipo cisalhamento simples heterogêneo. Costa et. al. (1994) afirmaram que devido às deformações não ocorrerem nas litologias sobre e sobpostas às camadas glaciais, puderam afirmar que as estruturas foram originadas a partir da movimentação do gelo.

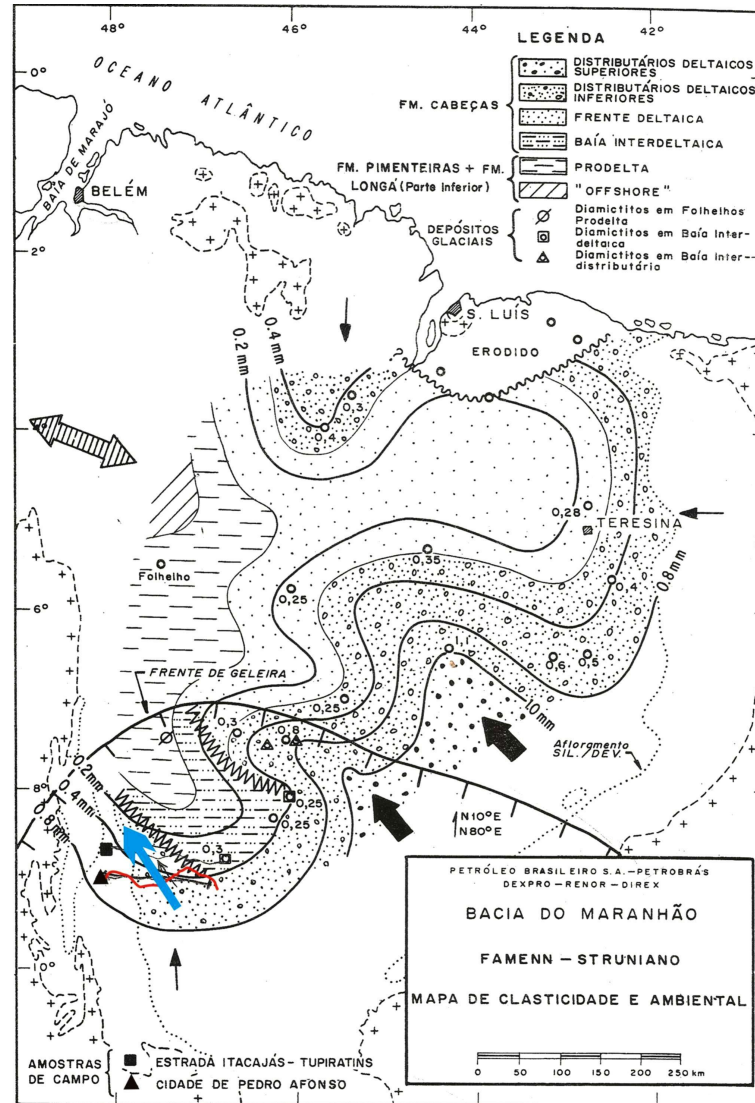


Figura 3: Mapa de clasticidade e ambiental da Formação Cabeças, mostrando o sentido de migração das geleiras, que é SE para NW.

Fonte: modificado de Carozzi et al. (1975).

5.2.1.1 Idade dos depósitos glaciais

Andrade e Daemon (1974) e Daemon (1974, 1976), através dos estudos de esporos determinaram idade neofamenniana, referente ao intervalo bioestratigráfico VII-VIII nos diamictitos da Bacia do Parnaíba (Fig. 4).

Loboziak et al. (1992, 1993, 1994a-b), Loboziak, Caputo e Melo (2000) e Strel et al. (2000) estudaram ritmitos, siltitos, folhelhos e tilitos da parte superior da Formação Cabeças em amostras de poço. Os miosporos do Famenniano Superior são representados por doze espécies e são caracterizadas principalmente pela ocorrência do *Retispora lepidophyta* e do complexo de *Vallatisporites*, com *V. vallatus* indicando uma alta posição estratigráfica dentro do Famenniano Superior. Usando-se a relação entre a escala cronoestratigráfica da Europa

Ocidental e a palinoestratigrafia identificou-se que a Formação Cabeças encontra-se no Famenniano Superior, sendo que essa idade é evidenciada pela presença das zonas LE (*R. lepidophyta-H. explanatus*) e LN (*R. lepidophyta-V. vallatus*) (Fig. 4).

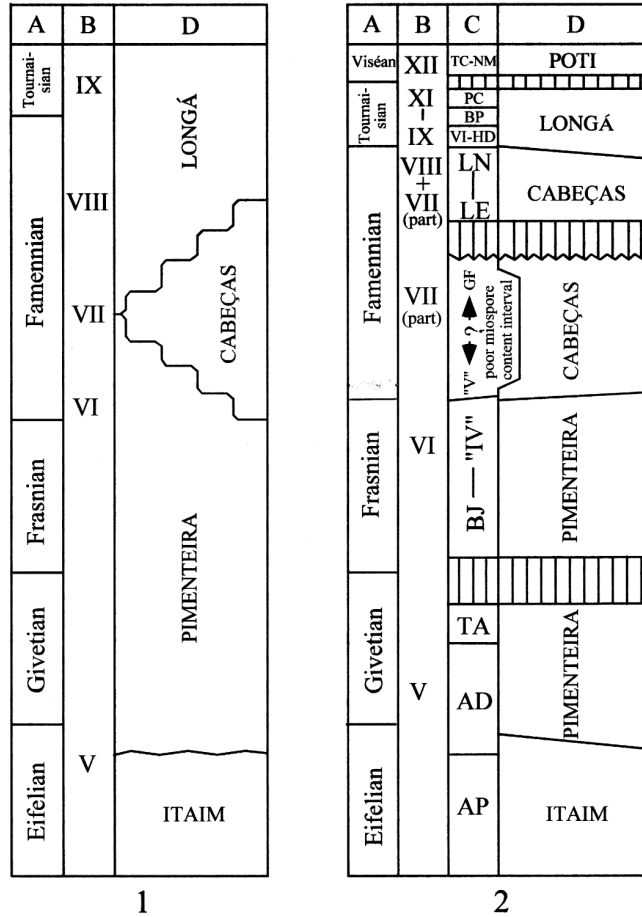


Figura 4: Comparação entre os esquemas bioestratigráficos para o Grupo Canindé. (1) depois de Caputo, 1985., com novos resultados. (2) do centro-oeste da Bacia do Parnaíba, depois de Loboziak et al., 1992. A – cronoestratigrafia; B – bioestratigrafia segundo Daemon (1974); C – bioestratigrafia segundo Streef, 2000, modificado de Loboziak, 1992 e D – litoestratigrafia.

5.2.2 Formação Longá

A Formação foi proposta por Albuquerque e Dequech (1946) apud Aguiar (1971) baseado em afloramentos das margens do rio Longá, próximo a Campo Maior, no Piauí, sendo composta por folhelhos escuros, siltitos cinzentos e arenitos finos esbranquiçados, com uma espessura média de 100m. Observa-se na base da Formação Longá em contato brusco com a Formação Cabeças, paraconglomerados e arenitos, enquanto que o contato superior com a Formação Poti é gradacional (Aguiar, 1971).

Nas porções inferior e superior ocorrem folhelhos com estratificação cruzada *hummocky* e siltitos bastante laminados e bioturbados, característicos de um ambiente deposicional variando de face litorânea a costa afora. A porção média é composta de arenitos

amarelados a esbranquiçados, com estratificações cruzadas, marcas de onda e delgados leitos de calcários argilosos, sendo formados em um ambiente face litorânea (SANTOS; CARVALHO, 2004). A assembléia fossilífera é formada de bivalvíos, braquiópodes, ostracodes e icnofósseis.

As rochas com a predominância de clásticos finos da unidade inferior refletem um rápido afogamento das unidades da Formação Cabeças, pela elevação do nível do mar, no final da glaciação neodevoniana. Os folhelhos laminados com estratificação cruzada *hummocky* indicam um ambiente costa afora afetado pela ação de ondas de tempestade (SANTOS; CARVALHO, 2004).

Através do estudo de uma abundante fauna de invertebrados marinhos Kegel (1953) atribuiu idade neodevoniana a Formação Longá. De acordo com Daemon (1974 e 1976) a Formação Longá contém esporos que indicam o limite Devoniano/Carbonífero, estando no intervalo bioestratigráfico IX-XI. Grahn (1992), Loboziak et al. (1992) e Streel et al. (2000) estabeleceram idade neofamenniana a tournaisiana, com base em palinomorfos, enquadrando-os nos intervalos bioestratigráficos VI-HD, BP e PC (Fig. 4).

5.3 PALEOPALINOLOGIA

A paleopalinologia é a parte da palinologia concernente a uma ampla variedade de fósseis microscópicos, sendo eles: esporos, polens, quitinozoários, esporos de fungos, dinoflagelados, acritarcos e outros organismos resistentes ao ataque ácido e que são encontrados nas rochas sedimentares de todas as idades. O critério para enquadrar os microorganismos como palinomorfos são: apresentar corpos microscópicos com diâmetro variando de 5µm a aproximadamente 500 µm; a exina (envoltório do organismo) ser composta por uma substância orgânica resistente, como a esporopolenina, quitina e pseudoquitina, sendo resistentes aos processos de maceração das rochas sedimentares. A palinologia apresenta uma grande quantidade de aplicações, como em estudos evolucionários, estratigráficos, climatológicos, paleoecológicos e na palinologia forense (TRAVERSE, 2007).

O querogênio é um termo empregado para descrever a matéria orgânica particulada, contida em rochas sedimentares, que é insolúvel em solventes orgânicos (DURAND, 1980 apud MENEZES et al., 2008). A assembléia de querogênio reflete as condições redutoras e oxidativas do ambiente deposicional (TYSON, 1993).

Segundo Tyson, 1995 os principais grupos constituintes do querogênio são os palinomorfos, fitoclastos e material orgânico amorfo.

5.3.1 Palinomorfos

Os palinomorfos encontrados nas amostras estudadas dividem-se em:

5.3.1.1 Esporos

São células reprodutoras de vegetais, na qual estão relacionadas a grupos de plantas primitivas, como as criptógamas (talófitas, briófitas e pteridófitas), habitando zonas mais úmidas. Os esporos possuem forma triangular ou circular, apresentando a marca (sutura ou *laesura*) trilete ou monolete, essa marca é um traço ou cicatriz na face proximal do esporo (ANTUNES; MELO, 2001).

O principal tipo de esporo é o trilete, com uma marca tendo três segmentos. A curvatura é uma importante feição dos esporos devonianos, como por exemplo, do gênero *Retusotriletes*, se a curvatura é inteira delimitando uma zona de contato, ela é chamada de curvatura perfeita, se isso não ocorrer chama-se de curvatura imperfeita. A zona é a extensão equatorial dos esporos, se a zona for espessa ela é chamada de cingulum (cingulado), se existir duas ou três zonas, chama-se de bizonado e trizonado, respectivamente. Coronada são as zonas em forma de franja e a auriculada é o cingulum oposto ao fim da *laesura*. São comuns no início do Devoniano Superior as exinas dos esporos serem separadas uma da outra por uma câmara, sendo chamados de camerado ou cavado, se a câmara for relativamente grande, formando uma vesícula sem preenchimento, o esporo é chamado de pseudosaccado, se a vesícula tiver um preenchimento alveolar, constitui um grão de pólen chamado de saccado (TRAVERSE, 2007) (Fig. 5).

5.3.1.2 Fitoplâncton marinho – *Prasinophyta*

São algas verdes unicelulares, de forma esférica, com diâmetro variando de 50 à 2000µm. As prasinófitas têm um ciclo de vida holoplanctônico e conseqüentemente mostram um padrão de distribuição mais pelágico. São registradas do Pré-Cambriano ao Recente. Existem espécies atuais que são de água doce (Menezes et al., 2008, Traverse, 2007).

5.3.1.3 Fitoplâncton marinho – grupo Acritarcha

São organismos unicelulares, eucariontes, de pequenas dimensões (5 à 150µm), apresentando afinidade biológica incerta. Sua origem é polifilética, sendo que a maioria deles estão provavelmente relacionados a cistos de algas fotossintéticas, microscópicas e extintas. Possuem simetria, forma, estrutura e tipo de desenvolvimento da ornamentação bem variado. Ocorrem desde o Pré-Cambriano até o Recente (COSTA, 2004).

No limite Frasniano-Famenniano ocorreu uma crise biológica mundial, conhecido como Evento Keilwasser, causando grandes extinções palinológicas durante este período (Fig. 10). Os acritarcos que eram, certamente, o maior elemento do fitoplâncton marinho do Paleozóico, foram reduzidos a poucas formas no fim do Devoniano. Strel et al. (2000) afirmam que o grande declínio dos acritarcos ocorreu próximo do fim do Famenniano Superior (Evento Hangberg) e não no limite Frasniano-Famenniano (Evento Keilwaser).

5.3.1.4 Zoomorfo – grupo Chitinozoa

Os Quitinozoários são um grupo extinto de microfósseis de parede orgânica achados em sedimentos marinhos Paleozóicos do Ordoviciano Inicial ao Devoniano Final (510-362 Ma). Eles apresentaram a máxima diversidade durante o intervalo de tempo entre o Ordoviciano e o Devoniano Médio. A grande maioria dos quitinozoários ocorre solitária, são bilateralmente simétricas, globulares, possuem uma forma cilíndrica, forma de garrafa ou vesicular (COSTA, 2004, TRAVERSE, 2007). Embora, a minoria de taxas mostrarem uma tendência de ocorrerem em pares ou colônias. A afinidade biológica dos quitinozoários é incerta. Eles têm sido atribuídos a cistos, fungos, a um estágio do ciclo de vida do graptólitos, cápsula de ovos de metazoários, *rhizopods* (Sarcodina-Foraminíferos) ou parentes de tintinídeos (TRAVERSE, 2007).

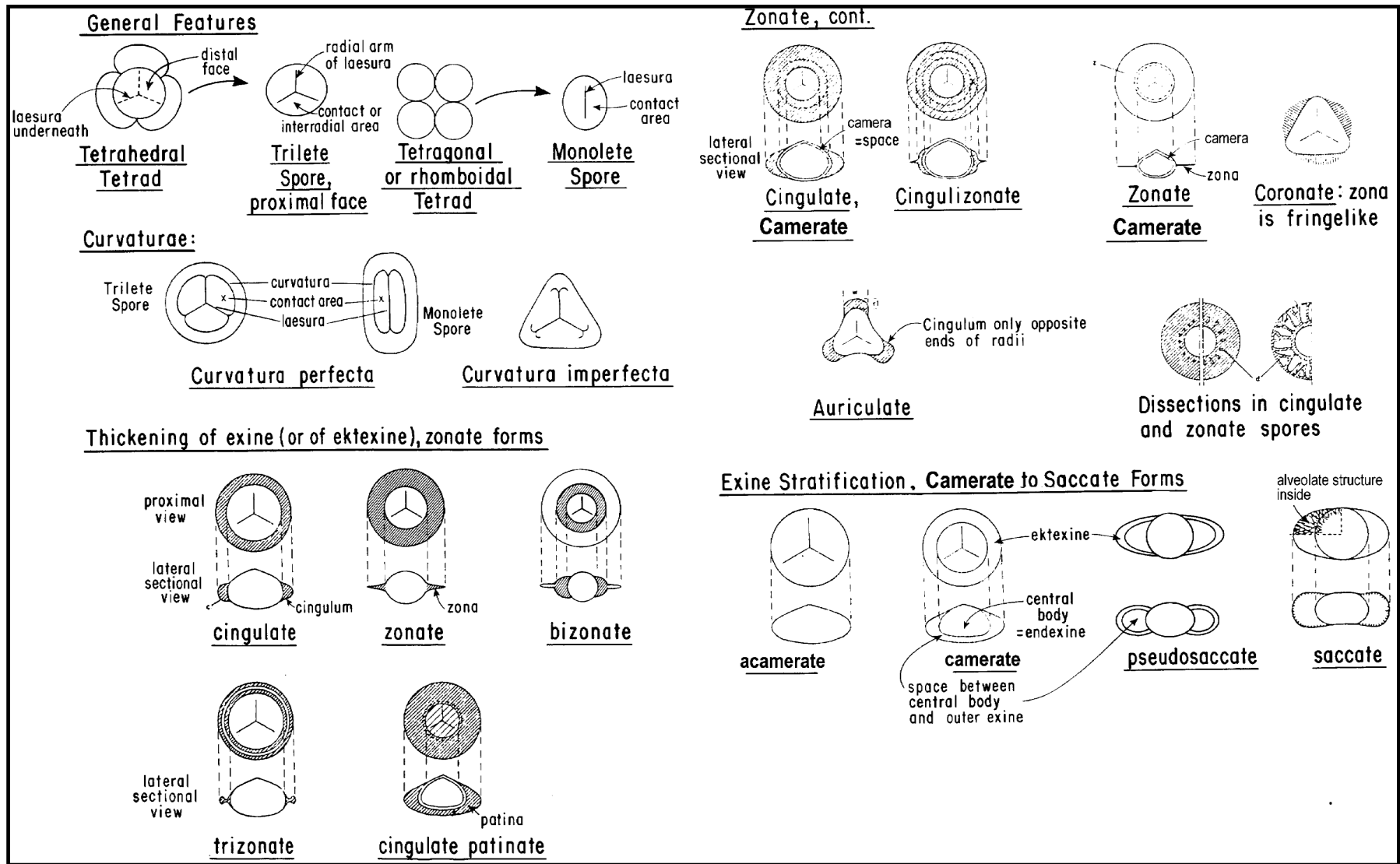


Figura 5: Feições usadas nas descrições de esporos paleozóicos
 Fonte: Traverse (2007), baseado originalmente na figura de Smith e Butterworth (1967).

5.3.2 Fitoclastos

São partículas provenientes de vegetais superiores terrestres ou fungos. Os fitoclastos são divididos em fitoclastos opacos e não-opacos.

5.3.2.1 Fitoclastos opacos

Este grupo é representado por fragmentos de coloração preta, opacos, que podem apresentar uma forma equidimensional (quadrático) ou alongada (retangular) e exibir margens angulares a subangulares e contornos nítidos. São mais resistentes que os fitoclastos não-opacos (MENEZES et al., 2008).

5.3.2.2 Fitoclastos não-opacos

São subdivididos em não-bioestruturados, bioestruturados e tecido cuticular.

Os fitoclastos não-bioestruturados são partículas de cor marrom não-bioestruturada. Os fitoclastos bioestruturados são partículas de cor marrom bioestruturada, podendo estar estriado, listrado, bandado ou perfurado (MENEZES et al., 2008).

As cutículas são partículas de cor amarelo pálido a marrom claro, delgadas com estrutura celular, em alguns casos, com estômatos visíveis, oriundas de camadas de cutina da epiderme de folhas de vegetais (ANTUNES; MELO, 2001; MENEZES et al., 2008). Os detritos de cutículas são considerados a variedade mais flutuante da matéria orgânica estruturada, sendo, especialmente, característica de fácies resultantes de condições de baixa energia, onde o aporte ocorre por suspensão ou flutuação, como é o caso de fácies de prodelta e lagos (TRIGÜIS; ARAÚJO, 2001).

5.3.3 Material orgânico amorfo

De acordo com a sua origem podem ser subdivididos em:

5.3.3.1 Matéria orgânica amorfa (MOA)

Matéria orgânica não estruturada com forma e/ou contorno irregular. Esse material é tipicamente representado por uma coloração cinza-preta a laranja-marrom, apresentando uma

matriz granular heterogênea frequentemente com manchas pretas, as quais podem ser inclusões de pirita. Podem formar grumos ou ser finamente dispersa. A matéria orgânica amorfa é derivada do retrabalhamento ou degradação bacteriana de fitoplâncton e agregados orgânicos (ANTUNES; MELO, 2001; MENEZES et al., 2008).

5.3.3.2 Resinas (matéria orgânica hialina)

São partículas não estruturadas, hialinas, derivadas de vegetais superiores terrestres (MENEZES et al., 2008).

5.4 ICNOFÓSSEIS (DEFINIÇÃO E IMPORTÂNCIA)

Os icnofósseis são vestígios de atividades realizadas por organismos tanto no passado (Paleoicnologia) como no presente (Neoicnologia). Estes traços são as principais evidências de organismos que não possuíam uma estrutura corpórea resistente ou onde estas foram destruídas durante os processos de diagênese, e sua morfologia reflete o comportamento dos organismos que os produziram, como pegadas, pistas, escavações, coprólitos (fezes fossilizadas) e urólitos (traço de urina fossilizada). A natureza singenética destes traços fósseis e a capacidade de seus geradores em produzir feições específicas de acordo com as condições físicas e químicas do meio ambiente, os tornam excelentes ferramentas para as reconstruções paleoambientais e bioestratigráficas (FERNANDES et al., 2002). Os traços fósseis, portanto, fornecem importantes informações a respeito das características de certos ambientes, como por exemplo: a batimetria, taxa de oxigenação, salinidade, energia do ambiente e o tipo de suprimento alimentar. Na exploração do petróleo são componentes de seções condensadas, superfície de inundação marinha, discordâncias, eventos de anoxia e de formação de *hardgrounds* (GUIMARÃES NETTO, 2001).

5.4.1 Icnofácies

Os traços fósseis normalmente refletem as adaptações de organismos e comunidades a condições ecológicas específicas. Estas características podem resultar em associações de traços fósseis ambientalmente relacionados, refletindo as atividades bentônicas de uma icnofauna e/ou uma icnoflora, constituindo assim uma icnocenose. O registro fossilífero de

uma icnocenose constitui uma icnofácies (FERNANDES et al., 2002; PEMBERTON; MACEACHERN; FREY, 1992).

As icnofácies consistem de agrupamentos distintos de traços fósseis, refletindo combinações específicas de organismos em respostas as condições ambientais (MACEACHERN et al., 2007). Existem atualmente quatorze icnofácies que representem ambientes continentais, transicionais (marinhos costeiros) e marinhos: *Coprinisphaera*, *Mermia*, *Scoyenia*, *Psilonichnus*, *Entobia*, *Trypanites*, *Gnatichnus*, *Teredolites*, *Glossifungites*, *Skolithos*, *Cruziana*, *Zoophycus* e *Nereites*. As principais icnofácies são relacionadas aos ambientes marinhos e marinhos costeiros, pois são as que melhor fornecem informações a respeito da energia do meio, salinidade, paleobatimetria e taxa de oxigenação (Fig. 6).

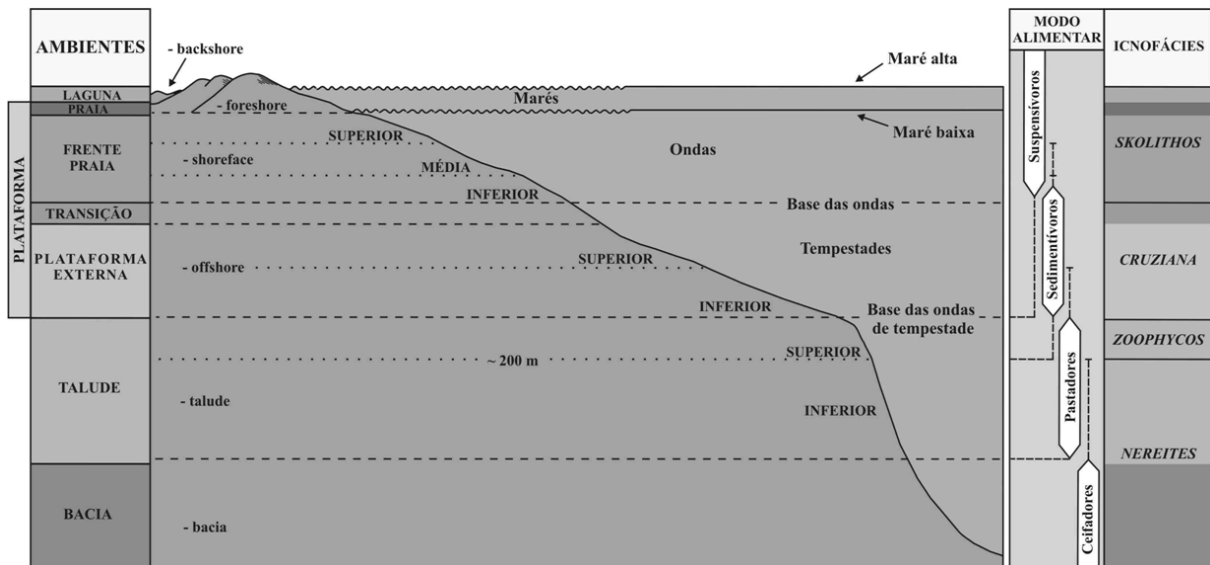


Figura 6: Diagrama ilustrando as principais icnofácies marinhas, sua relação com a profundidade e com o modo alimentar.

Fonte: Carvalho; Fernandes (2009).

5.4.2 Icnofósseis na Formação Longá

A grande maioria das espécies icnofossilíferas da Formação Longá descritas até o momento pertencem ao Piauí.

A primeira descrição dos icnofósseis da Formação Longá foi feita por Albuquerque e Dequech (1946) apud Kegel (1957) e Kegel (1957), em Elesbão Veloso, na qual determinaram uma nova espécie chamada de *Crossopodia estrellada*.

Muniz (1981, 1982) descreveu uma grande quantidade de icnofósseis em siltitos, nas proximidades de Campo Maior, Piauí, localizadas na margem da rodovia Campo Maior-

Barros. Os icnofósseis encontrados foram: *Bifungites cruciformis*, *Rusophycus* aff. *pudicum*, *Rusophycus piauiensis*, *Rusophycus* ichnosp. A, *Rusophycus* ichnosp. B, *Rusophycus* ichnosp. C, *Cruziana* aff. *C. lobosa*, *Neonereites uniserialis*, *Sublorenzina pauciradiata*, *Paleophycus* ichnosp., *Asteriacites stelliforme* e *Conichus conicus*. Muniz (1981, 1982) enquadrou os icnofósseis citados anteriormente na icnofáceis *Cruziana*, na qual indicaram, também, a idade devoniana superior.

5.5 PALEOGEORAFIA

Durante o tempo geológico ocorreram grandes alterações na configuração dos continentes, como também, mudanças nos paleopólos. O padrão das glaciações durante o Paleozóico Inferior e Superior no supercontinente Gondwana representou a sua migração sobre o pólo sul (CAPUTO; CROWELL, 1985). Do Siluriano ao Neodevoniano o paleopólo migrou do sul da América do Sul para o centro da África (VAN DER VOO, 1988).

Segundo Frakes, Jane e Syktus (1994) o período que vai do Neosiluriano ao início do Eocarbonífero representa globalmente um estágio de *greenhouse* ou interglacial, ressaltando que os depósitos glaciais neodevonianos encontrados nas bacias da América do sul podem indicar um curto episódio glacial (menor que 3 Ma.), estando relacionado a paleolatitudes superiores a 70°, esta curta glaciação é atribuída a um rápido movimento do continente sobre o pólo sul.

Segundo Golonka, Ross e Scotese (1994) apud Chwieduk (2005) o Gondwana migrou para o norte, na direção do equador, durante o Devoniano Superior e Carbonífero Inferior, onde no Frasniano o Gondwana localizava-se praticamente todo abaixo da paleolatidade de 60°S, durante o Famenniano o Gondwana começou a migrar para paleolatitudes menores que 60°S e no Carbonífero Inferior boa parte do Gondwana localizava-se entre as paleolatitudes de 60°S e 30°S (Fig. 7).

5.6 EUSTASIA

Um dos principais fatores que causam as variações eustáticas do nível do mar são as glaciações, que ocorrem no decorrer do tempo geológico em ciclos de variadas magnitudes (PLINT et al., 1992). Durante o Devoniano a migração dos continentes causou uma grande tendência transgressiva com pequenos pulsos regressivos relacionados aos eventos glaciais

que, por conseguinte, provocaram o rebaixamento do nível do mar (JOHNSON; KLEPPER; SANDBERG, 1985).

A curva de variação do nível do mar proposta por Johnson, Klepper e Sandberg (1985), através do zoneamento de conodontes para o devoniano, é caracterizada por estágios de subida e descida do nível do mar, apresentando uma tendência transgressiva em direção ao topo. No fim do Frasniano e parte do Famenniano inferior (IId) acontece dois sucessivos eventos de subida do mar, sendo as maiores do Devoniano, com uma pequena queda entre as duas, depois da transgressão máxima devoniana, ocorre uma regressão significativa. O Famenniano inferior, médio e parte do superior (Ile) são marcados por ciclos transgressivos e regressivos, com uma tendência a regressão. Em parte do Famenniano superior (IIf) acontecem dois pulsos transgressivos, seguidos por uma abrupta queda do nível do mar, que continua até o limite Devoniano-Carbonífero (Fig. 8). Segundo Ross & Ross (1988) apud Brezinski et al. (2009) o início do Carbonífero é marcado por uma abrupta subida do nível do mar.

Buggisch (1991) relata que durante o Devoniano Superior houve uma alternância de fases de clima quente com fases glaciais. Para Buggisch (1991) esse processo cíclico era desenvolvido de acordo com a seguinte sucessão: transgressão – alta produção orgânica – deposição e alta preservação do carbono orgânico – diminuição do CO₂ na atmosfera e oceano – efeito *icehouse* – glaciação – regressão – erosão e pouca preservação do carbono orgânico, oxidando e voltando para a atmosfera e oceano, como CO₂ – efeito *greenhouse* – deglaciação – transgressão.

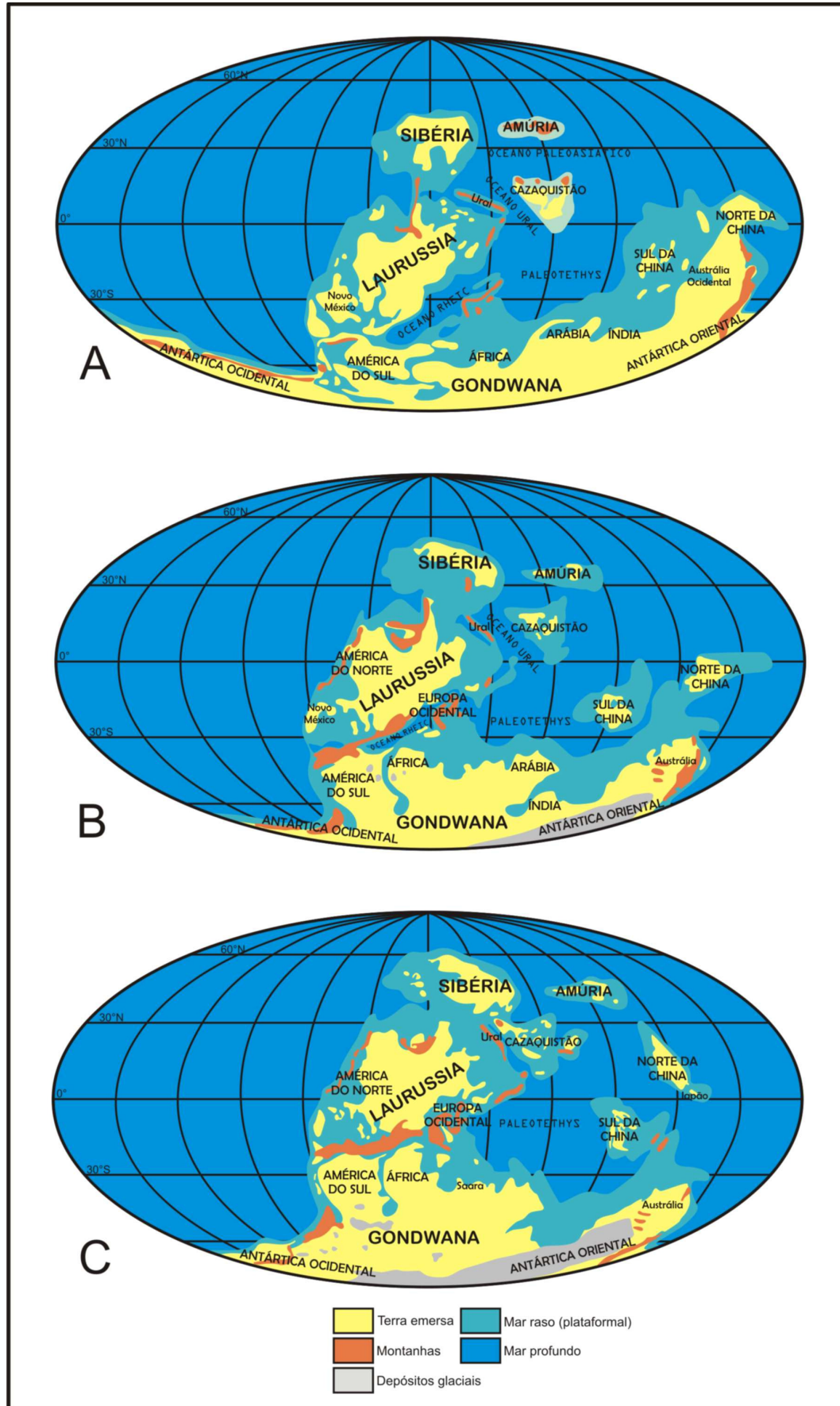


Figura 7: Configuração dos continentes no Frasniano (375Ma) (A), Famenniano (370Ma) (B) e Carbonífero Inferior (345Ma) (C).

Fonte: modificado de Chwieduk (2005), baseado originalmente na figura de Golonka, Ross e Scotese (1994).

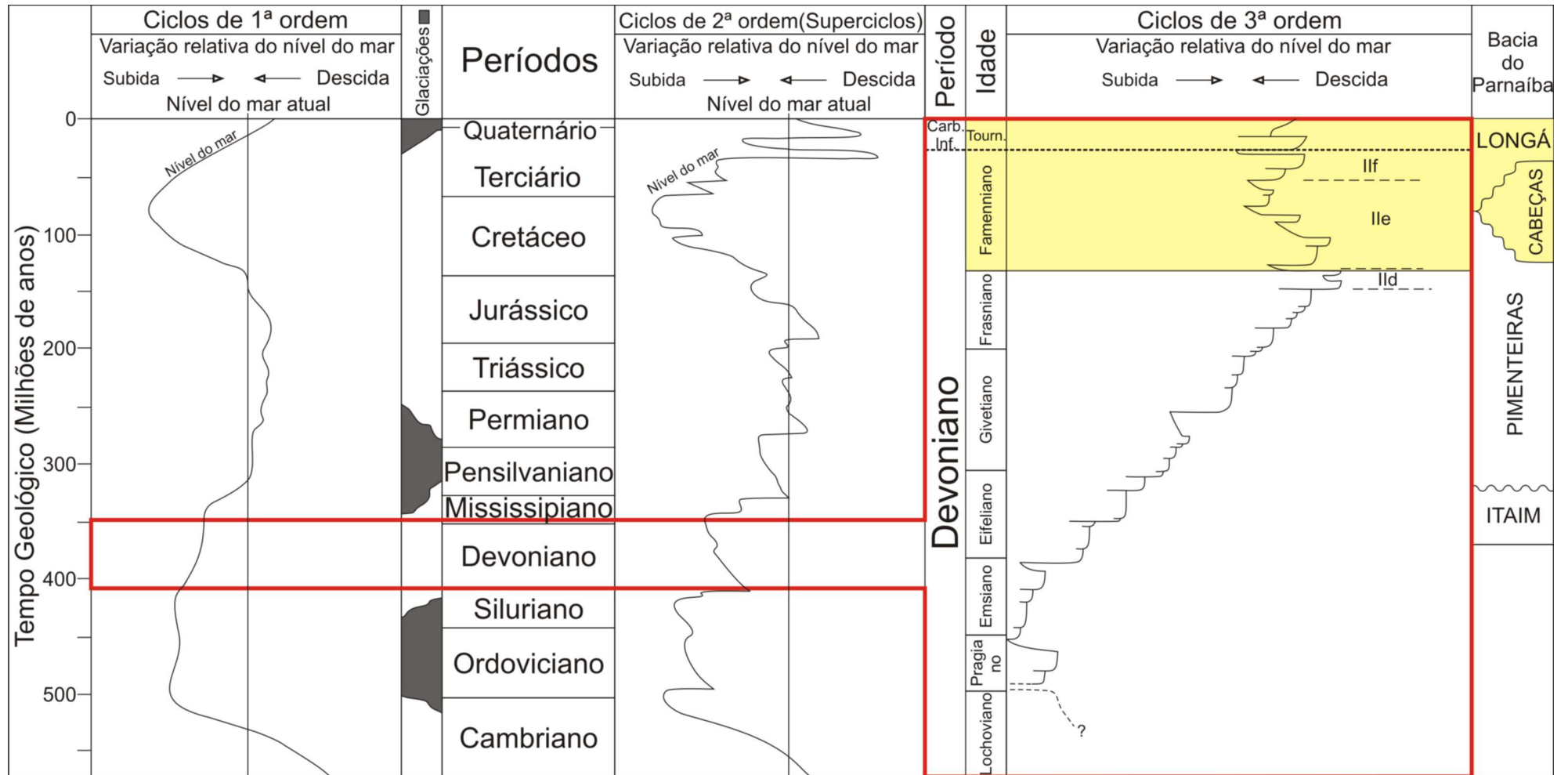


Figura 8: Curvas de variação relativa do nível do mar do Fanerozóico, com ciclos de 1ª e 2ª ordem (modificado de Plint et al., 1992) relacionados com a curva de variação relativa do nível do mar do Devoniano e Carbonífero Inferior (Tournaisiano), com ciclos de 3ª ordem (modificado de Johnson, Klepper e Sandberg, 1985 e modificado de Brezinsk et al. 2009, baseado originalmente na figura de Ross & Ross, 1988) e as unidades litoestratigráficas devonianas (modificado de Caputo, 1985).

6 A SUCESSÃO NEODEVONIANA-EOCARBONÍFERA NA REGIÃO DE PEDRO AFONSO (TO)

6.1 FÁCIES E ASSOCIAÇÃO DE FÁCIES

Na área de estudo, a análise faciológica das formações Cabeças e Longá permitiu a individualização de nove litofácies agrupados em três associações. A Formação Cabeças apresenta quatro litofáceis interpretadas como depósitos subglaciais de alojamento e de frente deltáica. A Formação Longá, em contato erosivo com a Formação Cabeças, compreende cinco litofácies ligadas ao início da inundação marinha e ao ambiente de face litorânea inferior/costa afora. Na caracterização das fácies foram usadas letras maiúsculas para indicar seus litotipos e letras minúsculas para designar suas estruturas mais importantes (Quadro 1 e Fig. 9).

Formação	Litotipo	Esp. máx. (m)	Sigla	Estruturas	Processos	Associação de Fácies
Longá	Arenito fino a médio, com grãos subarredondados	0,5	Ah	Estratificação cruzada <i>hummocky</i>	Fluxo oscilatório/combinado relacionado à ação de onda de tempestade	Face litorânea (<i>Shoreface</i>) inferior/ Costa afora (<i>Offshore</i>) (AF3)
	Arenito grosso com seixos esparsos arredondados, bem selecionados e com esfericidade alta	0,2	Ar	Megamarcas onduladas isoladas (<i>starved megaripples</i>)	Correntes trativas induzidas por fluxo combinado com predominância da componente unidirecional	
	Folhelho	1	Fp	Laminação plano-paralela	Deposição a partir de suspensão	
	Folhelho intercalado com arenito fino, com grãos arredondados e bem selecionados	5	FA	Marca ondulada, acamamento <i>wavy-linsen</i> , laminação cruzada, bioturbação e diques de injeção	Deposição por fluxo oscilatório, de corrente e atividade biogênica	
	Arenito grosso com seixo, grãos subangulosos a arredondados e mal selecionado	0,3	ASm	Acamamento maciço	<i>Lag</i> formado por correntes trativas ligadas ao início da transgressão	
DISCORDÂNCIA EROSIVA						
Cabeças	Arenito fino a médio, com grãos subarredondados e bem selecionados	2,5	Am	Acamamento maciço com geometria lobada	Deposição em condições de alta energia com rápida desaceleração do fluxo	Frente deltáica (AF2)
	Arenito fino, com grãos subarredondados e bem selecionados	2	Abp	Acamamento maciço e <i>ball-and-pillow</i>	Liquefação/ Sobrecarga	
	Diamictito cisalhado com seixos e blocos de arenito	11	Dc	Arenito dobrado, falhas normais, cavalgamentos e planos de foliação subhorizontais	Transporte glacial com cisalhamento tangencial	Depósitos subglaciais de alojamento (AF1)
	Diamictito Maciço	2	Dm	Acamamento maciço	Fluxo gravitacional localizado	

Quadro 1: Fácies e associação de fácies das formações Cabeças e Longá.

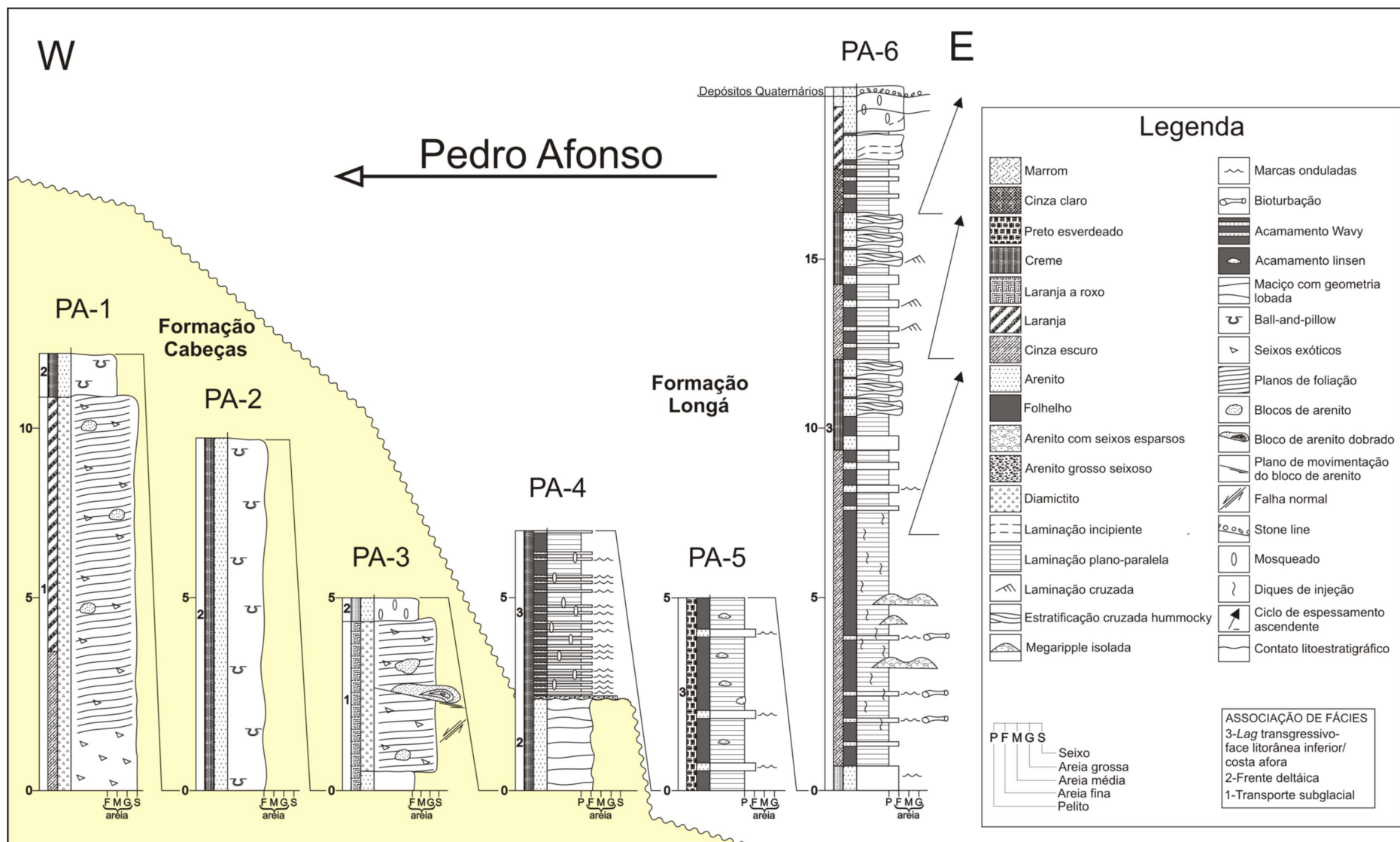


Figura 9: Perfis correlacionados das formações Cabeças e Longá na região de Pedro Afonso.

Os litotipos das formações Cabeças e Longá na região de Pedro Afonso compreendem arenitos, folhelhos e diamictitos. Os fragmentos de arenito mostram tamanhos variados desde 1 cm até, aproximadamente, 5m de diâmetro, imersos em uma matriz pelítica. Alguns afloramentos encontram-se bastante intemperizados.

6.1.1 Fácies da Formação Cabeças

A Formação Cabeças apresenta quatro fácies enquadradas em duas associações faciológicas, as quais vão ser descritas a seguir.

6.1.1.1 Diamictito Maciço – Dm

O diamictito apresenta grânulos e seixos exóticos dispersos numa matriz pelítico-arenosa, com um acamamento maciço e uma cor cinza escura (Fig. 10). Os clastos são angulosos a subangulosos e mal selecionados, estando algumas vezes estriados (Fig. 11), achatados e sob forma de “ferro de engomar”. As estrias chegam a ter comprimentos de 25 cm e uma largura de 0,5 cm. Os seixos são compostos principalmente por arenito e mais raramente por granito e quartzito (Fig. 12). O diamictito maciço apresenta uma espessura de 2m e uma extensão de 15m e tem contato brusco com a fácies Diamictito Cisalhado (Dc).



Figura 10: Diamictito maciço com clastos dispersos numa matriz pelítico-arenosa, Formação Cabeças, região de Pedro Afonso (9000553E/0181701N).



Figura 11: Clasto de arenito estriado presente no diamictito maciço da Formação Cabeças. As estrias apresentam comprimentos de até 25 cm e uma largura de 0,5 cm (9000553E/0181701N).



Figura 12: Seixos de arenito, granito e quartzito, polidos, facetados e estriados, alguns estão com a forma de “ferro de engomar”, sendo encontrados no diamictito maciço e cisalhado da Formação Cabeças (9000553E/0181701N).

A fácies Dm foi formada a partir de um fluxo de detritos local, abaixo da geleira, na zona costeira, com os seixos exóticos e estriados dispersos e sustentados pela matriz. Lowe (1982) comenta que os grãos são sustentados pelo efeito boiante da matriz constituída por água-sedimento. A água de degelo proporcionou em certos lugares, na base da geleira, fluxos gravitacionais que ao chegar a um lugar de menor energia depositou-se de forma desorganizada (acamamento maciço), sem formar estruturas (Fig. 13).

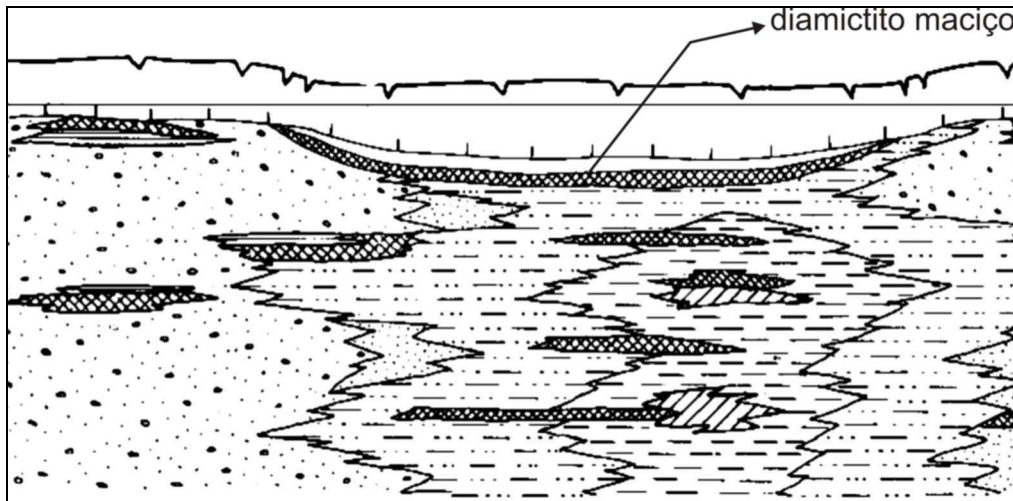


Figura 13: Formação do diamictito maciço na base da geleira, em condições subaquosas.
Fonte: modificado de Carozzi et al. (1975).

6.1.1.2 Diamictito Cisalhado – Dc

A fácies Dc apresenta várias estruturas oriundas de glaciotectonismo como foliações, fraturas, cavalgamentos, dobras e falhas. Encontram-se seixos exóticos de variados tamanhos dispersos numa matriz pelítico-arenosa de cor laranja a roxo. A espessura do diamictito cisalhado varia de 3,5m a 11,5m e a extensão aflorante chega a ter em alguns afloramentos 50m de extensão. A foliação apresenta traços retilíneos, ondulados e descontínuos, com espaçamento milimétrico. Os planos de foliação são normalmente subhorizontais, apresentando inflexões ao contornar blocos de arenito (Fig. 14) e nas regiões de falhas. As fraturas estão dispostas de forma vertical a subvertical, onde normalmente cortam a foliação. As dobras são métricas ocorrendo em blocos de arenito grosso que estão dentro do diamictito, formando dobras do tipo recumbente (Fig. 15).



Figura 14: Foliações subhorizontais contornando bloco de arenito métrico e fraturas subverticais cortando os planos de foliação, presentes no diamictito cisalhado da Formação Cabeças (9000553E/0181701N).



Figura 15: Diamictito com bloco de arenito métrico formando uma dobra recumbente, Formação Cabeças (9000358E/0191030N).

Os cavalgamentos são formados por camadas de arenito métrico, que apresentam foliações internas, na qual penetram no diamictito e se acunham em direção ao topo (Fig. 16). Ocorrem, mais raramente, falhas do tipo normal cortando o diamictito e a foliação, que se inclina na direção de movimento da falha (Fig. 17).

As foliações são predominantemente subhorizontais indicando a atuação de um campo de tensões tangenciais resultante do peso da geleira versus o fluxo glacial. As fraturas foram geradas pela força exercida pelo peso da geleira. Os blocos de arenito dobrado e os cavalgamentos são o resultado da desarticulação de camadas de arenito que estavam sob o diamictito e migraram para dentro do diamictito devido à fluidização induzida por altas pressões nos poros dos sedimentos que estavam cheios de água (VAN DER WATEREN, 1987; MORAN, 1975). As falhas normais são relacionadas a retração das calotas de gelo, quando o aumento da temperatura e o alívio de pressão provocado pelo degelo fazem com que a camada de diamictito dilate. Com isso o corpo rochoso aumenta de volume, chega a tal ponto que ocorre uma ruptura no diamictito levando a formação de falhas normais (BANHAM, 1988). Esses processos são característicos de zona subglacial.

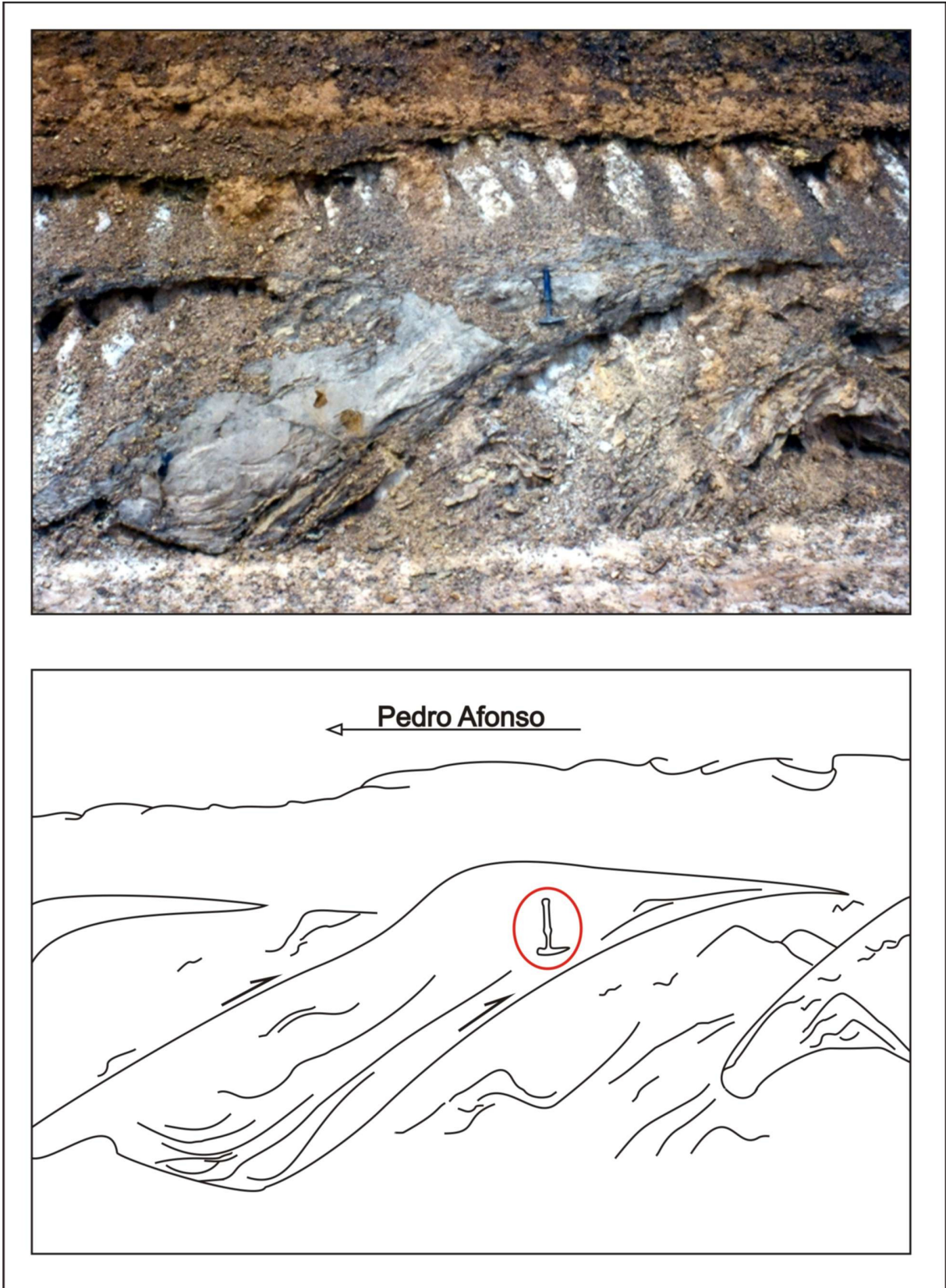


Figura 16: Camadas de arenitos métricas com foliações internas cavalgando para dentro do diamictito na Formação Cabeças (9000358E/0191030N).

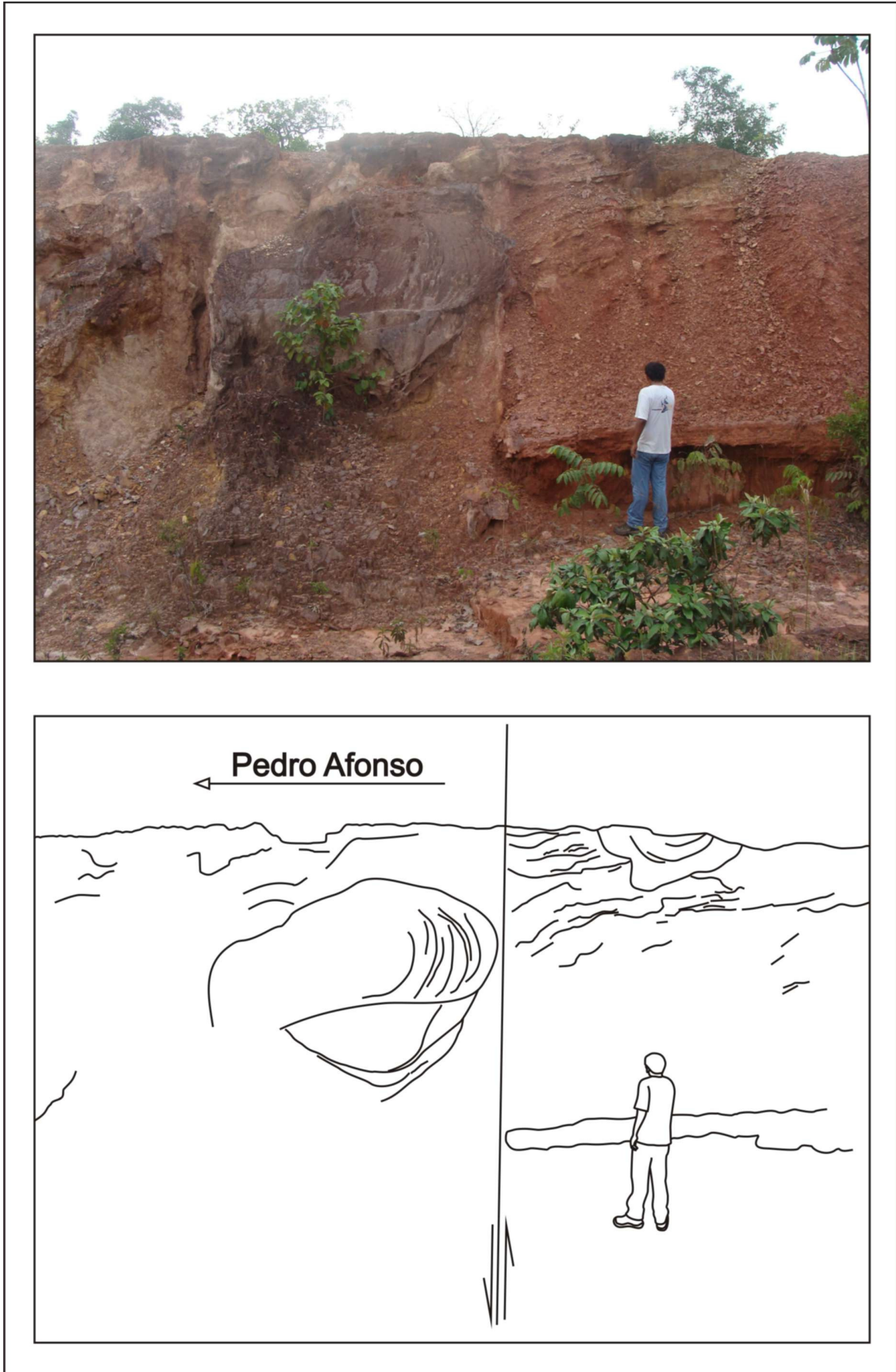


Figura 17: Camada de diamictito cortado por uma falha normal subvertical e com foliações se inclinando na direção de mergulho da falha. Ao lado da falha, bloco de arenito dobrado (9000358E/0191030N).

6.1.1.3 Arenito fino maciço com estrutura *ball-and-pillow* – Abp

Esta fácies é constituída de arenito fino com grãos subarredondados e bem selecionados, de cor creme. A estrutura presente é do tipo *ball-and-pillow* (Fig. 18), uma estrutura dúctil contorcida (ROSSETTI, 2001). Elas formam feições semi-circulares e circulares concêntricas. As feições semi-circulares apresentam larguras de 0,3 a 1 m e altura de até 1,2 m, enquanto as feições circulares concêntricas têm diâmetro variando de 0,2 a 1 m. O afloramento tem 40 m de comprimento e, aproximadamente 10 m de altura. A fácies Abp encontra-se, em alguns casos, sobreposta a fácies Dc, estando em contato brusco.

A estrutura do tipo *ball-and-pillow* reflete a perturbação do sedimento ainda em estado inconsolidado ou semi-consolidado, o que permite concluir que os processos deformacionais atuaram contemporaneamente ou logo após a sedimentação. A presença dessas feições deformacionais é compatível com o ambiente de frente deltáica, já que este facilmente pode sofrer instabilidades gravitacionais resultantes da sobrecarga de depósitos arenosos sobre sedimentos mais finos da bacia receptora (LIMA; ROSSETTI, 2001; ROSSETTI, 2001; ORTON; READING, 1993).



Figura 18: Estrutura do tipo *ball-and-pillow* de tamanho métrico em arenito maciço na Formação Cabeças (0176812E/8999768N).

6.1.1.4 Arenito fino a médio com estrutura lobada – Aml

A fácies Aml é composta de arenito creme fino a médio, com grãos subarredondados e bem selecionados. O arenito é maciço com geometria lobada, estando os lobos amalgamados e com uma espessura de 2,5 m. A fácies Aml apresenta no seu topo uma discordância erosiva, que a separa da fácies ASm (Fig. 19).

A presença de arenitos maciços com lobos amalgamados sugere a progradação de areias por fluxos com elevada carga sedimentar em ambiente não confinado e de baixa energia. Esta situação ocorre normalmente em frente deltáica, onde altas taxas de deposição são favorecidas pela perda de competência do fluxo confinado ao entrar em uma bacia receptora com energia mais baixa (LIMA; ROSSETTI, 2001), como por exemplo, água de degelo desembocando no mar.



Figura 19: A fácies ASm da Formação Longá esta discordantemente sobreposta aos arenitos com lobos amalgamados da Formação Cabeças (9000322E/0191401N).

6.1.2 Fácies da Formação Longá

A Formação Longá apresenta cinco fácies enquadradas em uma associação faciológica, as quais vão ser descritas a seguir.

6.1.2.1 Arenito grosso com seixos apresentando acamamento maciço – ASm

Arenito grosso com seixos, mal selecionado, com grãos subangulosos a arredondados (Fig. 20). É maciço tem espessura de 25 cm. A fácies ASm está sotoposta e em contato brusco com a fácies FA.

O aumento relativo do nível do mar provocou a inundação de deltas e de interflúvios gerando um grande volume de espaço de acomodação e causando uma rápida migração da linha de costa na direção do continente. Com isso, deltas e interflúvios são caracterizados por superfície erosional, produto de ravinamento, e em seguida são recobertas por uma fina camada de arenito grosso seixoso, representando um *lag* transgressivo (EMERY; MYERS, 1996). Segundo Andrews (1975) a transferência de água dos continentes para os oceanos durante o recuo das geleiras é muito mais rápida do que a transferência de água dos oceanos para o continente, durante o crescimento das massas de gelo.



Figura 20: Arenito grosso com seixos representando *lag* transgressivo na base da Formação Longá (9000322E/0191401N).

6.1.2.2 Folhelho intercalado com Arenito fino mostrando acamamento *wavy-linsen* – FA

A fácies FA é caracterizada pela intercalação de folhelhos cinza escuros com arenitos finos quartzosos e micáceos de cor cinza clara, com grãos arredondados e bem selecionados. A espessura varia de 1,5 a 5m. Os arenitos têm no topo marcas onduladas simétricas e assimétricas (Fig. 21), enquanto internamente algumas camadas apresentam laminação cruzada. A fácies FA apresenta acamamentos *wavy* e *linsen*, com camadas tendo espessuras centimétricas (Fig. 22). Na base do perfil PA-6 foram encontrados icnofósseis da icnofácies *Cruziana*, tanto na interface arenito/folhelho como nas camadas de arenito, em formas de epirrelevo e hiporrelevo, respectivamente. Secundariamente existem diques de injeção e fraturas. Os diques de injeção, compostos de arenito, cortam tanto o folhelho como o arenito, com comprimento de 1 a 3cm e largura de 1 a 2mm. As fraturas ocorrem frequentemente nos arenitos onde são preenchidas por calcita com forma fibrosa e radial. A fácies FA está em contato brusco com fácies Ah.

O folhelho foi depositado a partir de suspensão em águas paradas. O desenvolvimento de camadas arenosas intercaladas com folhelhos em ambiente litorâneo distal se deve a dois fatores: variação nas condições de energia por mudanças no clima e na batimetria. A turbulência das ondas na zona de face litorânea transporta a areia para zonas mais profundas (Face litorânea inferior/Costa afora). As marcas onduladas foram geradas pela interação da água com o sedimento transportado, com a ação de ondas oscilatórias (RAAF; BOERMA; GELDEN, 1977). Os acamamentos *wavy* e *linsen* foram depositados por ação de ondas intermitentes, com períodos mais prolongados de deposição (acamamento *wavy*) e períodos mais curtos (acamamento *linsen*) (RAAF; BOERMA; GELDEN, 1977). A laminação cruzada é o resultado de paleocorrentes que migram em direção a zona de costa afora. As estruturas de bioturbação refletem a atividade biogênica sobre sedimentos inconsolidados. Os diques de areia fluidificada migram para outras camadas devido o peso do material sobrejacente. O preenchimento das fraturas por calcita pode ter sido originado da solubilização de camadas soto ou sobrepostas de folhelhos carbonáticos.



Figura 21: Marcas onduladas de crista reta a levemente ondulada no arenito da Formação Longá (8996962E/0199467N).



Figura 22: Acamamento *wavy-linsen* em arenitos e folhelhos da Formação Longá, formados por ação de ondas intermitentes (9000069E/0192863N).

6.1.2.3 Folhelho com laminação plano-paralela – Fp

Folhelho cinza escuro a roxo com laminação plano-paralela (Fig. 23) apresenta uma espessura máxima de 1,5 m e um comprimento de aproximadamente 30 m. Normalmente a fácies Fp grada para a fácies FA ou vice-versa.

A fácies Fp foi depositada a partir de suspensão, indicando um ambiente com águas estagnadas, representado pelo ambiente de costa afora.

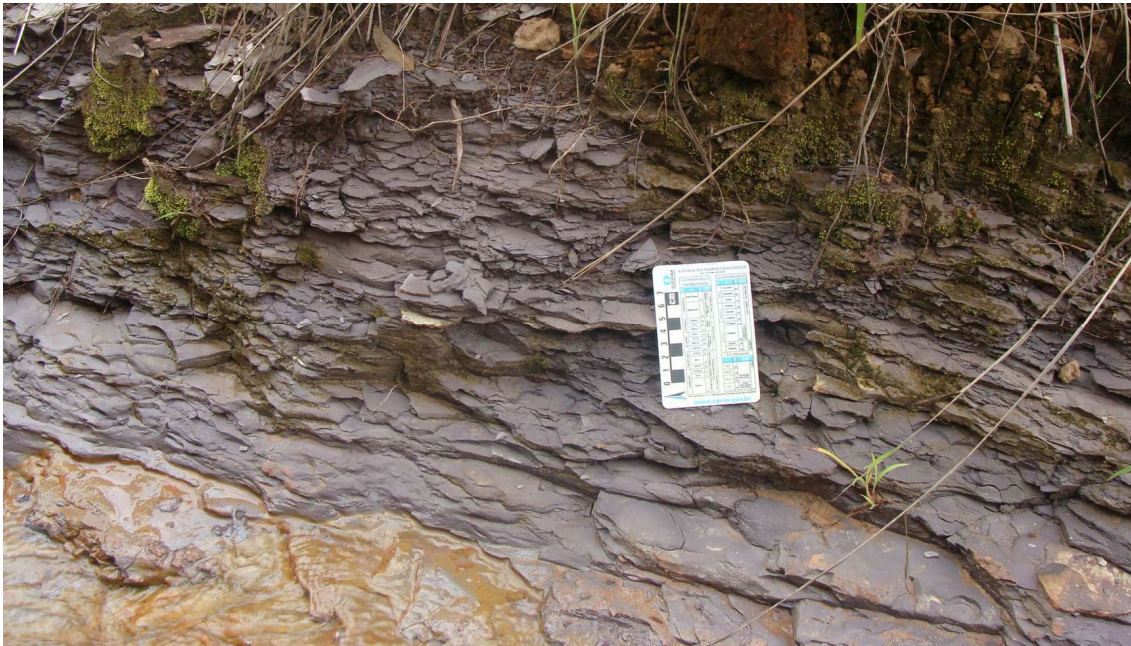


Figura 23: Folhelho na base do perfil PA-1 (8996962E/0199467N).

6.1.2.4 Arenito grosso com seixos apresentando megamarcas onduladas isoladas – Ar

Arenito grosso com seixos esparsos, arredondados, bem selecionados, de cor cinza, com matriz composta por areia fina. As estruturas sedimentares encontradas são megamarcas onduladas isoladas (*starved megaripples*) com comprimento de aproximadamente 50 cm e altura de até 14 cm. Apresentam uma base reta e um topo ondulado simétrico a levemente assimétrico, com crista reta (Fig. 24). Os arenitos com megamarcas onduladas isoladas encontram-se envolvidos por folhelhos (Fig. 25).

As *megaripples* nos arenitos grossos com seixos esparsos estão relacionadas com cargas de fundo ou de tração, formados por correntes trativas induzidas por fluxo combinado, com predominância do componente unidirecional. Isto indica um ambiente com suprimento insuficiente de areia para cobrir toda a superfície do substrato, como é o caso do face litorânea inferior/ costa afora.



Figura 24: Megamarca ondulada isolada com topo quase simétrico e base reta (8996962E/0199467N).



Figura 25: Arenito grosso com seixos apresentando megamarcas onduladas (*megaripples*), estando dentro do folhelho (8996962E/0199467N).

6.1.2.5 Arenito fino a médio com estratificação cruzada *hummocky* – Ah

A fácies Ah é caracterizada por um arenito fino a médio, subarredondado a arredondado. A estratificação cruzada *hummocky* é a estrutura presente, com comprimento e amplitude que variam respectivamente de 2 a 3m e 25 a 50cm; os ângulos de truncamento chegam a atingir 35° (Fig. 26). As camadas de arenito, individualizadas por pelitos são lateralmente contínuas.

A estratificação cruzada *hummocky* foi gerada por fluxo oscilatório e/ou combinado relacionado à ação de ondas de tempestade. Os tempestitos de granulometria variando de areia fina a médio individualizados por camadas de folhelhos são classificados por Cheel e Leckie (1993) como *discrete hummocky cross stratified sandstone* indicando uma deposição em face litorânea inferior.



Figura 26: Arenito fino a médio com estratificação cruzada *hummocky* envolvidos por folhelhos, estando relacionados à ação de ondas de tempestades (8996962E/0199467N).

6.2 PALINOLOGIA NA REGIÃO DE PEDRO AFONSO

6.2.1 Análise Quantitativa-Contagem dos Constituintes Particulados da Matéria Orgânica

Nas amostras estudadas pertencentes às formações Cabeças e Longá, foi possível identificar os seguintes constituintes do querogênio: algas prasinófitas, acritarcos, esporos, quitinozoários, fitoclastos e material orgânico amorfo. A identificação da matéria orgânica particulada obedece à classificação geral proposta por Tyson (1995) e Mendonça Filho (1999) (Tabela 1 e Fig. 27).

Na Formação Cabeças (níveis PA-1-1 e PA-1-2) se destacam os esporos, com 28.7% e 37.9%, estando em quantidade superior quando comparado com os outros constituintes do querogênio. Na Formação Cabeças, ocorrem ainda, em ordem decrescente de abundância: fitoclastos opacos e não opacos (36.3% e 25.1%), material orgânico amorfo (18.3% e 19.9%), prasinófitas (9.5% e 11.5%) e acritarcos (7.2% e 5.6%). Não foi observado nenhum quitinozoário.

Na Formação Longá, a matéria orgânica amorfa, ocorre com maior frequência, com porcentagens superiores a 30%. Os acritarcos, prasinófitas e fitoclastos, principalmente os opacos, apresentam porcentagens elevadas. Os esporos aparecem logo em seguida e os quitinozoários apresentam uma porcentagem muito baixa, praticamente inexistem. Os níveis PA-6-4 e PA-5-1 são os que têm a maior quantidade de constituintes do querogênio, com valores superiores a 300 e os níveis PA-6-6, PA-6-7 e PA-6-8, se encontram praticamente estéreis, apresentando valores de constituintes do querogênio inferiores a 30.

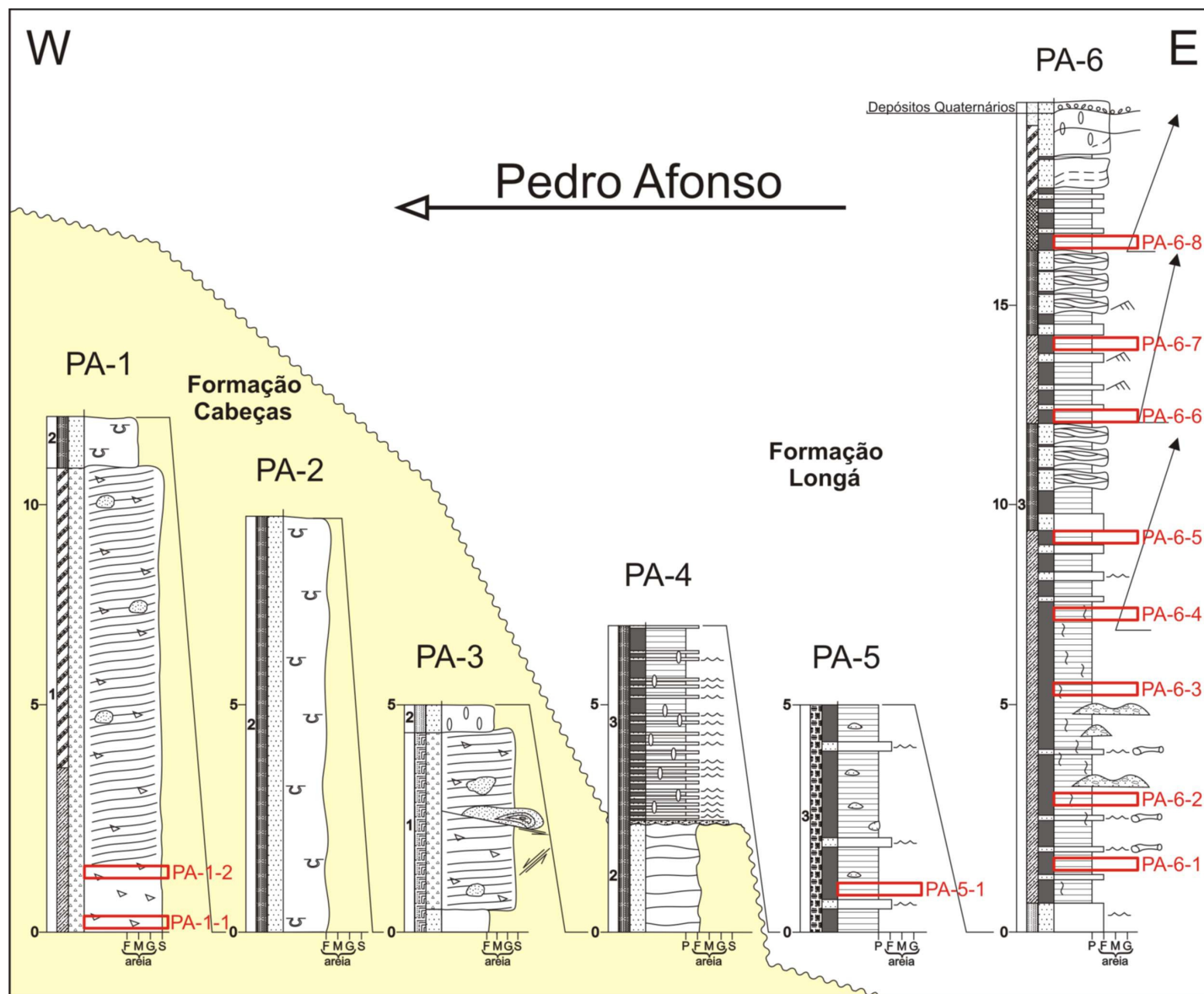


Figura 27: Perfis correlacionados das formações Cabeças e Longá, mostrando os locais de coleta das amostras.

Tabela 1: Frequências absolutas e porcentagens dos principais componentes do querogênio de acordo com os níveis das unidades litoestratigráficas. A classificação dos palinomorfos, fitoclastos e do material orgânico amorfo foi baseado em Tyson (1995) e Menezes et al. (2008). Localização das amostras na figura 27.

Unidade Litoestratigráfica			Frequência absoluta (<i>Fi</i>)											Porcentagem (%)											
			Formação Cabeças		Formação Longá									Formação Cabeças		Formação Longá									
N° de níveis amostrados			PA-1-1	PA-1-2	PA-5-1	PA-6-1	PA-6-2	PA-6-3	PA-6-4	PA-6-5	PA-6-6	PA-6-7	PA-6-8	PA-1-1	PA-1-2	PA-5-1	PA-6-1	PA-6-2	PA-6-3	PA-6-4	PA-6-5	PA-6-6	PA-6-7	PA-6-8	
Quantidade de lâminas analisadas por nível			1																						
Palinomorfo	Esporomorfo	Esporos	88	108	111	33	15	22	26	7	0	0	0	28.7	37.9	16.5	12.7	6.9	9.8	8.4	4	0	0	0	
	Microplâncton marinho	Prasinófitas	29	33	107	37	39	51	58	22	0	0	0	9.5	11.5	15.9	14.3	18	22.7	18.7	12.6	0	0	0	
		Acritarcos	22	16	118	43	66	44	41	35	0	0	0	7.2	5.6	17.5	16.5	30.6	19.5	13.3	20	0	0	0	
	Zoomorfo	Quitinozoários	0	0	2	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0.3	0	0	0	0.3	0	0	0	0	
Fitoclastos	Não-Opaco	Não-bioestruturado	25	23	14	3	1	4	21	11	4	3	2	8.2	8	2.1	1.1	0.5	1.8	6.8	6.3	14.8	21.4	12.5	
		Bioestruturado	38	27	4	9	0	3	7	0	1	0	0	12.4	9.4	0.6	3.5	0	1.3	2.2	0	3.7	0	0	
		Cutícula	21	13	1	0	0	0	0	0	0	0	0	6.9	4.6	0.1	0	0	0	0	0	0	0	0	
		Opaco	27	9	47	38	19	22	42	45	3	2	6	8.8	3.1	7	14.6	8.8	9.8	13.5	25.7	11.1	14.3	37.5	
Material Orgânico Amorfo	Matéria orgânica amorfa (MOA)		33	46	269	91	76	79	112	55	19	9	8	10.8	16.1	40	35	35.2	35.1	36.2	31.4	70.4	64.3	50	
	Resinas		23	11	0	6	0	0	2	0	0	0	0	7.5	3.8	0	2.3	0	0	0.6	0	0	0	0	
Σ			306	286	673	260	216	225	310	175	27	14	16	100											

6.2.2 Análise Qualitativa-Descrição dos Constituintes Orgânicos Particulados da Formação Cabeças

6.2.2.1 Palinomorfos

Foi possível identificar os seguintes representantes deste grupo em ordem decrescente de abundância:

6.2.2.1.1 Esporos

Ocorrem esporos circulares e triangulares, com predomínio dos com marca trilete, muitos se encontram zonados. Apresenta coloração marrom, vermelho, laranja e amarelo. O diâmetro varia de 20 µm até 180 µm. Os esporos apresentam uma qualidade de preservação variando de média a alta. Os esporos encontram-se mais bem representados na Formação Cabeças do que na Formação Longá.

As espécies identificadas são: *Archaeozonotriletes variabilis*, *Auroraspora* sp., *Biornatispora* sp., *Convolutispora subtilis*, *Corystisporites* sp., *Cymbosporites catillus*, *Diducites mucronatus*, *Gneudnaspora divellomedia*, *Grandispora libyenses*, *Grandispora* sp., *Indotriratides* sp., *Retusotriletes goensis*, *Retusotriletes incohatatus*, *Retusotriletes* sp. 1, *Retusotriletes* sp. 2 e *Spelaeotriletes granulatus* (Fig. 28 e 29). A identificação dos esporos foi feita com base no livro de Pierre Breuer (2007) e na tese de doutorado de Melo (2002).

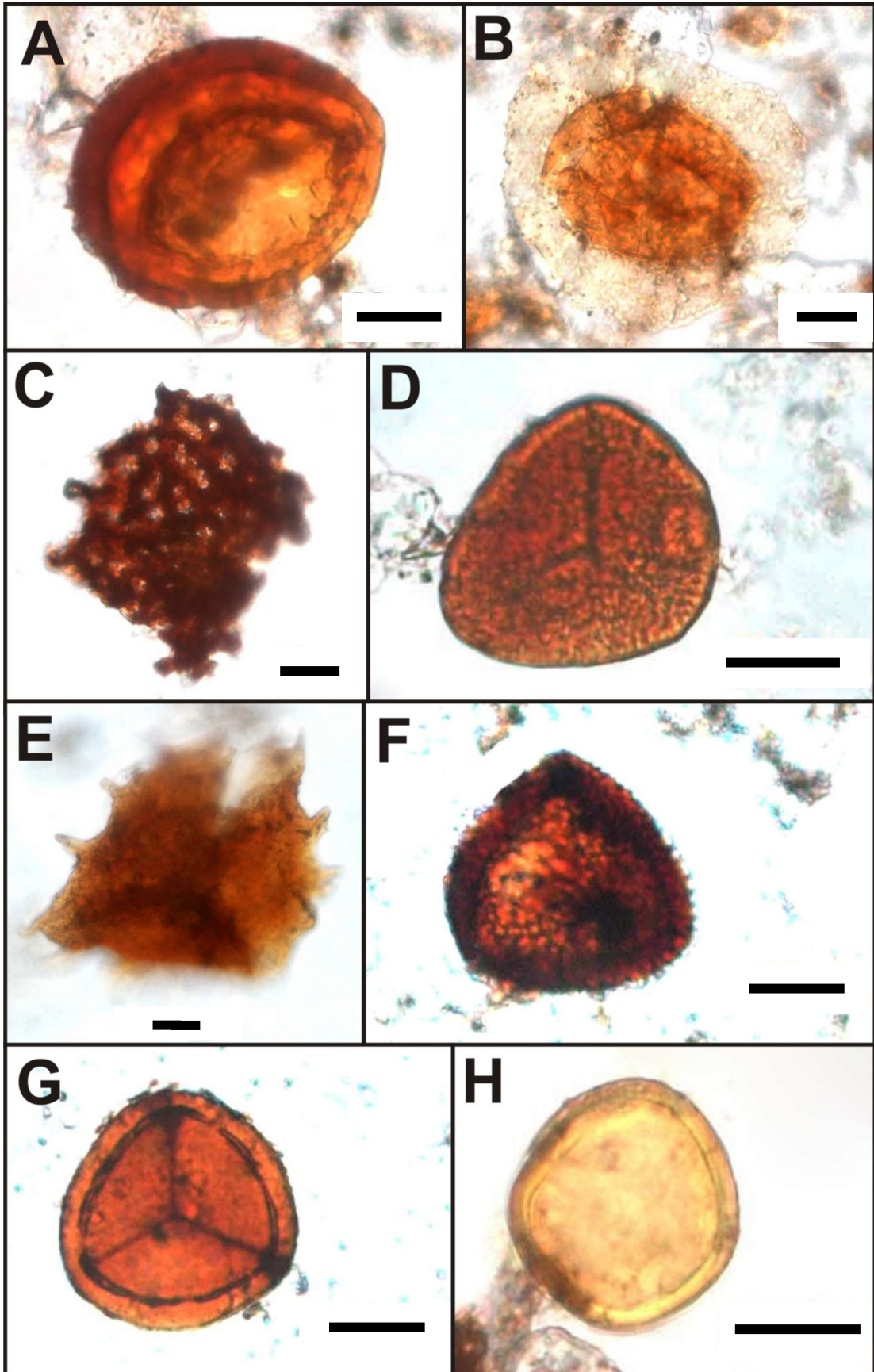


Figura 28: Fotomicrografias dos esporos encontrados na Formação Cabeças. A – *Archaeozonotrites variabilis*; B – *Auroraspora* sp.; C – *Biornatispora* sp.; D – *Convolutispora subtilis*; E – *Corystisporites* sp.; F – *Cymbosporites catillus*; G – *Diducites mucronatus* e H – *Gneudnaspora divellomedia*. As barras de cor preta indicam a escala de 20 μ m.

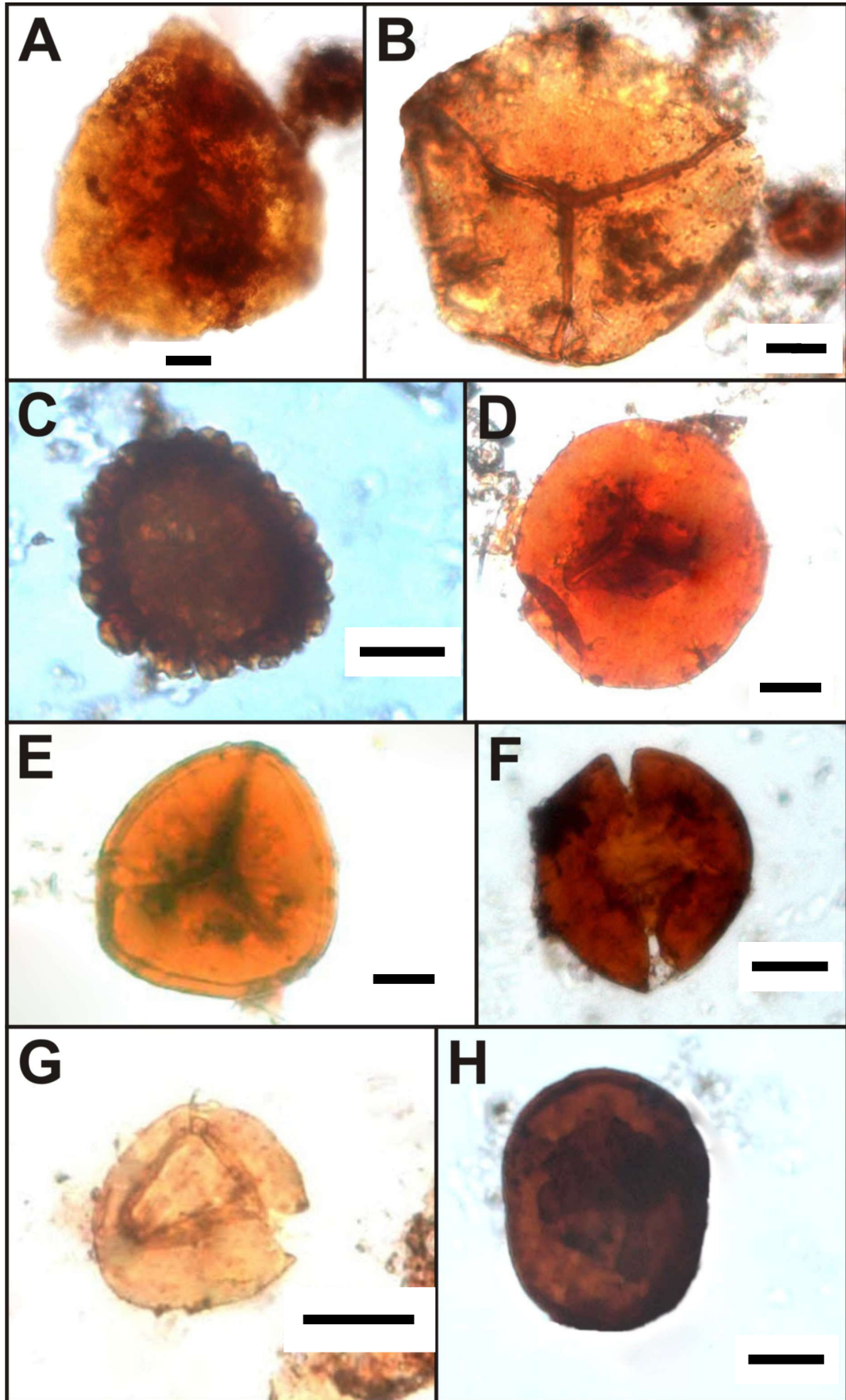


Figura 29: Fotomicrografias dos esporos encontrados na Formação Cabeças. A – *Grandispora libyenses*; B – *Grandispora* sp.; C – *Indotriratides* sp.; D – *Retusotriletes goensis*; E – *Retusotriletes incohatus*; F – *Retusotriletes* sp. 1; G – *Retusotriletes* sp. 2 e H – *Spelaeotriletes granulatus*. As barras de cor preta indicam a escala de 20 μ m.

6.2.2.1.2 Fitoplâncton marinho – *Prasinophyta*

As prasinófitas são de forma esférica, com coloração variando de amarelo claro a vermelho. O diâmetro varia de 100µm a 200µm. As prasinófitas estão com uma qualidade de preservação variando de baixa a média, estando muitas delas fragmentadas e amassadas, sendo um indício de retrabalhamento destes palinomorfos.

As prasinófitas encontradas são os *Tasmanites* sp. e *Maranhites mosesii* (Fig. 30). A identificação das prasinófitas foi feita com base nos artigos de Brito (1987) e González (2009).

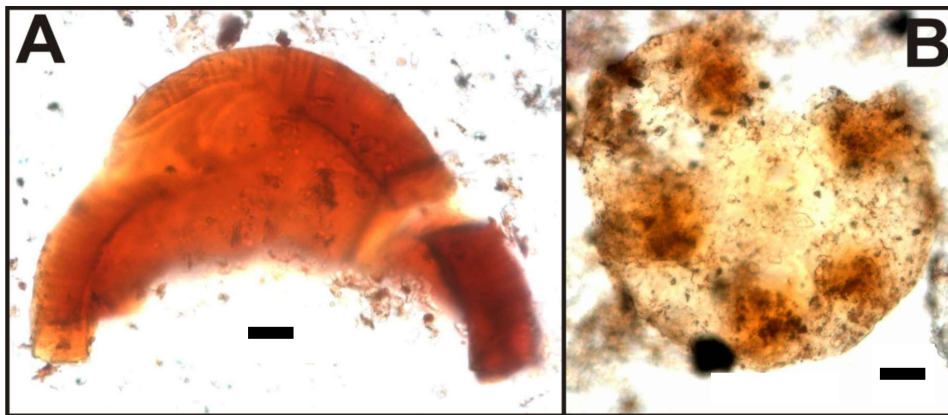


Figura 30: Fotomicrografias das prasinófitas encontradas na Formação Cabeças. A – *Tasmanites* sp. fragmentado e B – *Maranhites mosesii* fragmentado. As barras de cor preta indicam a escala de 20 µm.

6.2.2.1.3 Fitoplâncton marinho – grupo *Acritarcha*

Ocorrem acritarcos de forma esférica e discoidal, estando em alguns casos alongados e curvados. Não possuem espinhos. Apresenta coloração variando de vermelho escuro a amarelo claro. O diâmetro varia de 40µm a 160µm. Estão em pequena quantidade. Os acritarcos estão com uma qualidade de preservação média. Alguns apresentam possíveis inclusões de pirita.

Os acritarcos encontrados são a *Pseudolunulidia laevigata*, *Leiosphaeridia* sp. *Umbellasphaeridium saharicum* e *Navifusa monoafilata* (Fig. 31). A identificação dos acritarcos foi feita com base nos artigos de Brito e Quadros (1983), Quadros (1982) e Quadros (1999).

6.2.2.2 Fitoclastos

Estão presentes em grande quantidade e apresentam uma qualidade de preservação variando de baixo a média. São classificados em fitoclastos não-opacos e fitoclastos opacos.

6.2.2.2.1 *Fitoclastos não-opacos*

Os fitoclastos não-opacos presentes são os não-bioestruturados, bioestruturados e as cutículas. Os fitoclastos não-bioestruturados normalmente são alongados, ocorrem em pequena quantidade e apresentam coloração vermelho escura e laranja (Fig. 32-A e B).

Os fitoclastos bioestruturados apresentam estrias, em sua grande maioria são alongados, possuem cor marrom, vermelho escuro, às vezes chegando quase a preto. O comprimento varia de 60 a 200 μ m. Os fitoclastos bioestruturados encontrados são os esclereídeos (Fig. 32-C e D).

Os tecidos cuticulares apresentam formas e tamanhos variados, têm coloração amarelo pálido, em alguns casos a superfície está perfurada (Fig. 32-E e F).

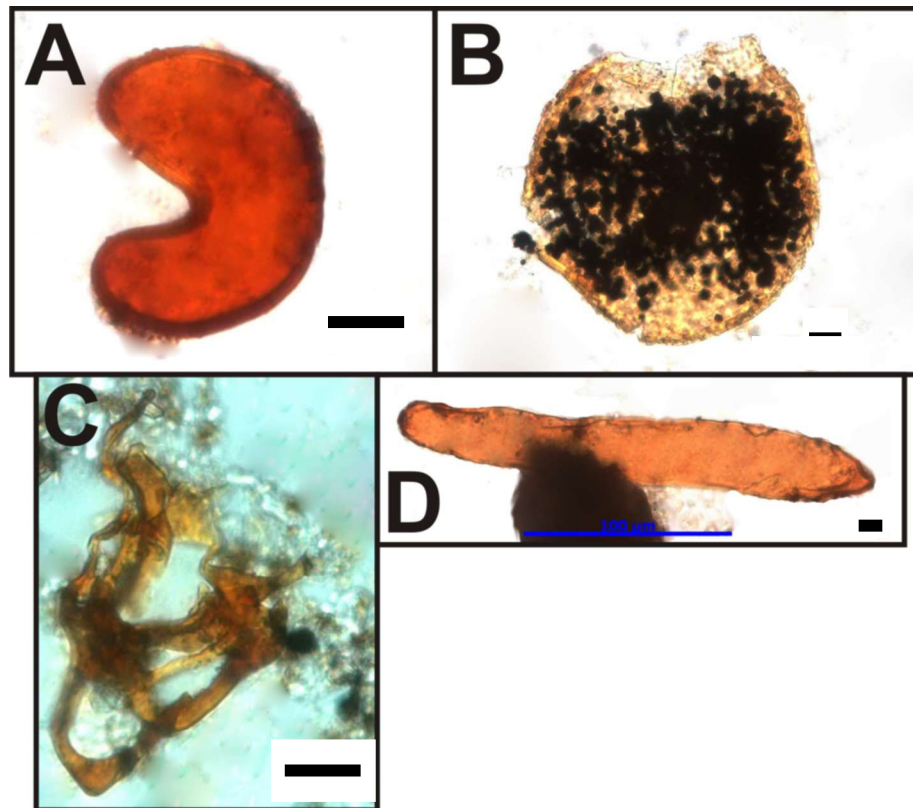


Figura 31: Fotomicrografias dos acritarcos encontradas na Formação Cabeças. A – *Pseudolunulidia laevigata*; B – *Leiosphaeridia* com inclusões de pirita; C – *Umbellasphaeridium saharicum* e D – *Navifusa monoafilata*. As barras de cor preta indicam a escala de 20 μ m.

6.2.2.2.2 *Fitoclastos opacos*

Os fitoclastos opacos são em sua grande maioria alongados, existindo também os equidimensionais. Não apresentam estrutura interna. Possuem cor preta, com comprimento variando de 80 μ m a 110 μ m (Fig. 32-G e H). Ocorrem de forma reduzida quando comparado com os outros tipos de fitoclastos.

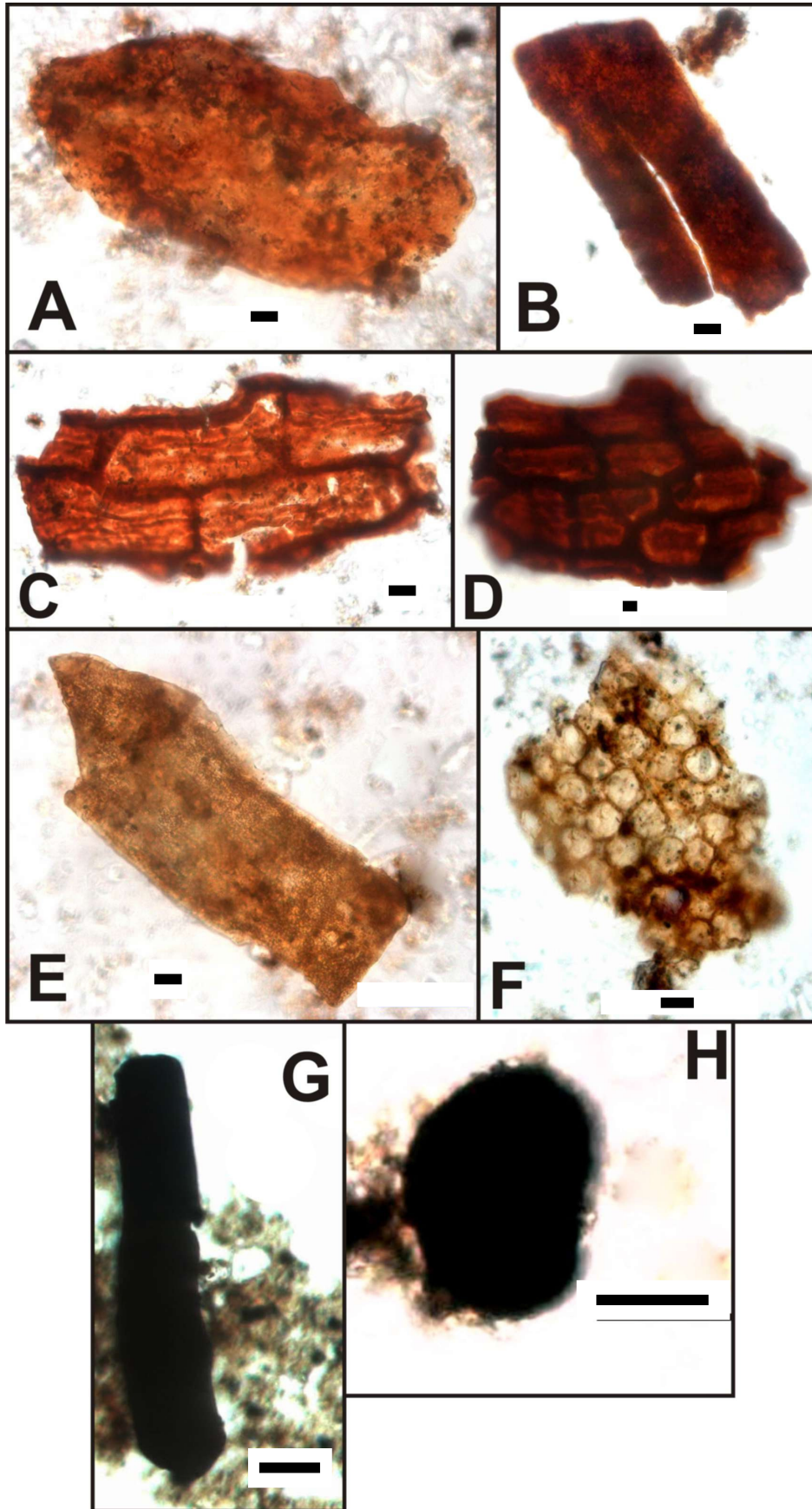


Figura 32: Fotomicrografias dos fitoclastos não-opacos e opacos encontradas na Formação Cabeças. A e B – Fitoclastos não-opacos não-bioestruturados; C e D – Fitoclastos não-opacos bioestruturados (Esclereídeos); E e F – Tecidos Cuticulares; G e H – Fitoclastos opacos alongados e equidimensionais. As barras de cor preta indicam a escala de 20 μm .

6.2.2.3 Material orgânico amorfo

O material orgânico amorfo consiste em partículas desestruturadas observadas em microscopia de luz branca. Este grupo é composto por matéria orgânica amorfa (MOA) e resina.

6.2.2.3.1 *Matéria orgânica amorfa (MOA)*

Encontra-se tanto na forma de grumos como na forma dispersa, nas lâminas organopalinológicas, apresentando coloração variando entre marrom escuro a preto. Está em pequena quantidade quando comparado com a Formação Longá (Fig. 33-A).

6.2.2.3.2 *Resinas (matéria orgânica amorfa hialina)*

Apresentam-se como fragmentos poligonais de contornos bem definidos, geralmente equidimensionais, com coloração variando de amarelo a laranja. Em geral, as resinas têm dimensões entre 30 μ m e 80 μ m (Fig. 33-B).

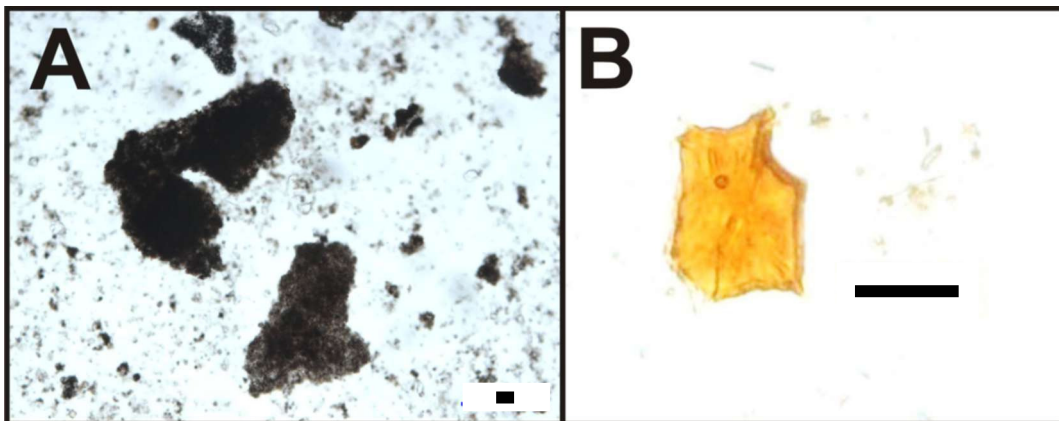


Figura 33: Fotomicrografias do material orgânico amorfo encontrado na Formação Cabeças. A – Matéria orgânica amorfa (MOA) e B – Resina (matéria orgânica amorfa hialina). As barras de cor preta indicam a escala de 20 μ m.

6.2.3 Análise Qualitativa-Descrição dos Constituintes Orgânicos Particulados da Formação Longá

6.2.3.1 Palinomorfos

Foi possível identificar os seguintes representantes deste grupo em ordem decrescente de abundância:

6.2.3.1.1 *Fitoplâncton marinho – grupo Acritarcha*

Ocorrem acritarcos de forma esférica e discoidal, muitos apresentam espinhos distribuídos na superfície de forma regular e irregular. Apresenta coloração variando de vermelho escuro a amarelo escuro. O diâmetro varia de 20µm a 120µm. Estão em grande quantidade. Os acritarcos estão com uma qualidade de preservação variando de média a alta.

As espécies identificadas são: *Ancyrospora* sp., *Baltisphaeridium* sp., *Gorgonisphaeridium* sp., *Leiofusa* sp., *Leiosphaeridia* sp., *Micrhystridium* sp., *Pseudolunulidia* sp. e *Pterospermella* sp. (Fig. 34). A identificação dos acritarcos foi feita com base nos artigos de Brito e Quadros (1983), Quadros (1982) e Quadros (1999).

6.2.3.1.2 *Fitoplâncton marinho – Prasinophyta*

As prasinófitas são de forma esférica, com coloração variando de amarelo claro a vermelho. O diâmetro varia de 100µm a 150µm. As prasinofíceas estão com uma qualidade de preservação variando de média a alta.

As prasinófitas encontradas são: *Tasmanites* sp., *Maranhites mosesii*, *Maranhites* sp. 1 e *Maranhites* sp. 2 (Fig. 35). A identificação das prasinófitas foi feita com base nos artigos de Brito (1987) e González (2009).

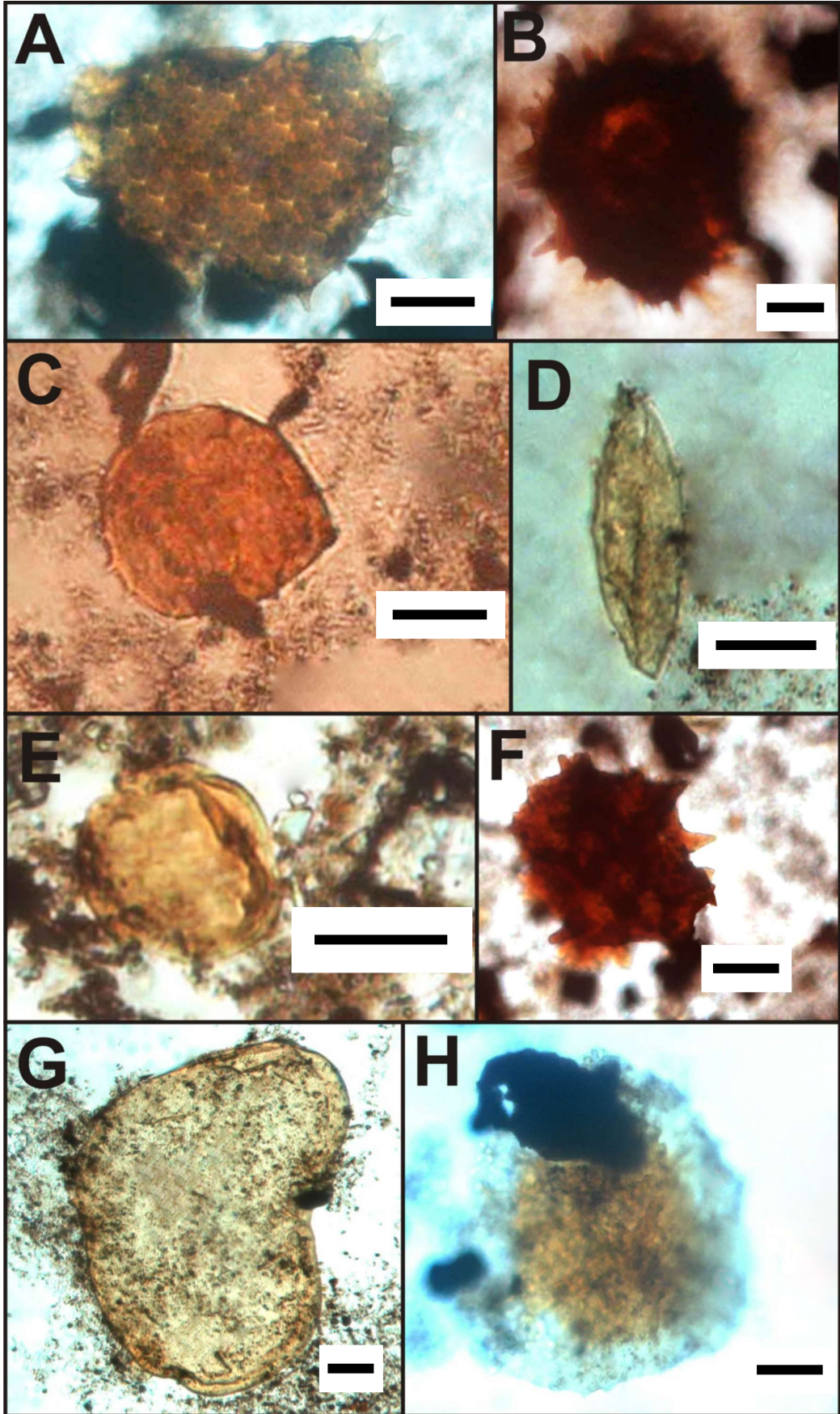


Figura 34: Fotomicrografias dos acritarcos encontrados na Formação Longá. A – *Ancyrospora* sp.; B – *Baltisphaeridium* sp.; C – *Gorgonisphaeridium* sp.; D – *Leiofusa* sp.; E – *Leiosphaeridia* sp.; F – *Micrhystridium* sp.; G – *Pseudolunulidia* sp. e H – *Pterospermella* sp. As barras de cor preta indicam a escala de 20 μ m.

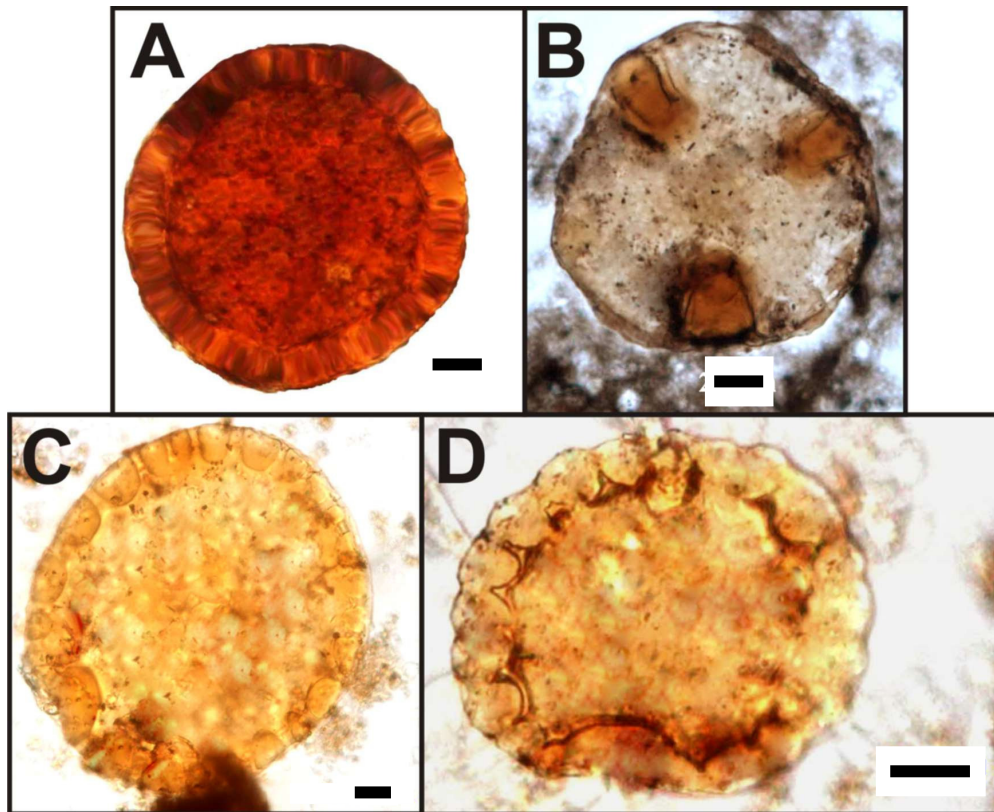


Figura 35: Fotomicrografias das prasinófitas encontradas na Formação Longá. A – *Tasmanites* sp.; B – *Maranhites mosesii*; C – *Maranhites* sp. 1; D – *Maranhites* sp. 2. As barras de cor preta indicam a escala de 20 μ m.

6.2.3.1.3 Esporos

Ocorrem esporos circulares e triangulares, com predomínio dos com marca trilete, muitos se encontram zonados e bizonados. Apresenta coloração marrom, vermelho, laranja, amarelo e alguns poucos transparentes. O diâmetro varia de 20 μ m até 60 μ m. Os esporos apresentam uma qualidade de preservação média. Uma quantidade elevada é encontrada no nível PA-5-1. Os esporos detectados na Formação Longá são oriundos do transporte dos depósitos continentais e transicionais para o ambiente plataformal.

As espécies identificadas são: *Acinosporites* sp., *Cordylosporites spathulatus*, *Dictyotriletes* sp., *Geminospora* sp., *Verrucosisporites nitidus* e *Verrucosisporites* sp. cf. *polygonalis* (Fig. 36). A identificação dos esporos foi feita com base no livro de Pierre Breuer (2007) e na tese de doutorado de Melo (2002).

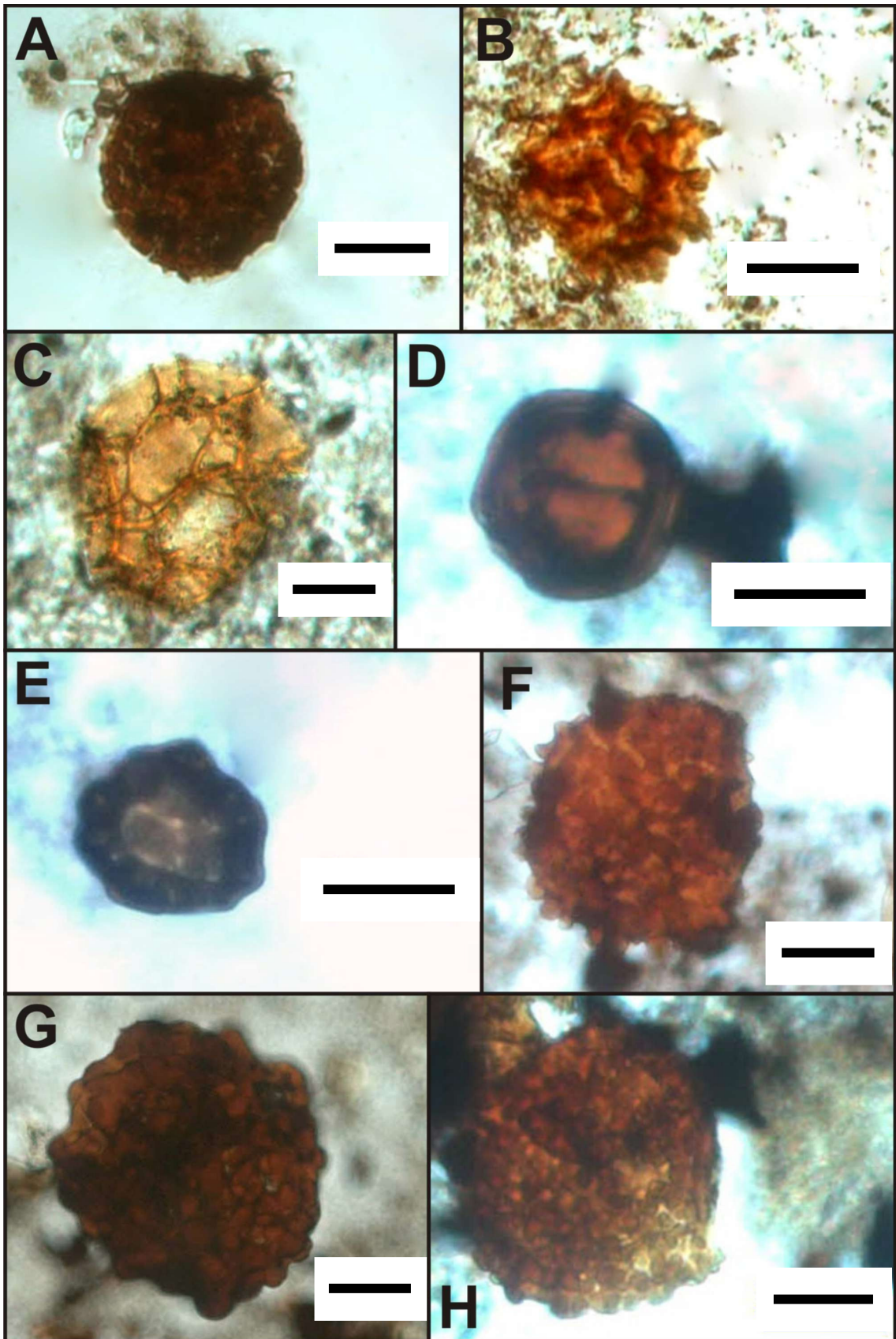


Figura 36: Fotomicrografias dos esporos encontrados na Formação Longá. A – *Acinosporites* sp.; B – *Cordylosporites spathulatus*; C – *Dictyotriletes* sp.; D – *Geminospora* sp.; E – *Verrucosiporites nitidus* e F – *Verrucosiporites* sp. cf. *polygonalis*. As barras de cor preta indicam a escala de 20 μ m.

6.2.3.1.4 *Quitinozoários*

Os quitinozoários ocorrem na sua forma clássica (“forma de garrafa”), apresenta cor castanha. Em todos os níveis estudados só foram detectados três quitinozoários, ou seja, já estavam praticamente extintos (Fig. 37).

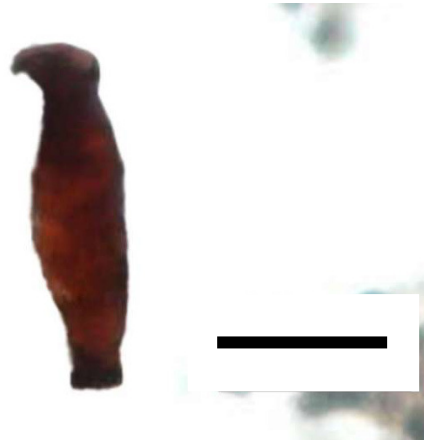


Figura 37: Fotomicrografia do quitinozoário encontrado na Formação Longá. A barra de cor preta indica a escala de 20 μm .

6.2.3.2 Material orgânico amorfo

O material orgânico amorfo consiste em partículas desestruturadas observadas em microscopia de luz branca. Este grupo é composto por matéria orgânica amorfa (MOA) e resina.

6.2.3.2.1 *Matéria orgânica amorfa (MOA)*

Encontra-se em grande quantidade, de forma dispersa, apresentando coloração variando entre marrom claro a preto. Em alguns casos formam grumos. Está presente em praticamente todos os níveis estudados da Formação Longá, com exceção dos níveis estéreis (PA-6-6, PA-6-7 e PA-6-8), que apresentam quantidade reduzida. No nível PA-5-1 a matéria orgânica amorfa está em grande quantidade, com predominância da MOA de cor preta (Fig. 38-A). Sua quantificação na lâmina organopalinológica é difícil de determinar em virtude do seu caráter disperso.

6.2.3.2.2 Resinas (*matéria orgânica hialina*)

As características das resinas da Formação Longá são semelhantes as da Formação Cabeças (Fig. 38-B).

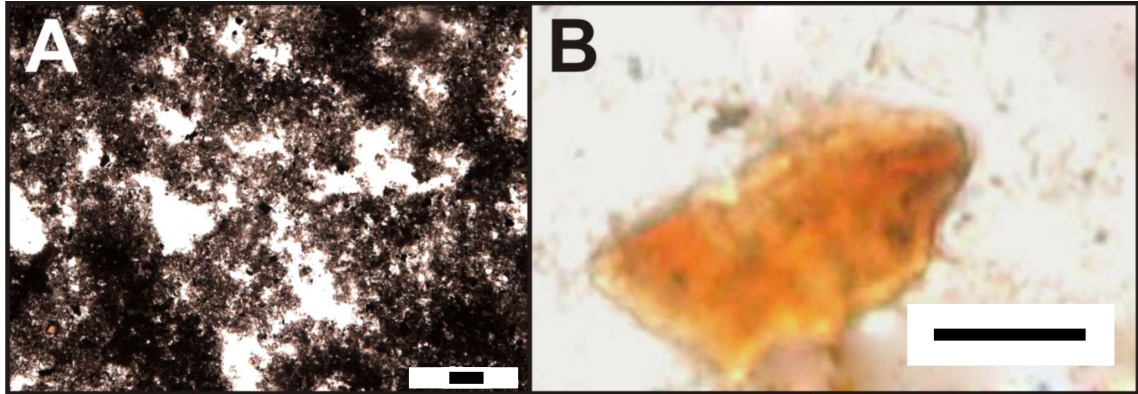


Figura 38: Fotomicrografias do material orgânico amorfo encontrado na Formação Longá. A – Matéria orgânica amorfa (MOA) encontrada no nível PA-5-1, estando em grande quantidade e B – Resina. As barras de cor preta indicam a escala de 20 μm .

6.2.3.3 Fitoclastos

Estão presentes em pequena quantidade e apresentam uma qualidade de preservação variando de baixo a média. São classificados em fitoclastos não-opacos e fitoclastos opacos.

6.2.3.3.1 *Fitoclastos não-opacos*

Os fitoclastos não-opacos presentes são os não-bioestruturados e os bioestruturados. Os fitoclastos não-bioestruturados normalmente são alongados, ocorrem em pequena quantidade e apresentam coloração vermelho escuro e laranja (Fig. 39-A).

Os fitoclastos bioestruturados apresentam perfurações, em sua grande maioria são alongados, possuem cor marrom, vermelho escuro, às vezes chegando quase a preto. O comprimento varia de 60 a 110 μm . Os fitoclastos bioestruturados encontrados são os traqueídeos (Fig. 39-B e C).

6.2.3.3.2 *Fitoclastos opacos*

Os fitoclastos opacos são o tipo de fitoclasto predominante, em sua grande maioria são alongados, existindo também os equidimensionais. Não apresentam estrutura interna. Possuem cor preta, com comprimento variando de 80 μm a 160 μm (Fig. 39-D e E).

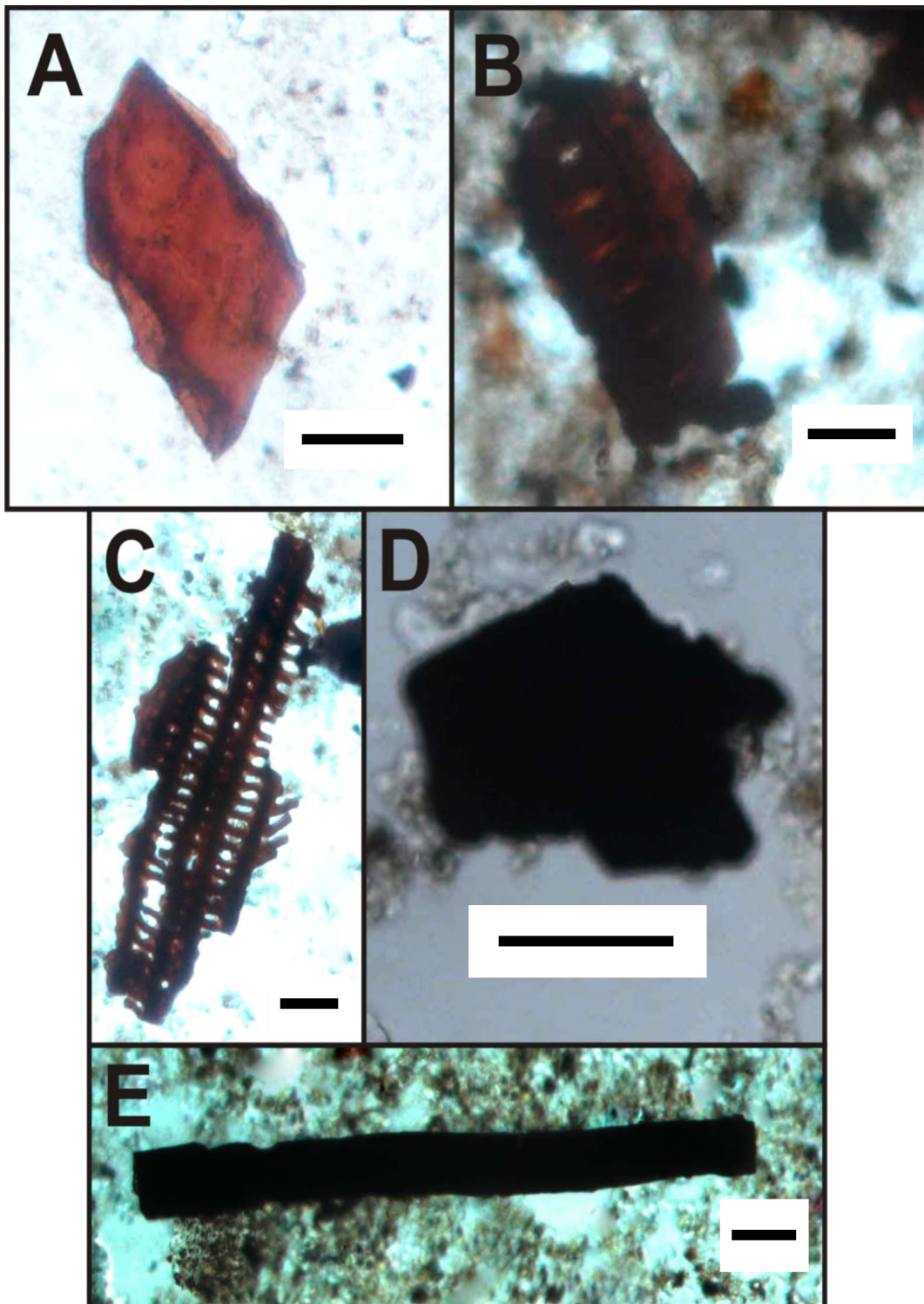


Figura 39: Fotomicrografias dos fitoclastos não-opacos e opacos encontrados na Formação Longá. A – Fitoclasto não-opaco não-bioestruturado; B e C – Fitoclastos não-opacos bioestruturados (traqueídeos); D e E – Fitoclastos opacos equidimensionais e alongados. As barras de cor preta indicam a escala de 20 μm .

6.2.4 Descrições das Palinofácies

A identificação e a caracterização das palinofácies foram obtidas através dos resultados da análise visual das 11 lâminas organopalinológicas dos 11 níveis amostrados. Desta forma, foi possível individualizar duas palinofácies distintas, descritas abaixo na ordem da mais antiga para a mais nova.

6.2.4.1 Palinofácies A – Formação Cabeças

A palinofácies A apresenta uma porcentagem maior de esporomorfos do total de palinomorfos. Os fitoclastos não-opacos e opacos estão em grande quantidade, com porcentagens superiores a 25%. A presença de fitoclastos não-bioestruturados, não degradados e de tecido cuticulares indica que o depósito sofreu pouco transporte, devido esses fitoclastos apresentarem o mais baixo grau de preservação entre todos os tipos de fitoclastos. A quantidade de plâncton marinho em relação do total de palinomorfos é baixa. Em termos paleoambientais, caracteriza possivelmente um ambiente costeiro (Fig. 40).

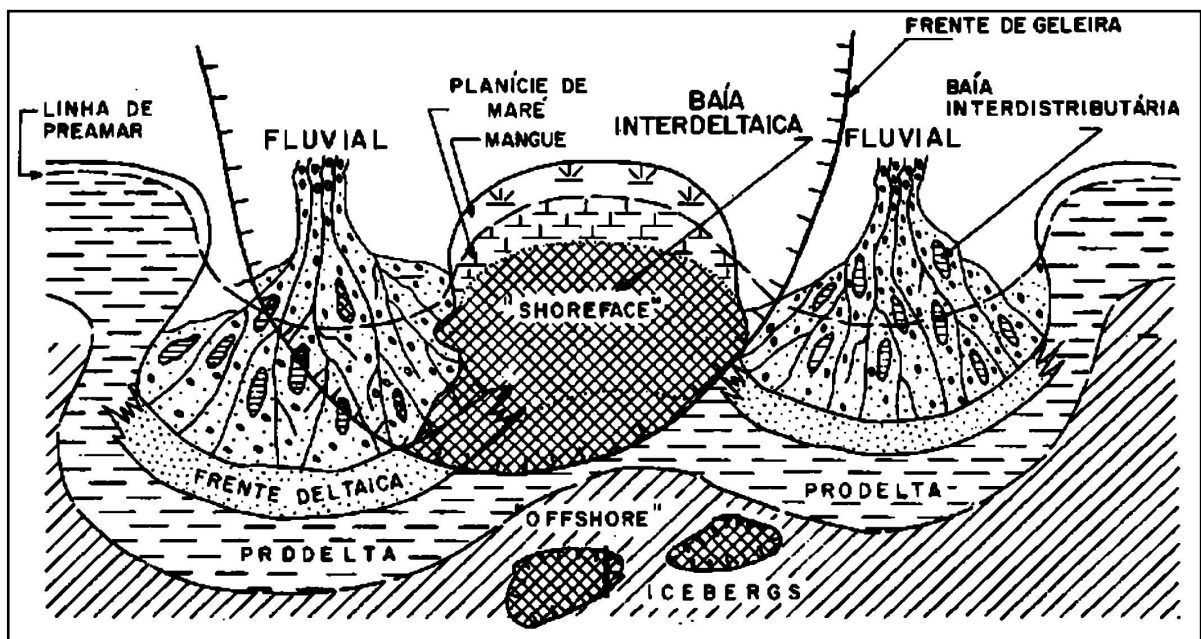


Figura 40: Formação da palinofácies A, em ambiente costeiro.
Fonte: Carozzi et al. (1975).

6.2.4.2 Palinofácies B – Formação Longá

A palinofácies B com uma porcentagem menor de esporomorfos do que o total de palinomorfos. Com valores relativamente altos de prasinófitas, na qual estão associados a folhelhos anóxicos. Apresenta uma grande quantidade de matéria orgânica amorfa. A razão entre fitoclastos opacos e não-opacos é maior que um e os tecidos cuticulares aparecem só uma vez, isso mostra que os fitoclastos opacos apresentam o mais alto grau de preservação quando comparado com os outros tipos de fitoclastos. Com base nas tendências de distribuição dos componentes orgânicos particulados, é possível associar esta palinofácies a um ambiente plataformal distal disóxico-anóxico (Fig. 41). As amostras PA-6-6, PA-6-7 e PA-6-8 não foram inseridas no diagrama devido estarem com um número muito pequeno de constituintes orgânicos particulados (abaixo de 100). Segundo Tyson (1993) este paleoambiente tem uma moderada a boa taxa de preservação de MOA, moderado conteúdo de palinomorfos e, normalmente, se encontram bioturbações.

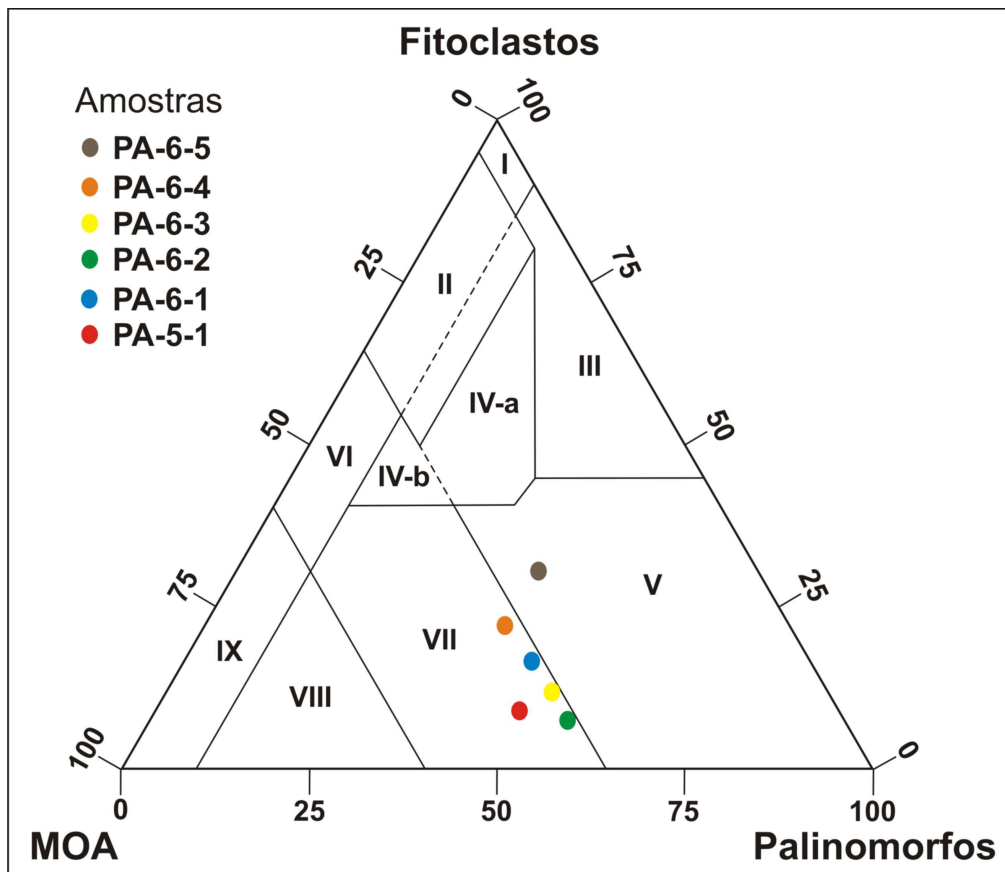


Figura 41: Diagrama ternário Fitoclasto-MOA-Palinomorfo utilizado na definição de palinofácies em seções marinhas da Formação Longá com os respectivos campos de paleoambiente correspondentes a deposição da matéria orgânica (Tyson, 1993). Legenda: I – Plataforma ou Bacia altamente proximal; II – Bacia marginal disóxico-anóxica; III – Plataforma óxica heterolítica (plataforma proximal); IV – Transição plataforma-bacia; V – Plataforma óxica dominada por lama (plataforma distal); VI – Plataforma proximal subóxico-anóxica; **VII – Plataforma distal disóxico-anóxica**; VIII – Plataforma distal disóxico-óxica; IX – Bacia distal subóxico-anóxica.

6.2.5 Aspectos bioestratigráficos das formações Cabeças e Longá

Os esporos encontrados nos depósitos glaciais da Formação Cabeças de importância bioestratigráfica são: *Cymbosporites catillus*, *Diducites mucronatus*, *Retusotriletes incohatus* e *Spelaeotriletes granulatus*. Esses esporos são indicativos do Devoniano Superior, indo do Famenniano Médio a Superior, localizando-se entre as biozonas VH e LN (zona formal: *Vallatisporites hystricosus* e *Retiospora lepidophyta-Vallatisporites vallatus*) (Fig. 42).

Os esporos encontrados nos depósitos marinhos da Formação Longá de importância bioestratigráfica são: *Cordylosporites spathulatus*, *Radiizonates arcuatus* e *Verrucosisporites nitidus*. Esses esporos apontam a transição do Devoniano para o Carbonífero, indo do Famenniano Superior até o Viseano Médio, localizando-se entre as biozonas LN e NM (zona formal: *Retiospora lepidophyta-Vallatisporites vallatus* e *Cordylosporites magnidictyus*) (Fig. 42).

Correlacionando-se as datações deste trabalho com as datações de Loboziak et al. (1992, 1993, 1994a-b) e Streeel et al. (2000) percebe-se que falta uma maior precisão nas datações bioestratigráficas, com base em esporos, pois segundo os autores citados acima as formações Cabeças (depósitos glaciais) e Longá (depósitos marinhos) estão localizadas, respectivamente, entre as biozonas LE e LN do Famenniano Superior e as biozonas VI e PC do Famenniano Superior ao Tournaisiano Médio. Isso demonstra que ainda faltam serem encontrados esporos que tenham um intervalo bioestratigráfico menor, ou seja, com um maior grau de detalhe.

O estudo da palinologia do Devoniano, na região de Pedro Afonso, representa neste trabalho de conclusão de curso, apenas o início de um estudo mais detalhado e direcionado que está começando a ser feito por alunos de pós-graduação e graduação. Para obter um melhor resultado (mais detalhado) na identificação das palinofácies com suas conseqüentes interpretações paleoambientais e os estudos bioestratigráficos precisa-se de uma coleta maior de amostras, em um número maior de afloramentos e estudos de geoquímica orgânica (COT e pirólise *Rock-Eval*).

FORMAÇÃO	ESPOROS	DEVONIANO														CARBONÍFERO											
		MÉDIO					FINAL									INICIAL											
		Eifeliano		Givetiano			Frasniano				Famenniano					Tournaisiano					Viseano						
		AP	AD	TA	Tco	BJ	BM	"IV"	"V"	GH	GF	Vco	VH	LL	LE	LN	VI	HD	BP	PC	CM	Pu	TS	TC	NM	VF	NC
Longá	<i>Verrucosisporites nitidus</i>																										
	<i>Radiizonates arcuatus</i>																										
	<i>Cordylosporites spathulatus</i>																										
Cabeças	<i>Spelaeotriletes granulatus</i>																										
	<i>Retusotriletes incohatus</i>																										
	<i>Diducites mucronatus</i>																										
	<i>Cymbosporites catillus</i>																										

Figura 42: Distribuição bioestratigráfica dos esporos das formações Cabeças e Longá.

6.3 ICNOLOGIA NA REGIÃO DE PEDRO AFONSO

6.3.1 Icnofósseis da Formação Longá

Os traços fósseis estudados ocorrem predominantemente em arenitos finos com marcas onduladas intercalados com folhelhos escuros da Formação Longá, interpretados como depósitos de face litorânea inferior/costa afora. Foram identificados cinco icnogêneros que caracterizam a icnofácies *Cruziana* que confirmam o paleoambiente interpretado: *Bergaueria* Prantl (1945), *Cruziana* d'Orbigny (1842), *Helminthopsis* Heer (1877), *Lockeia* James (1879) e *Palaeophycus* Hall (1847), sendo que para cada icnogênero foi identificado uma icnoespécie, que são respectivamente *Bergaueria* isp., *Cruziana* isp., *Helminthopsis abeli*, *Lockeia* isp. e *Palaeophycus* isp. As amostras com traços fósseis estão armazenadas no Laboratório de Sedimentologia da Universidade Federal do Pará. Os traços fósseis identificados são descritos abaixo em ordem alfabética.

Icnogênero *Bergaueria* Prantl, 1945

Diagnose: Escavações cilíndricas, hemiesféricas ou convexas, com terminações arredondadas, paredes lisas, preenchimento praticamente maciço, em alguns casos com tubérculos radiais, diâmetro e comprimento com valores aproximados, não ultrapassando 4 cm (HÄNTZSCHEL, 1975; LINDHOLM, 1985).

Icnoespécie *Bergaueria* isp.

Icnito de Habitação (*Dominichnia*) ou de repouso (*Cubichnia*)

Fig. 43

Descrição: Icnitos que variam de 1 a 2cm de diâmetro e 2cm de altura, apresentam hiporrelevo convexo com formas hemiesféricas e cilíndricas, estando circundado por saliências, e o preenchimento é aparentemente maciço.

Interpretação: *Bergaueria* é um traço fóssil produzido por organismos suspensívoros, como as anêmonas actiniárias, durante o repouso (*Cubichnia*) ou construção de uma habitação (*Dominichnia*) (FERNANDES et al., 2002; LESZCZYŃSKI, 2004). *Bergaueria* apresenta

uma grande adaptabilidade aos distintos ambientes, sendo encontrados em ambientes marinhos de água rasas até profundas (ACEÑOLAZA; NIEVA, 2003).

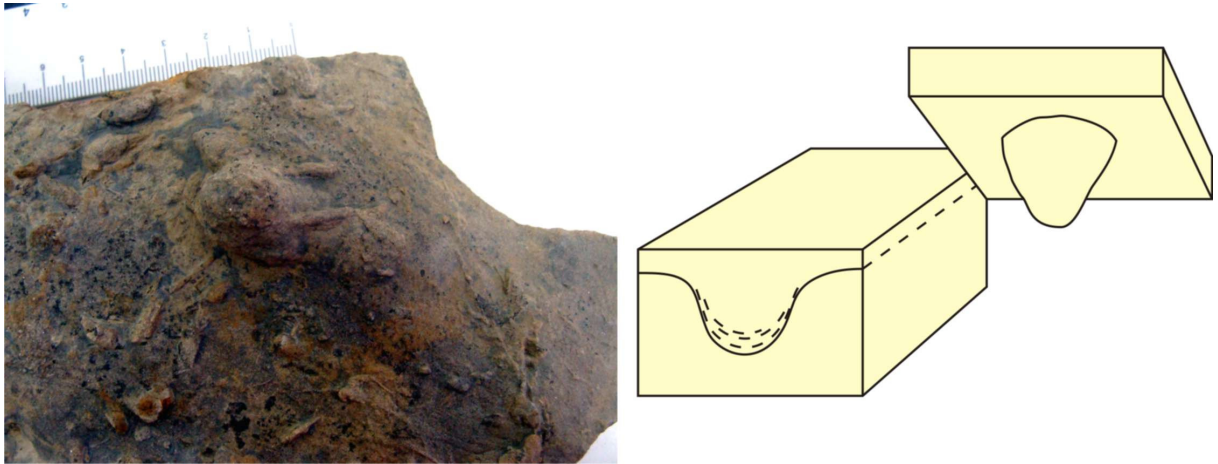


Figura 43: Amostra com traços fósseis do icnogênero *Bergaueria* e sua representação ilustrada, em Lindholm (1985), que mostra a morfologia cilíndrica e hemisférica.

Ichnogênero *Cruziana* d'Orbigny, 1842

Diagnose: Sulcos, escavações ou ranhuras alongadas, rasa, bilobadas marcadas por estriações transversais ou semelhantes ao arranjo de espinhas de peixe, apresentando em alguns casos duas zonas externas lisas e estriadas, dispostas longitudinalmente nas partes externas das marcas ou sucos em forma de V, com ou sem cristas laterais (FERNANDES et al., 2002; HÄNTZSCHEL, 1975).

Ichnoespécie *Cruziana* isp.

Ichnito de locomoção (*Repichnia*)

Fig. 44

Descrição: Ocorre como formas bilobadas com cristas ou estrias transversais e uma escavação alongada no meio, com comprimento de 5,4 cm e largura de 1,5 cm. Não se encontra bem preservada a amostra.

Interpretação: *Cruziana* foi primeiramente interpretado como uma impressão algal, mas atualmente ele é normalmente interpretado como sendo originário de trilobitas, em ambiente marinho, sendo que alguns artrópodes e crustáceos que apresentam tamanho e modo de vida similar possam também produzir escavações parecidas. As estrias presentes no ichnito

Cruziana são geradas pela ação escavadora das extremidades endopoditais (apêndice de locomoção) (SEILACHER, 2007). *Cruziana* é o icnogênero mais utilizado em bioestratigrafia, devido ao seu cosmopolitismo este icnogênero é reconhecido em terrenos paleozóicos de todos os continentes (FERNANDES et al., 2002).

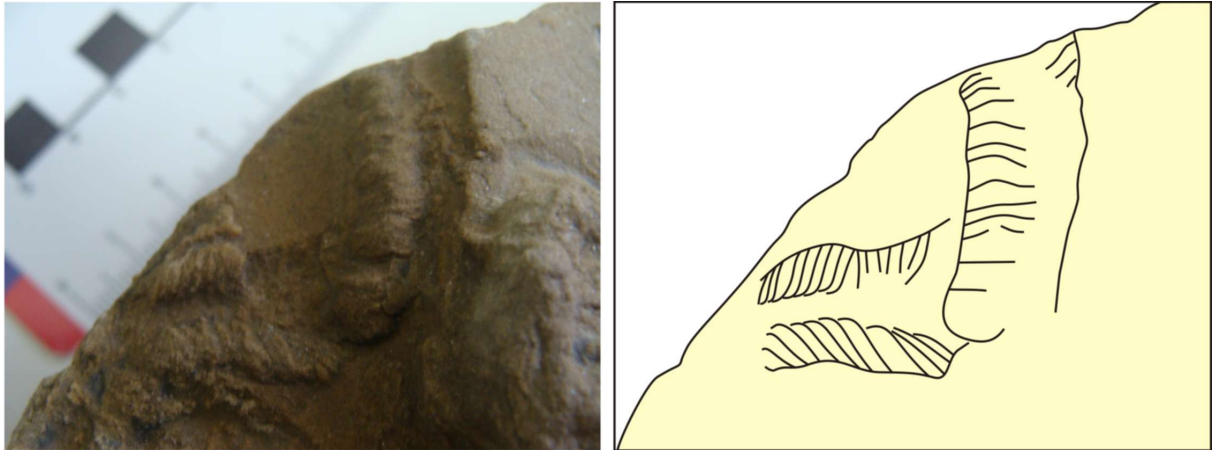


Figura 44: Amostra com traços fósseis da icnoespécie *Cruziana* isp. e sua representação ilustrada.

ICNOGÊNERO *Helminthopsis* Heer, 1877

Diagnose: Escavações ou pistas horizontais de preenchimento maciço, não ramificadas, meandros irregulares, sinuosos ou em forma de ferradura, sem intercruzamento entre si (FERNANDES et al., 2002; WETZEL; BROMLEY, 1996).

ICNOESPÉCIE *Helminthopsis abeli* Ksiazkiewicz, 1977

ICNITO DE PASTAGEM (*Pascichnia*)

Fig. 45

Descrição: Icnito com pistas horizontais, meandros irregulares em alguns casos em forma de ferradura, preenchimento maciço, sem ramificações e com comprimento variável e diâmetro entre 0,25 a 0,3cm. A distância de um *loop* (curvatura) para o outro varia de 1 cm a 1,5 cm e a amplitude do *loop* apresenta aproximadamente 0,8 cm.

Interpretação: *Helminthopsis* é um icnito de pastagem (*Pascichnia*) que ocorre sob a forma de epirrelevo e internamente ao substrato, é produzido por organismos detritívoros ou raspadores de algas como os anelídeos que habitaram ambientes marinhos profundos a rasos (FERNANDES et al., 2002; WETZEL; BROMLEY, 1996). Os icnitos não apresentam

ramificação e nem intercruzamento o que sugere uma máxima utilização dos nutrientes presentes no substrato.

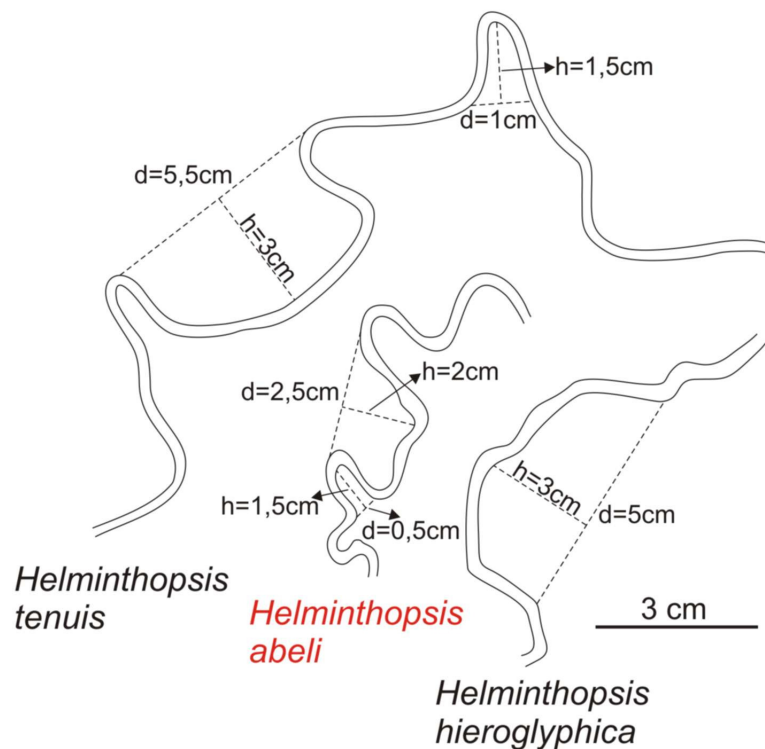
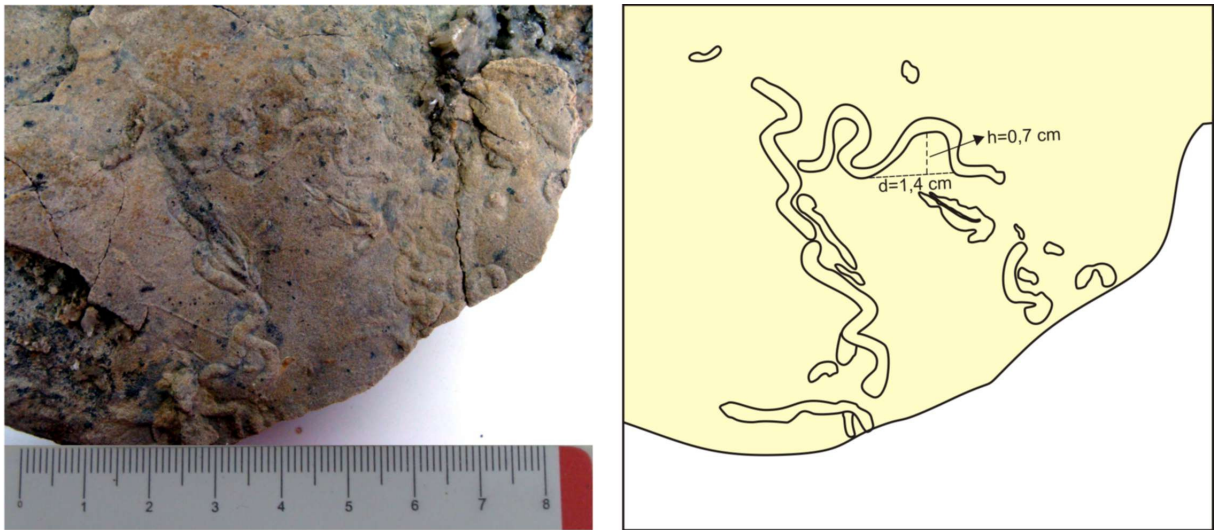


Figura 45: Acima uma amostra com traços fósseis da icnoespécie e sua representação ilustrada e abaixo as espécies de *Helminthopsis*, segundo Wetzel & Bromley (1996). O *Helminthopsis abeli* é o único que apresenta curvatura em forma de ferradura, apresentando também as menores medidas, com distância (d) de um *loop* a outro variando de 0,5 a 3cm e a amplitude (h) variando 0,5 a 2cm.

Ícnogênero *Lockeia* James, 1879

Diagnose: Escavações simétricas bilaterais, alongadas, comumente com formas arredondadas, raramente em forma triangular ou em coração, superfície lisa, preservado em hiporrelevo, em

alguns casos apresenta uma crista mediana distinta, *spreite* vertical pode estar presente (UCHMAN; GAZDZICKI, 2006).

ICNOESPÉCIE *Lockeia isp.*

ICNITO DE REPOUSO (*Cubichnia*)

Fig. 46

Descrição: Ocorre em hiporrelevo convexo, em forma de corpos horizontais arredondados, alongados, alguns com terminação abrupta, superfície lisa, comprimento de 0,8 a 1cm e largura de 0,3 a 0,4cm.

Interpretação: *Lockeia* é comumente interpretado como originário de moluscos bivalves, porém pequenos crustáceos podem produzir também esse traço fóssil. Estão geralmente associados a ambientes marinhos profundos a rasos, mas podem ocorrer em ambientes não-marinhos (RADLEY; BARKER; MUNT, 1998; UCHMAN; GAZDZICKI, 2006). *Lockeia* é um icnito de repouso formado por depressões rasas produzidas por organismos epibentônicos vágéis que repousam ou escavam a superfície do substrato, podendo representar domicílios efêmeros superficiais (FERNANDES et al., 2002).

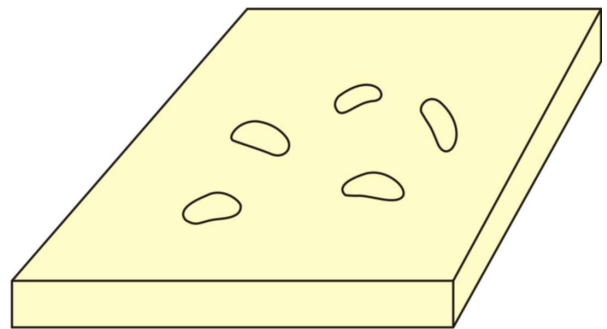


Figura 46: Amostra com traços fósseis da icnoespécie *Lockeia isp.* e sua representação ilustrada, em Lindholm (1985).

ICNOGÊNERO *Palaeophycus* Hall, 1847

Diagnose: Escavações horizontais a levemente inclinadas, normalmente não ramificadas, retas a levemente curvadas, superfície lisa ou ornamentada, forma cilíndrica, diâmetro variável e preenchimento similar ao da rocha-matriz (PEMBERTON; FREY, 1982).

**Iconoespécie *Palaeophycus* isp.
 Icnito de Habitação (*Dominichnia*)**

Fig. 47

Descrição: Icnitos caracterizados por escavações horizontais intraestratais retas e curvadas, de superfície lisa, diâmetro de 0,8 cm, comprimento geralmente próximo de 3,5 cm e preenchimento similar ao da rocha-matriz.

Interpretação: Normalmente há dificuldade de distinguir os icnogêneros *Palaeophycus* e *Planolites* devido eles apresentarem como características escavações tubulares de contorno subcircular, sub-horizontais e sem estrutura interna, para distinguir os dois basta observar o preenchimento da escavação, na qual o *Palaeophycus* apresenta semelhança textural com a rocha-matriz, enquanto o *Planolites* não apresenta esta semelhança textural (PEMBERTON; FREY, 1982). *Palaeophycus* é um icnito de habitação (*Dominichnia*) produzido por organismos vermiforme predadores ou suspensívoros, que em alguns casos se deslocam no interior de sedimentos arenosos, próximo a interface sedimento/água (FERNANDES et al., 2002). O predador poliqueta *Glycera* é considerado um análogo moderno do organismo gerador do *Palaeophycus* (PEMBERTON; FREY, 1984).



Figura 47: Amostra com traços fósseis da iconoespécie *Palaeophycus* isp. e sua representação ilustrada, em Lindholm (1985).

6.3.2 Icnofácies

Nos depósitos estudados foi identificada a icnofácies *Cruziana* que é comumente associada na literatura a ambiente marinho litorâneo e de costa afora (Pemberton; Frey, 1984; PEMBERTON; MACEACHERN; FREY, 1992) (Fig. 48).

A icnofácies *Cruziana* na Formação Longá é composta pelas icnoespécies *Bergaueria* isp., *Cruziana* isp., *Helminthopsis abeli*, *Lockeia* isp. e *Palaeophycus* isp. Os organismos que produziram tais traços são possivelmente organismos vermiformes suspensívoros (*Palaeophycus* isp.), anelídeos (*Helminthopsis abeli*), artrópodes como os trilobitas (*Cruziana* isp.), actiniários (*Bergaueria* isp.) e moluscos (*Lockeia* isp), que habitavam um substrato lamoso rico em matéria orgânica (folhelhos betuminosos) e que esporadicamente era invadido por influxos de terrígenos grossos (arenitos com marcas onduladas). Estes traços sugerem ambientes marinhos de baixa energia, com águas oxigenadas a disaeróbicas, substrato estável, baixa taxa de sedimentação e esporadicamente influenciado por ondas e correntes (MACEARCHERN; PEMBERTON, 1992). A diversidade e abundância dos traços fósseis nesta unidade, associada à interpretação de fácies deposicionais (intercalações de arenitos finos com marcas onduladas e folhelhos), sugere que o avanço marinho pós-glaciação, como registrada na unidade inferior, a Formação Cabeças (CAPUTO, 1984; CAPUTO; CROWELL, 1985), resultou em novos nichos ecológicos que possibilitaram a proliferação e diversificação de vários organismos invertebrados.

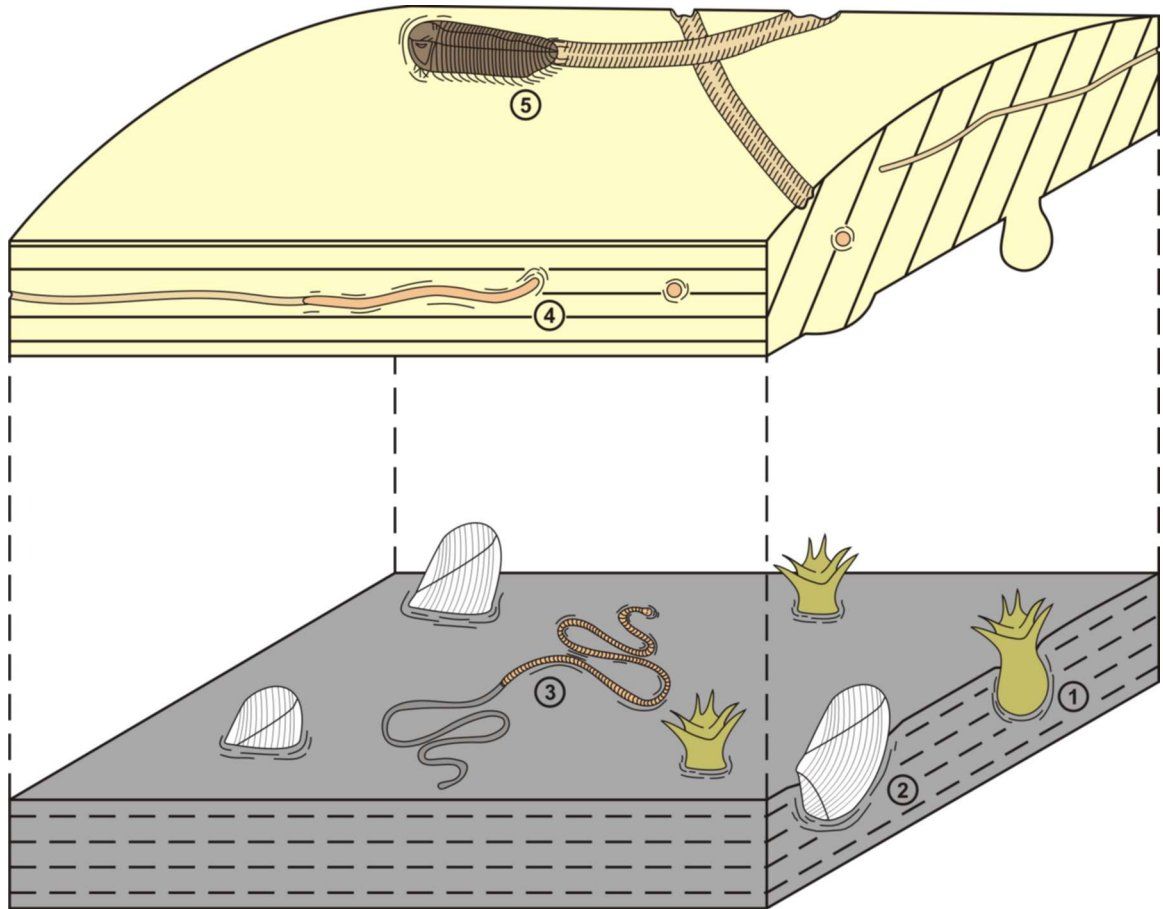


Figura 48: Representação esquemática dos organismos que geraram os icnofósseis da icnofácies *Cruziana* na área estudada. 1 – Actiniário; 2 – Moluscos bivalvíos; 3 – Anelídeos; 4 – Organismos vermiformes e 5 – Trilobita. Os actinários, moluscos bivalvíos e anelídeos desenvolveram-se em um substrato argiloso formando icnofósseis com hiporrelevo convexo no arenito. Os organismos vermiformes se desenvolveram no interior de sedimentos arenosos e o trilobita se desenvolveu sobre um substrato composto por areia fina a muito fina.

6.4 MODELO E EVOLUÇÃO DEPOSICIONAL

No início do período glacial, durante o Neodevoniano, a temperatura diminuiu acentuadamente proporcionando o desenvolvimento de geleiras causando o rebaixamento do nível do mar. Durante as fases de degelo no sudoeste da Bacia do Parnaíba ocorreu a implantação de sistemas, depositando areias, cascalhos e argilas. As sucessivas fases de avanço e recuo das geleiras causavam o retrabalhamento e a deformação destes depósitos flúvio-deltáicos e de sedimentos marinhos mais antigos, evidenciado por prasinófitas fragmentadas e esmagadas. As fases de maior estabilidade durante o degelo permitiu a proliferação de plâncton na zona costeira, representado por acritarcos e a colonização de plantas primitivas, como as criptógamas ricas em esporos que foram transportados para a costa (Fig. 49A).

O avanço das geleiras formou os tills de alojamento (*lodgement tills*), ricos em matriz pelítica e clastos estriados, principalmente de arenito. Seixos exóticos de quartzito e granitos são mais raros, indicando pouca erosão do embasamento cristalino. Camadas de areia dos depósitos costeiros foram lentamente rotacionados e falhados assimilados dentro do diamicton gerado pela abrasão do substrato pela geleira. Os planos de movimentação resultantes do *stress* exercido pelo peso e movimentação da geleira do gelo sobre os sedimentos depositados geralmente subhorizontais (foliação, superfícies de deslizamento) indicando um cisalhamento tangencial, típico de uma zona glacial (Fig. 49B).

O lento recuo das geleiras promove o influxo de águas de degelo, ocasionando uma subida do nível do mar, com o retorno dos ambientes costeiros (final da deposição da Formação Cabeças). Com a rápida subida do nível do mar forma-se uma superfície de ravinamento com a deposição de uma fina camada de areia grossa com seixo, típico de um *lag* transgressivo (início da deposição da Formação Longá).

Em seguida instalou-se um ambiente de face litorânea inferior/costa afora evidenciado pela presença de folhelhos intercalados com areais finas, sendo um habitat favorável a proliferação de actiniários, anelídeos, organismos vermiformes e trilobitas (fácies FA) e de fitoplâncton marinho representado por acritarcos e prasinófitas. Este ambiente era retrabalhado por tempestades que alternavam com ondas de bom tempo (Fig. 49C).

Em suma, a transição do Neodevoniano para o Eocarbonífero foi marcado pela mudança de um ambiente frio e seco, onde a água estava em sua grande maioria na forma de gelo, com a formação de depósitos predominantemente continentais ricos em esporos da Formação Cabeças. Com o deslocamento do Gondwana na direção norte, se afastando do pólo

sul, provocou um aumento de temperatura, com conseqüente derretimento das geleiras e, por conseguinte transgressão. Com o desenvolvimento de águas calmas, houve a proliferação de organismos que geraram icnofósseis da icnofácies *Cruziana*, fitoplâncton marinho como os acritarcos e prasinófitas e a formação de depósitos marinhos pós-glaciais da Formação Longá.

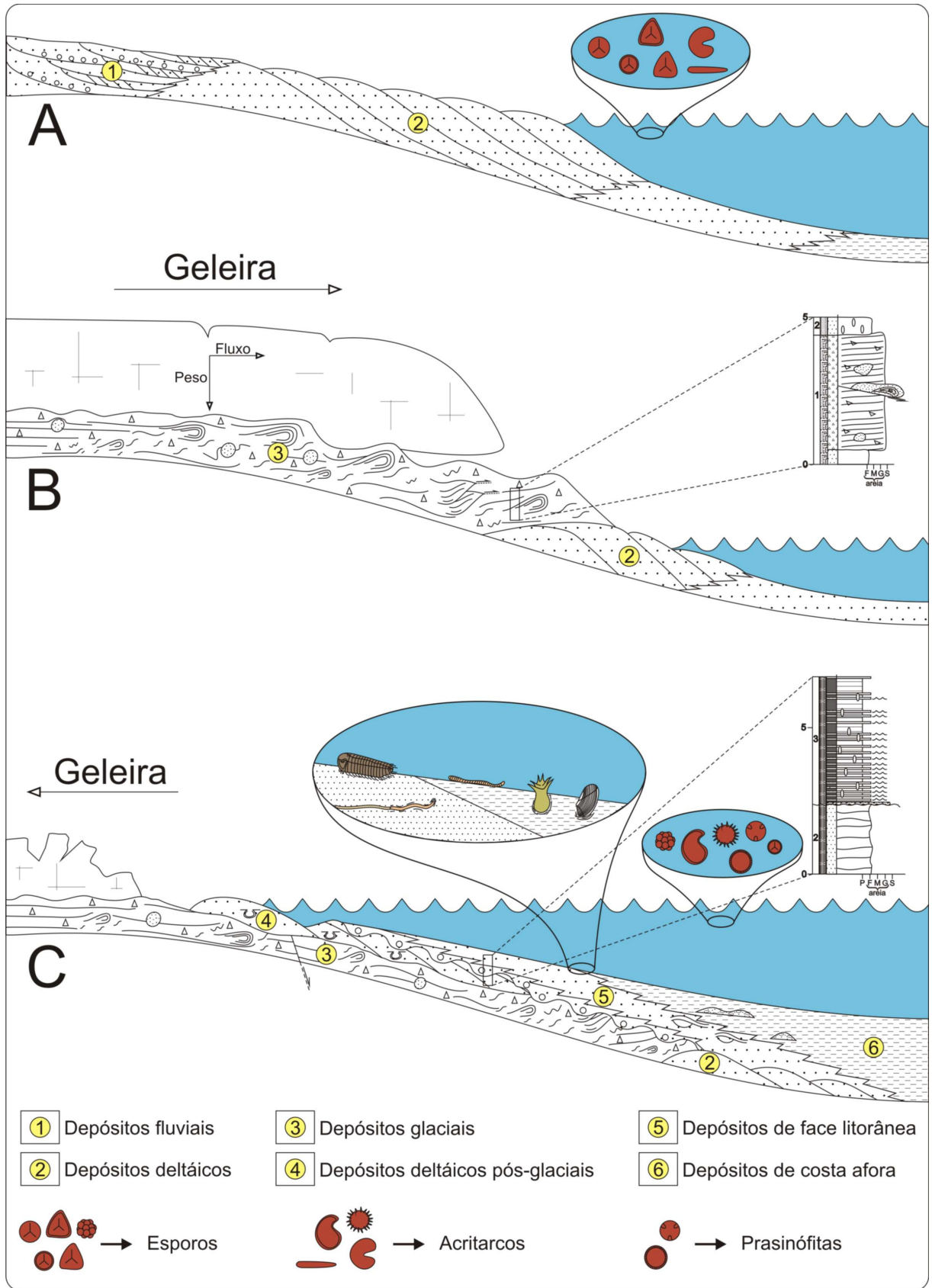


Figura 49: Interpretação paleoambiental dos depósitos glaciais da Formação Cabeças e pós-glaciais da Formação Longá, na região de Pedro Afonso.

7 CONCLUSÃO

A partir da identificação e caracterização de fácies sedimentares e do estudo de palinofósseis e icnofósseis das formações Cabeças e Longá na região de Pedro Afonso, borda sudoeste da Bacia do Parnaíba, foi possível chegar às seguintes conclusões:

- ✓ A Formação Cabeças é composta por quatro fácies sendo representadas por diamictitos (maciço e cisalhado) e arenitos. O diamictito maciço (Dm) apresenta grânulos e seixos de composição variada (arenito, quartzito e granito), dispersos numa matriz pelítico-arenosa, de cor cinza escura, formados por fluxos gravitacionais localizadas na base da geleira. O diamictito cisalhado (Dc) é composto por seixos exóticos e blocos de arenito de tamanhos variados dispersos numa matriz pelítico-arenosa de cor laranja a roxo, apresenta várias estruturas oriundas de glacioteconismo como foliações, fraturas, cavalgamentos, dobras e falhas normais, formadas pelo transporte glacial com cisalhamento tangencial. As fácies diamictito maciço e cisalhado enquadram-se nos depósitos subglaciais de alojamento (AF1).
- ✓ Os arenitos da Formação Cabeças são finos a médios subarredondados e bem selecionados, apresentando acamamento maciço com geometria lobada (Am) e estruturas do tipo *ball-and-pillow* (Abp), formado em condições de alta energia com rápida desaceleração do fluxo e por liquefação/sobrecarga, respectivamente. Este conjunto de arenitos é formado em frente deltáica (AF2).
- ✓ No estudo dos palinomorfos, fitoclastos e material orgânico amorfo da Formação Cabeças encontraram-se, em ordem decrescente de abundância: esporos, fitoclastos opacos e não-opacos (não-bioestruturados, bioestruturados e cutículas), matéria orgânica amorfa, prasinófitas, acritarcos e resinas. Através da relação entre os componentes orgânicos particulados, citados anteriormente, enquadrou-se a Formação Cabeças num ambiente costeiro (Palinofácies A).
- ✓ A Formação Longá é composta por cinco fácies, sendo representada por arenitos e folhelhos. O arenito grosso seixoso (ASm) com grãos subangulosos a arredondados e mal selecionado, com acamamento maciço é representado por *lag* formado por correntes trativas ligadas ao início da transgressão. O folhelho intercalado com arenito

fino (AF), com grãos arredondados e bem selecionados apresenta marcas onduladas, acamamento *wavy-linsen*, laminação cruzada e bioturbação oriundo de fluxo oscilatório, de corrente e atividade biogênica. O folhelho com laminação plano-paralela (Fp) depositou-se a partir de suspensão. O Arenito grosso com seixos esparsos arredondados, bem selecionados (Ar) é composto por megamarcas onduladas isoladas (*starved megaripples*), sendo formado por correntes trativas induzidas por fluxo combinado com predominância da componente unidirecional. O arenito fino a médio, com grãos subarredondados com estratificação cruzada *hummocky* (Ah) foi gerado por fluxo oscilatório/combinado relacionado à ação de onda de tempestade. O conjunto de fácies da Formação Longá permite enquadrá-la no ambiente de face litorânea a costa afora (AF3).

- ✓ No estudo dos palinomorfos, fitoclastos e material orgânico amorfo da Formação Longá encontraram-se, em ordem decrescente de abundância: matéria orgânica amorfa, acritarcos, prasinófitas, fitoclastos opacos, esporos, fitoclastos não-opacos (não-bioestruturados, bioestruturados e cutículas), resinas e quitinozoários. Através da relação entre os componentes orgânicos particulados, citados anteriormente, enquadrou-se a Formação Longá num ambiente plataformal distal disóxico-anóxico (Palinofácies B).
- ✓ Através do estudo dos icnofósseis da Formação Longá foi possível identificar os icnogêneros *Bergaueria* Prantl (1945), *Cruziana* d'Orbigny (1842), *Helminthopsis* Heer (1877), *Lockeia* James (1879) e *Palaeophycus* Hall (1847), sendo que para cada icnogênero foi identificado uma icnoespécie, que são respectivamente *Bergaueria* isp., *Cruziana* isp., *Helminthopsis abeli*, *Lockeia* isp. e *Palaeophycus* isp. Os icnofósseis encontrados são característicos da icnofácies *Cruziana*, indicativos de ambientes de águas calmas, podendo ser afetado esporadicamente por processos erosivos.
- ✓ Por meio da identificação dos esporos *Cymbosporites catillus*, *Diducites mucronatus*, *Retusitriletes incohatus* e *Spelaeotriletes granulatus* da Formação Cabeças e *Cordylosporites spathulatus*, *Radiizonates arcuatus* e *Verrucosisporites nitidus* da Formação Longá, localiza-se a primeira no Devoniano Superior, indo do Famenniano Médio a Superior, posicionando-se entre as biozonas VH e LN (*Vallatisporites hystricosus* e *Retiospora lepidophyta-Vallatisporites vallatus*) e a segunda entre a

transição Devoniano-Carbonífero, indo do Famenniano Superior até o Viséano Médio, posicionando-se entre as biozonas LN e NM (*Retiospora lepidophyta-Vallatisporites vallatus* e *Cordylosporites magnidictyus*).

- ✓ Durante as fases avanço e recuo da geleira foram formados os depósitos subglaciais de alojamento (*lodgement tills*). Os depósitos subglaciais são formados na base da geleira quando esta se desloca, erodindo e alojando os detritos provenientes do substrato ou quando a água de degelo gera um fluxo de detritos local, tendo como produto final diamictitos cisalhados e maciços.

- ✓ Com o início do recuo final da geleira formou-se deltas da Formação Cabeças a partir da água de degelo. Com a acentuação do derretimento das geleiras, grande parte da água retida nas mesmas retorna rapidamente ao oceano, havendo um rápido aumento relativo do nível do mar, que inicialmente erode os deltas sotopostos formando um *lag* transgressivo que pertence a Formação Longá. Após a rápida subida do nível do mar, começa a depositar sedimentos mais finos como areia fina e pelitos, originando ambientes de face litorânea e costa afora, na qual eram esporadicamente retrabalhados por tempestades.

REFERÊNCIAS

- ACEÑOLAZA, G. F.; NIEVA, S. M. Caracteres estratigráficos e icnológicos de la Formación Candelaria (Cambro-Ordovícico) aflorante en el NE de la Provincia de Tucumán. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, v. 58, n. 3, p. 434-446, 2003.
- AGUIAR, G. A. Revisão Geológica da Bacia Paleozóica do Maranhão. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 25., 1971, São Paulo. *Anais...* São Paulo: SBG, 1971. p. 113-122.
- ALBUQUERQUE, O. R. DEQUECH, V. Contribuição para a geologia do meio-norte, especialmente Piauí e Maranhão. In CONGRESSO PAN-AMERICANO DE ENGENHARIA DE MINAS E GEOLOGIA, 3., 1946, Ouro Preto. *Anais...* Ouro Preto. 1946. p. 69-109.
- ANDRADE S. M.; DAEMON, R. F. Litoestratigrafia e bioestratigrafia do flanco sudoeste da Bacia do Parnaíba (Devoniano e Carbonífero). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 28., 1974, Porto Alegre. *Anais...* Porto Alegre. vol. 2. 1974.p. 129-137.
- ANDREWS, J. T. *Glacial Systems: An approach to glaciers and their environments*. USA: Duxbury Press, 1975. 191p. (Environmental Systems Series).
- ANTUNES, R. L.; MELO, J. H. G. de. Micropaleontologia e Estratigrafia de Sequências. In: SEVERIANO RIBEIRO, H.J.P. (Ed.). *Estratigrafia de Sequências: fundamentos e aplicações*. [S.l.]: Editora unisinos, 2001. p. 137-218.
- BANHAM, P.H. Thin-skinned glaciotectionic structures. In: CROOT, D.G. (Ed.). *Glaciotectionics: Forms and process*. Rotterdam, Balkema, 1988. p. 21-26.
- BÄR, P.; RIEGEL, W. Les microfiores des series paleozoiques du Ghana. Afrique occidentale. et leurs relations paleofloristiques. In: SITTLER, C. (Ed.), *Palynologie et Derive des Continents*. Sci. Geol. Bull. 27. 1974. p. 39-58.
- BREUER, P. *Devonian Miospore Palynology in Western Gondwana: An application to oil exploration*. vol. 3. 2007. 473 p. Tese (Doutorado)-Université de Liège, Liège. 2007.
- BREZINSKI, D. V.; BLAINE CECIL, C.; SKEMA, V. W.; KERTIS, C. A. Evidence for long-term climate change in Upper Devonian strata of the central Appalachians. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 284, 315–325, 2009.

BRITO, I.M. Maranhites, um importante fósil índice do Devoniano Superior (Acritarcha Scutellomorphitae). In: RÖSLER, O. (Ed.). *Advances in palaeobotany and allied sciences in Brazil*. Boletim do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, São Paulo. vol. 9, 1978. p. 80–85.

BRITO, I.M.; QUADROS, L.P. Pseudolunulidia, um fósil-índice do Devoniano Superior (Acritarchae Netromorphitae). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE PALEONTOLOGIA, 8, 1983, Rio de Janeiro, *Anais DNPM*, Rio de Janeiro. 1983. p. 285-287.

BUGGISCH, W. The global Frasnian–Famennian ‘Kellwasser Event’. *Geol. Rundsch.* 80. Abstract. 1991.

CAPLAN, M. L.; BUSTIN, R. M. Devonian–Carboniferous Hangenberg mass extinction event, widespread organic-rich mudrock and anoxia: causes and consequences. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* Abstract. 1999.

CAPUTO, M. V. 1984. Glaciação Neodevoniana do continente Gondwana ocidental. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33., 1984. Rio de Janeiro, *Anais*, Rio de Janeiro: SBG. v. 2, 1984. p. 725 – 739.

CAPUTO, M.V. Late Devonian glaciation in South America. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, Amsterdam, 51, p. 291-317. 1985.

CAPUTO, M. V. Atmospheric CO₂ depletion as glaciation and biotic extinction agent: The Late Devonian-Early Carboniferous glacial examples. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 4., 1994, Belém. *Boletim de Resumos Expandidos*. Belém, 1994. p. 194-197.

CAPUTO, M. V. Anti-greenhouse effect as a glaciation and biotic crisis triggering agent: The Late Devonian and Early Carboniferous glacial cases: *Academia Brasileira de Ciências*, Rio de Janeiro: Resumo das Comunicações, v. 67, no. 3, p. 390. 1995.

CAPUTO M. V.; CROWELL J. C. Migration of glacial centers across Gondwana during Paleozoic Era. *Geol. Soc. Am. Bull.*, Boulder. vol. 96, p. 1020-1036. 1985.

CAPUTO, M. V.; LIMA, E. C. 1984. Estratigrafia, idade e correlação do Grupo Serra Grande. In CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33., 1984. Rio de Janeiro, *Anais*, Rio de Janeiro: SBG. v. 2, 1984. p. 740 – 753.

CAPUTO, M. V.; STREEL, M.; MELO, J. H. G.; VAZ, L. F. Glaciações neodevonianas e eocarboníferas na América do Sul. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 43., 2006. Aracaju, *Anais*, Simpósio/Sessão Técnica 2. Sociedade Brasileira de Geologia 2006. p. 103.

CAROZZI, A. V.; FALKENHEIN, F. V. H.; CARNEIRO, R. G.; CONTREIRAS, C. J. A. Análise Ambiental e Evolução Tectono – sedimentar da Seção Siluro – eocarbonífera da Bacia do Maranhão. *Ciência-Técnica-Petróleo, seção: Exploração de Petróleo* Petróleo Brasileiro S. A., p. 789, 1975.

CARVALHO, I. S.; FERNANDES, A. C. S. *Estratigrafia De Alta Resolução e o Registro Icnofaciológico*. 2009. CD-ROM.

CHEEL, R. J.; LECKIE, D. A. Hummocky cross-stratification. In: WRIGHT, V.P. (Ed.). *Sedimentology Review/1*. Cambridge, Blackwell Scientific Publication, 1993. p. 103-122.

CHWIEDUK, E. Late Devonian and early Carboniferous Rugosa from Western Pomerania, northern Poland. *Acta Geologica Polonica*, Vol. 55, no. 4, p. 393-443, 2005.

COSTA, J. B. S.; NOGUEIRA, A. C. R.; GÓES, A. M.; TRUCKENBRODT, W. Evidências de tectônica glacial na Formação Cabeças, Devoniano Superior, SW da Bacia do Parnaíba. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZONIA, 4., 1994, Belém. *Bol. de resumos expandidos*, Belém. 1994. p. 51-53.

COSTA, N. M. Quitinozoários. In: CARVALHO, I.S. (Ed.). *Paleontologia*. 2ª edição. Editora Interciência, 2004. p. 393-403.

CPRM. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. *Carta Geológica - Folha Marabá- SB-22-X-D*, Escala 1:250.000. 1994.

CUNHA, F. M. B. *Evolução paleozóica da Bacia do Parnaíba e seu arcabouço tectônico*. 1986. 107f. Dissertação (Mestrado) - Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 1986.

DAEMON R. F.. Palinomorfos-guias do Devoniano Superior e Carbonífero Inferior das bacias do Amazonas e Parnaíba. *An. Acad. Bras. Ci.*, Rio de Janeiro. vol. 46, no 3/4, p. 549 – 587, 1974.

DAEMON R. F. Correlação bioestratigráfica entre os sedimentos do Siluriano, Devoniano e Carbonífero Inferior das bacias do Amazonas, Parnaíba e Paraná. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 29., 1976., Ouro Preto. *Anais...* Ouro Preto, vol. 2, p. 189-194.

DURAND B. Sedimentary organic matter and kerogen. Definition and quantitative importance of kerogen, In: DURAND B. (Ed.). *Kerogen: Insoluble Organic Matter from Sedimentary Rocks*. Editions technip, Paris, 1980. p. 13-34.

EMERY, D.; MYERS, K.J. *Sequence Stratigraphy*. London. Blackwell Science. Chapter 8, 1996. p. 134-177.

FERNANDES A. C. S.; BORGHI L.; CARVALHO I. S.; ABREU C. J. *Guia dos Icnofósseis de Invertebrados do Brasil*. Editora Interciência, Rio de Janeiro, 2002. 260p.

FRAKES, L. A.; JANE, E.; SYKTUS, J. I. *Climates Modes of the Phanerozoic*. Cambridge. Cambridge University Press. Cap. 7, 1994. p. 27-36.

GÓES, A. M. O.; FEIJÓ, F. J. Bacia do Parnaíba. *Boletim de Geociências da Petrobrás*, Rio de Janeiro, 8(1), p. 57-67. 1994.

GÓES, A. M. O.; SOUZA, J. M. P.; TEIXEIRA, L. B. Estágio exploratório e perspectivas petrolíferas da Bacia do Parnaíba. *Boletim de Geociências da Petrobrás*, Rio de Janeiro, 4(1). p. 55-64. 1990.

GOLONKA, J.; ROSS, M. I.; SCOTese, C. R. Phanerozoic paleogeographic and paleoclimatic modeling maps. In: A.F. EMBRY, B. BEAUCHAMP & D.J. GLASS (Ed.). *Pangea: global environments and resources*. Canadian Society of Petroleum Geologists Memoir, 1994. 1-47.

GONZÁLEZ, F. Reappraisal of the organic-walled microphytoplankton genus Maranhites: morphology, excystment, and speciation. *Review of Palaeobotany and Palynology*, p. 1-16. 2009.

GORIN G.; STEFFEN D. Organic facies as a tool for recording eustatic variations in marine fine-grained carbonates- example of the Berriasian stratotype at Berrias (Ardèche, SE France). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 85, p. 303-20. 1991.

GRAHN, Y. Revision of Silurian and Devonian strata of Brazil. *Palynology*, 16. p. 35-61. 1992.

HÄNTZSCHEL, W. Trace fossils and problematica. In: TEICHERT C. (Ed.). *Treatise on Invertebrate paleontology*. The Geological Society of America Incorporation and The University of Kansas. Part W, 1975. p. 177-243.

JOHNSON, J. G.; KLEPPER, G.; SANDBERG, C. A. Devonian eustatic fluctuation in Euro-America. *Geological Society of America Bulletin*, 96. p. 567-587. 1985.

KEGEL, W. Contribuição para o estudo do Devoniano da Bacia do Parnaíba. Rio de Janeiro, *Departamento Nacional de Produção Mineral*, Divisão de Geologia e Mineralogia. 38p. (Boletim, 135). 1953.

KEGEL, W. Sobre vermes recentes e fósseis, Rio de Janeiro, *DNPM*, DGM, 11p. (Notas Preliminares e Estudos, nº 100). 1957.

LESZCZYŃSKI, S. Bioturbation structures of the Kropivnik Furoid Marls (Campanian–lower Maastrichtian) of the Hawniki—Rybotycze area (Polish Carpathians). *Geological Quarterly*, 48 (1). p. 35-60. 2004.

LIMA, R. D.; ROSSETTI, D. F. Análise faciológica e sequencial de depósitos de delta de baía (Neocretáceo), leste da Bacia do Grajaú, MA. In: ROSSETTI, D.F.; GÓES, A.M.; TRUCKENBRODT, W. (Eds.). *O Cretáceo na Bacia de São Luís-Grajaú*, Belém, 2001. p. 151-174.

LINDHOLM, R. C. Trace fossil. In: *A practical approach to sedimentology*. London allen & unwin. 1985. p. 65-106.

LOBOZIAK, S.; STREEL, M.; CAPUTO, M. C.; MELO, J. H. G. Middle Devonian to Lower Carboniferous miospore stratigraphy in the central Parnaíba Basin (Brazil). *Ann. Soc. Géol. Belgique*, Liège, t. 115. fasc. 1, p. 215-226. 1992.

LOBOZIAK, S.; STREEL, M.; CAPUTO, M. C., MELO, J. H. G. Middle Devonian to Lower Carboniferous miospores from selected boreholes in Amazonas and Parnaíba Basins (Brazil): additional data, synthesis, and correlation. *Doc. Lab. Géol. Lyon*, Lyon, vol. 125. p. 277-289. 1993.

LOBOZIAK, S.; MELO, J. H. G.; QUADROS, L. P.; DAEMON, R. F.; BARRILARI, I. M. R. Devonian-Dinantian miospore biostratigraphy of the Solimões and Parnaíba Basins (with considerations on the Devonian of the Paraná Basin). Petrobras/Cenpes, Rio de Janeiro. Technical Report, 2 - V. (unpublished). 1994a.

LOBOZIAK, S.; MELO J. H. G; QUADROS, L. P.; DAEMON, R. F.; BARRILARI, I. M. R. Biocronoestratigrafia dos palinomorfos do Devoniano Médio - Carbonífero Inferior das Bacias do Solimões e Parnaíba: estado da arte. Atas 20 Sintex - Seminário de Interpretação Exploratória. Rio de Janeiro, p. 51-56. Petrobras/Depex unpublished technical meeting document. 1994b.

LOBOZIAK, S.; CAPUTO, M. V. & MELO, J. H. G. Middle Devonian-Tournaisian miospore biostratigraphy in the southwestern outcrop belt of the Parnaíba Basin, north-central Brazil. *Rév. Micropaléont.*, 43 (4). p. 301-318. 2000.

LOWE, D. R. Sediments Gravity Flows: II Depositional Models with Special Reference to the Deposits of High Density Turbidity Currents. *Journal of Sedimentary Petrology*, 52. p. 279-297. 1982.

MACEARCHER, J. A.; PEMBERTON, S. G. Ichnological aspects of Cretaceous shoreface successions and shoreface variability in the Western Interior Seaway of North America. In: PEMBERTON S.G. (Ed.). *Applications of Ichnology to Petroleum Exploration: A Core Workshop*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, 17, Core Workshops, 1992. p. 57-84.

MACEARCHER, J. A.; PEMBERTON, S. G.; GINGRAS, M. K.; BANN, K. L. The Ichnofacies Paradigm: A Fifty-Year Retrospective. In: MILLER W. (Ed.). *Trace Fossils Concepts, Problems, Prospects*. Elsevier, 2007. p. 52-77.

MAZIANE, N. Evidence of Brazilian miospore zones in the uppermost Devonian in Ghana. *Int. Ass. African Palynology*, 3rd Symposium, Johannesburg. 27, Abstract. 1997.

MELO, J. H. G. *Revisão da biocronoestratigrafia de miósporos do Devoniano-Carbonífero Inferior da Bacia do Amazonas e correlação com outras bacias paleozóicas Brasileiras*. 2002. 124p. Tese (Doutorado), Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2002.

MENDONÇA FILHO, J. G. *Aplicação de estudos de palinofácies e fácies orgânica em rochas do Paleozóico da Bacia do Paraná, Sul do Brasil*. 338p. Tese (Doutorado), Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Rio Grande do Sul, 1999.

MENEZES, T. V.; FILHO, J. G. M.; ARAUJO, C. V.; SOUZA, I. V. A. F.; MENDONÇA, J. O. Fácies orgânica: conceitos, métodos e estudos de casos na indústria do petróleo. *Revista Brasileira de Geociências*. Volume 38 (2-suplemento). p. 80-96. 2008.

MORAN, S. R. Glaciotectonics Structures in Drift. In: GOLDTHWAIT, R.P., (Ed.). *Glacial Deposits*. Pennsylvania. Halsted Press, v. 21, 1975. p. 121-141.

MUNIZ, G. C. B. Uma inusitada população de *Rusophycus* na Formação Longá. Devoniano do estado do Piauí. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 10, 1981. Recife, *Anais...* Recife SBG, 1981. p. 262-264.

MUNIZ, G. C. B. Ichnofósseis devonianos da Formação Longá, no estado do Piauí. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 32, 1982. Salvador, *Anais...*, SBG, v.4, 1982. p. 1.305-1.316.

GUIMARÃES NETTO, R. Icnologia e Estratigrafia de sequências. In: SEVERIANO RIBEIRO, H.J.P. (Ed.). *Estratigrafia de Sequências: Fundamentos e aplicações*. [S.l.]: Editora unisinos, 2001. p. 219-260.

OLIVEIRA, A. D.; MENDONÇA FILHO, J. G.; SANT'ANNA A. J.; SOUZA J. T.; FREITAS, A. G.; MENEZES T. R. 2006. Inovação no processamento químico para isolamento da Matéria Orgânica Sedimentar. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 43°. Aracaju, SE. *Anais...* Aracaju: Sociedade Brasileira de Geologia, Núcleo Bahia-Sergipe, 2006, p. 324.

ORTON, G. J.; READING, H. G. Variability of deltaic processes in terms of sediment supply, with particular emphasis on grain size. *Sedimentology*, 40, p. 475-512. 1993.

PEMBERTON, S. G.; FREY, R. W. Trace Fossil nomenclature and the *Planolites-Palaeophycus* dilemma. *Journal of Paleontology*, 56(4), p. 843-881. 1982.

PEMBERTON, S. G.; FREY, R. W. Ichnology of storm-influenced shallow marine sequence: Cardium Formation (Upper Cretaceous) at Seebe, Alberta. In: STOTT D.F. & GLASS D.J. (Eds.). *The Mesozoic of middle North America*. Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 9, 1984. p. 281-304.

PEMBERTON, S. G.; MACEACHERN, J. A.; FREY R. W. Trace fossil facies models: environmental and allostratigraphic significance. In: WALKER R.G. & JAMES N.P. (Eds.). *Facies models: Response to sea level change*. Geological Association of Canada, Geoscience Canada Reprint Series 4, 1992. p. 47-72.

PLINT, A. G.; EYLES, N.; EYLES, C. H.; WALKER, R. G. Control of sea level change. In: R.G. WALKER & N.P. JAMES (Eds.). *Facies Models: Response to sea level change*. Ottawa, Geological Association of Canada, 1992. p. 15-25.

PLUMMER, F. B.; PRICE, L. I.; GOMES, F. A. Estados do Maranhão e Piauí (Geologia). Conselho Nacional do Petróleo (ed.) *Relatório de 1946*. Rio de Janeiro, 1948. p. 87-134.

QUADROS, L.P. Distribuição biostratigráfica dos chitinozoa e acritarchae na Bacia do Parnaíba. *Ciência Técnica Petróleo*. Seção Exploração de Petróleo, 12, 76 p. 1982.

QUADROS, L.P. Novos acritarcos do Devoniano Superior da Bacia do Amazonas. *Acta Geologica Leopoldensia*. XXIII (49), p. 15-27. 1999.

RAAF, DE J. F. M.; BOERSMA, J. R.; GELDER VAN A. Wave-generated structures and sequences from a shallow marine succession, Lower Carboniferous, County Cork, Ireland. *Sedimentology*, 24, p. 451-483. 1977.

RADLEY, J. D.; BARKER, M.J.; MUNT, M. C. Bivalve trace fossils (*Lockeia*) from the Barnes High Sandstone (Wealden Group, Lower Cretaceous) of the Wessex Sub-basin, southern England. *Cretaceous Research*. 19. p. 505-509. 1998.

RODRIGUES, R. Estudo sedimentológico e estratigráfico dos depósitos silurianos e devonianos da bacia do Parnaíba. *Relatório Interno da Petrobrás*, Rio de Janeiro, 63p. 1967.

ROSS, C. A.; ROSS, J. P. Late Paleozoic transgressive–regressive deposition. In: WINGUS, C.K., POSAMENTIER, H., ROSS, C.A, KENDALL, G.ST.C. (Eds.). *Sea Level Changes: An Integrated Approach*. *Soc. Econ. Paleont. Min. Spec. Pub.*, vol. 42, 1988. p. 227–247.

ROSSETTI, D. F. Evidência de atividade sísmica sinsedimentar em depósitos cretáceos da Bacia de São Luís-Grajaú. In: ROSSETTI, D.F.; GÓES, A.M.; TRUCKENBRODT, W. (Eds.). *O Cretáceo na Bacia de São Luís-Grajaú*, Belém, 2001. p. 47-66.

SANTOS, M. E. C. M.; CARVALHO, M. S. S. *Programa de Levantamentos Geológicos do Brasil. Paleontologia das Bacias do Parnaíba, Grajaú e São Luís*. Rio de Janeiro.CPRM, 2004. 194p.

SEILACHER, A. *Trace Fossil Analysis*. Springer, 2007. 226 p. ISBN-10: 3540472258; ISBN-13: 978-3540472254.

SMITH, A. H. V.; BUTTERWORTH, M. A. Miospores in the coal seams of the Carboniferous of Great Britain, *Spec. Paps. in Palaeont.* No. 1, London, Palaeontological Assoc. 1967.

SOUZA, I. V. A. F. *Faciologia Orgânica de uma Seção Devoniana da Bacia do Parnaíba (Formação Pimenteira): Implicações para a Geração de Petróleo*. 2007.160 p. Dissertação (Mestrado), Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2007.

STREEL, M.; CAPUTO, M. V.; LOBOZIAK, S.; MELO, J. H. G. Late Frasnian-Famennian climates based on palynomorph quantitative analyses and the question of the Late Devonian glaciations. *Earth Science Reviews*, 52, p. 121-173. 2000.

TRAVERSE, A. *Paleopalynology*. Springer. Second Edition, v.28, 2007.816p. ISBN 978-1-4020-5609-3.

TRIGÜIS, J. A.; ARAUJO, L. M. de. Aplicação de petrografia orgânica na caracterização dos tratos de sistemas. In: SEVERIANO RIBEIRO, H.J.P. (Ed.). *Estratigrafia de Sequências: Fundamentos e aplicações*. Editora unisinos, 2001. p. 261-302.

TYSON R, V. Palynofacies Analysis. In: JENKINS, D.J. (Eds.) *Applied Micropaleontology*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht. 1993. p. 153-191.

TYSON, R. V. *Sedimentary Organic Matter*. Londres, Chap. & Hall, 1995. 615 p.

UCHMAN, A; GAZDZICKI, A. New trace fossils from the La Meseta Formation (Eocene) of Seymour Island, Antarctica. *Polish Polar Research*. Vol. 27. n° 2, p. 153-170. 2006.

VAN DER VOO, R. Paleozoic paleogeography of North America, Gondwan and intervening disolaced terranes: Comparations of paleomagnetism with paleoclimatology and biogeographical patterns. *Geological Society of America Bulletin*, 100. p. 311-324. 1988.

VAN DER WATEREN, D. Structural Geology and Sedimentology of the Dammer Berge push moraine. In: VAN DER MEER, J.J.M., (Ed.). *Tills and Glaciotectonics*. Amsterdam, University of Amsterdam. 1987. p. 157-182.

VAZ, P. T.; REZENDE, N. G. A. M.; FILHO, J. R. W.; TRAVASSOS, W. A. S. Bacia do Parnaíba. *Boletim de Geociências da Petrobras*, Rio de Janeiro, v. 15, n. 2, 2007. p.253 – 263, maio/Nov.

WALKER, R. G. *Facies models*: second edition. Geol. Assoc. Canada. 1984. 317p.

WALKER, R. G.; JAMES, N. P. *Facies models*: response to sea level change. Geol. Assoc. Canada. 1992. 458p.

WETZEL, A. & BROMLEY, R. Re-evaluation of the ichnogenus *Helminthopsis* – A new look at the type material. *Paleontology*. Vol. 39, part 1, p 1-19. 1996.