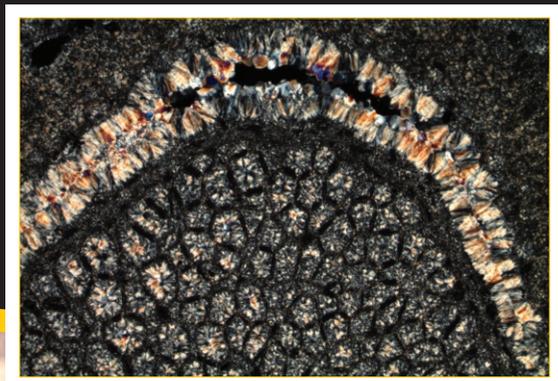


FLORESTA FOSSILIZADA DO TOCANTINS: UMA FLORA PRESERVADA POR MILHÕES DE ANOS



**Rosiney Araújo Martins
Marcondes Lima da Costa
Marlene Silva de Moraes**

FLORESTA FOSSILIZADA DO TOCANTINS:
uma flora preservada por milhões de anos

Presidente da República

Luiz Inácio Lula da Silva

Ministro da Educação

Fernando Haddad

Secretaria de Educação Profissional Tecnológica

Eliezer Moreira Pacheco

**Instituto Federal de Educação, Ciência e Tecnologia
do Rio Grande do Norte (IFRN)**

Reitor

Belchior de Oliveira Rocha

Diretor do Campos Central de Natal

Enilson Araújo Pereira

Pró-Reitor de Pesquisa e Inovação

José Yvan Pereira Leite

Coordenador da Editora do IFRN

Samir Cristino de Souza

Conselho Editorial

Samir Cristino de Souza (Presidente)

André Luiz Calado de Araújo

Dante Henrique Moura

Jerônimo Pereira dos Santos

José Yvan Pereira Leite

Valdenildo Pedro da Silva

**Rosiney Araújo Martins
Marcondes Lima da Costa
Marlene Silva de Moraes**

**FLORESTA FOSSILIZADA DO TOCANTINS:
uma flora preservada por milhões de anos**

IFRN
Editora ■■■■

2010

Floresta Fossilizada do Tocantins: uma flora preservada por milhões de anos

© Copyright 2010 da Editora do IFRN

Todos os direitos reservados

Nenhuma parte dessa publicação poderá ser reproduzida ou transmitida de qualquer modo ou por qualquer outro meio, eletrônico ou mecânico, incluindo fotocópia, gravação ou qualquer tipo de sistema de armazenamento e transmissão de informação, sem prévia autorização, por escrito, da Editora do IFRN.

Divisão de Serviços Técnicos.

Catálogo da publicação na fonte.

Biblioteca Sebastião Fernandes (BSF) – IFRN

M386f Martins, Rosiney Araújo.

Floresta fossilizada do Tocantins : uma flora preservada por milhões de anos / Rosiney Araújo Martins, Marcondes Lima da Costa, Marlene Silva de Moraes. – Natal, RN : Editora IFRN, 2010.

124 p. : il.

ISBN 978-85-89571-73-9

Inclui glossário.

1. Flora. 2. Floresta fossilizada - Tocantins. 3. Vegetais fossilizados. I. Costa, Marcondes Lima da. II. Moraes, Marlene Silva de. II. Título.

CDU 581.9

EDITORACÃO

Samir Cristino de Souza

DIAGRAMACÃO E CAPA

Tuyanne Taynnar Queiroz de Medeiros

Revisão Linguística

Elizeth Herlein

CONTATOS

Editora do IFRN

Av. Senador Salgado Filho, 1559, CEP: 59015-000

Natal-RN. Fone: (84)4005-2668/ 3215-2733

Email: editora@cefetrn.br

SUMÁRIO

PREFÁCIO.....	07
APRESENTAÇÃO.....	09
INTRODUÇÃO.....	11
CAPÍTULO 1.....	13
AS FLORESTAS AO LONGO DO TEMPO.....	13
1.1 O TEMPO GEOLÓGICO.....	18
1.2 EVOLUÇÃO DAS PLANTAS E A PRESERVAÇÃO COMO FÓSSEIS.....	22
1.3 FLORESTAS FOSSILIZADAS NO MUNDO.....	28
1.4 A BACIA DO PARNAÍBA.....	29
CAPÍTULO 2.....	39
ESTUDOS ANALÍTICOS.....	39
2.1 ATIVIDADE DE CAMPO.....	40
2.2 TRABALHOS DE LABORATÓRIO.....	41
CAPÍTULO 3.....	55
OCORRÊNCIA GEOLÓGICA DOS TRONCOS VEGETAIS FOSSILIZADOS.....	55
CAPÍTULO 4.....	61
MORFOANATOMIA DOS VEGETAIS FOSSILIZADOS.....	61
4.1 CAULES.....	61
4.2 RAÍZES.....	74
4.3 FOLHAS.....	75

CAPÍTULO 5.....	79
MINERALOGIA E COMPOSIÇÃO QUÍMICA.....	79
5.1 SUCESSÃO LITOLÓGICA SEDIMENTAR.....	79
5.2 VEGETAIS FOSSILIZADOS.....	81
5.3 ÍNDICE ORDEM - DESORDEM (GRAU DE CRISTALINIDADE) DO QUARTZO.....	88
5.4 TEXTURAS CRISTALINAS DOS VEGETAIS FOSSILIZADOS.....	94
CAPÍTULO 6.....	103
A FOSSILIZAÇÃO DE VEGETAIS DA FORMAÇÃO PEDRA DE FOGO.....	103
REFERÊNCIAS.....	109

PREFÁCIO

O livro Floresta fossilizada do Tocantins: uma flora preservada por milhões de anos, surgiu a partir de uma dissertação de mestrado desenvolvida pela primeira autora, Rosiney Araújo Martins orientada pelos professores Marcondes Lima da Costa e Marlene Silva de Moraes. Esta obra apresenta de maneira muito interessante informações sobre o material fossilífero existente no Estado do Tocantins, na forma de troncos petrificados, encaixados nas rochas sedimentares que constituem a Formação Pedra de Fogo, do Permiano da Bacia Sedimentar do Parnaíba.

A propósito, meu primeiro contato com esse material fossilífero ocorreu na década de 1980, quando realizava trabalhos de exploração geoquímica para a Petrobrás Mineração S/A-Petromisa, tendo como alvo esta formação geológica na região da cidade de Carolina, no Estado do Maranhão.

As informações apresentadas no livro são distribuídas de forma clara e bastante objetiva, que proporciona ao leitor a oportunidade de conhecer temas, como a distribuição geográfica dos principais biomas atuais do planeta terra; as técnicas analíticas as quais o material fossilífero e as rochas encaixantes foram submetidos, como método de pesquisa, para a identificação mineral e composição química; o modo de ocorrência geológica das partes vegetais fossilizadas; além dos processos naturais aos quais estes troncos petrificados estiveram sujeitos para serem preservados, como hoje são encontrados.

Os autores também apresentam detalhada descrição da morfoanatomia dos órgãos vegetais fossilizados bem como a classificação taxonômica. O livro está organizado em seis capítulos, com ilustrações que facilitam o entendimento das descrições referentes aos temas abordados.

Floresta fossilizada do Tocantins: uma flora preservada por milhões de anos, talvez seja o primeiro livro no Brasil que pela forma de abordagem do tema, embora simples, é de interesse não só científico, mas também daqueles leitores que desejam conhecer um pouco mais das coisas do nosso país.

Henrique Diniz Farias de Almeida
(Geólogo)

APRESENTAÇÃO

O presente livro, ainda que modesto, vem preencher uma lacuna enorme que ainda teima em existir sobre o conhecimento da grande riqueza fossilífera que se estende por todo Brasil. A idéia deste trabalho surgiu há quase duas décadas, quando se pensava mais sobre o seu potencial mineral-gemológico e na sua importância para a museologia, até porque era um material objeto de saques e vandalismos exacerbados, em que o País perdia um grande patrimônio geológico-paleontológico. Ele se concretizou a partir de uma dissertação de mestrado da primeira autora, Rosiney Araújo Martins, sob orientação dos professores Marcondes Lima da Costa e Marlene Silva de Moraes. O desenvolvimento do trabalho contou com árduo trabalho de campo, que incluiu mapeamento e coleta de amostras que foram descritas, selecionadas e preparadas para as diversas análises. Foram empregadas as mais modernas técnicas de mineralogia e geoquímica que permitiram obter uma grande quantidade de dados analíticos que proporcionaram não somente caracterizar os materiais fossilíferos, como entender o processo de fossilização que os atingiu e, desta forma, permitiu a sua preservação até os nossos tempos, e somente assim nos foi possível conhecê-los. Com esses estudos, podemos hoje contemplar e admirar com maior estupefação esta enorme e pujante floresta que desabrochou e soçobrou na História Geológica do Permiano do Brasil. Na verdade, esse tesouro paleontológico foi um marco em quase todas as terras emersas da superfície de nosso Planeta naquele período geológico. Fósseis de vegetais silicificados semelhantes aos encontrados na bacia do Parnaíba se estendem por muitas regiões da face da Terra. Nossas terras não estavam sozinhas; e a vida naquela época ocupava enormes áreas territoriais. E isto é fantástico! É fácil, assim, entender que a Terra não é um sistema estático e imutável, muito pelo contrário, é altamente dinâmico, tanto relativo aos seres vivos quanto aos sem vida, como as rochas, os minerais e até os vivos que foram substituídos por minerais. Se hoje presenciamos e vivenciamos mudanças, por vezes drásticas, que ocorrem na superfície da Terra, geradas na sua superfície ou como consequência de forças interiores, essas mesmas transformações, em escalas graduais a catastróficas, ocorreram no passado recente e distante de nosso Planeta. Mas no passado distante, a espécie humana ainda não habitava a Terra e, portanto, não pôde presenciá-las.

Acreditamos que o presente livro poderá se constituir em uma fonte de aprendizado e de conhecimento para os nossos estudantes de ciências do ensino médio ao superior, até mesmo como fonte de aprofundamento do saber para os seus mestres-professores, e porque não para aqueles outros interessados em ampliar os seus horizontes de ciências, cultura e lazer-turismo. Finalmente, para que perpetuemos este patrimônio no seu local natural e ainda em um ou mais belos museus de história natural do Permiano no Brasil. Que tal o Museu *Psaronius e Tietea*!!!

Marcondes Lima da Costa

INTRODUÇÃO

A publicação desta obra foi motivada pelo desejo de divulgar junto à sociedade em geral os estudos da pesquisa acadêmica intitulada “Fósseis de vegetais da Formação Pedra de Fogo: aspectos taxonômicos, mineralogia e composição química”, apresentada como dissertação de mestrado da primeira autora. O texto original foi adequado para uma linguagem acessível tanto para a clientela da rede tecnológica de ensino como para aqueles que se interessam por temas das Geociências. O tema central da obra são os fósseis de vegetais da floresta fossilizada do Estado do Tocantins, um verdadeiro monumento natural presente no território brasileiro e os conteúdos podem ser trabalhados em diferentes cursos dos Institutos Federais distribuídos no Brasil, tais como, Geologia, Mineração, Turismo, Química, Geografia e também em disciplinas básicas dos níveis médio e superior. O livro é dividido em seis capítulos e finaliza com um glossário.

O capítulo 1 é uma fundamentação teórica sobre as florestas ao longo do tempo de existência da Terra e mostra que as floras atuais tiveram ancestrais que viveram e foram extintos em diferentes momentos da história do planeta. É apresentada a dinâmica das placas tectônicas e a influência dos seus movimentos na disseminação e extinção de seres vivos no decorrer do Tempo Geológico, apresentado em suas subdivisões denominadas éons, eras e períodos. A evolução das plantas é apresentada em conjunto com os processos de fossilização que permitiram a preservação de fósseis distribuídos em diferentes partes do mundo, destacando a floresta fossilizada do Tocantins e o gênero *Psaronius*, que se destaca na Formação Pedra de Fogo da Bacia do Parnaíba.

No capítulo 2 é apresentada a área onde foi realizada a etapa de campo e as técnicas analíticas adotadas para os estudos morfoanatômicos (descrições macroscópica, com estereomicroscópio e microscópio petrográfico), mineralógicos (microscopia óptica, microscopia eletrônica de varredura, difração de raios-X e espectroscopia de absorção no infravermelho) e químicos (análises por microsonda eletrônica e para determinação de Carbono e Nitrogênio elementar). Apresenta-se um resumo do princípio de funcionamento de cada método analítico e as especificidades e os equipamentos utilizados nas análises das amostras selecionadas para os estudos.

O capítulo 3 apresenta a ocorrência e distribuição dos vegetais fossilizados na área de estudo, localizada nos arredores de Bielândia no Tocantins. São apresentados aspectos fisiográficos e geológicos do local, incluindo a identificação e a descrição geral das rochas onde os fósseis ocorrem associados.

O capítulo 4 é dedicado aos estudos morfoanatômicos e mostra a nitidez de preservação da estrutura da madeira, permitindo classificar os fósseis de acordo com as seis grandes classes taxonômicas. É ilustrado com fotografias dos mesmos e dos detalhes da estrutura da madeira visualizadas ao estereomicroscópio e microscópio óptico que, associadas com as formas externas dos vegetais, permitiram a identificação de tecidos como parênquima, xilema e floema. O capítulo é encerrado com a classificação taxonômica das amostras analisadas.

No capítulo 5 são reportados os estudos mineralógicos realizados nos fósseis e nas rochas nas quais os mesmos ocorrem associado. São identificadas e descritas as diferentes fases mineralógicas geradas no processo de fossilização da madeira. Além dos constituintes minerais presentes são apresentados dados sobre o índice de ordem-desordem (grau de cristalinidade do quartzo) e suas variações de acordo com a idade da fossilização. O arranjo e distribuição das diferentes fases mineralógicas ao longo dos tecidos identificados são ilustrados com fotomicrografias com destaque para o quartzo e sua variedade calcedônia. No final do capítulo são apresentados os resultados das análises químicas.

O capítulo 6 apresenta considerações sobre as condições que propiciaram a fossilização da flora permiana da Formação Pedra de Fogo à luz de modelos já propostos na literatura científica. São apresentadas as condições ambientais e geológicas atuantes na área durante o Período Permiano e os prováveis eventos que permitiram que o processo de fossilização, por permineralização em sílica, preservasse a flora desenvolvida nesse período geológico.

CAPÍTULO 1

AS FLORESTAS AO LONGO DO TEMPO

Os diferentes biomas distribuídos no globo terrestre representam ecossistemas com climas característicos e vegetação típica correspondente. Ao se fazer uma viagem panorâmica das paisagens mundiais, certamente as vegetações representam os elementos naturais que mais se destacam visualmente e dividem a flora mundial em vegetações diversas com destaque para as florestas (Figura 1.1).

A distribuição apresentada na figura 1.1 nem sempre foi assim, tanto pela localização geográfica como pelos tipos de plantas, pois diversos biomas já foram amplamente distribuídos pela superfície do planeta e simplesmente foram extintos ou modificados, porém, processos de fossilização permitiram a preservação, como fósseis, de vários desses elementos da biosfera que passaram a integrar a litosfera, já que os mesmos ocorrem associados aos processos de sedimentação. Os fósseis registram organismos ou partes deles que viveram em épocas geológicas passadas e, no caso das plantas, os registros permitem acompanhar a história evolutiva dos vegetais desde o surgimento dos primeiros seres primitivos até a disseminação dos biomas atuais (STEWART; ROTHWELL, 1993, p. 3).

De um modo geral, os fósseis de vegetais registram uma história evolutiva caracterizada por ciclos de disseminação e extinção de diferentes floras ao longo da existência do planeta Terra. Essa variação está relacionada à dinâmica da Terra ao longo do Tempo Geológico, ou seja, o tempo contado a partir dos primórdios da Terra. A idade da Terra é estimada em 4,6 bilhões de anos e é difícil para a mente humana interagir com facilidade e entender os eventos geológicos ocorridos em períodos que ultrapassam a própria existência humana no planeta, ressaltando-se que a história da Terra é apenas uma parte do tempo decorrido desde a formação do Universo, inferida em 15 bilhões de anos (SALGADO-LABOURIAU, 2003, p.52).

Adinâmica do planeta, ao longo do Tempo Geológico, registra uma verdadeira “dança dos continentes”, ou seja, os continentes nem sempre ocuparam a mesma posição e tiveram a mesma forma e tamanho observados atualmente, mas se movimentaram ao longo da história da Terra. Há 225 milhões de anos, existia apenas um único continente denominado Pangea ou Pangaea (Figura 1.2) que foi fragmentado em placas tectônicas cujos movimentos, ao longo do Tempo Geológico, originaram a configuração dos continentes atuais (TEIXEIRA et al. 2000).

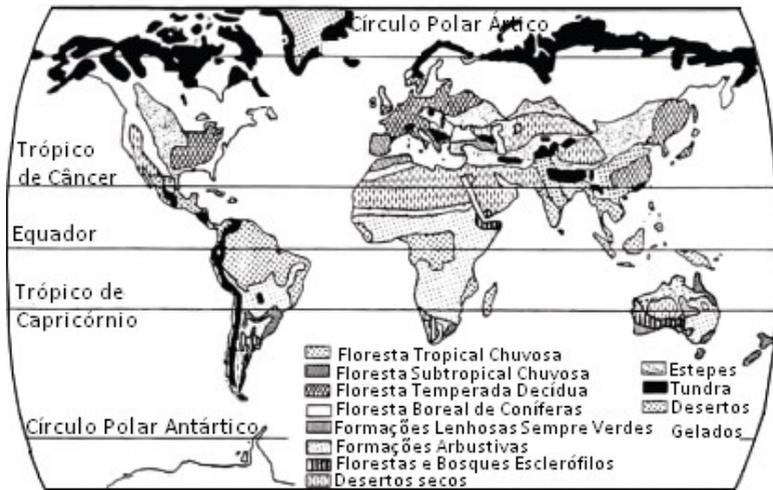


Figura 1.1 – Distribuição dos principais biomas no mundo atualmente. Fonte: Adaptado de Zuquim; De Benedictis (2009).

Observando-se a figura 1.2 é fácil perceber a influência dos movimentos das placas tectônicas no aparecimento e extinção de biotas, pois tais movimentos implicam em mudanças de latitude, longitude e, portanto, de clima, que são fatores que influenciam diretamente na vegetação. Para entender melhor os movimentos, explicados pela Tectônica de Placas e as modificações oriundas dessa dinâmica, sugerimos a leitura de textos complementares (PRESS, et al. 2006; SALGADO-LABOURIAU, 2003; SCHMIEGELOW, 2004; TEIXEIRA et al. 2000).

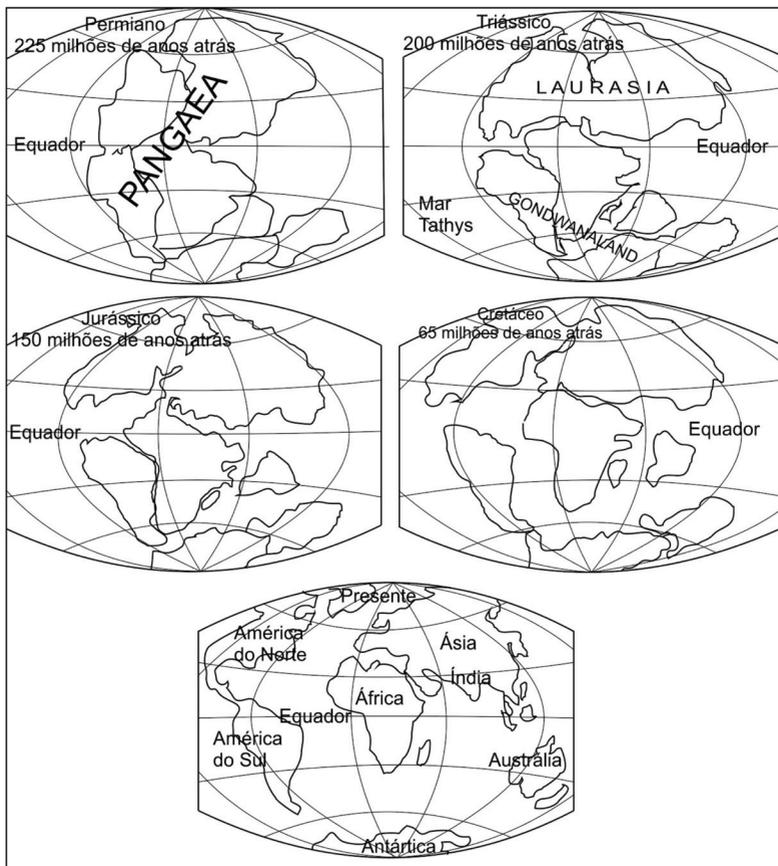


Figura 1.2 – Movimento das placas do Permiano aos dias atuais.
 Fonte: United States Geological Survey (2009), com modificações.

Segundo os conceitos de Tectônica de Placas, as placas Sulamericana e Africana foram gradativamente separadas, o que permitiu a formação do Oceano Atlântico. Uma das evidências desse deslocamento está representada pela concordância entre os litorais da África e América do Sul, além da presença de rochas semelhantes nas plataformas continentais Atlântica e Africana (SALGADO-LABOURIAU, 2003, p. 68). Um dos resultados da movimentação das placas tectônicas é a formação

de bacias sedimentares relacionadas com depressões geradas na crosta terrestre. Por exemplo, a região da floresta fossilizada do Tocantins representa uma bacia sedimentar da época da era Paleozóica, cuja depressão foi originada a partir de ciclos de desequilíbrio térmico da crosta e essa depressão foi preenchida por sedimentos, juntamente com a antiga flora, num ambiente que permitiu a preservação dos vegetais como fósseis (SOUZA-LIMA; HAMSI JR, 2003). Na figura 1.3, observa-se o posicionamento da Bacia do Parnaíba na América do Sul, evidenciando a ruptura e separação da África, mostrando o encaixe das linhas de costas dos dois continentes.

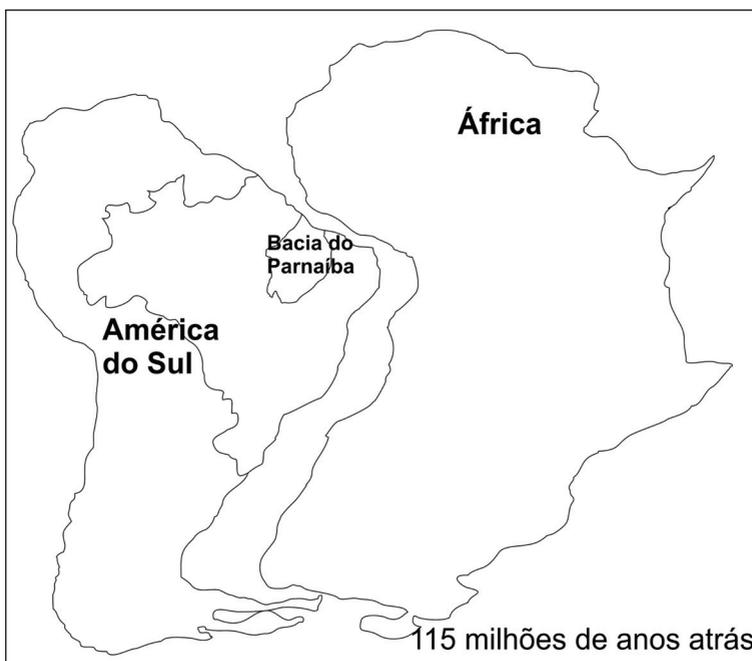


Figura 1.3 – Detalhe da separação da América do Sul da África há 115 milhões de anos, mostrando a localização da Bacia do Parnaíba, local de preservação da floresta do Tocantins.

Fonte: Rosiney Araújo Martins.

Existe relação entre a evolução dos seres vivos e os processos da crosta terrestre, dentre os quais se destacam o movimento (deriva) das placas tectônicas concomitantemente com

variações no nível do mar. Esses dois fatores exercem influência global no planeta e influenciam em mudanças de latitude e clima, proporcionando grandes extinções e inovações registradas nas passagens das eras geológicas (SANTOS; CARVALHO, 2009). Tais mudanças refletem respostas ecológicas locais caracterizadas por substituições de espécies e gêneros, que acompanham os processos evolutivos através do tempo geológico.

No caso específico da movimentação tectônica representada na figura 1.3, na região representativa da Bacia do Parnaíba, as mudanças tectônicas e as variações globais do nível do mar que causaram a abertura de novas passagens do mar, com aumento da circulação oceânica e da zona fótica (camada de água na qual há luz suficiente para a fotossíntese), provocaram maiores mudanças evolutivas na flora e fauna (Figura 1.4).

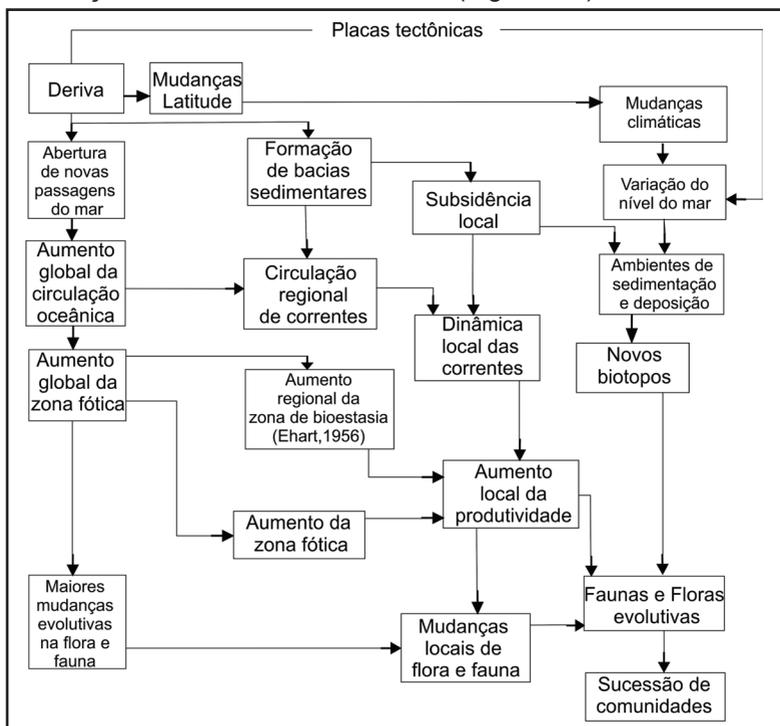


Figura 1.4 – A influência da Tectônica de placas no desenvolvimento de faunas e floras.

Fonte: (SANTOS; CARVALHO, 2009, p. 25). Autorizada pela CPRM.

Paralelamente, ocorreu a formação de bacias sedimentares (inclusive a do Parnaíba), associada à subsidência (afundamento) local da crosta e circulação, dinâmica de correntes e ambientes de sedimentação, culminando no aumento da produtividade, mudanças de flora e fauna e suas evoluções, expressas em sucessão de comunidades (Figura 1.4).

1.1 O TEMPO GEOLÓGICO

O tempo geológico é contado a partir da origem da Terra até os dias atuais e representa um intervalo de aproximadamente 4,6 bilhões de anos. Uma maneira didática que permite compreender um período tão extenso é compará-lo a um intervalo comum do nosso cotidiano, exemplificado por um ano de 365 dias. Neste caso, os eventos são registrados em datas correlacionáveis com o nosso calendário anual (Figura 1.5), tendo-se como datas de referência, até o meio do ano, a origem da Terra (1º de janeiro), o registro dos primeiros registros de seres vivos (27 de março), origem da fotossíntese (15 de junho) e o surgimento dos primeiros seres eucarióticos (24 de julho). Eventos importantíssimos são registrados em novembro, como a diversificação de forma de vida, destacando-se a origem das plantas de terra firme e dos anfíbios. Já na última semana, porém, o mês de dezembro contempla dois eventos marcantes na história da Terra, representados pelo surgimento e extinção dos dinossauros e a disseminação dos seres humanos no planeta, e separados por milhões de anos de diferença. Neste contexto, percebe-se a quase insignificância que representa o tempo de existência da espécie humana moderna na Terra (últimos 150 mil anos), registrada nas últimas horas do derradeiro dia do ano, ou seja, às 23h43min do dia 31 de dezembro, começa a história moderna da existência humana no nosso planeta.

A sequência de eventos relacionados com a história evolutiva da Terra está agrupada no tempo geológico que é subdividido em intervalos menores denominados de éons, eras, períodos, épocas e idade. Éon é um intervalo de tempo longo com duração indeterminada. Uma era geológica caracteriza um tempo específico de como os continentes, os oceanos e os seres vivos se distribuíam durante um intervalo conhecido, já o período é a

unidade fundamental do tempo geológico, sendo uma subdivisão da era (BRANCO, 2009). Há, ainda, a época, intervalo menor dentro de um período, e idade, que tem duração máxima de seis milhões de anos, sendo ainda a menor divisão do tempo geológico.

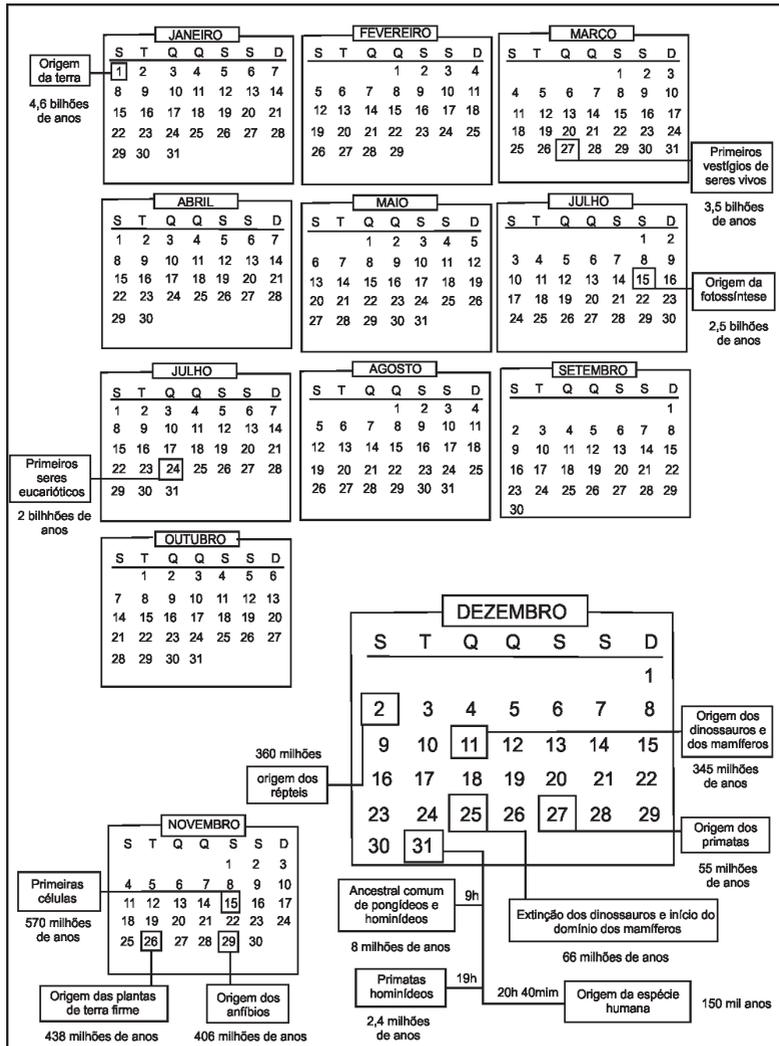


Figura 1.5 – O Tempo Geológico expresso em datas correspondentes ao calendário anual.

Fonte: Editora Moderna [200-?, p.20]

No quadro 1.1 são apresentados éons, eras e períodos que subdividem o tempo geológico, porém, ainda existem controvérsias entre os diferentes autores sobre a duração e até mesmo nomenclatura das eras e períodos.

Quadro 1.1 – Principais éons, eras e períodos do tempo geológico.

Éon	Eras	Períodos	Evento ou característica importante
Fanerozóico	Cenozóico	Quaternário Neogeno Paleogeno	De 65,5 Ma aos dias atuais. Surgem os mamíferos modernos. Mamíferos de grande porte, hominídeos primitivos, <i>Homo sapiens</i> (Neogeno) e homem moderno.
	Mesozóico	Cretáceo Jurássico Triássico	De 145,5 Ma a 65,5 Ma. Apogeu e extinção dos dinossauros e outras formas de animais e vegetais (Cretáceo). Presença de mamíferos, aves e plantas com flores (Jurássico). Mamíferos ovíparos (Triássico).
	Paleozóico	Permiano Carbonífero Devoniano Siluriano Ordoviciano Cambriano	Era que vai de 542 a 251 Ma. Grande diversificação evolutiva dos animais (Cambriano); surgimento dos peixes de água doce (Ordoviciano), plantas terrestres (Siluriano), insetos e anfíbios (Devoniano). Presença de grandes florestas (Carbonífero) e extinção de cerca de 95 % da vida na Terra (final do Permiano).
Proterozóico	Neoproterozóico	Ediacarano Criogeniano Toniano	De 1,0 Ga a 542 Ma. Importantes fósseis encontrados na Austrália (Biota Ediacarana), com animais multicelulares marinhos extintos a cerca de 700 milhões de anos atrás.
	Mesoproterozóico	Steniano Ectasiano Calymmiano	De 1,6 a 1,0 Ga. Surgiu a reprodução animal sexuada.
	Paleoproterozóico	Statheriano Orosiriano Rhyaciano Sideriano	De 2,5 a 1,6 Ga. Primeiros seres eucarionte (núcleo celular limitado por membrana).
Arqueano	Neoarqueano Mesoarqueano Paleoarqueano Eoarqueano		De 3,85 Ga a 2,5 Ga. Pequenas porções de terra e a atmosfera rica em CO ₂ e com pouco oxigênio. Formas de vida: procariontes (seres sem material genético delimitado por uma membrana) e cianobactérias (estromatólitos).

Fonte: BRANCO (2009), adaptada. Ga = bilhões de anos atrás; Ma = milhões de anos atrás.

Para se ter uma ideia da presença e evolução de floras ao longo da história da Terra basta observar as faixas negras apresentadas na figura 1.6. Tais barras representam (de baixo para cima) o aparecimento, expansão e extinção de alguns grupos da biota ao longo da história da Terra, desde os seres mais primitivos, representados por bactérias e algas do Proterozóico, até o surgimento do homem, já no Quaternário.

No geral, a vida no planeta teve como primeiros representantes as algas e bactérias, seguidas da explosão de seres invertebrados, a partir do período Cambriano da era Paleozóica (Figura 1.6). O aparecimento da biota é representado pelas extremidades inferiores das faixas negras, já a expansão máxima dos indivíduos coincide com os trechos mais largos e a extinção corresponde à porção superior das faixas.

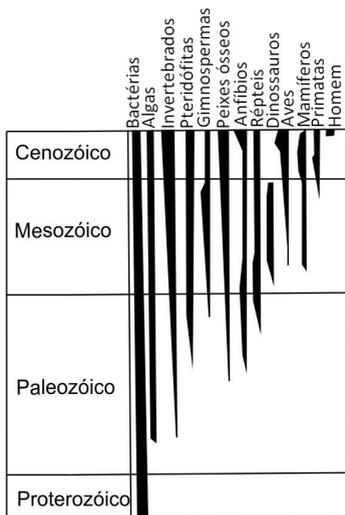


Figura 1.6 – Esquema representativo do aparecimento, expansão e extinção de diferentes biotas ao longo do Tempo Geológico.

Fonte: Adaptado de Salgado-LABORIAU (2003).

Quanto às plantas, percebe-se a presença de vegetais desde o Paleozóico, principalmente a partir do Siluriano, com destaque para as pteridófitas (primeiros vegetais a apresentar um sistema de vasos para conduzir nutriente), as gimnospermas (plantas com raízes, caule, folhas, flores e sementes, mas não

produzem frutos) e as angiospermas (plantas com frutos). Após o desenvolvimento das angiospermas houve a disseminação dos peixes, anfíbios, répteis, aves, mamíferos e seres humanos (SALGADO-LABOURIAU, 2003, p.30).

1.2 EVOLUÇÃO DAS PLANTAS E A PRESERVAÇÃO COMO FÓSSEIS

A história geológica da Terra tem 4,6 bilhões de anos, porém, as evidências de vida no planeta datam de 3,5 bilhões de anos, correspondendo à etapa de estabilização da crosta terrestre, resultante do esfriamento do planeta. O desenvolvimento da vida na Terra é marcado por registros de episódios de diversificação de seres vivos seguidos de extinção em massa, registrados por fósseis preservados. Os estromatólitos foram os primeiros registros de vestígio de vida no Pré-Cambriano e consistem de estruturas sedimentares, dispostas em finas camadas, geradas pela atividade de comunidades de microorganismos, principalmente procariontes fotoautotróficos, como as algas verdes e azuis (SCHOPF, 2006). As plantas evoluíram o longo do tempo geológico e, principalmente, entre os períodos Siluriano e Permiano (período de existência da antiga floresta tropical do Estado do Tocantins) apresentaram características evolutivas significativas (Figura 1.7).

A evolução das plantas é marcante a partir do momento em que passaram a colonizar os continentes e adquiriram maior porte e novos órgãos e a história evolutiva das mesmas está preservada em fósseis encontrados em diversas partes do mundo e que representam diferentes períodos de tempo. As plantas terrestres mais primitivas, que habitaram o planeta a partir do Paleozóico (período Siluriano), possuíam poucos centímetros de altura, consistindo em estruturas muito simples, formadas por eixos cilíndricos e lisos, bifurcados, com um pequeno sistema vascular central e sem verdadeiras folhas ou raízes (as pteridófitas). Dentro desse cenário de evolução das plantas, na flora permiana da Bacia do Parnaíba, destaca-se um gênero de samambaia comum no final do Carbonífero e início do Permiano, representada pelo gênero *Psaronius*.

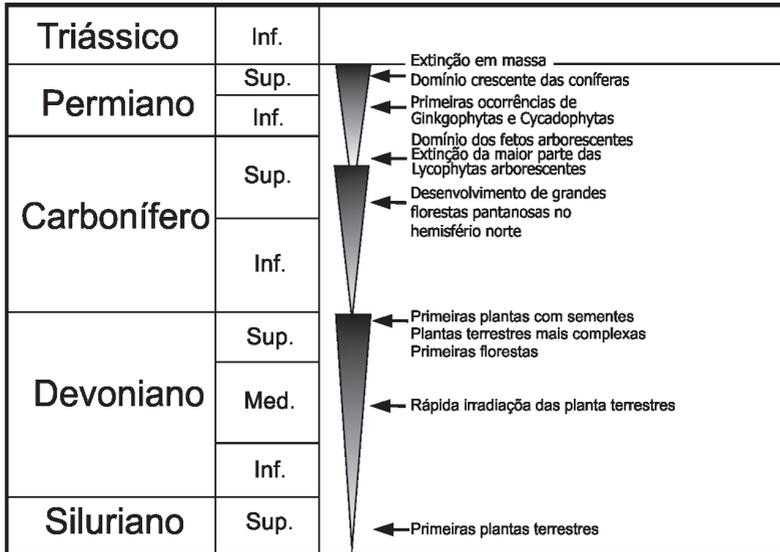


Figura 1.7 - Principais características evolutivas dos vegetais durante a era Paleozóica, representada pelos períodos Siluriano, Devoniano, Carbonífero e Permiano.

Fonte: Adaptada de Iannuzzi et al. (2002).

O gênero apresentava um conjunto de feixes vasculares envoltos por raízes aéreas, que propiciavam estabilidade e rigidez ao tronco, além de maior suprimento de nutrientes e podiam alcançar até 15 m de altura, ou seja, verdadeiras samambaias gigantes, pertencentes à classe filicopsida (Figura 1.8).

Os ancestrais das nossas floras atuais desapareceram como seres vivos do planeta, porém, parte deles foi preservada como fósseis encontrados em todas as partes do mundo, em rochas sedimentares de formações geológicas desde o Paleozóico. Vale ressaltar que a preservação de seres vivos envolve condições ambientais específicas que impeçam a decomposição da matéria orgânica ou que esta seja substituída paulatinamente por minerais estáveis ao novo ambiente. Em geral a fossilização é catalisada por um composto químico-biomineral já existente no próprio corpo do vegetal e/ou animal.

A fossilização resulta de processos naturais ocorridos, em geral, em ambientes subaquosos, representados por lagos, mares, estuários, pântanos, vales de rios, entre outros. É fundamental que os seres vivos sejam soterrados rapidamente, em ambiente com pouco oxigênio, para evitar a decomposição do organismo, permitindo que suas partes duras, como os caules, sejam substituídas por novos materiais (ex: minerais).

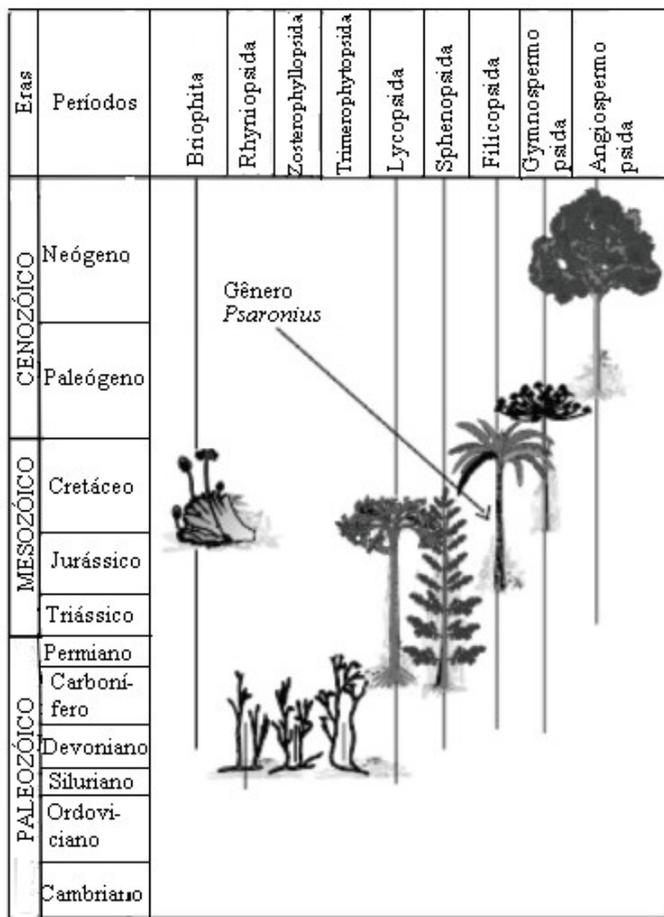


Figura 1.8 – Evolução das plantas terrestres ao longo do Tempo Geológico com destaque para o gênero *Psaronius*, pertencente à classe Filicopsida. Fonte: Adaptada de SANTOS; CARVALHO (2009, p. 23). Autorizada pela CPRM.

No caso dos vegetais, o processo de fossilização, também conhecido como petrificação, depende de condições específicas para se desenvolver e pode ser descrito de maneira simplificada. Em primeiro lugar, para se tornar um fóssil o vegetal precisa morrer e ser protegido da deterioração natural; portanto, é necessário que ele seja soterrado em ambiente com pouco oxigênio, como os pântanos, fundo de lagos, mares e oceanos. O soterramento pode ocorrer em regiões de atividade vulcânica, pelas cinzas expelidas dos vulcões, ou por sedimentos como argila, areia e cascalhos e deve ser rápido para inibir a proliferação de decompositores.

O sepultamento deve ser acompanhado pela presença de soluções químicas mineralizadas que inibirão a ação de microorganismos e, quando em contato com os vegetais, reagem quimicamente com os compostos constituintes da estrutura vegetal, resultando na formação de minerais ao longo das paredes porosas das células ou substituindo-as. A formação de minerais prossegue na superfície interna das paredes e atinge o lúmen da célula, o que resulta na preservação intacta da parede celular pelos minerais neoformados. Esse processo é denominado de permineralização e, geralmente, resulta em minerais ricos em sílica, dentre outros (FRAZIER; FRAZIER, 1995), como quartzo calcadônico. No geral, pequenos cristais crescem nos espaços deixados pela dissolução das paredes das células. Esses espaços criam uma cópia da morfologia da madeira em detalhes que podem ser vistos ao microscópio óptico. A preservação minuciosa da anatomia do vegetal é, sem dúvida, o que mais encanta nesses materiais que, muitas vezes, são retirados de seus locais de origem para serem comercializados e utilizados como objetos de decoração.

No século XV, o alquimista Basil Valentine já postulava a possibilidade de petrificar vegetais em laboratório, utilizando um agente silicificante formado por sílica pulverizada e sal, sendo esta ideia adotada por outros estudiosos (LEO; BARGHOORN, 1976). A origem do processo de fossilização de vegetais, ainda no século XIX, era explicada a partir de duas correntes teóricas: a Teoria da Substituição e a Teoria da Infiltração. A Teoria da Substituição considerava a preservação de vegetais a partir da substituição completa do tecido celular, sendo este totalmente decomposto no processo e a Teoria da Infiltração defendia não haver decomposição total dos tecidos vegetal durante o processo (ST JONES, 1927).

A Teoria da Substituição ou *Histometabasis* defendia que a madeira poderia ser preservada por “water geyser”, ricas em sílica, que matavam as árvores pela introdução da sílica na casca e, posteriormente, através de atração capilar esta penetrava completamente na madeira. Essa substituição ocorria molécula por molécula, assim resumida: [...] para cada partícula de matéria orgânica decomposta, uma partícula de mineral toma o seu lugar, até que toda a matéria orgânica seja substituída [...] (LECONTE, 1878 apud FRAZIER; FRAZIER, 1995). A Teoria da Infiltração assumia que o processo consistia na deposição de minerais, ao longo de cavidades e espaços intra e intercelulares, preservando forma e estrutura dos tecidos (ST JONES, 1927)

A preservação de vegetais envolve a presença de uma assembleia mineralógica variada, composta por silicatos (predominando os compostos de sílica, com destaque para o quartzo calcedônico e opala), carbonatos, sulfetos, sulfatos, óxidos e fosfatos (ADAMS, 1920). A permineralização de sílica no tecido de plantas é o modo mais comum de preservação de plantas, sendo o quartzo microgranular e a calcedônia os principais representantes da sílica, presentes em formações geológicas do Paleozóico ao Terciário (STEIN, 1982).

Em madeira opalizada de diversas localidades, é comum a presença da tridimita e, subordinadamente, cristobalita e quartzo (MITCHELL; TUFTS, 1973). Landmesser (1994) apresenta uma listagem das principais mineralizações presentes em vegetais fossilizados, destacando a facilidade destes materiais “atraírem” (catalisarem) minerais, principalmente como polimorfos e compostos de sílica. Arnold (1941 apud KAROWE; JEFFERSON, 1987) defende que a preservação de vegetais pela sílica (silicificação) representa um processo de infiltração, já que a natureza inerte de materiais celulares e sua diversidade de reações com possíveis solventes tornavam a substituição um processo pouco provável.

Os processos de infiltração celular ou *void filling* como caminho para a fossilização de vegetais foram defendidos por St Jones (1927), Sigleo (1979) e Stein (1982). Trabalhos experimentais confirmaram esta origem (DRUM, 1968a e b; LEO; BARGHOORN, 1976). Drum (1968a) silicificou parcialmente tecidos de betula, colocando-os em 5.000 a 10.000 ppm de metasilicato de sódio

(Na_2SiO_3) entre 12 e 24 horas, à temperatura ambiente (15 a 20° C). A matéria orgânica foi removida com ácido crômico. Sílica opalina, colocada no interior da parede celular, assumiu a réplica dos tecidos. Neste caso o material orgânico inicial foi preservado durante a mineralização.

Estudos sobre o processo de silicificação em ambiente do Recente realizados às proximidades de erupções, no Monte Santa Helena (KAROWE; JEFFERSON, 1987) mostraram que os dois estágios, definidos no modelo de Leo; Barghoorn (1976), ocorrem em ambiente vulcanoclástico moderno. O estágio inicial (impregnação) ocorre rapidamente no tempo geológico, pois vegetais soterrados em erupções de 1885 mostraram mineralização incipiente; já madeiras soterradas há 36000 anos B.P., mostraram impregnação na parede celular. Troncos vegetais silicificados com idade entre 40.000 e 10.000 anos são encontrados em sedimentos do sudoeste da região Amazônica.

Landmesser (1994) considera o processo envolvendo saturação e impregnação do vegetal pela sílica, sendo o início do processo marcado pelo encontro da sílica dissolvida com a madeira. O autor apresenta ainda propostas sobre assuntos ainda controversos que envolvem a questão, tais como, temperatura de ocorrência e as fontes de sílica. Devido atribuir dificuldade para a solubilidade da sílica a baixas temperaturas, os cientistas consideravam anteriormente que o processo envolvia temperaturas elevadas. O autor mostra que a formação de ágata ocorre a temperaturas geologicamente baixas, não ultrapassando 200° C e, provavelmente, a temperaturas inferiores a esta, além disso, a presença de compostos orgânicos em vegetais petrificados é uma evidência contrária à teoria que envolvia altas temperaturas no processo.

Segundo Faria Jr (1974) o suprimento de sílica envolvido no processo de fossilização de vegetais da Formação Pedra de Fogo, poderia ser interpretado como proveniente de uma fonte externa, composta de materiais terrígenos sujeitos às condições alcalinas, típicas de clima árido, capazes de promover a solubilidade da sílica e a transferência desta para a área de deposição. Estudos sedimentológicos (COIMBRA, 1983) mencionam sedimentos preexistentes como fontes de sílica e ainda fontes externas, representadas por rochas dos grupos Estrondo, Tocantins, Ceará e/ou Independência.

A preservação desses materiais envolve mecanismos ou condições variadas, sendo uma dessas formas a permineralização resultando numa assembléia mineralógica, representada pelo predomínio de compostos de sílica (principalmente quartzo e sua variedade calcedônia), além de carbonatos, sulfetos, sulfatos, óxidos e fosfatos (ADAMS, 1920; LANDMESSER, 1994).

1.3 FLORESTAS FOSSILIZADAS NO MUNDO

Florestas fossilizadas, também conhecidas como petrificadas, existem por todo o mundo e, desde o século passado, chamam a atenção tanto de leigos como de cientistas porque aguçam a curiosidade e o interesse científico registrado nos fósseis. Em diferentes países do mundo existem floras preservadas que são atrativos turísticos como acontece nos Estados Unidos (Arizona), Grécia (Kerasia), Argentina (Puerto Deseado), China (Anhui), Brasil (Ceará, Piauí, Rio Grande do Sul, Tocantins), dentre outros. É interesse fazer um passeio virtual ou presencial por esses verdadeiros patrimônios da natureza e adquirir conhecimentos sobre o tema, já que as diferenças não são apenas geográficas, mas de diversidade de fósseis e de idades; portanto, de histórias geológicas.

O ambiente geológico propício à preservação de fósseis é o sedimentar, no qual as rochas são formadas a partir da precipitação química e da deposição de detritos de outras rochas expostas à superfície terrestre, além do acúmulo de detritos orgânicos. A acumulação desses materiais ocorre em camadas sub-horizontais, superpostas em ordem cronológicas (Lei da superposição de camadas), em que as mais antigas estão sobrepostas pelas mais recentes. A presença de fósseis nessas rochas permite correlacionar camadas de mesma idade e localizadas em locais diferentes, já que determinado período de deposição e formação de uma rocha sedimentar pode ser definido pela presença de seres vivos representativos daquele período, ou seja, ao encerrar o ciclo evolutivo, aquele organismo já não era mais preservado junto com os sedimentos. Em diferentes locais do mundo, existiram diferentes ambientes sedimentares propícios à fossilização, permitindo-se definir períodos específicos de sedimentação, representados por unidades estratigráficas, conhecidas também como formações geológicas.

Os índios Navajos, antigos habitantes do Arizona e Novo México, acreditavam que os troncos fossilizados, presentes nos seus territórios, fossem ossos de um monstro chamado Yertzo e a lava endurecida na paisagem fosse o sangue do mesmo coagulado (BROWNNEN, 1976). O interesse científico nos vegetais fossilizados advém da grande quantidade de informações registradas nesses materiais, referentes à mineralogia, paleobotânica, geologia, sedimentologia, paleontologia e outras áreas das ciências naturais. Vale destacar ainda o significado comercial dos vegetais fósseis, já que desde o início deste século, o comércio de materiais gemológicos já havia despertado para o grande potencial econômico de ornamentos fabricados com esse tipo de matéria-prima (SCHNITZER, 1982).

Visitar uma floresta fossilizada significa interagir com um ambiente extinto, porém, preservado de forma impressionante na estrutura quase intacta do vegetal fossilizado que pode ser observada até ao nível microscópico. Há locais em que árvores inteiras com 40 m de altura são encontradas ainda hoje na sua posição vertical na forma fóssil, conhecida como madeira petrificada. Nos Estados Unidos destacam-se os troncos petrificados no “Petrified Forest National Park”, com grande quantidade e diversidade de espécies de vegetais fossilizados, que ocorreu durante o período Triássico de idade correspondente a 225 milhões de anos. O parque é admirado anualmente por milhares de visitantes que correm para ver essa verdadeira maravilha natural.

1.4 A BACIA DO PARNAÍBA

O nome Bacia do Parnaíba foi proposto por Derby (1884) sendo também denominada de Bacia do Maranhão e Bacia do Meio Norte do Brasil (AGUIAR, 1971; CUNHA, 1986; CUNHA; CARNEIRO, 1972; LIMA; LEITE, 1978; PETRI; FÚLFARO, 1983; MESNER; WOOLDRIDGE, 1964). Os autores utilizam esses nomes para descrever coberturas sedimentares, representativas do Cambriano ao Mesozóico, distribuídas numa área de aproximadamente 600.000 km², no Nordeste do Brasil, cuja coluna estratigráfica atinge 3.000 m de espessura.

Estudos sedimentológicos posteriores (GÓES, 1995; GÓES; COIMBRA, 1996), redefiniram limites e estratigrafia da bacia,

propostos pelos autores citados, e a área descrita anteriormente como Bacia do Parnaíba, passou a ser denominada Província Sedimentar do Meio-Norte do Brasil e está compartimentada em quatro diferentes bacias: Parnaíba, Alpercatas, Grajaú e Espigão Mestre (Figura 1.9). Assim, a Bacia do Parnaíba passou a ocupar uma área de 400.000 km², distribuída nos estados do Maranhão, Piauí, Tocantins e Ceará.

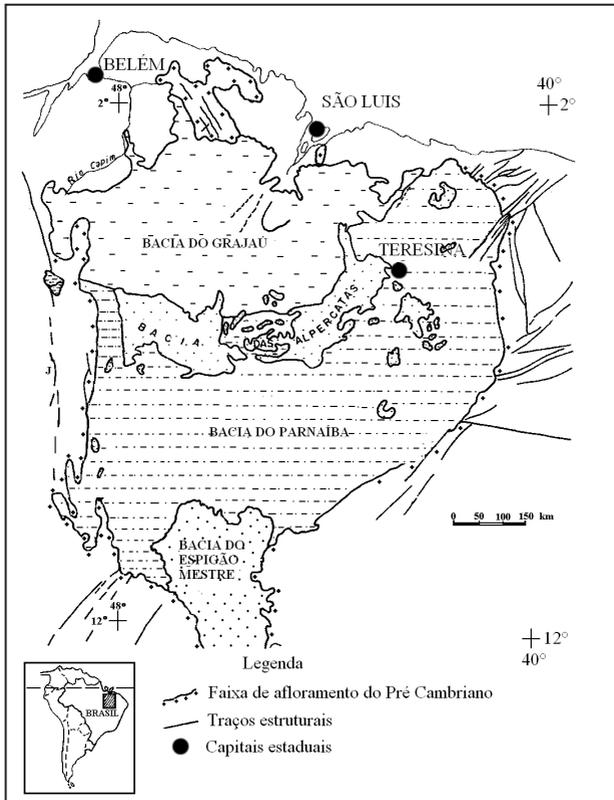


Figura 1.9 – A Bacia do Parnaíba dentro da Província Sedimentar do Meio-Norte do Brasil.

Fonte: Adaptada de GÓES (1995). Autorizada pela autora.

Na coluna estratigráfica da Bacia do Parnaíba são definidos três grandes ciclos deposicionais, denominados de grupos Serra Grande, Canindé e Balsas (Figura 1.10), representativos de rochas

sedimentares do Siluriano ao Triássico (GÓES, 1995; GÓES; COIMBRA 1996).

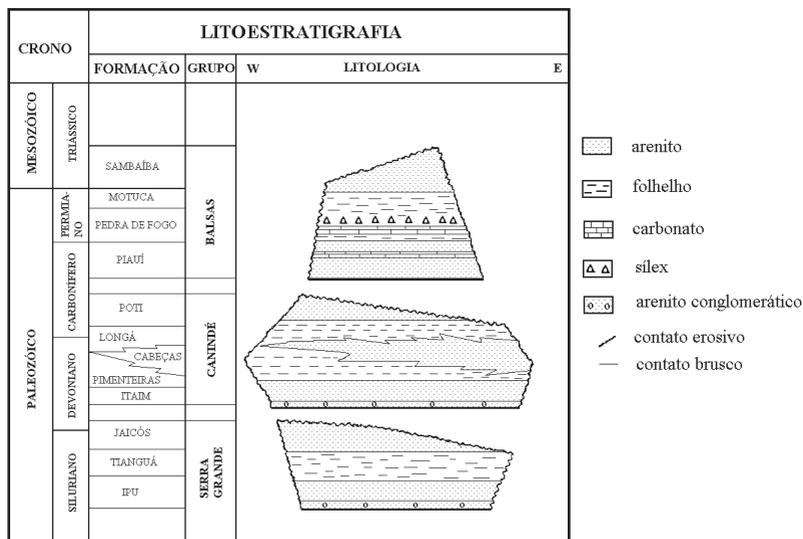


Figura 1.10 – Coluna estratigráfica da Bacia do Parnaíba.

Fonte: Góes (1995). Autorizada pela autora.

1.4.1 Os vegetais fossilizados da Formação Pedra de Fogo

A presença de troncos fossilizados no Tocantins foi registrada pela primeira vez na literatura científica por Plummer (1948 apud LIMA; LEITE, 1978). Ele os descreveu como troncos pertencentes ao gênero *Psaronius* e atribuiu a preservação destes à intensa precipitação de soluções ricas em sílica. Estudos de cunho mineralógico, micromorfológico e químico, nos troncos fossilizados da Bacia do Parnaíba ainda são incipientes, o que dificulta o melhor entendimento sobre como o processo de fossilização ocorreu nesta área brasileira. O presente trabalho, desenvolvido ainda no final dos anos 90, foi uma primeira tentativa de preencher esta lacuna.

A denominação Pedra de Fogo foi proposta por Plummer (1948 apud LIMA; LEITE, 1978) ao descrever camadas ricas em silix (quartzo calcedônico) e fósseis vegetais (*Psaronius*) silicificados (também quartzo calcedônico) aflorantes no vale do

rio Pedra de Fogo, no trecho compreendido entre as cidades de Pastos Bons e Nova Iorque. A formação Pedra de Fogo é caracterizada por uma sedimentação cíclica que compreende, da base para o topo, por arenitos amarelados, siltitos, calcários oolíticos, folhelhos esverdeados com restos vegetais, seixos de calcários, além de dolomitos vermelhos e anidrita (AGUIAR, 1971; PETRI; FÚLFARO, 1983).

A formação Pedra de Fogo aflora principalmente na faixa central da bacia do Parnaíba, estendendo-se para sul, leste e oeste, representada em cidades como Teresina, Balsas, Carolina e Araguaína (Figura 1.11).

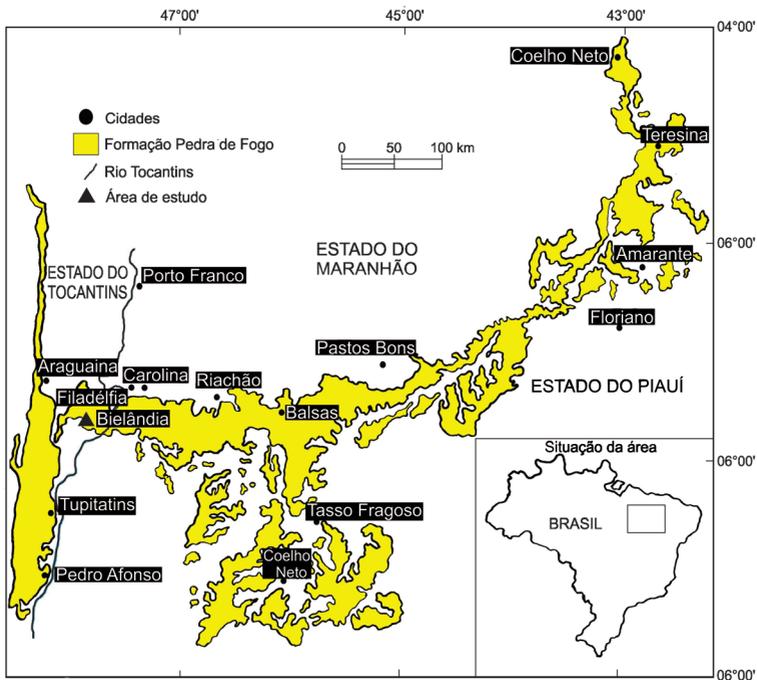


Figura 1.11 - Área de exposição da Formação Pedra de Fogo incluindo Bielândia (destacada com o triângulo), local da atividade de campo.

Fonte: Adaptada de Coimbra (1983).

Faria Jr (1979) dividiu a formação nos Membros Basal (intercalações de siltitos, folhelhos e bancos dolomíticos com concreções silicosas); Médio (arenitos, siltitos e/ou folhelhos e carbonatos com nódulos e concreções silicosas) e Superior (siltitos e folhelhos carbonáticos com nódulos e/ou concreções e níveis descontínuos de sílex). O Membro Superior é caracterizado ainda pela abundância de fósseis e *pellets*, com destaque para troncos vegetais fossilizados (*Psaronius*).

O ambiente deposicional foi interpretado por LIMA; LEITE (1978) como de natureza continental lagunar e fluvial, com contribuição eólica, incursões marinhas e ciclos evaporíticos, variando de oxidante a redutor com variações climáticas úmida a árida. Faria Jr. (1979) considerou o ambiente como marinho raso, restrito, do tipo epicontinental, variando de transicional deltaico a nerítico raso. Estudos geoquímicos realizados por Oliveira (1982), utilizando parâmetros B-V, Ga-B, B-K₂O, B-Ga-Rb e B, mostraram que a deposição da Formação Pedra de Fogo ocorreu predominantemente em ambiente de água doce com intercalações subordinadas de ambiente marinho. Análises sedimentológicas (COIMBRA, 1983) revelaram que os sedimentos da Formação Pedra de Fogo são pobremente selecionados e os dados de assimetria definiram ambiente de sedimentação em dunas litorâneas (fácies eólica), de praia e em planície de maré.

A formação Pedra de Fogo foi incluída por Cunha (1986) no conjunto das formações permocarboníferas, representativas de um ciclo deposicional ocorrido do Pensilvaniano ao Triássico, caracterizado por ambientes continentais, sob condições climáticas quentes, de extrema aridez, com ocasionais incursões marinhas. Na revisão estratigráfica desta formação, proposta por Pinto; Grossi (1986), os vegetais fossilizados foram posicionados na porção inferior da Formação Motuca, sotoposta à Formação Pedra de Fogo. Estudos posteriores confirmam tal conclusão (DIAS-BRITO et al. 2007, p.4).

A presença de troncos fossilizados é marcante ao longo de toda a extensão da Formação Pedra de Fogo, com destaque para as regiões próximas as cidades de Carolina e Filadélfia, onde foram encontrados troncos fossilizados de até 50 cm de diâmetro (LIMA; LEITE 1978). Quanto ao tipo de vegetação preservada, os autores interpretam como indicativa de uma flora permiana bem

desenvolvida, sob clima úmido, e o processo de fossilização seria resultante da ação de um pH alcalino sobre a região, provavelmente contemporâneo à litificação dos sedimentos em que ocorrem associados, evidenciado pela ausência de deformação, por compactação, nesses vegetais.

Coimbra; Mussa (1984) destacaram a presença de *Psaroniaceae* e descrevem famílias diferentes, representadas por *Calamitaceae*, *Cordaitaceae* e o morfogênero com caracteres de *Cordaitaceae* e *Taxaceae*. As *Calamitaceae*s poderiam indicar climas quentes, mostrando claramente sua dispersão e adaptação em zonas úmidas e alagadas (pântanos), limitando áreas litorâneas, lacustrinas e fluviais de climas úmido, tropical ou subtropical. Em trabalho posterior, Mussa; Coimbra (1987), os autores descreveram novas formas referentes aos gêneros *Cyclomedulloxylon* e *Cydadoxylon*.

1.4.2 Aspectos taxonômicos dos vegetais

Os vegetais são taxonomicamente agrupados em sete categorias sistemáticas principais denominadas, em sucessão descendente, reino (*regnum*), divisão (*divisio*), classe (*classis*), ordem (*ordo*), família (*familia*), gênero (*genus*) e espécie (*species*). Considerando esta classificação os vegetais fósseis mais conhecidos na Bacia do Parnaíba estão inseridos no reino *Plantae* (engloba todos os vegetais), divisão *Tracheophyta* (plantas vasculares), classe *Filicopsida* (fetos e seus parentes), ordem *Marattiales*, família *Psaroniaceae* e o gênero *Psaronius* (STEWART & ROTHWELL, 1993). A classe *Filicopsida* é composta por grandes grupos de plantas, com origem ainda no Devoniano, sendo que a ordem *Marattiales* teve seu apogeu a partir do Carbonífero Superior e durante todo o Permiano (Figura 1.12). Dentro desta ordem destaca-se a família *Psaroniaceae* e, nesta família, o gênero *Psaronius*.

A família *Psaroniaceae* ou *Asterothecaceae* (ARCHANGELSKY, 1970) é caracterizada por troncos de crescimento cônico, com menor desenvolvimento do cilindro lenhoso na base do que no topo. O aumento basal do diâmetro é devido ao desenvolvimento de parênquima fundamental e de raízes adventícias.

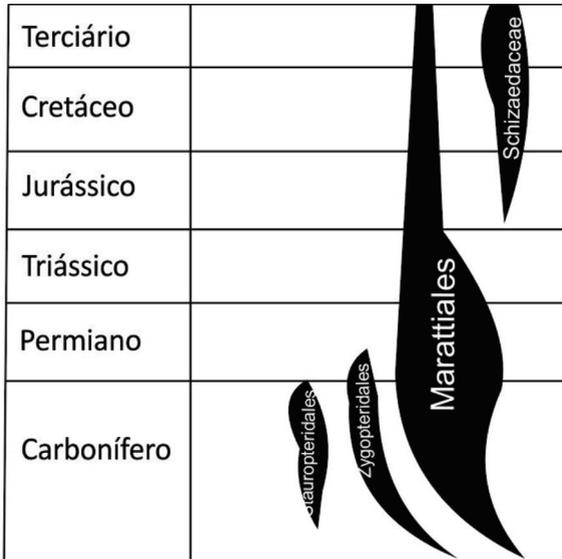


Figura 1.12 – Apogeu da ordem *Marattiales* na qual se destacou a família *Psaroniaceae* e dentro desta o gênero *Psaronius*, importante fóssil da Bacia do Parnaíba.

Fonte: Adaptada de Salgado-LABORIAU (2003).

O cilindro vascular central, onde se localizam os feixes vasculares, apresenta um desenvolvimento evolutivo que caracteriza diferentes gêneros, sendo o *Psaronius* identificado pela distribuição de massas vasculares do tipo dictiostelo, configurando formas complexas de poliestelos, ou seja, com vários estelos.

O gênero *Psaronius* foi estabelecido por Cotta (1832 apud MORGAN, 1959) para descrever fragmentos de caule de fetos de árvores, representativas do Carbonífero ao Permiano, cuja configuração do cilindro vascular central é do tipo dictiostelo policíclico. Segundo Morgan (1959), os *Psaronius* eram árvores eretas, desprovidas de ramos, contendo uma vasta copa apical composta de folhas arranjadas em fileiras verticais ou em espirais (Figura 1.13).

As folhas, ao caírem, deixavam grandes cicatrizes elípticas na superfície do caule, sendo a parte inferior deste recoberta com um manto de raízes adventícias, causando seu alargamento basal. A estruturação das raízes mostra desenvolvimento em

ambiente de pântano, juntamente com outros gêneros e famílias, tais como, *Calamitaceae* e *Cordaitaceae*. Semelhante ao que se observa em florestas tropicais, o ambiente do Paleozóico, em que essas plantas se desenvolveram, não apresentava significativas variações de temperatura e boa disponibilidade de águas com distribuição uniforme, o que perdurou até o Permiano. Fortes mudanças climáticas provavelmente se sucederam e causaram a extinção das *Psaroniaceae*, já que seus remanescentes não são encontrados em estratos mais jovens que o Paleozóico (MORGAN, 1959).

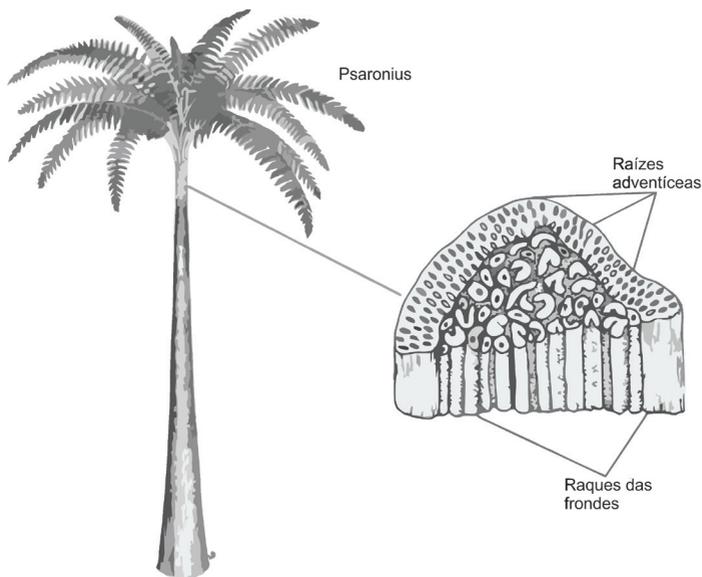


Figura 1.13 - Restauração de um *Psaronius* com aproximadamente 3 m de altura.

Fontes: Morgan, (1959) e Salgado-Lauboriatu (2003), com modificações.

Muitas espécies de *Psaronius* têm sido descritas no mundo, tais como: *Psaronius cottai* CORDA (ZITTEL, 1890), *Psaronius infarctus* UNGER (GOTHAN; WEYLAND, 1954), *Psaronius magnificus* (ROTHWELL; BLICKLE, 1982). Morgan (1959) apresenta uma expressiva lista de espécies americanas de *Psaronius*. No Brasil, a espécie mundialmente conhecida é o *Psaronius brasiliensis*, cujo tronco tem mais de 50 cm de diâmetro

(MORGAN, 1959; MORET, 1964; ARCHANGELSKY, 1970). Mussa; Coimbra (1987) citam esta espécie e ainda o *Psaronius arrojadoi*. Dentro da família *Psaroniaceae*, o gênero *Tietea* também se destaca na Formação Pedra de Fogo, representado principalmente pela espécie *Tietea singularis* (MORGAN, 1959; MUSSA; COIMBRA, 1987). Rothwell; Blicke (1982) destacam ainda as grandes variações estruturais, observadas da base para o topo dos *Psaronius*, sendo necessário um grande número de espécimes para identificá-los taxonomicamente.

CAPÍTULO 2

ESTUDOS ANALÍTICOS

Neste capítulo, serão apresentadas as técnicas analíticas empregadas no estudo de vegetais fossilizados da Bacia do Parnaíba, cujo principal objetivo foi desenvolver estudos morfoanatômicos, mineralógicos e químicos em amostras de fósseis.

Os estudos morfoanatômicos visaram à identificação dos tipos de órgãos dos vegetais que foram preservados à classificação taxonômica de acordo com as sete categorias sistemáticas principais definidas no Código Internacional de Nomenclatura Botânica (2000), denominadas de reino, divisão, classe, ordem, família, gênero e espécie. Foram realizadas descrições macro e microscópicas (microscopia óptica) de amostras de fósseis para visualizar o nível de preservação da anatomia da madeira após a fossilização.

Nos estudos mineralógicos também foram realizadas observações macro e microscópicas acrescidas da utilização de técnicas analíticas representadas pela difração de raios X (DRX), infravermelho (IV) e microscopia eletrônica de varredura (MEV). Essas técnicas foram empregadas para identificar os minerais formados no processo de fossilização e a distribuição (texturas) dos mesmos ao longo dos elementos anatômicos dos fósseis.

Análises químicas foram empregadas para determinar a composição tanto da amostra total como de diferentes elementos anatômicos identificados nos fósseis. Diferentes tecidos vegetais, identificados na microscopia óptica, foram separados para determinar a composição química para elementos maiores (por microsonda eletrônica) e vestígios de carbono e nitrogênio, admitidos como orgânicos. O trabalho foi realizado em duas etapas distintas, executadas no campo e em laboratório, com posterior interpretação e discussão dos dados obtidos.

2.1 ATIVIDADE DE CAMPO

A atividade de campo foi nos arredores da localidade de Bielândia, no Estado do Tocantins (coordenadas centrais: $7^{\circ}29'17''\text{S}$ e $47^{\circ}51'48''\text{W}$). A coleta das amostras de fósseis foi realizada nas fazendas Barra do Ouro (Ponto 1), Fortaleza (Ponto 2) e fazenda São João (ponto 3) dessa localidade (Figura 2.1). Na área de estudo, foram encontradas expressivas ocorrências de vegetais fossilizados, associados a diferentes litologias, representadas por argilitos, siltitos e arenitos, sendo marcante a presença de fragmentos grosseiros de concreções de calcedônia, dentre outros tipos de composição distribuídos ao longo de toda a superfície da paisagem local.

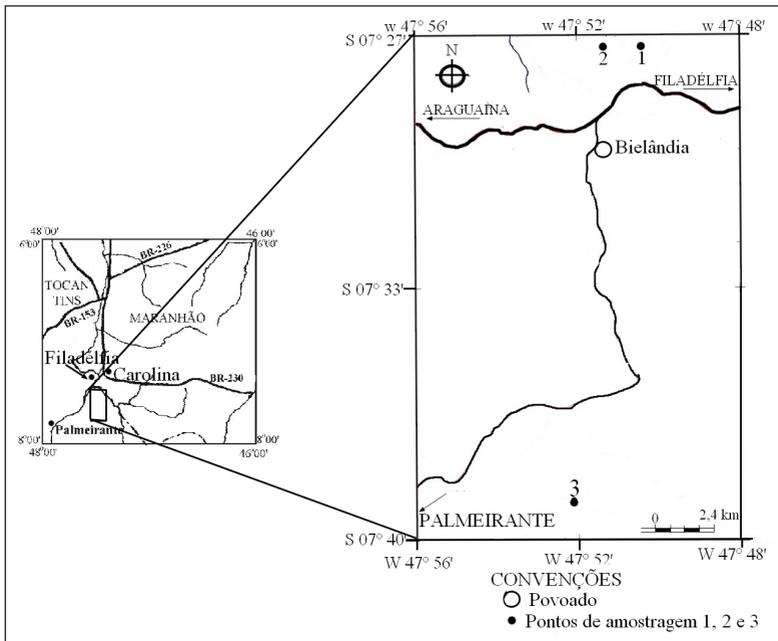


Figura 2.1 – Mapa de localização da área de estudo e dos pontos de coleta de fósseis.

Fonte: Rosiney Araújo Martins.

2.2 TRABALHOS DE LABORATÓRIO

Nos laboratórios, as amostras coletadas foram selecionadas e encaminhadas para estudos pormenorizados referentes à morfoanatomia, mineralogia e composição química. As principais atividades foram desenvolvidas de acordo com as etapas apresentadas a seguir.

2.2.1 Seleção das amostras para análises

As amostras coletadas foram agrupadas de acordo com suas semelhanças morfológicas (ex: formas cilíndricas, achatadas, alongadas) e anatômicas (vestígios da estrutura do vegetal) observadas à vista desarmada e com o auxílio de lupas (bolso e binocular). Após a definição de diferentes estruturas vegetais, utilizou-se a lupa binocular para separar essas estruturas em frações menores, definidas a partir de contrastes texturais e de coloração visíveis em amostras de mão. As frações foram isoladas manualmente, utilizando-se pinças e agulhas (porções menos resistentes), ou fragmentando-se o material até se obter um produto mais puro possível (porções muito coesas). Porções de tecidos foram ainda subdivididas em frações menores, devido apresentarem variações internas de coloração. Foram separadas dezessete frações distintas, representativas de quatro amostras, para caracterização por DRX e IV. Para a seleção das amostras foram utilizadas lupa de bolso (aumento de 10x) e a lupa binocular Stem/Sv 11 / Zeiss.

2.2.2 Estudos morfoanatômicos

Consistiram da descrição macroscópica das dezessete amostras de vegetais fósseis, visando à identificação do tipo de órgão vegetal (ex: raiz, caule, folha, flor e fruto) e seus respectivos elementos anatômicos (tecidos) preservados após a fossilização. O tipo de estelo presente, ou seja, a configuração do sistema vascular da planta permitiu a identificação de caules e raízes, já a forma externa, semelhante a galhos, caracterizou a presença de fragmentos de pecíolos. Encerradas as observações com o auxílio de lupa e estereomicroscópio, as dezessete amostras foram encaminhadas para estudos microscópicos realizados com

o auxílio do microscópio petrográfico. Foram confeccionadas trinta e quatro lâminas delgadas representativas de cortes transversais e longitudinais à estrutura preservada do vegetal.

Ao microscópio foram identificados elementos anatômicos minuciosamente preservados no processo de fossilização, representados por tecidos, essenciais para a classificação taxonômica proposta. É importante frisar que, no caso específico deste livro, o objetivo principal dos estudos morfoanatômicos foi mostrar somente a nitidez da preservação da estrutura vegetal, após a planta ser soterrada e passar por todo um processo de fossilização, não cabendo considerações mais aprofundadas sobre o desenvolvimento do processo. O microscópio óptico utilizado foi o Axiolab Pol-Zeiss - Polarizind Microscope. As fotomicrografias foram obtidas com câmera MC 200 Chip, acoplada tanto ao microscópio como à lupa binocular nas dependências do Laboratório de Mineralogia-Gemologia da UFPA.

2.2.3 Estudos mineralógicos

O mesmo conjunto de lâminas delgadas utilizadas nos estudos morfoanatômicos serviu para a identificação microscópica de minerais (estudos petrográficos) que, juntamente com análises por DRX, IV e MEV, completaram os estudos mineralógicos realizados nos fósseis. Considerando-se a importância de tais técnicas no cotidiano dos laboratórios que trabalham os diferentes segmentos da mineralogia e das geociências, de um modo geral, será apresentada uma breve fundamentação teórica sobre a aplicabilidade das mesmas e como foram empregadas especificamente neste trabalho.

2.2.3.1 Estudos petrográficos

Objetivaram a identificação dos minerais que se formaram a partir do processo de fossilização e a distribuição (texturas cristalinas) dos mesmos ao longo dos elementos anatômicos. Utilizou-se a microscopia óptica de luz transmitida, por se tratar de minerais transparentes, que são atravessados pela luz branca do espectro visível. O microscópio é um equipamento que permite a identificação de minerais com base nas suas propriedades ópticas e é constituído fundamentalmente pela associação de duas lentes

convergentes (objetiva e ocular) que são montadas em posições fixas nos extremos opostos de um tubo de metal de comprimento l (NARDY; MACHADO, 2002), conforme mostra a figura 2.2.

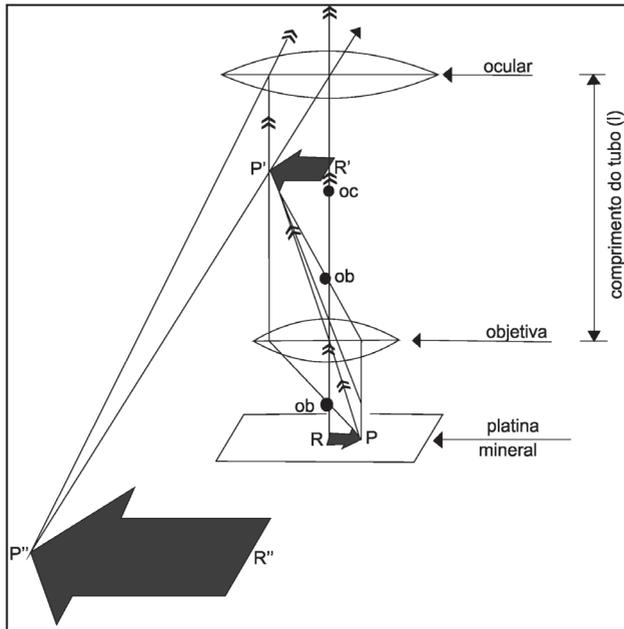


Figura 2.2 – Esquema do princípio de funcionamento do microscópio petrográfico à luz transmitida.

Fonte: Adaptado de Nardy; Machado (2002).

A objetiva forma uma imagem real aumentada do mineral (PR) que está sendo examinado, o qual se posiciona a uma distância menor do que a distância focal da ocular (oc). Assim, a imagem real obtida pela objetiva (P'R') é aumentada quando vista através da ocular, como uma imagem virtual (P''R'').

O microscópio foi empregado para a descrição das trinta e quatro lâminas delgadas utilizadas nos estudos morfoanatômicos. Os estudos permitiram a identificação da assembléia mineralógica resultante do processo de fossilização e a sua distribuição ao longo das estruturas dos tecidos vegetais identificados. O equipamento utilizado foi um microscópio petrográfico Axiolab pol-Zeiss-

Polarizing Microscope (Figura 2.3), com câmera fotográfica (MC 200 Chip) acoplada, pertencente ao Laboratório de Mineralogia-Gemologia do atual Instituto de Geociências da UFPA.



Figura 2.3 – Microscópio petrográfico utilizado para a identificação de minerais com base nas propriedades ópticas.

Fonte: Marcondes Lima da Costa.

2.2.3.2 Difração de Raios X (DRX)

A difratometria de raios X (método do pó) foi empregada para identificar os minerais com base na estrutura cristalina e na obtenção do grau de ordem e desordem do quartzo (índice de cristalinidade). Empregou-se essa técnica tanto para amostra total (dezessete análises) de vegetais fossilizados como para as dezessete frações separadas com a lupa binocular. Também foram analisadas as quatro amostras totais da sucessão litológica local (argilito, siltitos e folhelho), tanto para obter a mineralogia de amostra total como da fração mais fina (argilosa), analisada sob condições normais, glicoladas e aquecidas.

Os minerais são substâncias cristalinas homogêneas que apresentam estrutura interna constituída por um arranjo atômico ordenado segundo um padrão geométrico regular (KLEIN; HURLBUT JR, 2001). O arranjo interno ordenado é específico para os diferentes minerais e pode ser registrado em gráfico, denominado difratograma, como resultado da interação de uma pequena amostra do mineral pulverizado (< 1 g) com ondas na frequência de raios X, geralmente entre $0,70$ e $2,30$ Å (NEUMANN et al. 2004). No geral, a técnica consiste no bombardeio do pó da amostras de mineral por feixes de raios X provenientes de elétrons acelerados por alta voltagem. Parte do feixe de raios X é difratada em cada plano do retículo cristalino do mineral (Figura 2.4), provocando uma interferência construtiva que é detectada por um contador de radiação e registrada como um gráfico (difratograma).

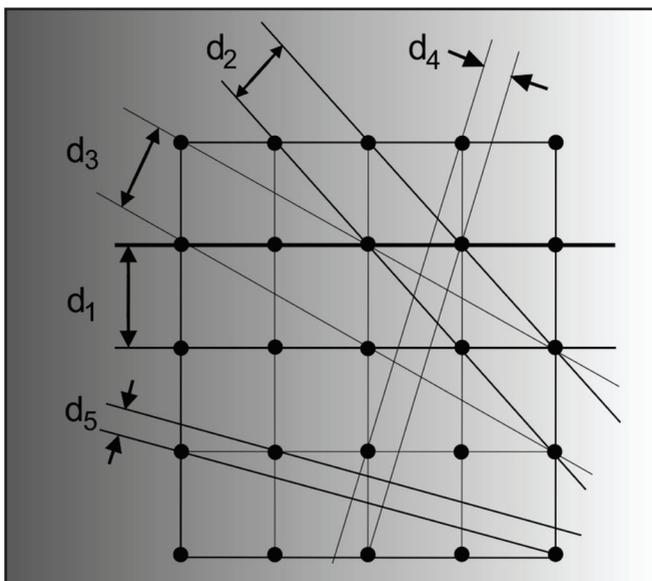


Figura 2.4 - Corte num retículo esquemático e representação de diversos planos de repetição das respectivas distâncias interplanares, detectáveis por difração de raios X.

Fonte: Adaptado de Neumann et al. (2004).

A identificação do mineral é obtida pelo emprego da equação de Bragg ($n\lambda = 2d\text{sen}\theta$), onde n é um número inteiro correspondente à ordem de difração dos raios, λ é o comprimento de onda dos raios atômicos difratados no retículo, d é a distância dos átomos ou da rede de planos cristalinos (distância interplanar) e θ é o ângulo oblíquo de incidência dos raios X na amostra. Na figura 2.5, é apresentado um esquema simplificado da configuração básica de um difratômetro de raios X, para a realização de análises pelo método do pó. A amostra do pó do mineral é posicionada horizontalmente e equidistante das fontes de raios X e do detector.

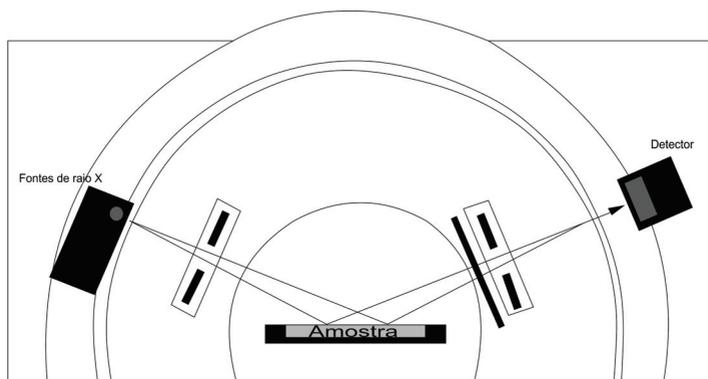


Figura 2.5 - Representação esquemática de um difratômetro de raios X básico para o método do pó.

Fonte: Adaptado de Neumann et al. (2004).

Para serem analisadas por DRX, as amostras foram pulverizadas manualmente em gral de ágata e reduzidas a fração inferior a 200 *mesh*. Todos os difratogramas de DRX foram obtidos com auxílio de um difratômetro da marca PHILLIPS, modelo PW 3710, com tubo de anodo de Cu radiação $k\alpha = 1,54060$ e filtro de Ni (Figura 2.6). Os difratogramas foram obtidos no intervalo de 5° a 70° (2θ). No gerador de raios X, utilizou-se tensão de 45 kV e corrente de 40 mA. Na interpretação dos difratogramas, utilizaram-se os *softwares* APD-Phillips.

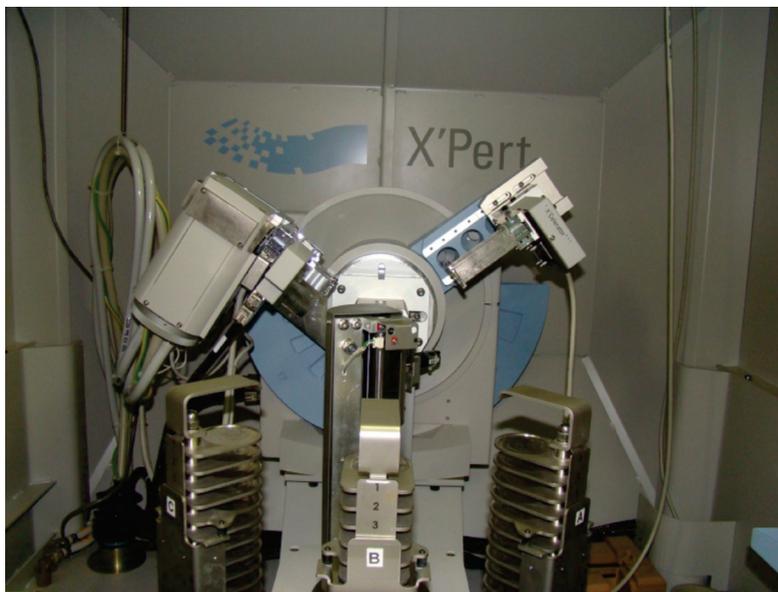


Figura 2.6 – Detalhe da parte interna do difratômetro de raios X utilizado em análises mineralógicas.

Fonte: Marcondes Lima da Costa.

Após a identificação da mineralogia presente nos fósseis e na sucessão litológica, os estudos prosseguiram com a determinação do grau de ordem e desordem do mineral quartzo. A determinação desse parâmetro é importante para comparar a idade dos fósseis já que o mesmo varia de acordo com o tempo geológico, caracterizado pelo aumento do grau de ordem interna com o acréscimo da idade, ou seja, maior ordenamento significa idade mais antiga. O índice de cristalinidade do quartzo foi calculado para as dezessete frações já separadas e o procedimento adotado é descrito em Murata; Norman (1976), que utilizaram o grau de resolução da reflexão (212) parte de um conjunto de reflexões, desenvolvidas em quartzo de alta cristalinidade, denominadas *quintuplet*.

A determinação do grau de ordem e desordem (antes denominado grau de cristalinidade) foi obtida a partir dos difratogramas de raios X e consistiu na divisão da altura **a**, do pico $2\theta=67,74^\circ$ (anodo de cobre), pela sua altura total **b**, determinada

acima do background **c** (Figura 2.7). O quociente foi multiplicado por 10, para converter números decimais em inteiros. O resultado foi multiplicado por um fator F (calculado a partir de um padrão de quartzo hialino), a fim de expressar valores numa escala de 10. A equação utilizada para todas as amostras foi:

$$\text{Grau de ordem e desordem (índice de cristalinidade)} = \frac{10aF}{b}$$

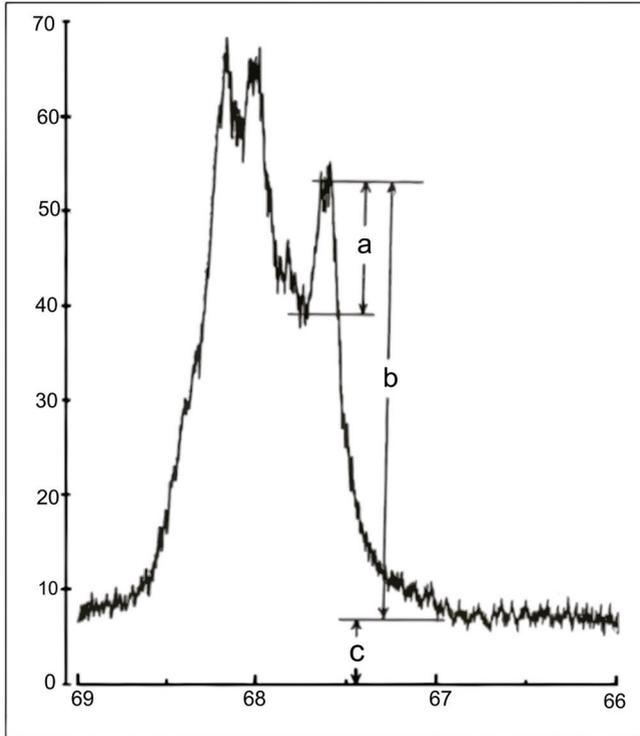


Figura 2.7 - O *quintuplet* 2θ 68° (anodo de cobre) utilizado para o cálculo do grau de ordem e desordem (índice de cristalinidade) do quartzo. Fonte: Adaptado de Murata; Norman (1976).

Os valores de grau de ordem e desordem foram comparados com a sequência de gráficos apresentada na figura 2.8, que mostra a delimitação dos picos dos difratogramas de acordo com o ordenamento, ou seja, valores abaixo de 1,0 representam

grau de desordem máximo expresso por um pico aberto e mal delineado. Já valores acima de 7,2 definem todas as reflexões do *quintuplet* indicativas de elevado grau de ordenamento.

No estudo do índice de cristalinidade por DRX, os feixes de raios X foram emitidos no intervalo (2θ) de 66° a 69° (anodo de cobre), corrente de 20 mA, tensão 45 kV e tempo de exposição de cada amostra igual a 12 minutos. Um cristal de quartzo hialino, proveniente do município de Marabá-PA, foi utilizado como padrão para o cálculo.

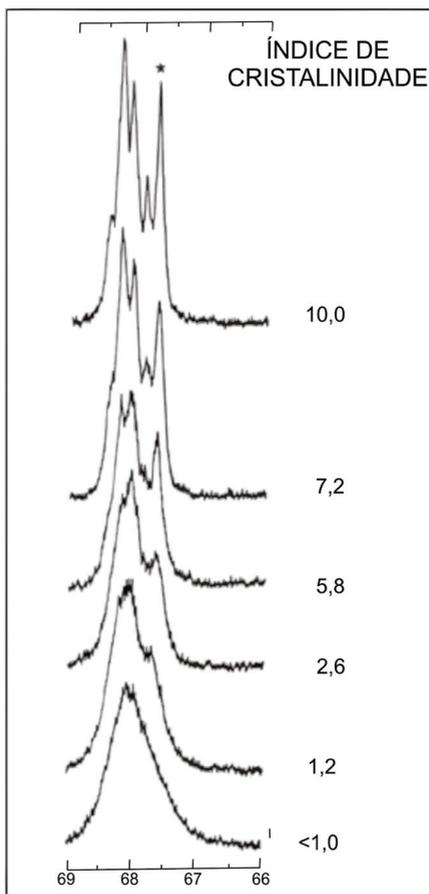


Figura 2.8 – Variações do grau de ordem e desordem mostrando desordem ($<1,0$) e ordenamento máximo ($=10,0$).

Fonte: Adaptado de Murata; Norman (1976).

2.2.3.3 Espectroscopia de Absorção no Infravermelho - IV

A técnica de espectroscopia de absorção no infravermelho foi utilizada para distinguir grupamentos radicais iônicos nos minerais a partir de espectros de infravermelho dos minerais analisados em dezessete amostras. No caso específico dos compostos de SiO_2 , a técnica é consistente devido a apresentarem espectros de absorção distintos, como resposta a estruturas cristalinas diferentes (LYON, 1967). Os espectros foram registrados na região entre 4.000 e 400 cm^{-1} , em pastilhas de brometo de potássio (KBr) compostas de $0,07 \text{ mg}$ da amostra e 200 mg de KBr. O equipamento analítico utilizado nos dois estudos foi um Pelkin Elmer FT-1760X do atual Instituto de Geociências da UFPA (Figura 2.9).



Figura 2.9 – Equipamento utilizado em análises de espectroscopia de infravermelho.

Fonte: Marcondes Lima da Costa

2.2.3.4 Microscopia Eletrônica de Varredura-MEV/ Sistema de Energia Dispersiva-SED

A técnica foi empregada para observar a micromorfologia das formas cristalinas da sílica presentes nos tecidos vegetais. Um feixe de elétrons incide sobre a amostra e os elétrons retroespalhados sobre a superfície do material são captados e projetados como imagens de alta magnificação. Além de gerar imagens, o feixe eletrônico produz raios X fluorescentes, emitidos

pelos elementos químicos presentes nos minerais, permitindo a realização de microanálises segundo o método de energia dispersiva.

O MEV é constituído por canhão de elétrons, sistema de demagnificação (redução do diâmetro do feixe eletrônico), unidade de varredura, câmara de amostra, sistema de detectores e sistema de visualização da imagem (Figura 2.10).

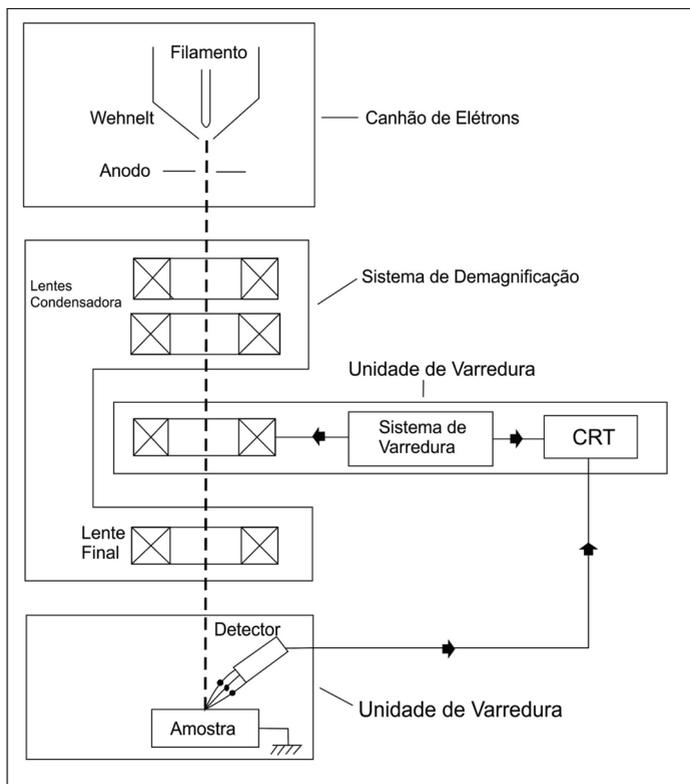


Figura 2.10 - Representação esquemática dos componentes do Microscópio Eletrônico de Varredura.

Fonte: Adaptado de Maliska (2008).

Na microscopia eletrônica de varredura, os sinais de maior interesse para a formação da imagem são os elétrons secundários e os retroespalhados. Esses sinais sofrem modificações de acordo

com as variações da superfície, à medida que o feixe de elétrons primários vai varrendo a amostra. Os elétrons secundários fornecem imagem de topografia da superfície da amostra e são os responsáveis pela obtenção das imagens de alta resolução, já os retroespalhados fornecem imagem característica de variação de composição (MALISKA, 2008). Quatro amostras de vegetais fossilizados, das quais foram separadas as dezessete frações menores, foram analisadas por MEV. Foram selecionados fragmentos de aproximadamente 1 cm³, metalizados com película de ouro de espessura de 20 nanômetros.

As análises foram realizadas no Laboratório de Fitopatologia da Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária/EMBRAPA - Amazônia Oriental, utilizando-se um microscópio Jeol-JSM-5400 LV e câmera de metalização Jeol-JFC-1500, desprovido de SED. Duas amostras foram estudadas em MEV/SED, JEOL - 6300 da Universidade de Halle, em Halle-Alemanha, semelhante ao apresentado na figura 2.11, onde foram realizadas imagens e análises químicas semiquantitativas.



Figura 2.11 – Microscópio eletrônico de varredura utilizado para obtenção de imagens.

Fonte: Marcondes Lima da Costa.

2.2.4 Análises Químicas

2.2.4.1 Análises por Microsonda Eletrônica

Análises por microsonda eletrônica foram realizadas em três amostras de vegetais fossilizados, das quais foram retiradas as dezessete frações dos tecidos, para os seguintes componentes: SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , CaO , Na_2O , K_2O , MgO , MnO , TiO_2 , SrO , NiO e BaO , totalizando cinquenta e cinco pontos. A microsonda eletrônica é um instrumento de análise química em escala micrométrica, permitindo a detecção de pequenas variações de composição dentro de um cristal individual. Dois componentes fundamentais compõem a microsonda eletrônica moderna: elétron-sistema óptico e os espectrômetros de raios X. O elétron-sistema óptico consiste de um canhão de elétrons e uma série de lentes magnéticas e aberturas para focalizar um feixe de elétrons sobre a amostra (Figura 2.12).

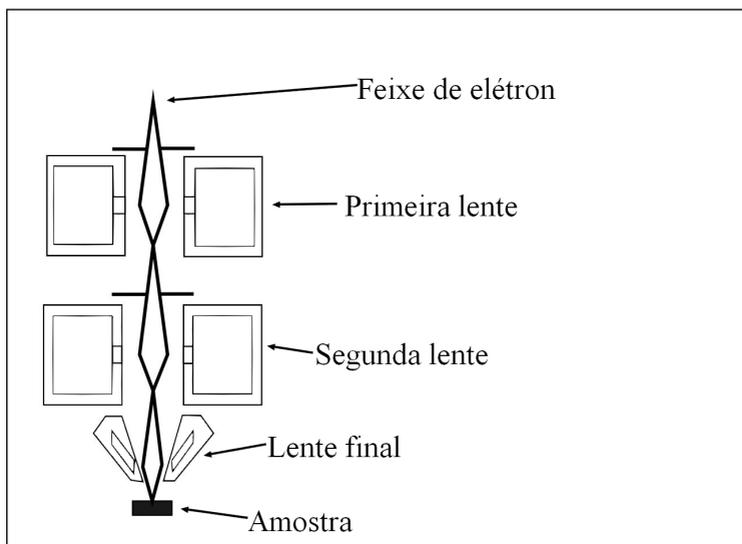


Figura 2.12 – Esquema do princípio de funcionamento da coluna óptica-eletrônica da microsonda.

Fonte: Adaptada de Reed (1996).

As análises foram realizadas em lâminas delgadas, polidas e metalizadas com carbono. O objetivo principal foi determinar a composição química dos materiais, com base nos elementos maiores que ocorrem na natureza. O equipamento utilizado foi uma microsonda modelo Cameca SX 50.

2.2.4.2 Determinação de Carbono e Nitrogênio Elementar

Estes dois elementos foram analisados em cinco frações dos vegetais que apresentaram bandas de matéria orgânica nítidas, no espectro de infravermelho. Utilizou-se um analisador de CHN, Hewlett Packard, modelo 185, dotado de microbalança eletrônica Cahn, modelo G com capacidade de 100-0,001 mg e um registrador Honeywell, modelo 16. O catalisador utilizado foi do tipo $\text{MnO}_2\text{-WO}_3$ (2:1). As análises foram realizadas no laboratório da INGEOMINAS na Colômbia. A partir dos dados analíticos, calculou-se o percentual de matéria orgânica, multiplicando-se a constante 1,724 pelo valor do carbono elementar obtido. O objetivo principal dessas análises foi identificar a presença de compostos orgânicos, remanescentes do vegetal vivo, que são importantes na discussão sobre o desenvolvimento do processo de fossilização.

CAPÍTULO 3

OCORRÊNCIA GEOLÓGICA DOS TRONCOS VEGETAIS FOSSILIZADOS

Nos locais de coleta das amostras predomina um relevo representado por morros ondulados com desnível médio aproximado de 30 m e extensão lateral em torno de 250 m. No nível de base deste relevo, há acumulação de materiais resultantes da desagregação das litologias que constituem as formas de relevo de maior amplitude, caracterizando acumulações de detritos grosseiros (Figura 3.1).



Figura 3.1 - Morros ondulados, característicos do relevo nível de base, presente nos arredores de Bielândia-TO. Na base há acumulação de detritos grosseiros distribuídos na parte inferior da fotografia.

Fonte: Rosiney Araújo Martins.

A vegetação é típica do cerrado, predominando árvores de pequeno a médio porte, acompanhadas de plantas lenhosas de troncos retorcidos, além de vegetação rasteira e palmeiras. A vegetação rasteira é comum nas áreas mais rebaixadas do relevo de menor amplitude, recobrimdo os morros. As palmeiras ocorrem principalmente ao longo das drenagens, onde são comuns espécies como o buritizeiro e a macaubeira, que superam 6 m de altura.

A drenagem tem como principal representante o Rio Tocantins e parte de seus afluentes. Na área estudada, a drenagem é composta por córregos perenes e temporários, que abastecem a população local. As litologias aflorantes na área e que sustentam os morros compreendem uma sucessão litológica granodécrescente ascendente, com predominância de arenito parcialmente silicificado na base, seguido por siltitos e argilitos no topo, os quais são cobertos por colúvios. Nesta sequência encontram-se níveis de sílex que quando aflorantes sustentam o topo dos morros. Associados a estes se encontram troncos de vegetais fossilizados em toda a extensão (Figura 3.2).

As melhores exposições da sucessão litológica foram observadas nas fazendas Barra do Ouro (ponto 1) e São João (ponto 3), na forma de morros com aproximadamente 25 m de desnível. Na Fazenda Fortaleza (ponto 2) os afloramentos são menos frequentes e situados sobre uma porção mais arrasada do relevo local. Os vegetais fossilizados mostraram variações morfológicas e diferentes níveis de fragmentação de acordo com a litologia associada.

25m

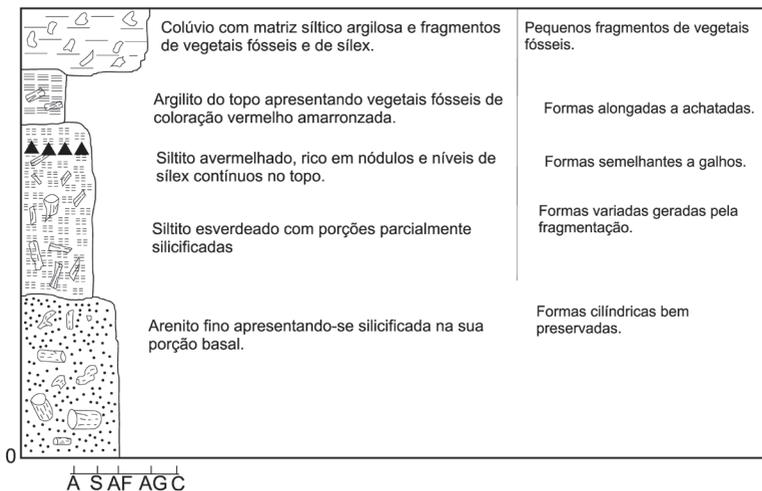


Figura 3.2- Sucessão sedimentar aflorante na área estudada, apresentando litologias com diferentes morfologias dos vegetais fossilizados. A=argila, S=silte, AF=areia fina, AG=areia grossa, C=cascalho.

Fonte: Rosiney Araújo Martins.

O arenito basal é fino e a coloração varia de amarelado a avermelhado silicificado na base, quando se apresenta muito compacto com granulometria média, e menos consolidado na porção superior, onde a granulometria é fina. Os melhores afloramentos ocorrem nos pontos 1 e 3, onde atingem mais de 10 m de espessura. Encontra-se em contato abrupto com o siltito superior. Nesta rocha os fósseis são mais abundantes e mostram-se melhor preservados tanto os elementos anatômicos macroscópicos como as dimensões mais expressivas. São comuns formas cilíndricas (Figura 3.3) de diâmetro superior a 20 cm e comprimento médio de 30 cm. A superfície externa exhibe estriações retilíneas a levemente onduladas.

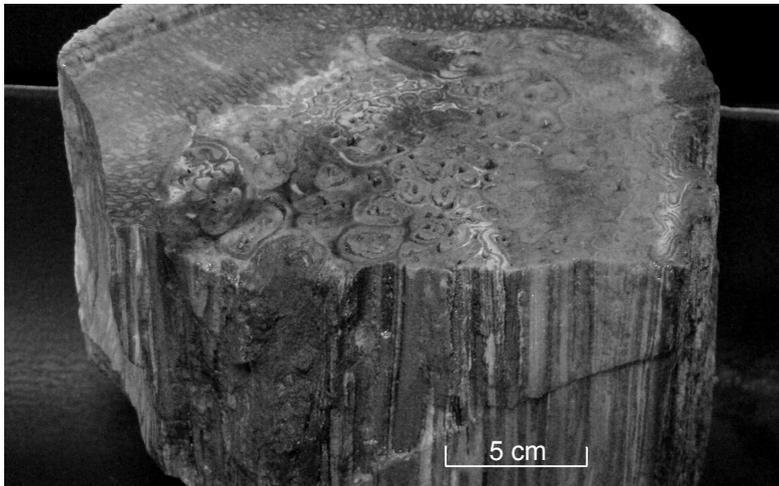


Figura 3.3 – Parte de tronco vegetal fossilizado com forma cilíndrica, comum no arenito basal.
Fonte: Ronaldo Diniz.

O siltito de coloração esverdeada recobre o arenito basal e apresenta espessura média de 5 m. É comum a presença de nódulos e concreções de sílica (calcedônia) associadas. Os vegetais fossilizados encontram-se mais fragmentados que no arenito basal, sendo menos abundantes (Figura 3.4). São raros cilindros perfeitos e, quando presentes, são facilmente rompidos. As estriações superficiais tendem a desaparecer e os fragmentos adquirem superfícies praticamente polidas.



Figura 3.4 - Fragmentos de troncos vegetais fossilizados distribuídos no siltito esverdeado. Esses fósseis tendem a apresentar superfície lisa.

Fonte: Rosiney Araújo Martins.

O siltito avermelhado encontra-se sobreposto em contato abrupto com o siltito esverdeado, cuja espessura média é de 8m no ponto 1. Na porção superior ocorrem níveis contínuos de sílex. É marcante ao longo desta litologia a presença de pequenos fragmentos vegetais fossilizados, semelhante a galhos (Figura 3.5).

O diâmetro médio não ultrapassa 6 cm e comprimento máximo de 20 cm. Esses fragmentos mostram superfícies lisas com aspecto polido e preservação incipiente da estrutura vegetal.

No topo da sequência ocorre argilito de coloração amarelada a esbranquiçada, pouco consolidado, com espessura em torno de 2,5 m, aflorando apenas no ponto 2, coincidindo com as porções mais rebaixadas do relevo local. Poucos troncos vegetais fossilizados ocorrem associados ao argilito e, quando presentes, mostram-se diferentes dos mais abundantes, sendo caracterizados pela coloração vermelho amarronzada, predominante na parte mais central do maior comprimento, associada com coloração esbranquiçada e escura, esta última mais evidente na superfície externa dos exemplares.

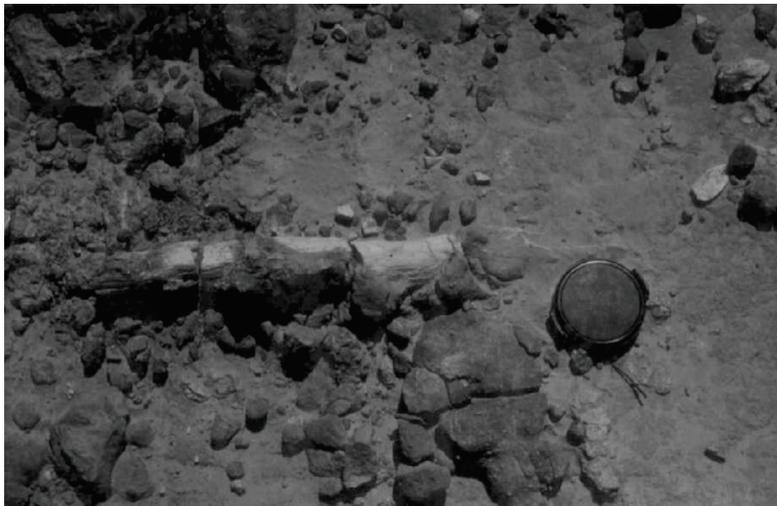


Figura 3.5 - Fragmento semelhante a galho de tronco vegetal fossilizado, comum no siltito avermelhado do topo.

Fonte: Rosiney Araújo Martins.

Sobre esta sequência litológica e de forma dispersa ocorrem detritos cinza-esbranquiçados grosseiros com predomínio de restos de vegetais fossilizados e fragmentos de sílex, calcedônia, imersos numa matriz argilo-siltosa.

CAPÍTULO 4

MORFOANATOMIA DOS VEGETAIS FOSSILIZADOS

Os estudos morfoanatômicos visaram verificar a visibilidade de preservação da estrutura vegetal e tentar classificar as amostras de acordo com as sete classes taxonômicas apresentadas no item 1.4.2. As descrições macroscópicas mostraram-se eficazes na identificação do tipo de órgão preservado haja vista a preservação minuciosa do conjunto de estruturas vegetais em praticamente todos os exemplares descritos. A identificação do sistema vascular (estelo) permitiu a particularização de oito caules e quatro raízes, enquanto dois exemplares de pecíolo foram caracterizados principalmente pela morfologia das amostras, em conjunto com a microscopia óptica. Estelo ou cilindro central é a região central do eixo de uma planta que compreende o tecido vascular e outros tecidos associados (FAHN, 1978)

4.1 CAULES

Dentre os nove caules identificados, oito exemplares exibiram morfologia externa variando de cilíndrica a achatada e constituíram os fósseis mais bem preservados, tanto na visibilidade da estrutura da madeira como nos tamanhos maiores das amostras. Externamente mostram estriações, representadas por costelas e sulcos, de largura milimétrica, com variações de tonalidades, em que o cinza escuro predomina sobre o cinza claro e o vermelho amarronzado. Os exemplares de caules mais perfeitos ocorreram associados ao arenito basal, principalmente na sua porção inferior silicificada. Nesta litologia, as dimensões dos fósseis atingem 60 cm de diâmetro e comprimento médio de 30 cm.

Em corte transversal, os oito exemplares com maior similaridade entre si apresentaram em comum seção em forma circular a elíptica exibindo uma porção central, ocupando mais de 80% da seção transversal, sendo esta contornada por uma capa periférica regular, caracterizando duas morfologias distintas.

A capa externa também assume o contorno da morfologia geral do caule, ou seja, é também circular a elíptica. A porção central apresentou uma configuração composta por um conjunto de grande quantidade de massas arredondadas e anastomosadas, que se separam entre si por contornos próprios (semelhante a um córtex), imersas numa matriz compacta. A porção periférica (capa) consiste de concentrações de formas arredondadas de, no máximo, 2 mm de diâmetro, imersas numa matriz esbranquiçada a acinzentada. Esta região tanto contorna totalmente a porção central como tende a se adelgaçar ou até mesmo desaparecer em algumas amostras.

A porção central caracteriza um estelo complexo do tipo dictiostelo policíclico (estelo em que os interstícios foliares são grandes e se imbricam uns com os outros, dividindo-se em numerosos feixes, em que o floema circunda o xilema, de forma circular) e a porção externa representa um conjunto de raízes adventícias, sendo este padrão a principal característica da família *Psaroniaceae*, onde se destaca o gênero *Psaronius* (ANDREWS JR, 1960; ARCHANGELSKY, 1970; GILLETTE, 1937; MORET, 1964; MORGAN, 1959; STEWART; ROTHWELL, 1993). Na figura 4.1, é apresentado um exemplar de caule de *Psaronius*, identificado neste trabalho, exibindo a configuração do estelo correspondente ao descrito na bibliografia consultada, ou seja, as massas vasculares configuram a porção estelar (centro) que é limitada por uma capa de raízes adventícias. Na porção estelar estão presentes cavidades sem preenchimento mineral.

Outra variação morfológica observada está representada por exemplares com seção transversal elíptica (Figura 4.2), cuja configuração do estelo e da capa externa de raízes adventícias é típica da família *Psaroniaceae*. No exemplar da figura 4.2, a presença de cavidades na porção estelar é menos significativa que o observado na figura anterior, devido ao quase total preenchimento da porção estelar. Neste caso, as porções correspondentes aos vazios da figura 4.1 encontram-se preenchidas por material criptocristalino translúcido, provavelmente do grupo do quartzo.

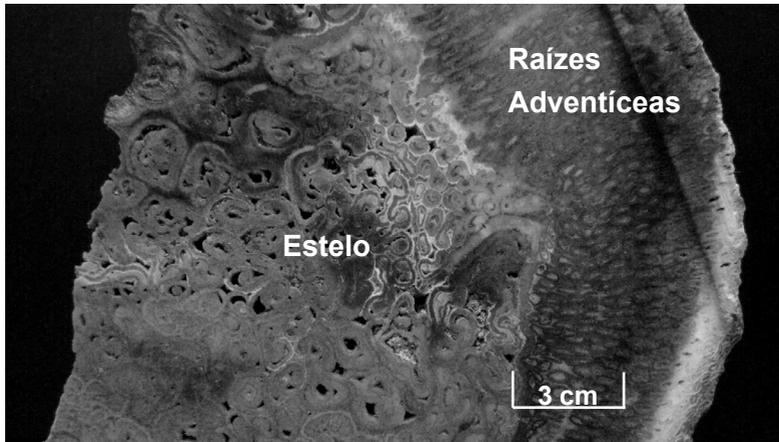


Figura 4.1 – *Psaronius* exibindo estelo do tipo dictiostelo policíclico, com pequenas cavidades, contornado por capa externa de raízes adventícias. Fonte: Ronaldo Diniz..

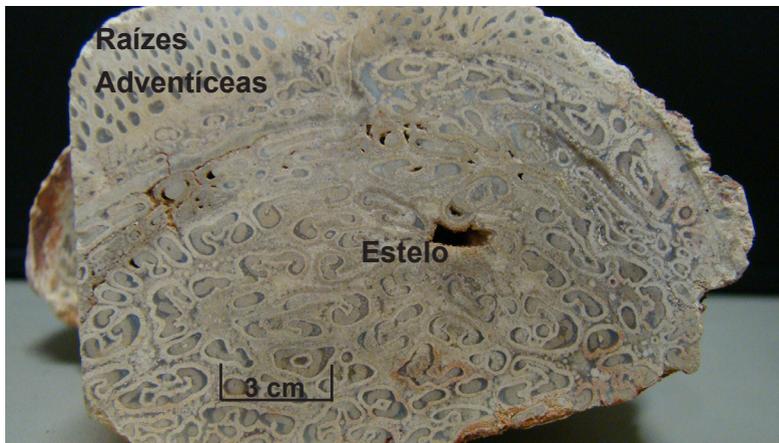


Figura 4.2 – *Psaronius* exibindo estelo do tipo dictiostelo policíclico capa de raízes adventícias. Praticamente não apresenta cavidades. Fonte: Ronaldo Diniz..

Variações na configuração do estelo permitiram a classificação taxonômica, em nível de espécie, de exemplares representativos de *Psaronius brasiliensis* e *Tietea singularis*. O *Psaronius brasiliensis* mostra no estelo um desenho de massas vasculares sinuosas (Figura 4.3) e esta aparência incluiu a espécie no conjunto de vários *Psaronius* denominados “Wurmsteine” (MORGAN, 1959). Além desta morfologia do estelo, segundo o autor citado, o *Psaronius brasiliensis* exibe ainda, na periferia do caule, quatro feixes caulinares que alternam com quatro traços de folhas divergentes.

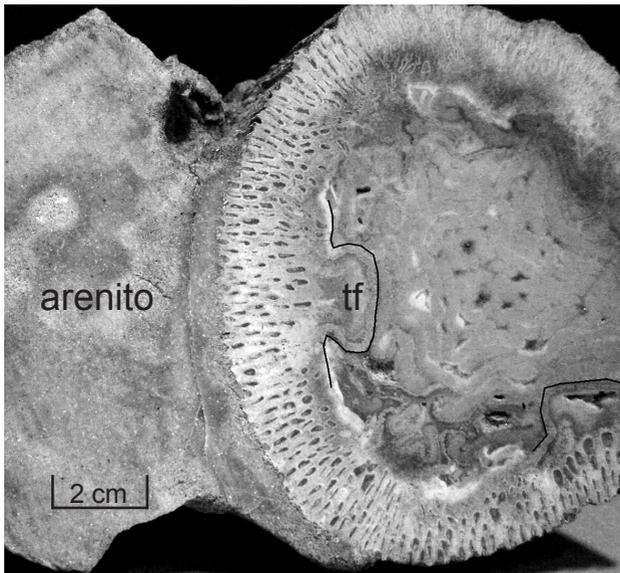


Figura 4.3 – Caule da espécie *Psaronius brasiliensis* caracterizado por massas vasculares do estelo (centro) e traços foliares (tf), destacados com linhas contínuas. A linha tracejada representa o limite entre o vegetal fóssil e o arenito basal onde ocorre associado.

Fonte: Rosiney Araújo Martins.

A espécie *Tietea singularis* exibe uma região estelar composta de grande quantidade de formações vasculares, que definem contornos bruscos entre si (Figura 4.4). As formas vasculares variam de arredondadas a encurvadas, sendo a capa externa de raízes adventícias menos expressiva que as

observadas no gênero *Psaronius*. Nesse caso, o estelo tende a ocupar uma área da seção transversal superior ao observado nos *Psaronius*, ou seja, supera 90% do total.

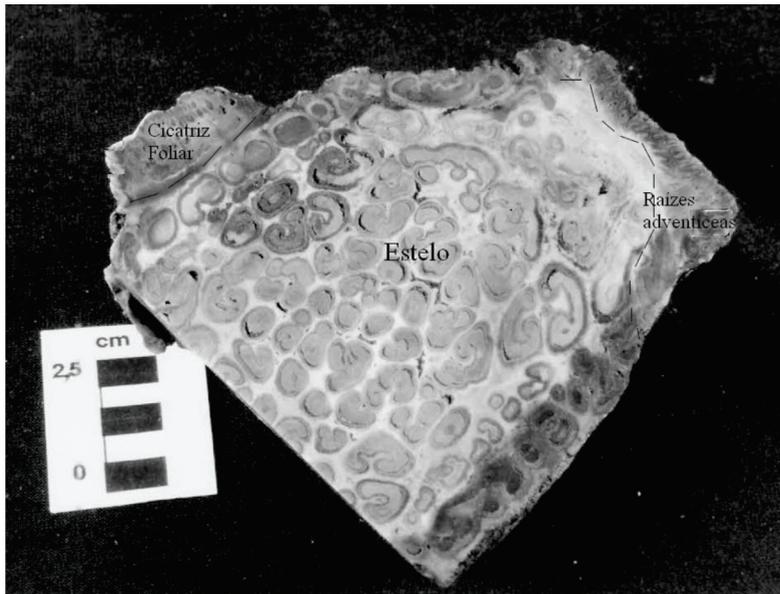


Figura 4.4 - Caule da espécie *Tietea sigularis* caracterizado por massas vasculares do estelo e espessura das raízes adventícias inferior ao do *Psaronius brasiliensis*, além de cicatriz foliar.

Fonte: Rosiney Araújo Martins.

As massas vasculares do estelo apresentam coloração acinzentada a avermelhada, esta última gerada provavelmente pela percolação de óxidos de ferro, ocorrendo como formas isoladas fechadas e separadas por uma região semelhante a córtex, de aproximadamente 1 cm de espessura e de coloração amarronzada. Essas formas encontram-se em contato entre si ou chegam a distar até 4 cm uma das outras e distribuídas aleatoriamente na matriz. Devido à falta de informações publicadas com mais detalhes sobre *Tietea singularis*, a identificação desta espécie foi feita com base em fotografias de outros exemplares apresentados em Daniels (1998, p. 29 e 143).

Estudos com lupa binocular evidenciaram as estruturas estelares e das raízes adventícias, permitindo a identificação mais precisa dos diferentes tecidos preservados nos caules da Família *Psaroniaceae*, com base em publicações especializadas (ARCHANGELSKY, 1970; ANDREWS JR, 1960; DANIELS, 1998; GILLETTE, 1937; LANDMESSER, 1994; MORET, 1964; MORGAN, 1959; STEWART; ROTHWELL, 1993).

No estelo, as massas vasculares arredondadas a anastomosadas compreendem tecidos vasculares denominados xilema (x) e os contornos semelhantes a córtex constituem o parênquima de reforço (pr). A matriz representa o parênquima fundamental (pf). Em extremidades do xilema há vestígios do floema (fl), onde ocorrem as fases mineralógicas tipicamente translúcidas. Um detalhe do estelo da espécie *Psaronius brasiliensis* é apresentado na figura 4.5, onde foi possível identificar os diferentes tecidos identificados.

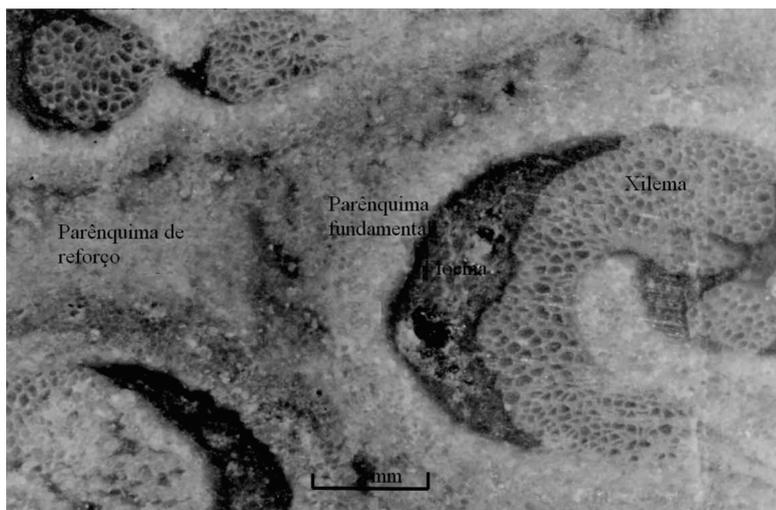


Figura 4.5 – Detalhes do estelo da espécie *Psaronius brasiliensis*, observados ao estereomicroscópio, apresentando a estrutura vegetal preservada e representada por parênquima fundamental, parênquima de reforço, floema e xilema.

Fonte: Rosiney Araújo Martins.

A capa periférica representa as raízes adventícias constituídas por vasos distribuídos na matriz, denominada parênquima fundamental (Figura 4.6). Os tecidos identificados representam porções bem definidas entre si, não se observando contrastes expressivos na coloração que, no geral, varia de bege para amarelada e vermelho amarronzada. É importante ressaltar que o contraste entre os tecidos permitiu que os mesmos fossem isolados e submetidos a análises mineralógicas e químicas.

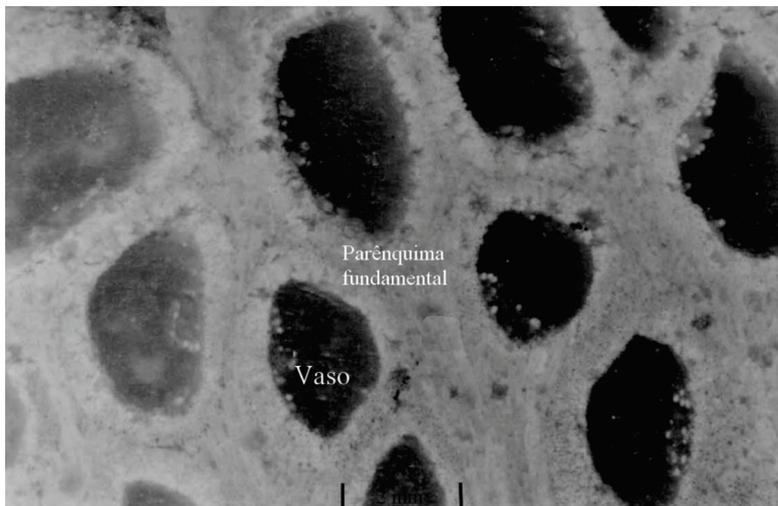


Figura 4.6 – Detalhe da capa externa de raízes adventícias da espécie *Psaronius brasiliensis*, observada ao estereomicroscópio, apresentando vasos distribuídos no parênquima fundamental.

Fonte: Rosiney Araújo Martins.

Os exemplares de caule apresentaram expressiva nitidez de individualização dos diferentes tecidos; portanto, esse órgão foi submetido aos estudos mineralógicos e químicos pormenorizados que foram realizados em frações desses tecidos isoladas da amostra total.

Ao microscópio óptico as lâminas delgadas das nove amostras de caules mostraram preservação minuciosa de tecidos vegetais. Em seções referentes a cortes transversais ao eixo de maior comprimento do caule, os oito exemplares da família *Psaroniaceae* (gênero *Psaronius* e espécie *Tietea*

singularis) confirmaram o padrão do sistema vascular (ou estelo) correspondente com morfologia ao tipo dictiostelo policíclico, observado macroscopicamente e com lupa binocular. Apenas um exemplar de caule não apresentou essa configuração de estelo. A figura 4.7 corresponde ao corte transversal de uma amostra de caule e mostra a preservação minuciosa de tecidos vegetais correspondentes ao xilema, floema, parênquima de reforço e parênquima fundamental. Vale lembrar que a preservação da anatomia do vegetal se deu pela formação de minerais que assumiram a estrutura da planta, através do processo de permineralização de soluções ricas em sílica e que, juntamente com outros fatores naturais, permitiram a preservação desses materiais como fósseis.

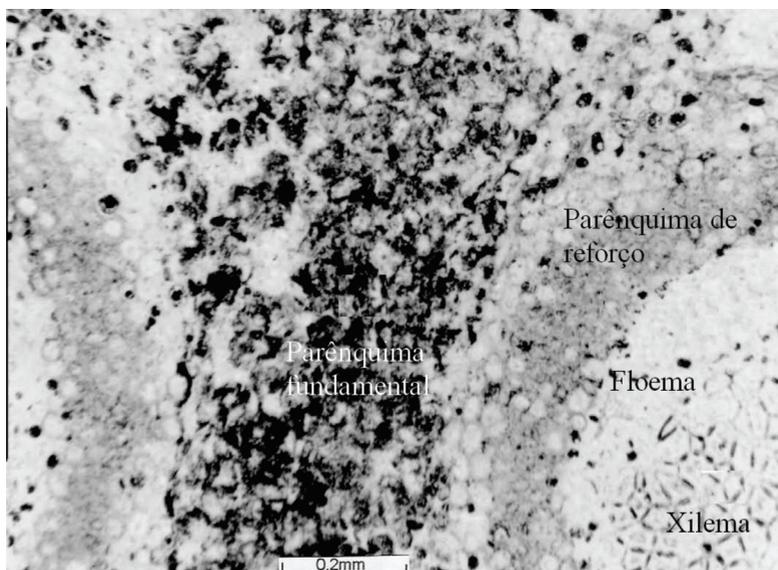


Figura 4.7 – Seção transversal de caule de *Psaronius*, observada ao microscópio petrográfico, exibindo a preservação do xilema, floema, parênquima de reforço e parênquima fundamental.

Fonte: Rosiney Araújo Martins.

Nas seções longitudinais a morfologia observada na figura 4.7 mostra continuidade ao longo do eixo de maior comprimento dos exemplares (Figura 4.8).

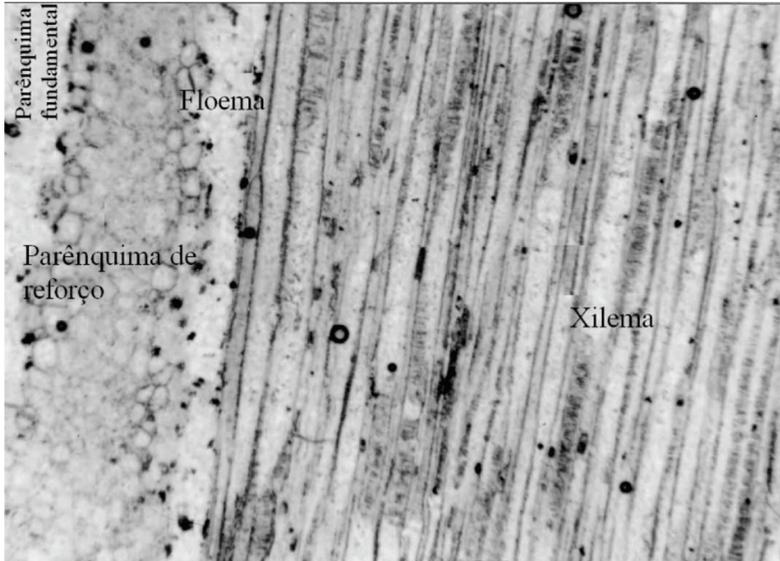


Figura 4.8 – Seção longitudinal, observada ao microscópio petrográfico, mostrando a continuidade dos tecidos apresentados na figura 4.10.
Fonte: Rosiney Araújo Martins.

Ao microscópio óptico, o xilema é representado por um mosaico de células que desenham um padrão pseudo hexagonal (Figura 4.9). O xilema consiste de feixes vasculares e o contato entre as células é espesso devido à parede celular ser revestida de matéria orgânica. Além do armazenamento de substâncias, são funções do xilema o transporte de água, substâncias dissolvidas e proporcionar a sustentação do vegetal (BOLD, 1988). A porção correspondente ao floema é límpida, semelhante ao que foi apresentado na figura 4.7, quando o mesmo está preenchido por quartzo criptocristalino, e não apresenta vestígios de células preservadas. Este tecido é responsável pelo transporte de alimento para o vegetal (RUDALL, 1994) e, geralmente, não é preservado durante o processo de fossilização (MORGAN, 1959).

O tecido parenquimático de reforço foi preservado por um grupamento de células que contornam o conjunto xilema/floema. Em seções longitudinais, o parênquima de reforço exibiu camadas de células justapostas, cujos limites celulares mostraram-se menos expressivos que os do xilema. As formas celulares, características

do parênquima de reforço, variaram de arredondadas, poligonais a alongadas, associadas a grãos opacos de taninos (Figura 4.10).

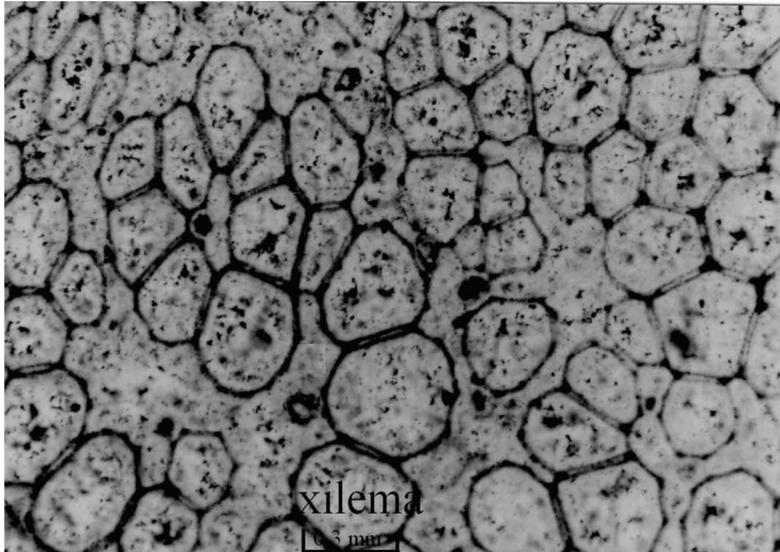


Figura 4.9 - Detalhe do xilema do gênero *Psaronius*.
Fonte: Rosiney Araújo Martins.

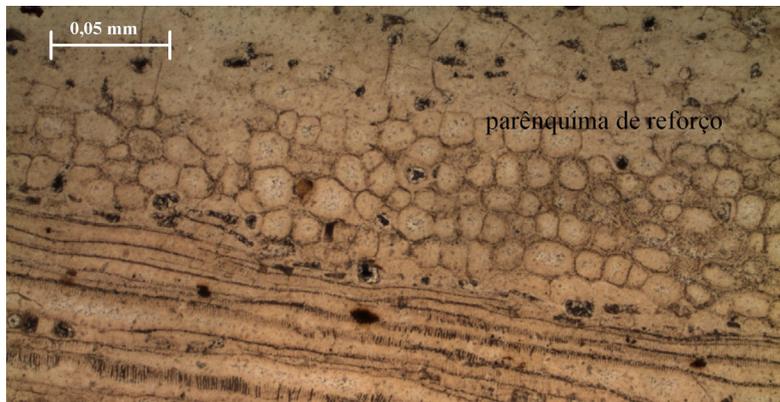


Figura 4.10 Detalhe do parênquima de reforço.
Fonte: Rosiney Araújo Martins.

O parênquima fundamental exibe células mais alongadas achatadas e contornos pouco definidos, quando comparados ao xilema (Figura 4.11), já que é um tecido de parede celular fina (BOLD, 1988).

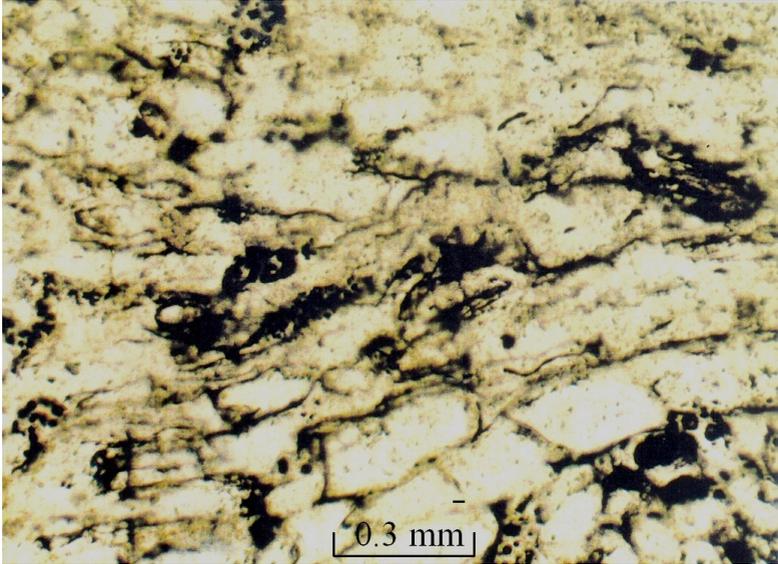


Figura 4.11 – Células preservadas do parênquima fundamental caracterizadas por formas alongadas e achatadas distribuídas na seção transversal de *Tietea singularis*.

Fonte: Rosiney Araújo Martins.

Ainda no parênquima fundamental é marcante a presença de aglomerados de taninos (Figura 4.12), sendo a presença destes uma característica marcante da família *Psaroniaceae* (ROTHWELL; BLICKLE, 1982; STEWART; ROTHWELL, 1993).

O único exemplar de caule que não apresentou características morfoanatômicas, correspondentes à família *Psaroniaceae*, foi coletado no argilito do topo da sucessão litológica local. A morfologia externa não caracterizou os cilindros, predominantes nos exemplares de *Psaronius* e *Tietea singularis*, sendo este mais estreito e achatado. A olho nu não se observam os tecidos preservados, notando-se apenas contrastes de coloração, onde o vermelho amarronzado predomina em toda a porção

central com pequenas manchas brancas restritas às partes mais periféricas do estelo (figura 4.13).

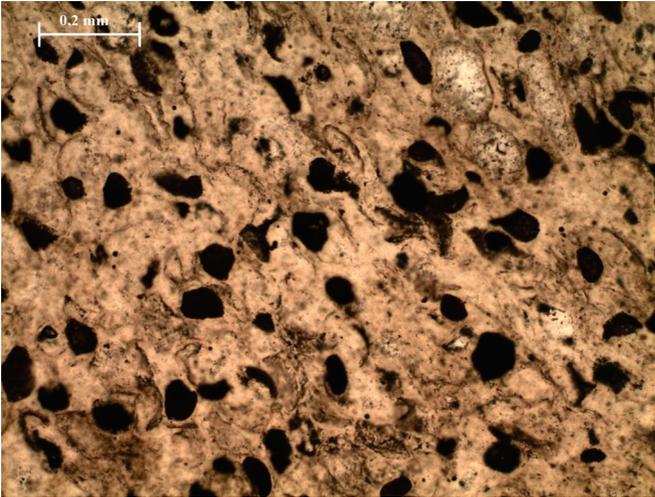


Figura 4.12 – Detalhe da figura 4.16 evidenciando a marcante presença de grãos de taninos (grãos negros) no parênquima fundamental.

Fonte: Marcela Marques Vieira.

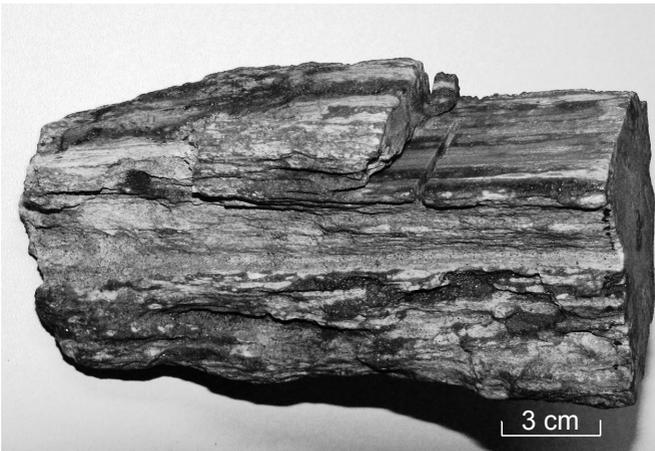


Figura 4.13 - Caule exibindo variação de coloração de vermelho amarronzado a esbranquiçada.

Fonte: Ronaldo Diniz.

Ao microscópio óptico, a textura é bastante diferente dos exemplares descritos anteriormente, sendo representada por fileiras de células arredondadas, achatadas e alongadas, separadas por estrutura retilínea, cujo padrão se assemelha à superfície de uma espiga de milho.

O padrão descrito corresponde às características de caules de coníferas e ainda de vegetais da família *Taxaceae* (STEWART; ROTHWELL, 1993), porém, considerou-se a referida amostra como pertencente ao segundo grupo de plantas (família *Taxaceae*), haja vista seus caracteres anatômicos corresponderem com descrições de formas semelhantes, provenientes da mesma área de estudo deste trabalho (COIMBRA; MUSSA, 1984).

Os principais elementos identificados foram: o parênquima fundamental (pf), representado pelas manchas brancas periféricas e as fileiras de células que são os esclereídeos (esc) separados por traqueídeos (tr), conforme figura 4.14.

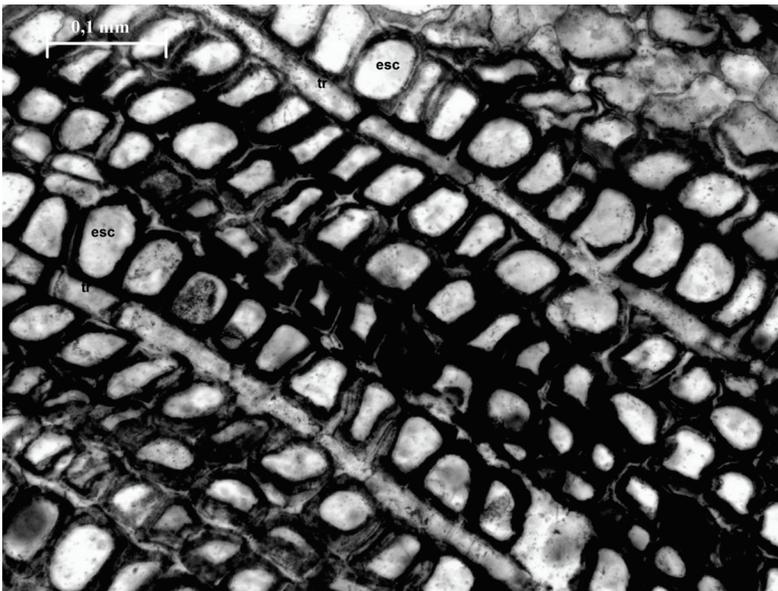


Figura 4.14 - Detalhe do estelo da figura 4.13, observado ao microscópio petrográfico, destacando a presença de esclereídeos (esc) e traqueídeos (tr), típicos da família *Taxaceae*.

Fonte: Marcela Marques Vieira.

4.2 RAÍZES

Os exemplares de raízes não exibiram contrastes tão marcantes entre as estruturas vegetais preservadas, quando comparadas com os caules. Externamente, as raízes apresentaram estriações retilíneas a onduladas. Nos dois exemplares mais bem preservados, tanto na forma original do órgão como na visibilidade das estruturas presentes, as seções transversais exibiram sistema vascular (estelo) do tipo protostélico, típico de raízes da família *Psaroniaceae* (MORGAN, 1959; MUSSA; COIMBRA, 1987; STEWART; ROTHWELL, 1993) que desenhou estruturação menos marcante que os caules (Figuras 4.15 e 4.16).

A identificação desse órgão foi restrita à comparação visual das amostras estudadas com ilustrações disponíveis na literatura; portanto, considerou-se que a nitidez da preservação dos tecidos das raízes foram insuficientes para individualizar e identificar tecidos do vegetal.

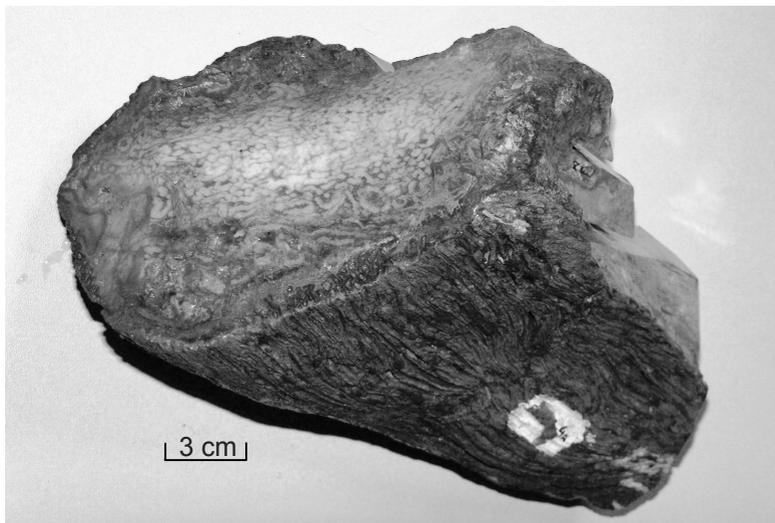


Figura 4.15 – Exemplar de raiz pertencente à família *Psaroniaceae*, exibindo estelo tipo protostélico.

Fonte: Ronaldo Diniz.

A impossibilidade de individualizar os tecidos e a identificação visual das raízes restringiu a classificação taxonômica das mesmas apenas em nível de família *Psaroniaceae*.

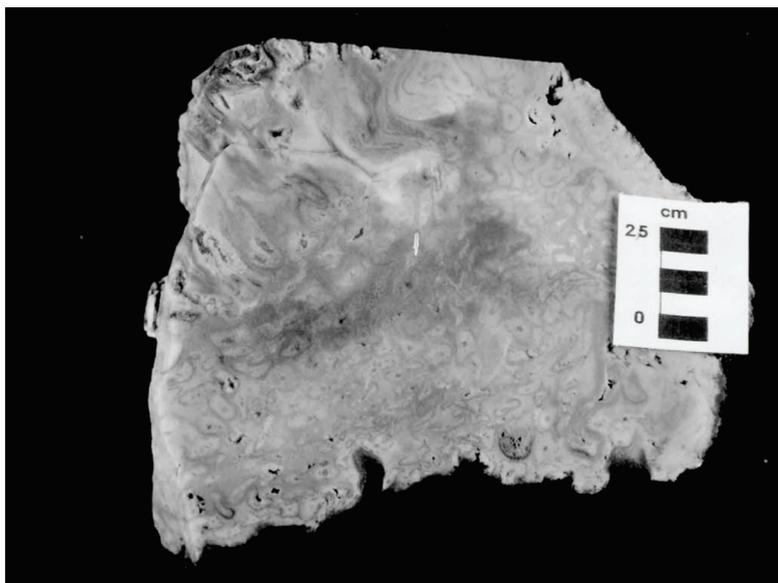


Figura 4.16 – Exemplar de raiz exibindo menor nitidez de tecidos preservados do que os caules.

Fonte: Rosiney Araújo Martins.

4.3 FOLHAS

Apenas pequenos fragmentos de partes mais resistentes das folhas, correspondentes aos galhos presentes no siltito vermelho, foram parcialmente identificados e sugeridos como pecíolo, raque ou peciólo, utilizando-se o critério de comparação visual com a literatura, já que estudos mais detalhados sobre esse órgão ainda representam uma lacuna nos vegetais da Formação Pedra de Fogo. As amostras estudadas apresentaram superfície externa desprovida de estriações, com aspecto polido e, à vista desarmada, praticamente não foram observadas estruturas vegetais nítidas. Apresentam comprimento médio de 15 cm e diâmetro em torno de 6 cm. A seção transversal, apesar

de praticamente maciça, ainda exibe incipiente estruturação em padrão de anéis concêntricos (Figura 4.17).

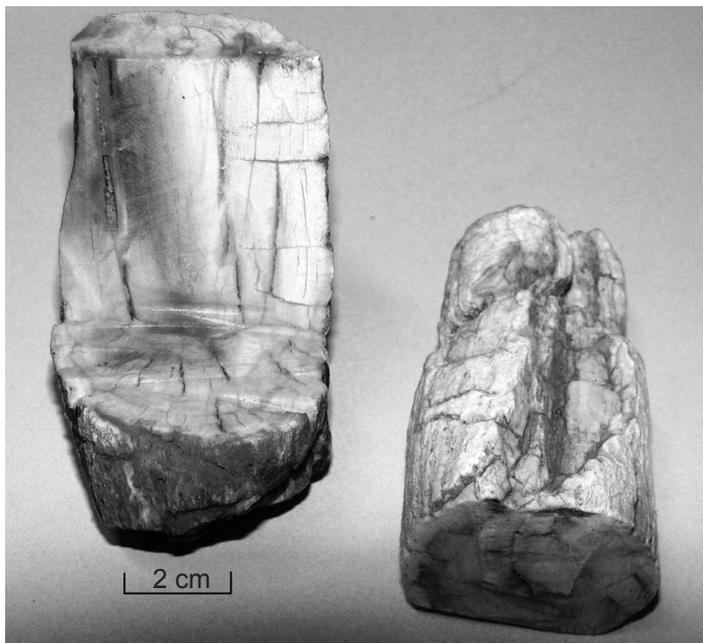


Figura 4.17 – Exemplares de pecíolos, semelhantes a galhos, exibindo incipiente estrutura em forma de anéis concêntricos, na seção transversal. Fonte: Ronaldo Diniz.

A morfologia dos exemplares permitiu a classificação somente ao nível de ordem e, considerando-se a comparação com a literatura, os mesmos correspondem à ordem *Marattiales* (Figura 4.18). O pecíolo é uma região de prolongamento que prende a folha ao caule (FAHN, 1978), conforme se observa na figura 4.18.

Ao microscópio, a estrutura do vegetal preservado é notadamente diferente do que foi observado nos caules e o padrão das células preservadas (Figura 4.19) é correspondente com as essas partes, quando observadas em vegetais da atualidade.

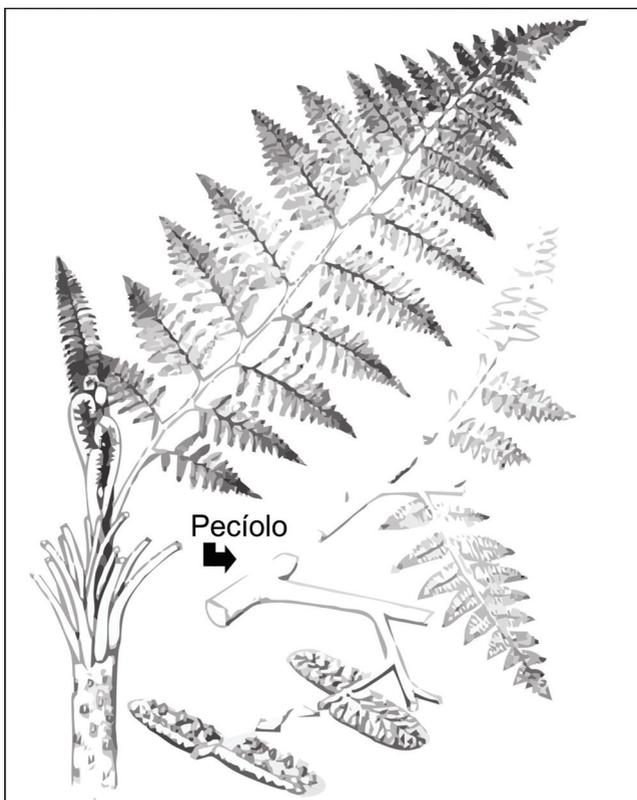


Figura 4.18 - Restauração de folhas da ordem *Marattiales* exibindo morfologia de pecíolo, indicado na figura.

Fonte: Adaptado de STEWART; ROTHWELL (1993, p. 232).

A preservação minuciosa de órgãos e tecidos vegetais mostra que o processo de fossilização atua sem danificar a estrutura vegetal, já que as soluções mineralizadas penetram nos espaços intercelulares e intracelulares, substituindo os compostos orgânicos por minerais que mantêm a estrutura física e anatômica da planta morta. O final do processo resulta nos fósseis vegetais que podem ser classificados em nível de espécie. No quadro 4.1, é apresentada a classificação taxonômica dos dezessete exemplares um resumo do tipo de órgão identificado e a classificação taxonômica das amostras estudadas.

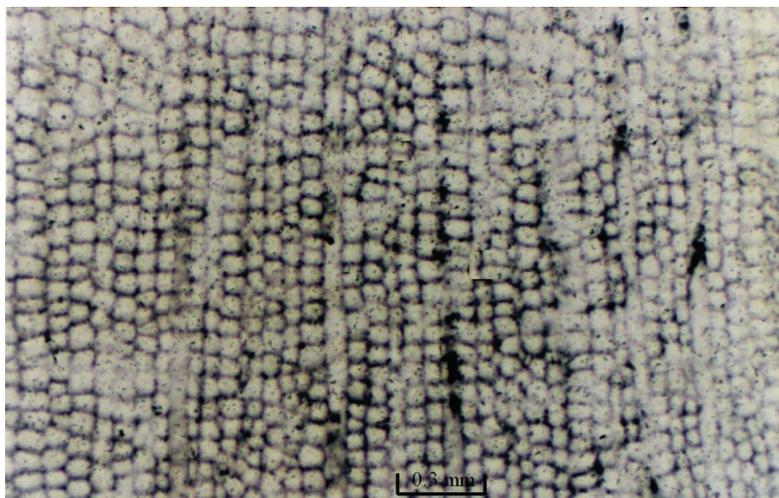


Figura 4.19 – Textura característica de fragmentos de folhas observados ao microscópio petrográfico.

Fonte: Rosiney Araújo Martins.

Quadro 4.1 - Órgãos identificados e classificação taxonômica de vegetais fossilizados.

Órgão	Classificação taxonômica					
	Divisão	Classe	Ordem	Família	Gênero	Espécie
Parte de folha	Traqueófitas	Filicopsida	Marattiales	--	--	--
Parte de folha	Traqueófitas	Filicopsida	Marattiales	--	--	--
Raiz	Traqueófitas	Filicopsida	Marattiales	Psaroniaceae	--	--
Raiz	Traqueófitas	Filicopsida	Marattiales	Psaroniaceae	--	--
Raiz	Traqueófitas	Filicopsida	Marattiales	Psaroniaceae	--	--
Caulis	Traqueófitas	Gymnosperms	Taxales	Taxaceae	--	--
Caulis	Traqueófitas	Filicopsida	Marattiales	Psaroniaceae	Psaronius	--
Caulis	Traqueófitas	Filicopsida	Marattiales	Psaroniaceae	Psaronius	--
Caulis	Traqueófitas	Filicopsida	Marattiales	Psaroniaceae	Psaronius	--
Caulis	Traqueófitas	Filicopsida	Marattiales	Psaroniaceae	Psaronius	--
Caulis	Traqueófitas	Filicopsida	Marattiales	Psaroniaceae	Psaronius	P. brasiliensis
Caulis	Traqueófitas	Filicopsida	Marattiales	Psaroniaceae	Psaronius	T. singularis
Caulis	Traqueófitas	Filicopsida	Marattiales	Psaroniaceae	Tietea	T. singularis
Caulis	Traqueófitas	Filicopsida	Marattiales	Psaroniaceae	Tietea	--

MINERALOGIA E COMPOSIÇÃO QUÍMICA

A formação de minerais é fundamental na preservação dos vegetais, ou seja, na sua fossilização e uma das maneiras da mesma ocorrer, é a partir da percolação da água rica em íons dissolvidos e precipitados como minerais em cavidades existentes e naquelas geradas pela decomposição de partes moles dos organismos. Esse processo é denominado de permineralização. Conforme visto no capítulo 4, durante a fossilização, os aspectos anatômicos do vegetal são preservados de forma minuciosa até mesmo em nível microscópico, porém, tal morfologia é delimitada por minerais.

A identificação dos minerais é importante para definir os tipos de íons que estavam dissolvidos nas águas que estiveram em contato com a antiga floresta morta e entender como a fossilização aconteceu. Nas amostras estudadas, os minerais foram identificados e descritos utilizando-se as técnicas de difração de raios-X (DRX), espectroscopia de infravermelho com transformada de Fourier (EIVTF), microscopia óptica e microscopia eletrônica de varredura (MEV). Os minerais foram identificados nos fósseis e nas rochas da sucessão sedimentar a qual eles ocorrem associados.

5.1 SUCESSÃO LITOLÓGICA SEDIMENTAR

As rochas da sucessão litológica sedimentar (Figura 3.2), onde ocorrem os vegetais fossilizados são compostas por quartzo, K-feldspato, muscovita/ilita, montmorilonita 15 Å, caulinita e hematita, aqui apresentados em ordem decrescente de abundância. A abundância relativa desses minerais nas rochas é apresentada no quadro 5.1.

Quadro 5.1 - Abundância relativa dos minerais na sucessão sedimentar.

Litologia associada	Abundância semiquantitativa dos minerais identificados					
	quartzo	K-feldspato	muscovita/ilita	Montmorilonita	caulinita	hematita
Argilito topo	xxx	x	x	x	x	x
Siltito avermelhado	xxx	xx	x	xx	nd	nd
Siltito esverdeado	xxx	xx	x	x	x	nd
Arenito friável	xxx	x	nd	nd	nd	nd
Arenito silicificado da base	xxx	nd	nd	nd	nd	nd

xxx = muito abundante; xx = presente; x = acessório; nd = não detectado.

O quartzo é o mineral mais abundante em todas as litologias analisadas. O K-feldspato foi identificado na porção mais friável do arenito basal, nos siltitos e no argilito do topo. As reflexões mais intensas estão superimpostas pelos picos principais do quartzo e as demais ocorrem em 3,93; 3,77; 3,45; 3,25; 2,99 e 2,90 Å.

A muscovita/ilita e a montmorilonita 15 Å, estão presentes desde o argilito esverdeado até o siltito do topo, portanto, não identificadas apenas nos arenitos, que são formados apenas por quartzo. A semelhança nos padrões difratométricos não permitiu a separação entre a muscovita e a ilita, neste tipo de análise. A caulinita só foi identificada nas litologias mais superficiais (argilito e siltito esverdeado), com picos pouco expressivos e a hematita exibiu as três principais reflexões somente no argilito do topo, mostrando tendência de se concentrar na porção mais superior da sucessão.

A fração argilosa (< 2 μ) é constituída por caulinita, montmorilonita 15 Å e ilita. A caulinita foi identificada por suas reflexões principais em 7,17 e 3,57 Å, reflexões estas inalteradas ao glicol e que desapareceram completamente em amostra aquecida. A montmorilonita 15 Å foi caracterizada por suas propriedades expansivas ao glicol, quando seu espaçamento aumenta de 15 Å, em lâmina normal, para 17 Å ao ser tratada com glicol. Quando aquecida, o espaçamento contrai para 10 Å. A ilita não sofreu

nenhuma alteração em suas reflexões principais em 10,03 e 5,00 Å nas análises normais, glicoladas e aquecidas. No quadro 5.2, é apresentada a abundância relativa dos minerais de argila.

Quadr 5.2 - Abundância relativa das argilas na sucessão sedimentar.

Litologia associada	Abundância relativa dos argilominerais identificados		
	ilita	caulinita	Montmorilonita
Argilito	xx	xxx	nd
Siltito avermelhado	xx	x	xxx
Siltito esverdeado	xx	x	xxx
Arenito friável	x	xx	xxx

xxx = muito abundante; xx = presente; x = acessório; nd = não detectado;

5.2 VEGETAIS FOSSILIZADOS

Nas dezessete amostras analisadas por DRX, os vegetais fossilizados apresentaram como principal constituinte mineral o quartzo (em oito amostras o quartzo é o único mineral). Pequenas reflexões, distintas ao padrão difratométrico do quartzo, foram registradas pelos picos principais da hematita (duas amostras), além da pequena ondulação, atribuída à fase amorfa, e os picos 5,2 Å (uma amostra) e ~3,0 Å (uma amostra), não identificados. Os minerais identificados nas amostras estudadas estão apresentados no quadro 5.3, juntamente com o tipo litológico em que foram coletadas e o tipo de órgão do vegetal identificado.

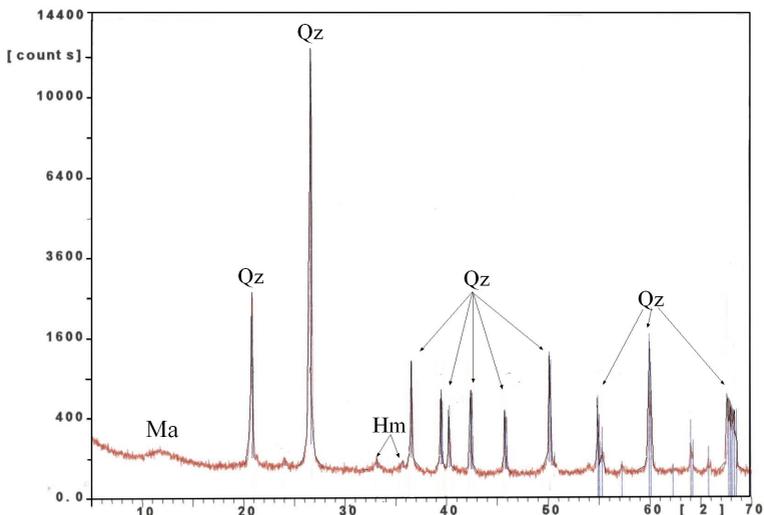
A hematita, confirmando os resultados de DRX da sucessão litológica, tende a se concentrar nas porções superiores do perfil, no argilito do topo, associada ao exemplar da família *Taxaceae*, caracterizado pelo predomínio da coloração vermelho amarronzada. Na Figura 5.1, é apresentado o padrão difratométrico desta amostra que, além do padrão do quartzo (Qz), apresenta as reflexões principais da hematita (Hm) e a ondulação, atribuída, até aqui, a uma fase de material amorfo (Ma).

Quadro 5.3 - Mineralogia de 17 exemplares de vegetais fossilizados coletados em diferentes litologias da sucessão sedimentar local.

Litologia	Órgão	Constituintes Minerais
Argilito	Caule	Quartzo ¹ , hematita ² , amorfo ⁴
Siltito avermelhado	Pecíolo	Quartzo ¹ , 5,2 Å ³
	Pecíolo	Quartzo ¹ e hematita ²
	Raiz	Quartzo ¹ e amorfo ⁴
	--	Quartzo ¹ e amorfo ⁴
Siltito esverdeado	Caule	Quartzo ¹
	Caule	Quartzo ¹
Arenito friável	--	Quartzo ¹ e amorfo ⁴
	Raiz	Quartzo ¹ e amorfo ⁴
	Raiz	Quartzo ¹
	Raiz	Quartzo ¹
	Caule	Quartzo ¹
	Caule	Quartzo ¹ e ~3,0 Å ³
	Caule	Quartzo ¹ e amorfo ⁴
Caule	Quartzo ¹	
Arenito silicificado	Caule	Quartzo ¹
	Caule	Quartzo ¹

¹ abundante; ² acessório; ³ não identificado; ⁴ ondulação de 7,14 a 7,42 Å.

Análises por espectroscopia de absorção no infravermelho confirmaram a predominância do quartzo, com fortes bandas ao longo da região Si-O-Si e Si-O-(Al). Essas bandas se encontram em duas grandes regiões definidas pelos intervalos de 950-1200 cm⁻¹ e 400-550 cm⁻¹, referentes a vibrações de estiramento antissimétricas de Si-O-Si e Si-O-(Al) e vibrações de deformações de O-Si-O (LYON, 1967; MOENKE, 1974). Bandas nítidas de matéria orgânica foram registradas em três amostras, em 2924 e 2853 cm⁻¹. Na região Si-O-Si e Si-O-(Al), o quartzo desenvolveu bandas de absorções características médias a muito fortes, com valores próximos a 1166, 1087, 514 e 462 cm⁻¹, além de banda diagnóstica em 697 cm⁻¹ e próxima a 800 cm⁻¹. Nesta última, o quartzo apresentou um *doublet* com bandas fortes em 799 e 780 cm⁻¹.



Quadro 5.4 - Intensidades relativas de bandas de infravermelho de polimorfos de SiO₂ (em madeira silicificada) e os resultados deste trabalho.

Quartzo ¹	Tridimita ¹	Opala-A ²	Opala-CT ²	Cristobalita ³	Neste trabalho
		1200-F		1202-m	
1168-F	1165-m	1100-MF,I	1100-MF-I	1160-f	1164-1166-F
1144-f					
1085-MF-I	1095-MF,I	965-f		1095-MF,I	1082-1088-MF,I
800-F	792-F	800-m	792-m	795-F	798-800-F
781-F		460-F	475-F	623-m	779-781-F
697-m					694-696-m
516-F	510-f			515-m	511-519-F
462-F	473-F				460-462-F
				490-m	

¹ Russell; Fraser (1994); ² Drees et al. (1989); ³ Farmer (1974).

MF = Muito Forte; F = Forte; m = média; f= fraca; I = larga

5.2.1 Estruturas isoladas (tecidos) dos vegetais fossilizados

Os estudos morfológicos e anatômicos realizados nas amostras de vegetais fossilizados revelaram que o caule é o órgão cuja estruturação do tecido vascular (estelo), apresentou maior contraste entre os diferentes tecidos preservados durante a fossilização, quando comparado à raiz e pecíolo. Desta forma, dezessete pequenas frações desses tecidos dos caules foram separadas, visando identificar os minerais presentes em cada uma delas. Quatro amostras de caules foram selecionadas e representaram a família *Taxaceae*, o gênero *Psaronius* (duas amostras) e a espécie *Tietea singularis*.

Nas amostras da família *Psaroniaceae*, onde se incluiu o gênero *Psaronius* e a espécie *Tietea singularis*, foram isoladas frações da porção estelar, representadas por xilema, floema, parênquima de reforço e parênquima fundamental, além de frações da capa externa de raízes adventícias, representadas por parênquima fundamental e vasos (ver figuras 4.5 e 4.6).

Nos tecidos isolados, o quartzo também é o componente mineral dominante e os outros constituintes ocorrem como acessórios e estão representados pela hematita, calcita e anatásio.

Nos espectros de infravermelho, além das bandas do quartzo já discutidas, foram registradas bandas nítidas de matéria orgânica e de mineral do grupo da caulinita (Quadro 5.5)

Nos difratogramas de DRX, dentre os minerais acessórios, apenas a hematita registrou reflexões adicionais à reflexão principal, já a calcita e o anatásio foram identificados apenas pelas reflexões principais em 3,00 e 3,51 Å, respectivamente. A presença da hematita é mais expressiva no exemplar da família *Taxaceae* e, nas demais amostras, o mineral foi registrado apenas por sua reflexão principal, semelhante ao que se observou nas frações de raízes adventícias de *Tietea singularis* e na porção avermelhada do parênquima de reforço do exemplar de *Psaronius*. A maior evidência da hematita no exemplar da família *Taxaceae* confirmou a tendência deste mineral de se concentrar na porção superior da sucessão litológica (argilito), sendo o mineral responsável pela coloração vermelho-amarronzada dos vegetais fossilizados restritos a essa litologia. Provavelmente reflete a ação do intemperismo, já que as rochas se encontram próximas à superfície do terreno.

A calcita foi identificada nas partes mais claras dos tecidos, registrada no parênquima da família *Taxaceae* e no parênquima de reforço de *Tietea singularis*, enquanto o anatásio foi registrado apenas no parênquima fundamental de exemplar de *Psaronius*. Nos espectros de infravermelho dessas amostras, além do destaque para as bandas características do quartzo, ressaltou-se ainda a maior nitidez das bandas relacionadas à matéria orgânica, juntamente com absorções típicas de argilominerais do grupo da caulinita (Figura 5.2). Inicialmente, nos espectros de amostra total, as bandas relativas à matéria orgânica foram consideradas como geradas por contaminantes, devido se apresentarem pouco expressivas, correspondendo com registros na literatura relativa ao quartzo (DREES et al., 1988).

A caulinita foi registrada através de bandas de estiramento e deformação OH, típicas de minerais de argila, em sete amostras de fases separadas. Os espectros assinalaram um *doublet*, com bandas de estiramento próximas a 3700 e 3622 cm^{-1} , e apenas duas fases exibiram bandas de deformação em 915 cm^{-1} , já que as demais bandas encontram-se sobrepostas pelas absorções do quartzo. Na região de estiramento OH, Russell; Fraser (1994)

descreveram o *doublet* 3700-3620 cm^{-1} como característico do grupo da caulinita, destacando ainda um *doublet* intervalar em 3669-3652 cm^{-1} , facilmente substituído por uma única banda larga em 3653 cm^{-1} . A referida absorção não foi registrada em nenhuma das amostras analisadas. Nesta região de estiramento OH, a banda 3700 cm^{-1} é gerada por grupos OH superficiais e a banda em 3620 cm^{-1} , provém de grupos OH internos (FARMER, 1974).

Quadro 5.5 - Minerais e matéria orgânica (MO), identificados por DRX e IV, presentes em estruturas de vegetais fossilizados, coletados em diferentes litologias.

Amostra/estrutura	DRX	IV	Litologia
família Taxaceae Esclereídeos escuros Parênquima fundamental Esclereídeos vermelhos	Quartzo Quartzo e calcita Quartzo e hematita	Quartzo Quartzo Quartzo	Argilito do topo
Tietea singularis Parênquima de reforço Parênquima fundamental Xilema Raízes adventícias vasos + parênquima fundamental	Quartzo e calcita Quartzo Quartzo Quartzo e hematita	Quartzo Quartzo e MO Quartzo Quartzo e MO	Arenito friável
gênero Psaronius Parênquima de reforço Vermelho Claro Escuro Xilema	 Quartzo e hematita Quartzo Quartzo Quartzo	 Quartzo Quartzo e MO Quartzo, C e MO Quartzo	
gênero Psaronius Parênquima fundamental Parênquima de reforço Parênquima fundamental Xilema Raízes adventícias Vasos Parênquima	Quartzo e anatásio Quartzo Quartzo Quartzo Quartzo Quartzo	Quartzo, C e MO Quartzo Quartzo, C e MO Quartzo Quartzo Quartzo e MO	Arenito silicificado

C = caulinita; MO = matéria orgânica.

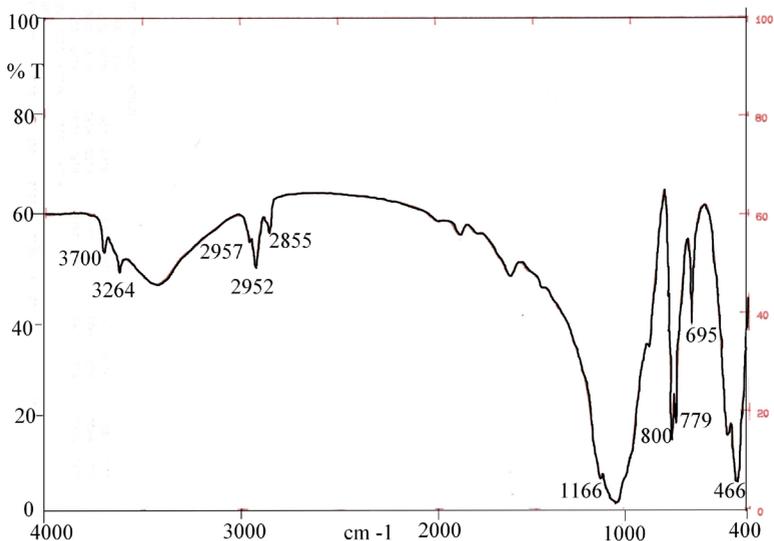


Figura 5.2 - Espectro de infravermelho de parênquima de reforço de *Tietea singularis* definindo bandas características do quartzo (1166, 800, 779, 695, 514 e 466 cm^{-1}), matéria orgânica (2957, 2925 e 2855 cm^{-1}) e caulinita (*doublet* 3700 e 3624 cm^{-1}).

Fonte: Rosiney Araújo Martins.

O grupo da caulinita é constituído pela caulinita (ordem e cristalinidade variáveis), dickita, nacrita e halloysita, sendo o *doublet* citado importante na identificação desses minerais, já que mostram diferenças na posição e intensidades relativas de suas bandas de estiramento OH, juntamente com os padrões de absorções presentes entre 1200 e 400 cm^{-1} (RUSSELL; FRASER, 1994). Nesta região, duas amostras exibiram bandas de deformação OH em 915 cm^{-1} , porém, apenas uma desenhou padrão espectral, com bandas adicionais a esta. O padrão obtido, quando comparado com espectros do grupo, é típico da caulinita desordenada (baixa ordem estrutural), caracterizada pelas bandas 1103, 1035, 1011 e 915 cm^{-1} , além do citado *doublet* na região de estiramento OH.

5.3 ÍNDICE ORDEM-DESORDEM (GRAU DE CRISTALINIDADE) DO QUARTZO

As mesmas amostras da tabela 5.5 foram também submetidas a análises por DRX e IV, objetivando-se calcular o índice do grau de ordem-desordem cristalina (cristalinidade) do quartzo nos diferentes tecidos vegetais preservados. Na tabela 5.6, são apresentados os resultados obtidos apenas pela DRX, haja vista os gráficos de IV não terem apresentado registros seguros para os cálculos propostos. Neste caso, apesar do procedimento ser aplicado com sucesso, é necessário ainda alguns ajustes para melhorar a qualidade dos espectros gerados. No caso específico da família *Taxaceae*, a própria técnica da DRX mostrou-se inadequada, pois a presença do ferro (hematita) mascara sensivelmente os gráficos obtidos (MURATA; NORMAN, 1976), daí essa amostra ter sido excluída da quadro 5.6.

Os valores graus de ordem-desordem (cristalinidade) obtidos por DRX concentraram-se no intervalo de 4,8 a 7,1 Å nos diferentes tecidos analisados (Quadro 5.6). Os gráficos obtidos, com exceção do quartzo hialino utilizado como padrão, não exibiram com nitidez as cinco reflexões, características de quartzo de alta cristalinidade, no intervalo de $2\theta=66$ a 69° .

5.3.1 Variações na cristalinidade do quartzo e a idade dos vegetais fossilizados

O predomínio do padrão do quartzo na DRX evidenciou que a permineralização atuante teve como agente de fossilização soluções ricas em sílica, que se precipitaram sob forma de um polimorfo de SiO_2 , hoje representadas, principalmente, por quartzo microcristalino. Os dados mineralógicos obtidos são correlacionáveis com os resultados apresentados em Sigleo (1979), ao realizar estudos em vegetais fossilizados do *Petrified Forest National Park* (Arizona/EUA), porém o autor não fez referência a reflexões adicionais, características de outros componentes minerais. A hematita foi identificada por Mitchell; Tufts (1973) em amostras de *wood opal*, sendo esta considerada uma impureza, provavelmente adsorvida durante alteração posterior à formação da *wood opal*. Nos espectros de IV, foram registradas bandas nítidas, diagnósticas da caulinita desordenada, em pequena quantidade.

Quadro 5.6 - Valores de índice de cristalinidade (ordem-desordem cristalina) do quartzo, presentes em estruturas de vegetais fossilizados.

Amostra/estrutura	IC - DRX	
Tietea singularis		
Parênquima de reforço	4.7	Arenito friável
Parênquima fundamental	5.0	
Xilema	4.8	
Raízes adventícias		
Vasos + parênquima fundamental	5.5	
Gênero Psaronius		
Parênquima de reforço		Arenito silicificado
Vermelho	4.2	
Claro	5.3	
Escuro	5.0	
Xilema	3.7	
Gênero Psaronius		
Parênquima fundamental	6.3	Arenito silicificado
Parênquima de reforço	7.1	
Parênquima fundamental	4.9	
Xilema	5.2	
Raízes adventícias		
Vasos	4.8	
Parênquima	5.0	

O padrão de vegetal fóssil recente (2430 ± 25 anos) exibiu uma curva larga, centralizada próxima a $4,1 \text{ \AA}$; já amostras do Plioceno e Mioceno Superior apresentaram duas reflexões, na direção da curvatura $4,1 \text{ \AA}$ e, no padrão do Oligoceno, as duas reflexões são substituídas por um único pico. No primeiro caso, o padrão é típico da opala-A (JONES; SEGNIT, 1971), no segundo, as duas reflexões caracterizam a presença da opala-CT, sendo que se registra a presença do quartzo associado em quantidade inferior. A presença de opala-CT, foi identificada por Drees *et al.* (1989), em amostras de materiais semelhantes, com reflexões características em $4,10 \text{ \AA}$ e $4,29 \text{ \AA}$. No terceiro caso, registrou-se apenas o padrão difratométrico do quartzo, semelhante ao que se obteve neste trabalho, ressaltando-se a maior intensidade de suas reflexões (Figura 5.3).

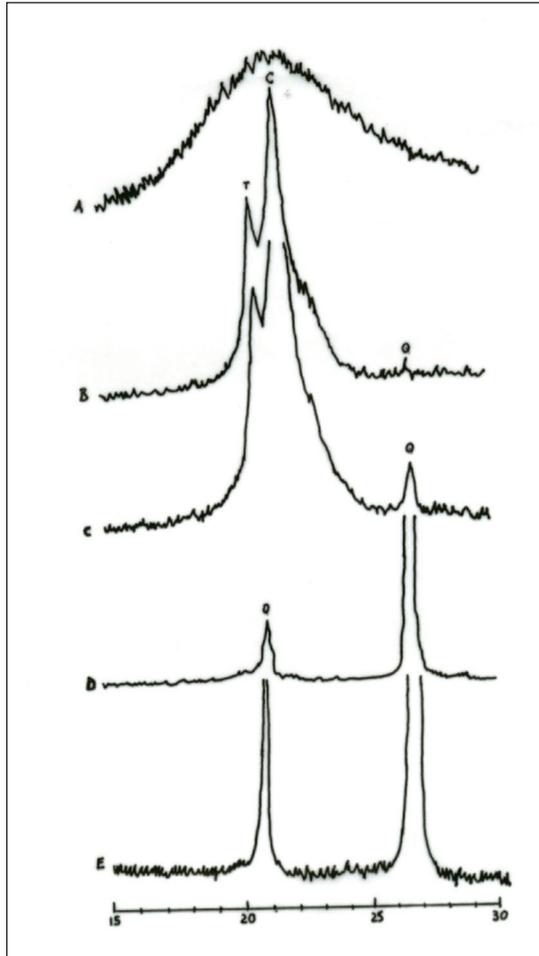


Figura 5.3 - Diferentes padrões difratométricos de vegetais silicificados. A) Opala-A, amostra do Yellowstone, Wyoming (idade: 2430 ± 250 anos). B) Opala-CT, amostra do Membro Médio da Formação Santa Fé, Novo México (Plioceno). C) Opala-CT com pouco quartzo, amostra do Lago Bozeman (Mioceno Superior). D) Quartzo, amostra de Florissant, Colorado (Oligoceno). E) Exclusivamente quartzo, amostra da Formação Pedra de Fogo, Bielândia-TO (Permiano Superior).

Fonte: Stein (1982), com modificações.

O padrão difratométrico do quartzo registrou picos fechados e bem delineados, tanto em análises de amostra total como em frações representativas de diferentes tecidos preservados. O padrão do quartzo, referente a vegetais silicificados de diferentes idades geológicas, tem sido utilizado como parâmetro cronológico, cuja sequência de transformação dos polimorfos de sílica parece depender da idade dos troncos (STEIN, 1982).

A sucessão de precipitação de sílica solúvel em diferentes compostos obedece à mesma sequência opala-A → opala-CT → quartzo, de acordo com o aumento da idade dos vegetais silicificados. Carr; Five (1958) revelaram que a sílica amorfa, sob condições hidrotermais variadas, antes de cristalizar como quartzo apresenta duas fases intermediárias: cristobalita e sílica-K (ou keatita). Sequência de transformação, semelhante à apresentada em Stein (1982) foi evidenciada em sedimentos do fundo do mar (Kastner et al., 1977), através da seguinte sequência de maturação diagenética: opala-A (“oozes” silicosos) → opala-CT (porcelanita) → calcedônia ou quartzo criptocristalino (chert). Contrariando esses resultados, Oehler (1971) não identificou nenhuma fase intermediária entre a cristalização da sílica gel e quartzo, ao realizar estudos sob condições hidrotermais (3 Kb, 100 a 300 ° C durante 5200 h). É provável que o quartzo seja formado diretamente a partir da sílica gel ou as fases intermediárias teriam uma vida curta e se converteriam imediatamente em quartzo, na forma de esferulitos de calcedônia.

Os padrões difratométricos, obtidos neste trabalho, são coerentes com a mineralogia identificada no Paleozóico (Quadro 5.7) e correlacionáveis com a idade proposta para ocorrência do processo de silicificação na Formação Pedra de Fogo (Permiano Superior).

Apesar de o padrão difratométrico apresentar reflexões intensas e bem delineadas, o quartzo, presente nos tecidos preservados dos vegetais estudados, apresentou valores de índice de cristalinidade (grau de ordem-desordem) pouco elevados, próximos a 5,0, exceto no parênquima de reforço onde os valores foram mais elevados atingindo 6,3 e 7,1.

Quadro 5.7 - Minerais identificados em vegetais silicificados de diferentes idades.

Idade	Mineralogia	Referência
2430±250 anos	Sílica amorfa (Opala-A)	Stein (1982)
Terciário (idade provável)	Sílica amorfa	Buurman (1972)
Plioceno	Opala-CT	Stein (1982)
Mioceno Superior	Opala-CT + pouco quartzo	
Oligoceno	Quartzo	
Eoceno	Quartzo	Buurman (1972)
Paleozóico	Quartzo	
Permiano Superior *	Quartzo (calcedônia)	Neste trabalho
Carbonífero	Quartzo	Stein (1982)

Fonte: Landmesser (1994).

* Dados obtidos neste trabalho

Os valores obtidos encontram-se próximos aos apresentados em Murata; Norman (1976) para vegetais silicificados de idade permiana. Os autores citados demonstraram que há uma tendência do índice de cristalinidade do quartzo diminuir em amostras de idades mais jovens (Quadro 5.8). Os resultados apresentaram valores abaixo de 1,0 a 3,5, em amostras do Mioceno ao Triássico; de 4,1 a 4,6 para o Permiano e o Pensilvaniano, respectivamente.

As texturas cristalinas observadas macroscopicamente e ao microscópio óptico, também foram observadas em vegetais silicificados da Bacia do Paraná, sendo características de 3 gerações mineralógicas, atribuídas à permineralização (MUSSA; COIMBRA, 1984). A sequência quartzo cristalino prismático e grosseiro, calcedônia fibrorradiada e calcedônia fibrosa (franjas) observadas neste trabalho, representariam uma sequência, em ordem crescente de velocidade de precipitação e concentração da sílica solução percolante nos vegetais, associada com oscilações do lençol freático.

Quadro 5.8 - Índice de cristalinidade (ordem-desordem) do quartzo em vegetais silicificados de diferentes idades.

Idade	Índice
Mioceno	1.1
Eoceno	1.8
Cretáceo	<1.0
Triássico	2.2 e 3.5
Triássico	1.4 e 1.7
Permiano	4.1
Pensilvaniano	4.6
Pensilvaniano	8.9
Devoniano	1.2

Fonte: Murata; Norman (1976).

Segundo Mussa; Coimbra (1984) o quartzo cristalino prismático e grosseiro, observado ao longo de cavidades e na superfície de algumas amostras, caracterizam uma geração mineralógica, relacionada ao preenchimento de espaços e fissuras desenvolvidas num ambiente de nível médio das águas, com baixo enriquecimento em sílica e um processo de deposição lento. A calcedônia fibrorradiada caracteriza um modo de deposição da sílica, durante ou após a elevação do nível das águas, quando a solução estaria com menor saturação em sílica. Já a calcedônia fibrosa representaria um modo de deposição da sílica em função da capilaridade, a partir de soluções mineralizantes. Neste caso, o processo de mineralização foi ativo e rápido, ocorrendo durante o rebaixamento do lençol freático com ambiente saturado em sílica.

As massas de sílica observadas ao microscópio eletrônico de varredura são típicas de vegetais silicificados de idades mais antigas, conforme foi observado em exemplares do Carbonífero (STEIN, 1982).

5.4 TEXTURAS CRISTALINAS DOS VEGETAIS FOSSILIZADOS

Os estudos macroscópicos não revelaram contrastes significativos na morfologia cristalina resultante da fossilização, pois, no geral, os minerais são microcristalinos, tendo-se como representante principal o quartzo, identificado por DRX e IV. O quartzo na forma de cristais foi observado apenas em duas situações específicas, presentes na superfície externa do exemplar da família *Taxaceae* e ao longo de cavidades, principalmente nos exemplares do gênero *Psaronius* e da espécie *Tieta singularis*.

Na superfície externa da família *Taxaceae*, o quartzo apresentou-se na forma granular grosseira com dimensão inferior a 4 mm, sendo que nos cristais maiores, observou-se a presença de algumas formas subédricas. Ao longo das cavidades, o quartzo identificado foi o hialino que chegou a desenvolver prismas perfeitos, com faces estriadas horizontalmente e terminações romboédricas pontiagudas (Figura 5.4).

Ao microscópio petrográfico, o quartzo apresentou-se microgranular, fibroso (calcedônia) e criptocristalino. O quartzo microgranular é representado por mosaicos de cristais anédricos, que tendem a ser mais desenvolvidos na porção central das estruturas preservadas (ex: centro de vasos) ou ao longo de paredes de microcavidades. Neste caso, é comum a presença de calcedônia ao longo do floema, tecido geralmente não preservado após o processo de fossilização. À luz natural, o quartzo microgranular apresentou superfícies límpidas; sob nicóis cruzados, os cristais apresentaram-se anisótrpos e utilizando-se o condensador móvel em conjunto com a lente de Amici-Bertrand obteve-se figura de interferência do tipo eixo óptico centrado, com sinal óptico correspondente a mineral uniaxial negativo.

A calcedônia apresentou-se basicamente com duas morfologias fibrosas, nas formas de franjas e esferulitos fibrorradiados, constituídas por calcedônia *lengh-slow*. Sob nicóis cruzados (Figura 5.5), observam-se as variedades mineralógicas distribuídas nos diferentes tecidos, onde o quartzo microcristalino (QM) está presente no xilema (x) e parênquima de reforço (Pr), a calcedônia em franjas (CF) ocorre nas cavidades, anteriormente ocupadas pelo floema (f) e o quartzo criptocristalino (QC) está presente ao longo do parênquima fundamental (pf) do *Psaronius*.

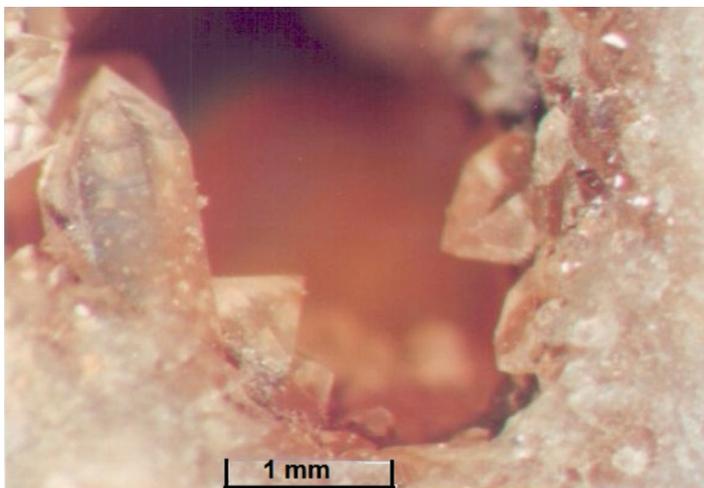


Figura 5.4 - Quartzo prismático em cavidade de *Psaronius*.
Fonte: Rosiney Araújo Martins.

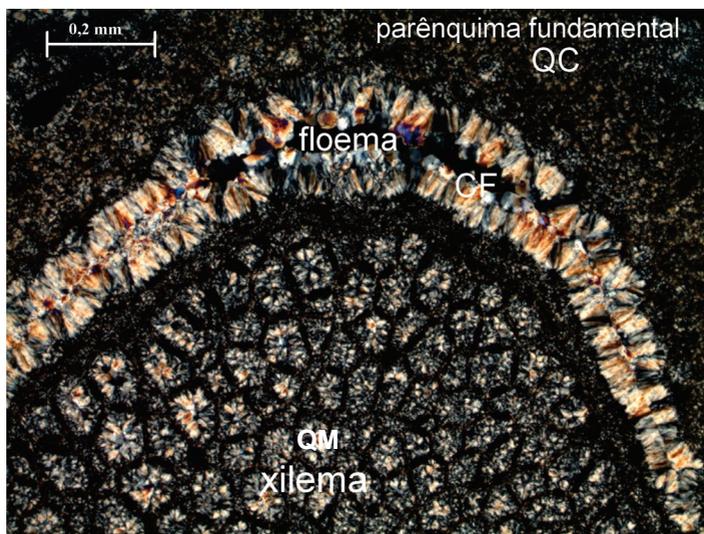


Figura 5.5 - Variedades texturais de quartzo nos diferentes tecidos de *Psaronius*, representadas por quartzo microcristalino (QM) presente no xilema; calcedônia em franjas (CF) ao longo do floema e quartzo criptocristalino (QC) no parênquima fundamental.

Fonte: Marcela Marques Vieira.

No detalhe do xilema, notou-se ainda uma variação textural: no centro das células o quartzo se apresentou como cristais anédricos, enquanto que, ao longo dos limites das paredes celulares, a morfologia tende a ser de calcedônia em franjas (Figura 5.6).

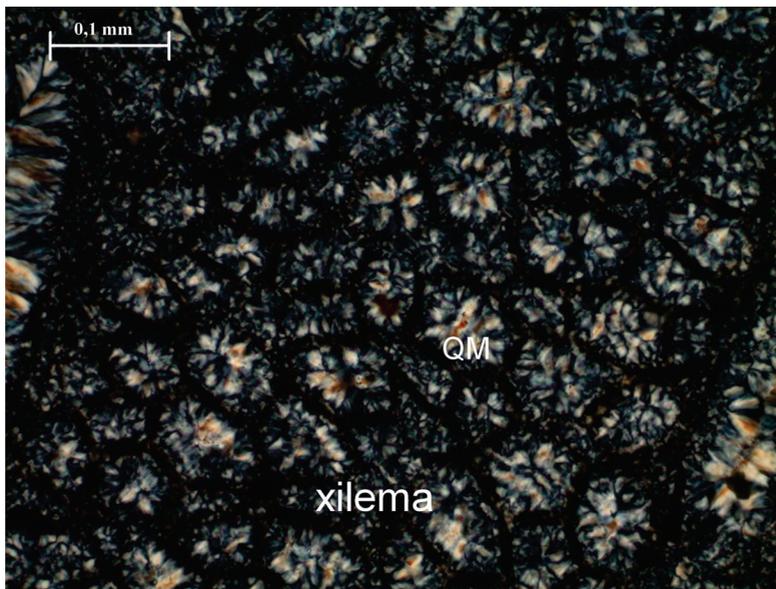


Figura 5.6 - Detalhe do xilema exibindo quartzo microcristalino (QM) no centro das células.

Fonte: Marcela Marques Vieira.

Variação semelhante ao apresentado na figura 5.5 e 5.6 foi observada ao longo dos diferentes tecidos, sendo comum nas interfaces xilema/floema, onde os limites entre ambos mostraram-se contornados por franjas calcedônicas, ocorrendo quartzo microgranular anédrico na porção mais interna do espaço do xilema. No caso das raízes adventícias externas, o padrão geral é representado pelo quartzo microcristalino (QM), ao longo do parênquima fundamental e preenchimento de mosaicos anédricos nos vasos.

A calcedônia fibrorradiada não apresentou uma distribuição preferencial ao longo de um tecido específico, ocorrendo em porções aleatórias no parênquima fundamental criptocristalino (Figura 5.7).

Em observações, através da introdução do condensador móvel e lente de Amici-Bertrand, o comportamento óptico é característico da calcedônia *lengh-slow*.

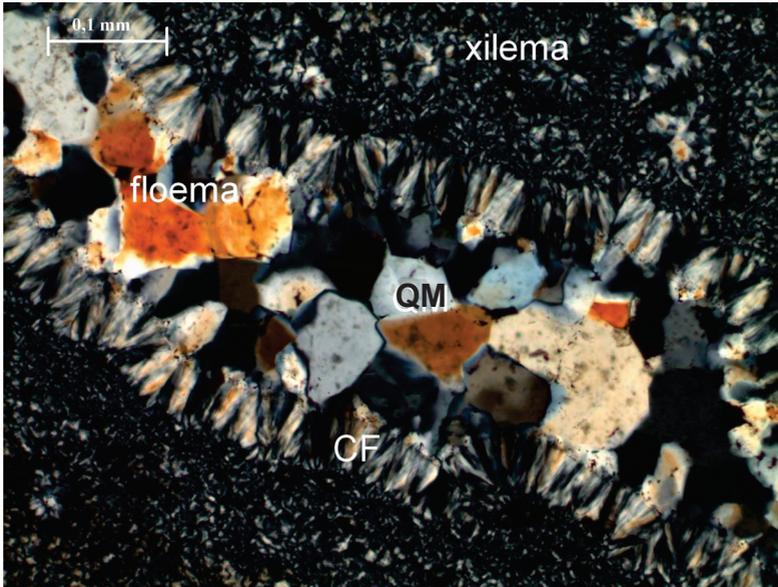


Figura 5.7 - Caule de *Psaronius* mostrando interface xilema floema exibindo calcedônia em franjas (CF) e quartzo microcristalino (QM) na cavidade representativa do antigo floema.

Fonte: Marcela Marques Vieira.

Sob o microscópio eletrônico de varredura, o padrão micromorfológico da sílica, no geral, é caracterizado por uma superfície microporosa com microcavidades associadas. Esta morfologia foi observada tanto em amostras representativas do estelo como da porção externa de raízes adventícias. Nas imagens obtidas, a sílica ocorreu fundamentalmente como massas correspondentes ao quartzo microgranular e sua variedade calcedônia.

Na região do estelo, o padrão microporoso (Figura 5.8 a,b) ocorre associado à configuração histológica dos diferentes tecidos identificados. No parênquima de reforço, os detalhes histológicos mostraram-se bem evidentes, e as células parenquimáticas

apresentaram superfície maciça, contrastando com os contatos entre elas, evidenciados pela presença de massas de sílica de tonalidades mais esbranquiçadas, contendo cavidades (Figura 5.8 c,d,e), sendo as paredes destas, representadas por concentrações de massas de sílica globular (Figura 5.8 f).

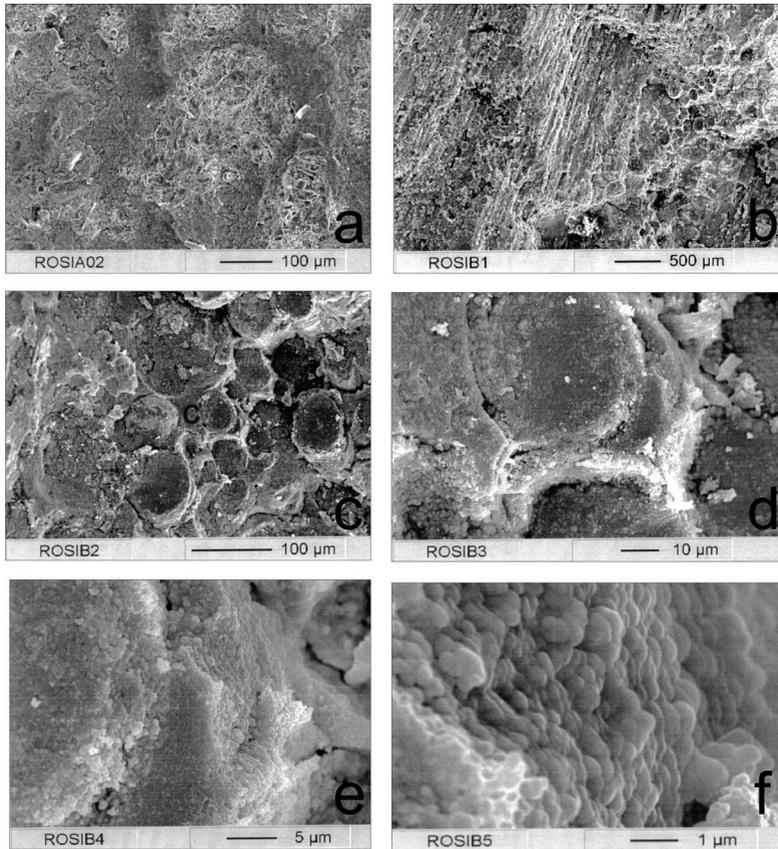


Figura 5.8 - Padrão microporoso da sílica (a, b). Células do parênquima de reforço preservadas pela sílica (c, d). Limites entre células parenquimáticas apresentando microcavidades (e). Detalhe de parede de microcavidade (e) forma globular da sílica (f).

Fonte: Rosiney Araújo Martins.

As análises químicas revelaram que os fósseis estudados são constituídos praticamente de sílica pura (valores médios acima de 95% de SiO₂), confirmando o domínio de quartzo e outros polimorfos de SiO₂ identificados nos estudos mineralógicos.

Os 55 pontos analisados por microsonda eletrônica forneceram resultados sobre a composição química do xilema (18 pontos), floema (15 pontos) e parênquima fundamental (22 pontos). A estatística básica (Quadro 5.9) desses tecidos mostra valores médios de SiO₂ variando de 96,12 a 97,27 e os demais constituintes, conseqüentemente, encontraram-se presentes em pequenas quantidades, em que se destacam Al₂O₃ e Fe₂O₃.

Quadro 5.9 - Estatística básica dos componentes analisados (microsonda eletrônica) em diferentes estruturas preservadas em exemplares de vegetais fossilizados representados por *Psaronius* e *Tietea singularis*.

% em peso	Xilema (N=18)			Floema (N=15)			Parênquima (N=22)		
	Média	Mín.	Máx.	Média	Mín.	Máx.	Média	Mín.	Máx.
SiO ₂	97.27	92.60	98.97	96.12	67.42	98.98	97.05	89.00	99.86
Al ₂ O ₃	0.15	0.02	0.35	0.09	0.01	0.36	0.18	<0.01	0.51
Fe ₂ O ₃	0.05	<0.01	0.11	0.04	<0.01	0.16	0.08	<0.01	0.40
CaO	0.03	<0.01	0.12	0.01	<0.01	0.03	0.05	0.01	0.22
Na ₂ O	0.07	0.02	0.16	0.06	0.03	0.15	0.07	0.01	0.19
K ₂ O	0.06	0.01	0.10	0.04	0.01	0.12	0.04	<0.01	0.13
MgO	0.01	<0.01	0.05	0.01	<0.01	0.02	0.01	<0.01	0.06
MnO	0.01	<0.01	0.02	0.01	<0.01	0.05	0.01	<0.01	0.04
TiO ₂	0.01	<0.01	0.04	0.01	<0.01	0.03	0.01	<0.01	0.04
NiO	0.02	<0.01	0.07	0.01	<0.01	0.04	0.01	<0.01	0.03
BaO	0.03	<0.01	0.08	0.02	<0.01	0.11	0.03	<0.01	0.09

N = Número de pontos analisados

Análises realizadas em vegetais fossilizados de diferentes partes do mundo (MICHELL; TUFTS, 1973; SIGLEO, 1978 e 1979) apresentaram valores coerentes aos obtidos neste trabalho. Sigleo (1978) mostrou que diferentes morfologias de vegetais fósseis (parede celular e lúmen) são constituídas praticamente de sílica, com valores de SiO₂ variando de 82,20% a 99,47%.

Michell; Tufts, (1973) obtiveram valores de Al_2O_3 no intervalo de 0,12 a 3,5 % em amostras de vegetais silicificados. Stein (1982) sugeriu que a presença do alumínio, em amostras de vegetais silicificados, esteja relacionada com a fase autigênica argilosa illita pobremente cristalizada, porém, os dados de infravermelho, discutidos neste trabalho, revelaram a presença de caulinita desordenada.

A presença da matéria orgânica foi registrada nos espectros analíticos de MEV/EDS referentes ao xilema, parênquima de reforço e parênquima fundamental da amostra de *Psaronius*, indicada pelos picos do carbono (C), associados aos picos de silício (Si) e oxigênio (O), do quartzo. Os picos de ouro (Au) são resultantes da metalização da amostra com este elemento. Na figura 5.9, é apresentado o gráfico referente à análise do parênquima fundamental.

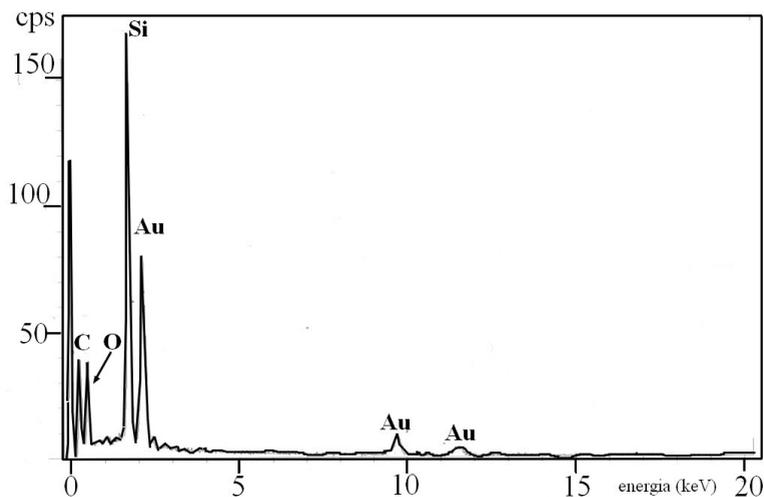


Figura 5.9 - Espectro de análise química obtido por MEV/EDS de parênquima fundamental de amostra de *Psaronius*.

Fonte: Rosiney Araújo Martins.

Os autores citados obtiveram valores de ferro variando de 0,005 a 2,25 % e citam a presença da hematita, sendo esta formada a partir da alteração posterior ao processo de fossilização. Neste trabalho, a hematita é mais frequente nas

porções superiores da sucessão litológica, assim como nos vegetais silicificados relacionados à litologia do topo (argilito), coincidindo com as tonalidades avermelhadas, classificados como pertencentes à família *Taxaceae*. Parece refletir a ação incipiente do intemperismo.

A FOSSILIZAÇÃO DE VEGETAIS DA FORMAÇÃO PEDRA DE FOGO

Nas rochas sedimentares da Bacia do Parnaíba estão preservados fósseis que registram uma história de diversificação e extinção de biotas influenciada pelos movimentos das placas tectônicas (Figura 1.4) ao longo do tempo geológico, relacionados com os processos geológicos e as mudanças do supercontinente do Gondwana (SANTOS; CARVALHO, 2009, p.146). Segundos as autoras, no período de existência da floresta que abrigava os tipos de vegetais apresentados neste livro (Permiano), as variações no nível do mar definiram fases regressivas (caracterizadas por ambientes continentais desérticos e climas áridos) e transgressivas (predomínio de ambiente lacustre e clima úmido). A biodiversidade corresponde a paleolatitudes representativas da faixa tropical e as condições propícias à vida foram encerradas com novo rigor de aridez no clima, que extinguiu as florestas e as preservou por silicificação.

Vale ressaltar que a diversidade biológica permiana desta bacia sedimentar extrapola as variedades vegetais aqui apresentadas, pois é marcante a presença de outros tipos de fósseis, como de estromatólitos e espécies de fauna e flora, já extintas nos dias atuais. Na figura 6.1, é apresentada uma reconstituição paleobiológica simplificada da biota que se desenvolveu nesta porção do território brasileiro, com destaque para elementos da flora (representados por madeiras, psaronius, calamitales e cordaitaceas) e fauna (exemplos de anfíbios e peixes). O antigo ambiente possuía os elementos favoráveis à fossilização representados por corpo de água, a bacia sedimentar como fonte de sedimentos inorgânicos, presença de organismos e condições ambientais específicas que permitiram a fossilização e consequente impedimento da decomposição da matéria orgânica após o soterramento e morte dos organismos. Stewart; Rothwell (1993, p.9) descrevem que a fossilização acontece em ambientes de baixa energia (como pântanos) que permitem que as plantas mortas sejam soterradas intactas, sendo necessário ainda que a decomposição aeróbica não aconteça. Isso é possível porque

Na Bacia do Parnaíba, as camadas das fases transgressivas são preservadas, pois cada estrato foi coberto por superposições de sedimentos mais novos, já o início das fases regressivas foi erodido (SANTOS; CARVALHO, 2009, p.146). As autoras apontam as glaciações como um dos fatores responsáveis pelas variações do nível do mar ocorridas no Gondwana, variações essas acompanhadas de climas quentes e áridos adversos, com as manifestações de vida representadas pelos estromatólitos (intervalos regressivos) e com mudanças para climas quentes e úmidos, com ambientes aquáticos e presença de fauna e flora (intervalos transgressivos). A fossilização dos vegetais, por permineralização, aconteceu quando o clima voltou era quente e árido.

É importante frisar a importância da continuidade dos estudos para se propor um modelo que contemple os processos diagenéticos envolvidos na preservação dos fósseis vegetais da Bacia do Parnaíba, o que não foi possível com as informações até aqui apresentadas, porém, adotaremos um modelo proposto para fósseis mesozóicos do Estado do Rio Grande do Sul (BOLZON et al. 2004). É óbvio que não se pode adotar o referido modelo para os materiais apresentados neste livro, já que os processos fossildiagenéticos dos tecidos lenhosos estão relacionados com a sua estrutura e composição química, o ambiente deposicional, variáveis climáticas, hidrológicas, geoquímicas e biológicas, dentre outras. O objetivo aqui é apresentar as etapas que poderiam ser analisadas para suportar um modelo específico para os fósseis da Formação Pedra de Fogo a ser desenvolvido com pesquisas futuras. Os autores apresentam um modelo estruturado em 4 estágios, assim definidos:

1. destruição do tecido lenhoso anterior à infiltração e precipitação de minerais;
2. início da infiltração de minerais com precipitação e nucleação no lúmen celular a partir da superfície das paredes celulares;
3. alterações na parede celular com a degradação de elementos orgânicos residuais;
4. preenchimento e/ou precipitação de minerais a partir da superfície dos lumens celulares.

Na etapa de destruição do tecido lenhoso anterior à infiltração e precipitação de minerais, os processos atuantes geram células com paredes afastadas, células comprimidas e células com paredes rompidas. É no segundo estágio que ocorre a preservação da maioria das estruturas celulares, caracterizado pela entrada e precipitação de sílica nas paredes das células, que ocorrem por processos físico-químicos e bioquímicos determinados pela união de pontes de hidrogênio que se formam entre os grupos hidroxílicos do ácido silícico e os radicais livres da matéria orgânica parcialmente degradada (LEO; BARGHOORN, 1976; SIGLEO, 1978). O terceiro estágio é identificado pela impossibilidade de se determinar os limites da parede celular e dos lumens, porém, há preservação de elementos orgânicos residuais, também identificados neste trabalho (Figura 5.9). O último estágio diagenético representa a principal fase de destruição do tecido lenhoso, formando uma região “amorfa” (ausência de células), incluindo fraturas, geradas por acomodações do terreno ou outros processos físicos, preenchidas ou não com cristais de quartzo de diferentes morfologias.

Os primeiros trabalhos experimentais sobre o processo de fossilização por silicificação de vegetais foram direcionados para as duas principais correntes científicas que postulavam que o processo consistia da substituição da matéria orgânica vegetal pela sílica (CORRENS, 1950) e impregnação da parede celular pela solução mineralizante (OEHLER, 1971; LÉO; BARGHOORN, 1976; SIGLEO, 1978; STEIN, 1982), já Drum (1968a) considerou o processo como resultante da deposição dentro da parede celular. A preservação intacta da arquitetura orgânica interna do vegetal vivo permitiu fazer descrições anatômicas do tecido vascular, característica marcante de vegetais preservados a partir da permineralização (STEWART; ROTHWELL, 1993).

É provável que o processo tenha sido originado pela precipitação de sílica amorfa, a partir da interação entre concentração e polimerização de moléculas de ácido monossilícico dentro da matriz vegetal, seguindo-se de uma fase de desidratação e precipitação de sílica opalina e esta assumiu, posteriormente, um estado cristalino mais estável (DRUM, 1968a; 1968b; OEHLER, 1971).

O intemperismo de rochas silicatadas e a dissolução de cinzas vulcânicas são as principais fontes de sílica dissolvida para o desenvolvimento do processo (OEHLER, 1971; FRAZIER; FRAZIER, 1995). No caso específico da Formação Pedra de Fogo, principal encaixante dos troncos vegetais fossilizados aqui estudados, o suprimento de sílica envolvido no processo de fossilização de vegetais poderia ser interpretado como proveniente de uma fonte externa, composta de materiais terrígenos sujeitos a condições alcalinas, típicas de clima árido, capazes de promover a solubilidade da sílica e a transferência desta para a área de deposição (FARIA JR., 1974). Estudos sedimentológicos mencionam sedimentos pré-existentes como fontes de sílica e ainda fontes externas, representadas por rochas dos grupos Estrondo, Tocantins, Ceará e/ou Independência (COIMBRA, 1983).

Landmesser (1994) considera que o processo envolve a saturação e impregnação do tecido vegetal pela sílica que, no início, é marcado pelo encontro da sílica dissolvida com a madeira. O autor discute ainda assuntos controversos, tais como, temperatura de ocorrência e as fontes de sílica. Devido a menor solubilidade da sílica a baixas temperaturas, os cientistas consideravam anteriormente que o processo envolvia temperaturas elevadas. Landmesser (1994) mostra que a formação de ágata ocorre a temperaturas geologicamente baixas, não ultrapassando 200° C e provavelmente a temperaturas inferiores a esta, além disso, a presença de compostos orgânicos em vegetais petrificados é uma evidência contrária à teoria que envolvia altas temperaturas no processo.

Segundo Landmesser (1984 e 1994), o processo de silicificação de vegetais é similar ao processo de formação de ágata, já que a gênese destas não está diretamente relacionada com a formação das rochas ígneas em que são encontradas. O autor propõe que o processo envolve o preenchimento de cavidades em condições de P e T de sedimentação/diagênese, quando a sílica é transportada na forma monomérica de baixo peso molecular. Durante a silicificação, os vegetais se encontram em depressões topográficas ou estruturas geológicas, soterrados, onde há saturação de água tanto nos sedimentos como nos vegetais. A cobertura sedimentar protege o vegetal da rápida degradação, além de ser a fonte abundante e imediata de sílica. Neste

caso; o agente silicificante é liberado na diagênese de minerais silicatados, como ocorre no caso da diagênese de transformação da montmorilonita para caulinita, quando há liberação de sílica. O movimento da água é um parâmetro importante, já que se trata do agente necessário à diagênese mineral. A saturação dos sedimentos exclui oxigênio do ambiente, inibindo a deterioração da estrutura do tecido, mantendo as condições redutoras.

As condições de temperatura e pressão necessárias ao desenvolvimento do processo são próximas ao ambiente sedimentar, já que temperaturas elevadas (superiores a 100° C) podem resultar na destruição da substância orgânica do vegetal. Landmesser (1994) sustenta que a presença de matéria orgânica, a exemplo do que foi constatado neste trabalho, confirma que o processo não se desenvolveu a elevadas temperaturas. Outro parâmetro importante a ser considerado durante a silicificação é o comportamento do pH, já que este pode sofrer consideráveis mudanças (LEO; BARGHOORN, 1976). Na fase inicial, o pH é extremamente alcalino e promove a liberação dos primeiros componentes para a solução mineralizante, principalmente íons de metais alcalinos e alcalinos terrosos. Essa liberação de íons causa um aumento do pH e consequente dissolução da sílica, que se desloca para a estrutura do vegetal, causando diminuição no valor do pH. Em termos de tempo geológico, a penetração da sílica no vegetal ocorre rapidamente com posterior cristalização final para quartzo. Em condições próximas à superfície, essa conversão pode requerer milhões de anos (10^7 a 10^8) para a transformação; porém, na presença de matéria orgânica, a cristalização do quartzo pode ser consideravelmente acelerada (LEO; BARGHOORN, 1976). Nessas condições acredita-se que transcorreu a fossilização via silicificação, quartzo microcristalino, predominantemente, dos troncos vegetais da flora permiana da Formação Pedra de Fogo, espalhada pela bacia sedimentar do Parnaíba.

REFERÊNCIAS

ADAMS, S. F. Replacement of wood by dolomite. **Journal of Geology**. Chicago, v. 28, n. 6, p.356-357, mai/jun. 1920.

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.

ALMEIDA, F. F. Diferenciação tectônica da plataforma brasileira. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 23., 1969, Salvador. **Anais...** Salvador: SBG. 1969. p.29-46. v.1.

ALMEIDA, F.F.M.; HASUI, Y. **O embasamento da plataforma Sul-Americana**. In: ALMEIDA, F.F.M.; HASUI, Y. (coord.). O Pré-Cambriano do Brasil. São Paulo. Editora Edgard Blücher LTDA. 1984.

ANDREWS, JR. H. N. **Studies in Paleobotany**. USA:National Science Fundation, 1960.

ARCHANGELSKY, S.- **Fundamentos de Paleobotânica**. Buenos Aires: Universidde Nacional de La Plata. n. 11, 1970.

BOLD, H.C. **O Reino Vegetal**. São Paulo: Edgard Blücher. 1988.

BOLZON, R.T.; SILVA, J. L.S.; MACHADO, L.G. Fossildiagênese de lenhos do mesozóico do estado do Rio Grande do Sul, Brasil. **Revista Brasileira de Paleontologia**, v. 7, n. 2, p.103-110, jul/ago. 2004.

BRANCO, P. M. Breve história da Terra. Disponível em: <<http://www.cprm.gov.br/publique/cgi/cgilua.exe/sys/start.htm?Infoid=1094&sid=129>>Acesso: 31 jan. 2010.

BROWNEN, G. Petrified Wood. **Lapidary Journal**. Toronto, v. 29, n. 12, p. 2214-2218, dez. 1976.

CARR, R.M.; FYFE, W.S. Some observations on the chystallizations of amorphous silica. **The American Mineralogist**, v.43, p. 908-916, 1958.

COIMBRA, A. M.; MUSSA, D. Associação lignitafoflorística na Formação Pedra de Fogo (Arenito Cacunda), Bacia do Maranhão-Piauí, Brasil. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33., Rio de Janeiro. **Anais...** Rio de Janeiro:SBG, 1984. p.591-605.

COIMBRA, A. M. Estudo sedimentológico e geoquímico do Permo-Triássico da Bacia do Maranhão. 1983. Tese de doutorado -Universidade de São Paulo. Instituto de Geociências, São Paulo, 1983.

CORDANI, U.G.; BRITO NEVES, B.B.; FUCK, R.A.; PORTO, R.; THOMAZ FILHO, A.; CUNHA, F.M.B. Estudo preliminar de integração do Pré-Cambriano com os eventos tectônicos das bacias sedimentares brasileiras. **Ciência, Técnica, Petróleo: seção Exploração do Petróleo**, n. 15, p. 20-27. 1984.

CORRENS, C.W. Zur geochemie der diagenese. **Geochimica Cosmochimica Acta**. v. 1, p. 49-54, 1950.

CUNHA, F.M.B. **Evolução paleozóica da Bacia do Parnaíba e seu arcabouço tectônico**. 1986. 170f. Dissertação (Mestrado em Geociências)-Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 1986.

CUNHA, F. M. B.; CARNEIRO, R. G. Interpretação fotogeológica do centro oeste da Bacia do Maranhão. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 26., 1972, Belém. **Anais...** Belém: SBG, 1972. v.3, p. 65-91.

DANIELS, F.J. Petrified wood: the world of fossilized wood, cones, ferns and cycads. USA:Western Colorado Publishing, 1998.

DERBY, O.A. **Estrutura geológica e minerais**: a geographia física do Brasil. Rio de Janeiro, G. Lenzinger. p.43-59. 1884.

DIAS-BRITO, D.; ROHN, R.; CASTRO, J.C. DIAS, R.R.; Rössler , R. **Floresta Petrificada do Tocantins Setentrional**: o mais exuberante e importante registro florístico tropical-subtropical permiano no Hemisfério Sul. Brasil. Disponível em: <http://www.unb.br/ig/sigep/sitio10>. Acesso em 15 dez. 2009.

DREES, L. R.; WILDING, L. P.; SMECK, N. E.; SENKAYI, A. L. **Silica in soils: quartz and disordered silica polymorphs**. In: DIXON, J.B.; WEED, S.B. (ed) Minerals in Soil Environments. 2 ed. Madison: Soil Science society of American. 1989. p. 913-974.

DRUM, R.W. 1968a.. Petrification of plant tissue in the laboratory. **Nature**, v. 218, p.784-785.

DRUM, R.W. Silicification of betula woody tissue in vitro. **Science**, v. 161, n. 3837, p.175176. jul. 1968b.

FAHN, A. - **Anatomia Vegetal**, Madri: H. Blume Ediciones Rosario, 1978, p. 603- 616.

FARIA JR. L.E.C. **Estudo sedimentológico da Formação Pedra de Fogo - Permiano da Bacia do Maranhão**. 1979. 70f. Dissertação (Mestrado em XXXX)-Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará. Belém, 1979.

FARMER, V.C. **The layer silicates**. In: FARMER, V.C. (Ed) The Infrared Spectra of Minerals. London: Mineralogical Society, 1974. p.331-363.

FORTES, F. P. Geologia estrutural e tectônica da bacia sedimentar do Meio-Norte do Brasil (uma síntese com implicações metalogenéticas). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30., 1978, Recife. **Anais...** Recife: SBG, 1978, v.1, 1978, p.321-336.

FRAZIER, S. & FRAZIER, A. What's made of quartz and goes tweet-tweet? New ideas about how petrification happens. **Lapidary Journal.**, v. 49, n. 5, p. 18-25. 1995.

GILLETTE, N.J. Morphology of some American species of Psaronius. **Botanical Gazette.** V. 99, p. 80-102. 1937.

GÓES, A.M.O. **A Formação Poti (carbonífero inferior) da Bacia do Parnaíba.** 1995. 171f. Tese (Doutorado em XXXXX)-Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo. São Paulo, 1995.

GÓES, A. M.; COIMBRA, A. M. Bacias sedimentares da Província Sedimentar do Meio-Norte do Brasil. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 5., Belém. **Boletim...** Belém: SBG, 1996. p.186-187.

GOTHAN, W. ; WEYLAND, H. **Lehrbuch der Paläobotanik.** Berlim: Akademie-Verlag- Berlin. 1954.

IANNUZZI, R.; CARDOSO, N.; SOUZA-LIMA, W. Os fósseis da bacia de Sergipe-Alagoas: os vegetais, as pteridófitas. **Phoenix**, ano 4, n. 45, set. 2002.

JONES, J.B.; SEGNI, E.R. The nature of opal I: noenclature and constituent phases. **Journal of Geologic Society Australian**, v. 18. p. 57-68, 1971.

KAROWE, L. ; JEFFERSON, T.H. Burial by eruptions of Mount St Helens, Washington: implications for the interpretation of fossil forests. **Geological Magazine**, v. 124, n.3, p. 191-204. mai. 1987.

KASTNER, M.; KEENE, J.B.; GIESKES, J.M. Diagenesis of siliceous oozes-I. Chemical controls on the rate of opal-A to opal-CT transformation – an experimental study. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, v. 41, p. 1041-1059. 1977.

Klein, C.; Hurlbut Jr, C.S. **Manual of mineralogy**. 21st. Ed. New York. John Wiley & Sons. 2001. 596p.

LANDMESSER, M. Das problem der achatgenese. **Mitt. Pollichia**, v. 72, p. 5-137. 1984.

LANDMESSER, M. 1994. Versteinertes Holz. **ExtraLapis**, v. 7, p. 1-174, mar. 1994.

LEO, R.F., R.F.; BARGHOORN, E.S. Silicification of wood. **Botanical Museum Leaflets**. Haward, v. 25, n. 1, p. 1-47. 1976.

LIMA, E.A.M. & LEITE, J.F. 1978. Projeto estudo global dos recursos minerais da Bacia Sedimentar do Parnaíba - integração geológica-metalogenética. Recife, DNPM, CPRM. v. I, p.124-132. (Relatório Técnico).

LYON, R.J.P. **Infrared absorption spectroscopy**. In: ZUSSMANN, J. (ed) *Physical Methods in Determinative Mineralogy*. London: Academic Press, 1967. p. 371-403.

MALYSKA, A.M. **Microscopia Eletrônica de Varredura e Microanálise**. Santa Catarina: UFSC. 2008. Disponível em: http://www.materiais.ufsc.br/lcm/web-MEV/MEV_Apostila.pdf. Acesso em: 20 jan. 2010.

MESNER, J.C.; WOOLDRIDGE, L.C. Maranhão Paleozoic Basin and Cretaceous coastal basins North Brazil. **Bulletin Association of Petroleum Geologists**, v. 48, n. 49, p. 476-1512. 1964.

MITCHELL, R.S.; TUFTS, S. Wood opal-A tridymite-like mineral. **American Mineralogist**, v. 58, n. 20, p. 717-720. 1973.

MODERNA. **Suplemento para o professor:** atividades complementares, 200-?. Disponível em: <http://www.moderna.com.br>. Acesso em: 13 jun. 2010.

MOENKE, H.H.W. **Silica, the three dimensional silicates, borosilicates and beryllium silicates.** In: FARMER, V.C. (ed) *The Infrared Spectra of Minerals.* Mineralogical Society, London. 1974. p.365-382.

MORET, L. **Paléontologie végétale.** 3 ed. Masson (Paris): Masson et Cie éditeurs. 1964.

MORGAN, J. The morphology and anatomy of american species of the genus *Psaronius*. **Biological Monographs**, v. 27, p. 1-108. 1959.

MURATA, K.J.; NORMAN, M.B. Na index of crystallinity for quartz. **American Journal of Science**, v. 276, p. 1120-1130. 1976.

MUSSA, D.; COIMBRA, A.M. Método de estudo tafonômico aplicado a lignispécimes permianos da Bacia do Paraná. **Nac. Acad. Bras. Cien.** São Paulo, 1984. p.85-101.

MUSSA, D.; COIMBRA, A. M. Novas perspectivas de comparação entre as taflofloras permianas (de lenhos) das bacias do Parnaíba e Paraná. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE PALEONTOLOGIA, 10., 1987, Rio de Janeiro. **Anais...** Rio de Janeiro: SBG, 1987. v.1, p. 901-923.

NARDY, A. J. R; MACHADO, F. B. **Mineralogia Óptica:** óptica cristalina. São Paulo: UNESP. 2002. Disponível em <<http://www.rc.unesp.br/igce/petrologia/nardy/opticat2.pdf>>. Acesso em: 02 dez. 2009.

NEUMANN, R.; SCHENEIDER, C. L.; ALCOVER NETO, A. Caracterização tecnológica de minérios. In: LUZ, A. B; Sampaio, J. A.; ALMEIDA, S. L. M (Org). **Tratamento de Minérios.** 4ª Ed. Rio de Janeiro: CETEM/MCT. 2004. cap. 3, p. 55-109.

OEHLER, J.H. Hidrotermal crystallization of silica gel. **Geological Society of America Bulletin**, v. 87, p. 1143-1152. 1971.

OLIVEIRA, C.M. O padrão de distribuição dos elementos traços na Formação Pedra de Fogo, Permiano da Bacia do Maranhão e seu emprego como indicador de ambientes de sedimentação. 1982. 94f. Dissertação (Mestrado em Geoquímica e Petrologia)- Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará. Belém, 1982.

PETRI, S.; FÚLFARO, V.J. **Geologia do Brasil: Fanerozóico**. São Paulo:EDUSP, 1983.

PINTO, C.P.; GROSSI, J.H. Revisão da estratigrafia da Formação Pedra de Fogo, borda sudoeste da Bacia do Parnaíba. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 34., 1986, Goiânia. **Anais...** Goiânia: SBG, 1986, v 1, p. 346-356.

PRESS, F.; SIEVER, R.; GROETZINGER, J.; JORDAN, T. H. **Para entender a Terra**. São Paulo: Oficina de Textos, 2006.

REED, S. J. B. **Electron Microprobe Analysis and Scanning Electron Microscopy in Geology**. Cambridge University Press, 201 p. (1996).

ROTHWELL, G.W.; BLICKLE, A.H. *Psaronius magnificus* N. Comb., a Marattialeean fern from the Upper Pennsylvanian of North America. **Journal of Paleontology**, v. 52, n. 2 parte 1, p. 459-468. 1982.

RUDALL, P. **Anatomy of flowering plants: an introduction to structure and development**. 2nd. ed. USA: Cambridge University Press. 1994.

RUSSELL, J.D.; FRASER, A. R. **Infrared methods**. In: WILSON, M.J. (ed) *Clay Mineralogy: Spectroscopic and Chemical determinative Methods*. London: Chapman & Hall, 1994. p.11-67.

SALGADO-LABOURIAU, M.L. **História ecológica da Terra**. 2ª ed. rev. São Paulo:Edgard Blücher, 2003.

SANTOS, M. E. C. M; CARVALHO, M. S. S. **Paleontologia das bacias do Parnaíba, Grajaú e São Luís**. Rio de Janeiro: CPRM. 2009.

SCHMIEGELOW, J. M. M. **O planeta azul**. Rio de Janeiro: Editora Interciência, 2004.

SCHNITZER, A. Fossilized trees. **Lapidary Journal**, v. 36, n. 2, p. 418-424. 1982.

SCHOBENHAUS, C.; CAMPOS, D.A. **A evolução da plataforma Sul-Americana no Brasil e suas principais concentrações minerais**. In: SCHOBENHAUS, C.; CAMPOS, D.A.; DERZE, G.R.; ASMUS, H.E. (coord.) Geologia do Brasil texto explicativo do mapa geológico do Brasil e da área oceânica adjacente incluindo depósitos minerais, escala 1:2.500.000. Rio de Janeiro:DNPM. 1984. p.9-49.

SCHOPF, J.W. Fossil evidence of Archaean life. **Philos Trans R Soc Lond B Biol Sci**. Londres, may. 2006. Disponível em: <http://www.ncbi.nlm.nih.gov/pmc/articles/PMC1578735/>. Acesso em: 31 jan. 2010.

SIGLEO, A.C. Geochemistry of silicified wood and associated sediments, Petrified Forest National Park, Arizona. **Chemical Geological**, v. 26, p. 151-163. 1978.

SIGLEO, A.C. Organic geochemistry of silicified wood, Petrified Forest National Park, Arizona. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, v. 43, p. 1397-1405. 1979.

SOUZA-LIMA, W.; HANSI JR, G. P. Bacias sedimentares brasileiras: bacias da margem continental. **Phoenix**, ano 5, n. 50, fev. 2003. Disponível em: http://www.phoenix.org.br/Phoenix50_Fev03.html>. Acesso em: 02 ago. 2010.

ST. JONES, R.N. Replacement vs impregnation in petrified wood. **Economic geology**, v. 22, n. 7, p. 729-739, nov. 1927.

STEIN, C.L. Silica recrystallization in petrified wood. **Journal of Sedimentary Petrology**, v. 52, n. 4, p. 1277-1282, dez. 1982.

STEWART, W.N.; ROTHWELL, G.W. **Paleobotany and the Evolution of Plants**. 2 ed. USA:Cambridge University Press. 1993.

TEIXEIRA, W.; THOMAS, F. F. T.; FAIRCHILD, T. **Decifrando a Terra**. São Paulo: Oficina de Textos, 2000.

UNITED STATES GEOLOGICAL SURVEY. **Historical Perspective**. Disponível em: <http://pubs.usgs.gov/gip/dynamic/historical.html>>. Acesso em: 10 dez. 2009.

ZITTEL, K.A. **Handbuch de Palaeontologie**. Munich: Herausgegeben von Karl A. 1980.

ZUQUIM, F.; DE BENEDICTIS, G. **Geografia**: fascículo 7. Disponível em : http://www2.uol.com.br/aprendiz/n_simulado/revisao/revisao07/er030007.pdf>. Acesso: 30 nov. 2009.

GLOSSÁRIO

Adsorvida – molécula ou íon ligado ou retido nas superfícies de partículas sólidas por cargas eletrônicas fracas (ligações de Van der Waals).

Anastomosadas – formas sinuosas que não derivam de um eixo principal.

Anisótropos - condição do mineral que tem variabilidade de propriedades em diferentes direções.

Autigênica - cristalização de mineral durante ou logo após a sedimentação.

Bioestasia – meios em equilíbrio biológico.

Biomas - conjunto de vida (vegetal e animal) com condições geoclimáticas similares e história compartilhada de mudanças, resultando em uma diversidade biológica própria.

Biosfera - região da Terra onde existe vida. Compreende a porção inferior da atmosfera, a hidrosfera e a porção superior da litosfera.

Biota - denominação utilizada para o conjunto da fauna e flora de uma determinada Região

Crátons – extensas áreas continentais que sofreram pouca, ou nenhuma deformação desde o Pré-Cambriano.

Demagnificação - redução do diâmetro do feixe eletrônico.

Diagênese – conjunto de fenômenos que modificam o sedimento desde o início da deposição.

Dictiostelo policíclico – é o estelo em que os interstícios foliares são grandes e se imbricam uns com os outros, dividindo-se em numerosos feixes.

Ecossistemas – sistema biológico resultante da integração de todos os fatores vivos (bióticos) e não vivos (abióticos).

Paleozóica - Era geológica do eon Fanerozóico que se estendeu de 570 a 245 milhões de anos atrás, antecedida pelo Neoproterozóico (PréCambriano) e sucedida pelo Mesozóico.

Esclereídeos - são células de forma variada que possuem uma parede secundária larga e lignificada, muitas vezes com pontuações numerosas.

Estelo ou cilindro central - região central do eixo de uma planta que compreende o tecido vascular e tecidos associados, como periciclo, zonas interfasiculares e medula.

Estromatólitos - estrutura compacta constituída por lâminas concêntricas de natureza calcária, resultante da atividade de algas verdes e azuis.

Ciclos evaporíticos – períodos de formação de minerais salinos como a gipsita e a halita, precipitados de salmouras em condições de forte evaporação da bacia de sedimentação.

Fibrorradiada – textura desenhada por fibras divergentes a partir de um ponto central.

Floema - tecido responsável pelo transporte de substâncias nas plantas vasculares.

Fósseis – registros de organismos ou de suas partes que viveram em épocas geológicas passadas.

Fóssil diagenético – modelo que explica a fossilização em diferentes estágios na diagênese.

Fossilização - conjunto de processos através dos quais são conservados os restos ou vestígios de animais e vegetais.

Intemperismo – conjunto de processos mecânicos, químicos e biológicos que desintegram e decompõem as rochas.

Litificação – processo de transformação de sedimentos inconsolidados em rocha coesa.

Litologia – sinônimo de rocha.

Litosfera - capa sólida do planeta que engloba a crosta continental, a crosta oceânica e a porção superior do manto.

Micromorfológico – morfologia observada somente em escala microscópica.

Nicóis – Dispositivos usados para polarizar um feixe de luz em uma única direção.

Orogênicos - conjunto de processos geológicos que resultam na formação de uma cadeia de montanhas resultantes de choque entre placas tectônicas.

Paleolatitudes – altitudes registradas em eras passadas.

Parenquima de reforço – tecido que contorna e protege os vasos.

Parenquima fundamental - tecido composto de células vivas que diferem em tamanho, forma e estrutura da parede celular.

Pecíolo - região de prolongamento que prende a folha ao caule.

Peleobiológica – característica do ambiente biológico em era passada.

Percolação - processo de um fluido passar por um meio poroso.

Permiano - período mais novo da era Paleozóica (295 a 250 milhões de anos atrás).

Permineralização – tipo de fossilização resultante do preenchimento das células e dos espaços intercelulares por uma matriz mineral durante ou pouco tempo após a deposição.

Permocarboníferas – formações que registram história do Permiano ao Carbonífero.

Placas tectônicas – placas rígidas que formam a litosfera e se deslocam sobre a porção superior do manto (astenosfera) em diferentes direções e velocidades.

Polimorfos - substâncias de igual composição química, mas diferentes sistemas cristalinos.

Psaronius – gênero de plantas já extintas correspondentes a samambaias gigantes.

Quartzo – sílica quimicamente pura cristalizada como mineral.

Raízes adventícias - raízes secundárias que derivam da principal.

Sedimentação – processo de deposição de material sob a forma sólida em condições físicoquímicas normais na superfície terrestre.

Silicificação – processo de fossilização de vegetais por soluções mineralizadas em sílica.

Sotoposta – localizada abaixo de outra formação.

Subédricas - grão mineral ou cristal que apresenta faces de crescimento cristalino que lhe são típicas somente em parte de sua superfície externa.

Traqueídeos - são pequenos vasos.

Volcanoclástico – fragmentos de origem vulcânica.

Xilema - tecido que transporta quase exclusivamente a água ao vegetal, se caracteriza pela presença de traqueídeos e traqueias.

Zona fótica - Parte do corpo de água que é atravessada pela luz solar. Divide-se nas subzonas eufótica e disfótica.



Rosiney Araújo Martins

É geóloga, especialista em Gemologia e mestre em Ciências na área de Geoquímica e Petrologia. Desde 2001 é professora do IFRN. É doutoranda em Ciência e Engenharia do Petróleo, pela UFRN.



Marcondes Lima da Costa

É geólogo e professor da UFPA desde 1976, com mestrado em gênese de fosfatos em lateritos, doutorado em mineralogia e geoquímica pela Universidade de Erlangen, e pós-doutorado na USP.



Marlene Silva de Moraes

É farmacêutica bioquímica, com mestrado em Farmaco Medicamento pela USP e doutora em Ciências Biológicas - Botânica UNESP. Atualmente é Professora Associada II de Farmacognosia - Faculdade de Farmácia UFPA, onde atua desde 1985.

O Instituto Federal de Educação, Ciência e Tecnologia do Rio Grande do Norte iniciou em 1985 suas atividades editoriais com a publicação da Revista da ETEFRN, que a partir de 1999 se transformou na Revista Holos, em formato impresso e, posteriormente, eletrônico. Em 2004, foi criada a Diretoria de Pesquisa que fundou, em 2005, a editora do IFRN. A publicação dos primeiros livros da Instituição foi resultado de pesquisas dos professores para auxiliar os estudantes nas diversas disciplinas e cursos.

Buscando consolidar uma política editorial cuja qualidade é prioridade, a Editora do IFRN, na sua função de difusora do conhecimento já contabiliza várias publicações em diversas áreas temáticas.

A presente obra traz a público os estudos realizados sobre os famosos troncos fósseis espalhados nos sedimentos da Formação Pedra de Fogo, na bacia geológica do Parnaíba, especialmente na região de Bielândia, no Estado do Tocantins. Vulgarmente eles são conhecidos como psaronius, representados por pedaços de troncos e galhos, por vezes quase que inteiros, completos, métricos, silicificados por quartzo, que surpreendem até os mais calejados paleontólogos. E o mundo se surpreende, porque ainda os conhecemos tão pouco. Dentro desse cenário o livro se torna relevante, pois procura mostrar a importância desses fósseis para a ciência, a educação, o lazer, o turismo e para a reconstituição da história de nossa Terra. Vamos, portanto conhecê-los e preservá-los da melhor maneira, e até quando nos for possível.

