



Universidade Federal do Pará
Centro de Geociências
Curso de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica

**FÓSSEIS DE VEGETAIS DA FORMAÇÃO PEDRA DE FOGO:
ASPECTOS TAXONÔMICOS, MINERALOGIA E COMPOSIÇÃO
QUÍMICA**

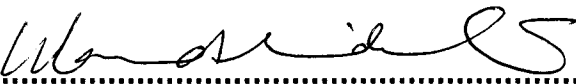
TESE APRESENTADA POR

ROSINEY ARAÚJO MARTINS

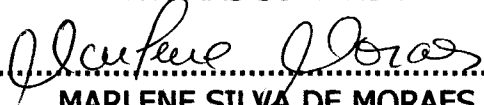
Como requisito parcial à obtenção do Grau de Mestre em
Ciências na Área de GEOQUÍMICA E PETROLOGIA.

Data de Aprovação: 11.08.2000

Comitê de Tese:


.....
MARCONDES LIMA DA COSTA (Orientador)


.....
THOMAS SCHELLER


.....
MARLENE SILVA DE MORAES

A Deus que sempre nos abençoa em todos os momentos.

À memória dos meus pais **Sampaio da Costa Martins** e **Benedita Pimenta de Araújo**, gente simples da Amazônia que cruzou rios da Ilha de Marajó, trazendo sua prole para a cidade grande, visando proporcionar maior instrução aos filhos.

Ao meu esposo **José Luiz** e nossa amada filha **Bárbara Luiza**, que estão ao meu lado, presenciando uma parte deste sonho se realizar.

AGRADECIMENTOS

À Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES), ao Conselho Nacional de Pesquisa Tecnológica (CNPq), através do Projeto Integrado Mineralogia e Geoquímica de Sistemas Supergênicos na Amazônia (processo 520041/95-0), coordenado pelo Prof. Dr. Marcondes Lima da Costa, e ao Curso de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica da Universidade Federal do Pará (UFPA), pelo apoio financeiro recebido;

Ao Centro Federal de Educação Tecnológica do Estado do Pará (CEFET-PA), especialmente à coordenação do Curso de Mineração, por permitir que parte do tempo de dedicação da autora fosse voltado para o desenvolvimento deste trabalho;

À Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária-EMBRAPA/CPATU/Belém-PA, por permitir a utilização da Xiloteca, durante a caracterização textural, e do microscópio eletrônico de varredura, além da colaboração do pesquisador Joaquim Ivanir Gomes;

Ao Prof. Dr. Marcondes Lima da Costa, pela orientação ao longo de todo o desenvolvimento desta dissertação de mestrado;

Ao Prof. Dr. Rômulo Simões Angélica (Departamento de Geoquímica e Petrologia da UFPA), pelas valiosas sugestões e incentivo dados no decorrer das atividades;

Ao Prof. Dr. Thomas Scheller (Departamento de Geoquímica e Petrologia da UFPA), pela ajuda na realização das análises de infravermelho;

À Profa. Dra. Marlene Silva de Moraes, Curso de Farmácia da Universidade Federal do Pará, pela orientação nos estudos morfo anatômicos e classificação taxonômica;

Ao Prof. Dr. Manoel Jerônimo Moreira Cruz (Instituto de Geociências da Universidade Federal da Bahia-UFBA) pela orientação nas análises por microsonda eletrônica;

À Profa. Dra. Ana Maria Góes pelo carinho dispensado nos momentos difíceis de execução do trabalho. A autora reitera seu especial agradecimento.

Aos amigos do Curso de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica da Universidade Federal do Pará, Cristina Marta Bustos, Daniel José Lima de Sousa, Helmut Höhn, Marcus Antônio Girão de Brito, Oscar Jesus Choque Fernandez e Simone Baia pela boa vontade de colaborar durante todas as dificuldades apresentadas no decorrer do trabalho;

Às Sras. Maria de Lourdes e Izaltina Manaia, que foram verdadeiras mães para a filha da autora durante a ausência desta para desenvolver este trabalho;

A todos que colaboraram direta e indiretamente para o desenvolvimento das atividades, a autora reitera seus sinceros agradecimentos;

SUMÁRIO

	p.
DEDICATÓRIA.....	i
AGRADECIMENTOS.....	ii
LISTA DE ILUSTRAÇÕES.....	v
RESUMO.....	1
ABSTRACT.....	2
1 INTRODUÇÃO.....	3
1.1 LOCALIZAÇÃO E ACESSO À ÁREA DE ESTUDO.....	4
1.2 GEOLOGIA REGIONAL.....	5
1.2.1 A Bacia do Parnaíba.....	5
1.2.2 A formação Pedra de Fogo e os vegetais fossilizados.....	10
1.3 TAXONOMIA VEGETAL E AS PRINCIPAIS CARACTERÍSTICAS DA FAMÍLIA <i>PSARONIACEAE</i>	12
1.4 O PROCESSO DE FOSSILIZAÇÃO DE VEGETAIS.....	15
2 MATERIAL E MÉTODOS.....	18
2.1 ATIVIDADES DE CAMPO.....	18
2.2 TRABALHOS DE LABORATÓRIO.....	18
2.2.1 Seleção das amostras.....	18
2.2.2 Estudos morfológicos e anatômicos.....	19
2.2.3 Estudos petrográficos.....	19
2.2.4 Difração de Raios X – DRX.....	20
2.2.5 Espectroscopia de Absorção no Infravermelho – IV.....	22
2.2.6 Análises químicas.....	23
2.2.6.1 Análises por Microsonda Eletrônica.....	23
2.2.6.2 Análises por Digestão Multiácida/ICP.....	23
2.2.6.3 Análises de carbono e nitrogênio elementar.....	24
2.2.7 Microscopia Eletrônica de Varredura/EDS.....	24
3 FISIOGRAFIA E GEOLOGIA DA ÁREA ESTUDADA.....	25
3.1 RELEVO, VEGETAÇÃO E DRENAGEM.....	25
3.2 GEOLOGIA DA ÁREA.....	27
4 MORFO ANATOMIA DOS VEGETAIS FOSSILIZADOS.....	31
4.1 TIPOS DE ÓRGÃOS E CLASSIFICAÇÃO TAXONÔMICA.....	31
4.1.1 Caules.....	31
4.1.2 Raízes.....	37
4.1.3 Pecíolo.....	37
4.2 ASPECTOS ANATÔMICOS DOS CAULES.....	41
5 MINERALOGIA.....	48
5.1 SUCESSÃO LITOLÓGICA SEDIMENTAR.....	48
5.2 VEGETAIS FOSSILIZADOS.....	50
5.2.1 Estruturas isoladas (tecidos) dos vegetais fossilizados.....	52
5.3 ÍNDICE DE CRISTALINIDADE DO QUARTZO.....	56
5.4 TEXTURAS CRISTALINAS DOS VEGETAIS FOSSILIZADOS.....	58
6 COMPOSIÇÃO QUÍMICA.....	67
7 DISCUSSÕES E CONCLUSÕES.....	75

7.1 MORFO ANATOMIA E CLASSIFICAÇÃO TAXONÔMICA.....	75
7.2 MINERALOGIA.....	77
7.3 COMPOSIÇÃO QUÍMICA.....	83
7.4 A SILICIFICAÇÃO DOS VEGETAIS FÓSSEIS ESTUDADOS NESTE TRABALHO.....	86
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	88

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

FIGURAS

	p.
Figura 1.1 Mapa de localização e acesso à área estudada.....	6
Figura 1.2 Compartimentação da Província Sedimentar do Meio-Norte do Brasil.....	8
Figura 1.3 Coluna estratigráfica da Bacia do Parnaíba.....	9
Figura 1.4 Área de exposição da Formação Pedra de Fogo.....	11
Figura 1.5 Restauração de um <i>Psaronius</i> com aproximadamente 3m de altura.....	14
Figura 2.1 O quintuplet 2 θ 68° utilizado para o cálculo do índice de cristalinidade do quartzo.....	21
Figura 2.2 Procedimento adotado para o cálculo do índice de cristalinidade por IV.....	23
Figura 3.1 Tipo de relevo tabular predominante nos arredores de Carolina-MA.....	25
Figura 3.2 Morros ondulados característicos do relevo de base local.....	26
Figura 3.3 Sucessão sedimentar aflorante na área estudada.....	27
Figura 3.4 Direferentes formas de vegetais fossilizados presentes em litologias da área.....	30
Figura 4.1 Cortes transversais de 2 caules de vegetais fossilizados do gênero <i>Psaronius</i>	33
Figura 4.2 Cortes transversais de caules <i>Psaronius brasiliensis</i> e <i>Tietea singularis</i>	35
Figura 4.3 Detalhe do estelo e de raízes adventícias do gênero <i>Psaronius</i>	36
Figura 4.4 Exemplares de raízes da família <i>Psaroniaceae</i>	38
Figura 4.5 Exemplares de pecíolos com textura microscópica característica.....	39
Figura 4.6 Restauração de folhas de <i>Marattiales</i>	40
Figura 4.7 Diferentes tecidos preservados em caules da família <i>Psaroniaceae</i>	42
Figura 4.8 Detalhes de tecidos preservados em exemplares da família <i>Psaroniaceae</i>	43
Figura 4.9 Detalhes de tecidos preservados em exemplares da família <i>Psaroniaceae</i>	44
Figura 4.10 Amostra de caule não pertencente a família <i>Psaroniaceae</i>	46
Figura 5.1 Difrátograma de raios X de amostra de vegetal fossilizado.....	51
Figura 5.2 Espectro de infravermelho de amostra de vegetal fossilizado.....	56
Figura 5.3 Formas cristalinas do quartzo.....	59
Figura 5.4 Variedades texturais do quartzo em tecidos de <i>Psaronius</i>	60
Figura 5.5 Variedades texturais do quartzo em tecidos de <i>Psaronius</i>	62
Figura 5.6 Variedades textural como calcedônia fibrorradiada.....	63
Figura 5.7 Formas de sílica observadas ao MEV.....	65
Figura 5.8 Formas de sílica observadas ao MEV.....	66
Figura 6.1 Imagens de MEV/EDS de parênquima de reforço.....	74
Figura 6.2 Imagens de MEV/EDS de parênquima fundamental.....	74
Figura 7.1 Diferentes padrões difratométricos do quartzo em vegetais fósseis.....	79
Figura 7.2 Escala de índice de cristalinidade para o quartzo.....	82

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

TABELAS

	p.
Tabela 4.1 Órgãos identificados e classificação taxonômica.....	47
Tabela 5.1 Minerais identificados por DRX e abundância relativa.....	48
Tabela 5.2 Minerais identificados por DRX na fração argilosa.....	49
Tabela 5.3 Mineralogia de 17 exemplares de vegetais fossilizados.....	50
Tabela 5.4 Comparação de comprimento de ondas de bandas de polimorfos de sílica.....	52
Tabela 5.5 Minerais e matéria orgânica identificados por DRX e IV.....	54
Tabela 5.6 Valores de índice de cristalinidade do quartzo, por DRX.....	57
Tabela 6.1 Composição química (ICP) de vegetais fossilizados.....	68
Tabela 6.2 Composição química (ICP) de litologias da sucessão sedimentar.....	68
Tabela 6.3 Composição química (microsonda eletrônica) do xilema.....	70
Tabela 6.4 Composição química (microsonda eletrônica) do floema.....	70
Tabela 6.5 Composição química (microsonda eletrônica) do parênquima fundamental.....	71
Tabela 6.6 Composição química (microsonda eletrônica) do parênquima de reforço.....	71
Tabela 6.7 Estatística básica dos diferentes tecidos analisados.....	72
Tabela 6.8 Resultados de C , N, matéria orgânica e razão C/N de tecidos analisados.....	73
Tabela 7.1 Mineralogia de vegetais silicificados de diferentes idades.....	80
Tabela 7.2 Índice de cristalinidade do quartzo em vegetais silicificados.....	81
Tabela 7.3 Resultados analíticos de diferentes morfologias de vegetais fossilizados.....	84
Tabela 7.4 Resultados analíticos de vegetais de diferentes colorações.....	84
Tabela 7.5 Valores médios de diferentes tecidos analisados.....	85

RESUMO

Nos arredores da localidade de Bielândia-TO, a Formação Pedra de Fogo (Permiano Superior da Bacia do Parnaíba) foram coletados vegetais fossilizados, associados a uma sucessão sedimentar, constituída de arenito basal, sobreposto por siltitos e argilito no topo, com nódulos e níveis contínuos de sílex em toda sua extensão. Estudos morfo-anatômicos, com base na identificação do tipo de sistema vascular (estelo) preservado, de 17 exemplares de vegetais fossilizados revelaram a presença de 9 caules, 4 raízes e 2 pecíolos, sendo que 2 exemplares não foram identificados devido a poucos elementos anatômicos preservados. No geral, o sistema vascular dos caules consiste de massas de feixes vasculares (xilema), limitados por uma parede de parênquima de reforço, imersos numa matriz de parênquima fundamental. Vestígios de floema foram observados. Externamente, encontra-se rodeado por uma capa de raízes adventícias, constituída por feixes vasculares imersos em parênquima fundamental. Esta configuração é característica da família *Psaroniaceae*, representada, neste trabalho, pelos gêneros *Psaronius* e *Tietea*, cuja a morfologia do estelo permitiu a identificação das espécies *Psaronius brasiliensis* e *Tietea singularis*. As raízes exibiram estelo do tipo protostelo e o pecíolo mostrou incipiente estruturação em forma de anéis concêntricos. Apenas 1 exemplar representou a família *Taxaceae*, pela presença de esclereídeos e traqueídeos. Estudos de 34 lâminas delgadas, representativas de cortes transversais e longitudinais à estrutura preservada do vegetal, demonstraram a presença do quartzo cristalino granular e prismático, juntamente com o quartzo microcristalino, com destaque para a variedade calcedônia, tanto fibrorradial como em franjas. Na DRX, análises de 17 amostras totais e 17 frações isoladas dos tecidos identificados, os difratogramas desenharam o padrão do quartzo e pequenas reflexões de anatásio, calcita e hematita. Nos espectros de infravermelho essas amostras registraram bandas diagnósticas do quartzo (1166, 1082, 798,800, 694, 511 e 462 cm^{-1}) e restritamente bandas de matéria orgânico (próximas a 3000 cm^{-1}) e ainda o *doublet* 3700 e 3622 cm^{-1} , juntamente com as bandas 1103, 1035, 1011 e 915 cm^{-1} característico da caulinita desordenada. A cristalinidade do quartzo é média a baixa, com valores próximos a 5,0 (índice calculado, por DRX, segundo Murata & Norman, 1976). Imagens de MEV revelam duas fases distintas: uma rica em microcavidades, típicas do parênquima e contatos de células parenquimáticas, e outra mais maciça, predominante nos vasos e parênquima fundamental. Análises por microsonda eletrônica mostram composição de sílica praticamente pura (99,73 % SiO_2) a valores de 76,37 % SiO_2 . Os valores mais elevados das principais impurezas foram: $\text{Al}_2\text{O}_3=5,95$ %; $\text{Fe}_2\text{O}_3=2,45$ %; $\text{CaO}=0,22$ %; $\text{Na}_2\text{O}=0,19$ % e $\text{TiO}_2=1,52$ % e são coincidentes com amostras do esclerênquima, onde aparecem a caulinita e a hematita com mais frequência. Os vegetais identificados caracterizam uma flora Permiana, típica de pântano, onde mudanças ambientais, que tornaram o pH mais alcalino, promoveram a morte da floresta juntamente com a permineralização da sílica nos tecidos das plantas, permitiu a preservação de detalhes histológicos minuciosos. A presença de matéria orgânica, relacionada a metil e metileno, confirmaram ainda a origem do processo como de infiltração e impregnação, desenvolvido a temperaturas relativamente baixas (abaixo de 200° C).

ABSTRACT

In the surroundings Bielândia-TO fossilized wood, from the Pedra de Fogo formation (Upper Permian of the Bacia do Parnaíba) were collected. The fossils were associated to a sedimentary succession, constituted of basal sandstone, put upon by siltstones and mudstones in the top, with nodules and continuous levels of silex in all its extension. Morfoanatomical studies were conducted with base in the identification of the type of vascular system (stele) preserved, using 17 samples of fossilized wood. This procedure they revealed the presence of 9 stems, 4 roots and 2 petioles. Twin samples were not identified due to few preserved anatomical elements. In the general, the vascular system of the stems consists of masses of vascular bundle (xylem), limited by a wall of reinforcement parenchyma, immersed in a head office of ground parenchyma. Phloem vestiges were observed. Externally, layer of foreign rootlets appears, constituted by vascular bundle immersed in ground parenchyma. This configuration is characteristic of the family *Psaroniaceae*, represented, in this work, for the genus *Psaronius* and *Tietea* whose the morphology of the stele allowed the identification of the species *Psaronius brasiliensis* and *Tietea singularis*. The roots exhibited stele of the type protostele and the petiole it showed incipient structuring in form of concentric rings. One sample represented the family *Taxaceae*, for the sclereids and tracheids presence. Studies of 34 thin section, representative of traverse and parallel cuts to the preserved structure of the wood. They demonstrated the presence of the crystalline quartz to granulate and prismatic, together with the microcrystalline quartz, with prominence for the variety chalcedony, so much fibrorradial as in fibrous. In X-ray analyses of 17 total samples and 17 isolated fractions of the identified tissue, the X-ray powder diffraction drew the pattern of the quartz and small anatase, calcite and hematite. In the infrared spectra those samples registered bands diagnostics of the quartz (1166, 1082, 798,800, 694, 511 and 462 cm^{-1}) and organic matter bands (near to 3000 cm^{-1}). The doublet with bands 3700 and 3622 cm^{-1} , together with the bands 1103, 1035, 1011 and 915 cm^{-1} characteristic of the disordered kaolinite. The cristallinity of the quartz is medium the low, with close values for 5,0 (calculated index, by X-ray diffraction, according to Murata & Norman, 1976). Scanning eletron microscopy (SEM) reveal two different phases: a rich one in microcavits, typical of the parenchyma and contacts of cells parenchymatics, and other more massive, predominant in the vases and ground parenchyma. The composition is silica practically pure (99,73% SiO_2) you value it of 76,37% SiO_2 . Others values were: $\text{Al}_2\text{O}_3=5,95\%$; $\text{Fe}_2\text{O}_3=2,45\%$; $\text{CaO}=0,22\%$; $\text{Na}_2\text{O}=0,19\%$ and $\text{TiO}_2=1,52\%$ and they are coincident with samples of the parenchyma, where appears kaolinite and the hematite with more frequency. The samples characterize plants Permian, typical of swamp, where environmental changes, that they turned the most alkaline pH. They promoted the death of the forest. The permineralization of the silica in the tissue of the plants preservation of details meticulous histological. The presence of organic matter, related to methyl and methylene, they still confirmed the origin of the process as of infiltration and impregnation, developed relatively to temperatures low (below 200° C).

1 INTRODUÇÃO

Vegetais fossilizados são encontrados em todas as partes do mundo, em formações geológicas do Paleozóico ao Terciário (Stein, 1982). A preservação desses materiais envolve mecanismos ou condições variadas resultando numa assembléia mineralógica, representada pelo predomínio de polimorfos de sílica (principalmente quartzo e sua variedade calcedônia), além de carbonatos, sulfetos, sulfatos, óxidos e fosfatos (Adams, 1920; Landmesser, 1994).

Desde o século passado, os vegetais fósseis chamam a atenção tanto de leigos, como de cientistas. Os índios Navajos, antigos habitantes do Arizona e Novo México, acreditavam que os troncos fossilizados, presentes nos seus territórios, eram ossos de um monstro chamado *Yertzo* e a lava endurecida na paisagem, seria o sangue do monstro coagulado (Brownen, 1976). Estudos científicos são sistematicamente desenvolvidos por pesquisadores americanos, ingleses e alemães, além de equipes de outros países. Esses estudos têm evoluído com o emprego de modernas técnicas analíticas, como difração de raios X e microscopia eletrônica de varredura (Sigleo, 1978 e 1979; Stein, 1982; Landmesser, 1994).

O interesse científico nos vegetais fossilizados advém da grande quantidade de informações registradas nesses materiais, referentes a 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).

No Brasil, trabalhos científicos fazem referências a troncos fossilizados, presentes nas Bacias do Paraná, sul do Brasil (Mussa & Coimbra, 1987), e Parnaíba, nordeste do Brasil (Mussa & Coimbra, 1984). Na primeira foram desenvolvidos estudos paleobotânicos regulares, visando caracterizar os elementos florísticos do Paleozóico, registrados através dos troncos fossilizados das formações Rio Bonito, Irati, Estrada Nova e Pirambóia (Coimbra & Mussa, 1984; Mussa & Coimbra, 1984), contrastando com a carência de trabalhos executados na segunda Bacia (Mussa & Coimbra, 1987).

A presença de troncos fossilizados na Bacia do Parnaíba foi citada pela primeira vez por Plummer¹ *apud* Lima & Leite (1978), descritos como pertencentes ao gênero *Psaronius* e atribuindo

¹ PLUMMER, F.B. -1948- Bacia do Parnaíba. Rel. Cons. Nac. Petr. P:87-134

a preservação destes à intensa precipitação de soluções ricas em sílica. Até o momento, pouca ênfase tem sido dada a esses materiais, pois o objetivo principal de estudo da Bacia do Parnaíba tem sido a avaliação do seu potencial petrolífero (pesquisas realizadas pela PETROBRAS), além de estudos sedimentológicos, ambientais e geoquímicos (Faria Jr, 1979; Oliveira, 1982; Coimbra, 1983; Góes, 1995). Estudos de cunho mineralógico, micromorfológico e químico, nos troncos fossilizados da Bacia do Parnaíba ainda são raros, o que inviabiliza o melhor entendimento sobre como o processo de fossilização ocorreu nesta área brasileira. Este trabalho tem como meta principal abordar o estudo textural, mineralógico e químico desses materiais fossilíferos, e com isto procurar entender a origem do desenvolvimento do processo de fossilização ocorrido na Bacia do Parnaíba. Os estudos envolveram as atividades apresentadas abaixo:

- 1) Caracterização textural: identificação dos tipos de órgãos preservados e classificação destes, com base nas principais classes taxonômicas, além da identificação dos principais tecidos preservados após a fossilização, afim de observar o nível de preservação da estrutura vegetal;
- 2) Caracterização mineralógica: identificação da mineralogia presente após a fossilização a partir de estudos de difração de raios X, infravermelho, microscopia óptica e microscopia eletrônica de varredura/EDS;
- 3) Caracterização química: análises em amostra total e pontuais através de ICP, microsonda eletrônica e análise elementar para carbono orgânico e nitrogênio orgânico;

1.1 LOCALIZAÇÃO E ACESSO À ÁREA DE ESTUDO

Este trabalho foi realizado numa área localizada no Estado do Tocantins, nos arredores da localidade de Bielândia (Figura 1.1). A localidade tem coordenadas centrais de 7 °29'17"S e 47°51'48"W e pode ser alcançada, a partir de Belém-PA, através da rodovia BR-316, até a cidade de Santa Maria do Pará. A partir daí, o percurso prossegue pela BR-010 até a cidade de Porto Franco-MA, seguindo-se por rodovia estadual até a cidade de Carolina-MA, localizada na margem direita do Rio Tocantins, e oposta à cidade de Filadélfia-TO. O rio Tocantins é o limite natural entre os estados do Maranhão e Tocantins e a interligação entre os dois estados é feita por balsas que funcionam 24 horas/dia e realizam a travessia num tempo inferior a 10 minutos. A partir de Filadélfia percorre-se aproximadamente 52 km de estrada não pavimentada (Filadélfia-Palmeirante), chegando-se a Bielândia.

Os pontos de amostragem concentraram-se próximos a esta localidade e foram alcançados através de ramais que interceptam a estrada principal. As coletas das amostras foram realizadas nas fazendas Barra do Ouro (Ponto 1, de coordenadas 7°27'37"S e 47°51'28"W); Fortaleza (Ponto 2, posicionado em 7°39'55"S e 47°52'44"W) e ramal de entrada para a fazenda São João (ponto 3, localizado a 7°27'30"S e 47°50'21"W).

1.2 GEOLOGIA REGIONAL

Considerando-se que um enfoque geológico regional foge ao escopo deste trabalho, será apresentado um breve resumo do quadro geológico da Bacia do Parnaíba, visando fornecer um entendimento geral sobre seu desenvolvimento e estratigrafia. Dentro do contexto estratigráfico será dado ênfase aos sedimentos e ambientes deposicionais da Formação Pedra de Fogo, com destaque para as ocorrências de troncos fossilizados, já que o processo de fossilização de vegetais foi restrito a esta unidade.

1.2.1 A Bacia do Parnaíba

O nome Bacia do Parnaíba foi proposto por Derby (1884), sendo largamente adotado na literatura geológica (Lima & Leite, 1978; Petri & Fúlfaro, 1983; Cunha 1986). A citada Bacia é denominada ainda de Bacia do Maranhão (Mesner & Wooldridge, 1964; Aguiar, 1971; Cunha & Carneiro, 1972) e Bacia do Meio-Norte do Brasil (Fortes, 1978). 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.

A Bacia está posicionada entre as faixas móveis Araguaia-Tocantins, Gurupi e Rio Preto, que bordejam os crátons Amazônico, São Luis e São Francisco, respectivamente (Cordani, *et al.*, 1984). No embasamento são definidos dois domínios geológicos e geocronológicos distintos, relacionados aos ciclos Transamazônico (2.100-1.800 Ma), representado pelo craton de São Luis, e Brasileiro (700-450 M.a.), registrado pela Faixa de Dobramentos do Gurupi (Cunha, 1986). Os domínios mostram influência de ciclos orogênicos no desenvolvimento da bacia e sua relação com a evolução da Plataforma Sul-Americana (Almeida, 1969; Almeida & Hasui, 1984; Schobbenhaus & Campos, 1984).

Estudos sedimentológicos recentes (Góes, 1995; Góes & Coimbra, 1996), redefiniram limites e estratigrafia da bacia e a área descrita anteriormente como Bacia do Parnaíba, passou a ser denominada Província Sedimentar do Meio-Norte do Brasil, e esta compartimentada em quatro diferentes bacias: Parnaíba, Alpercatas, Grajaú e Espigão Mestre (Figura 1.2). Assim, a Bacia do Parnaíba passou a ocupar uma área de 400.000 km², distribuída nos estados do Maranhão, Piauí, Tocantins e Ceará.

A divisão da Província Sedimentar do Meio-Norte do Brasil foi baseada em aspectos genéticos, estilos tectônicos, sedimentos e idades diferentes das bacias menores, caracterizando um quadro tectono-sedimentar policíclico na Província Sedimentar do Meio-Norte.

Na coluna estratigráfica da Bacia do Parnaíba são definidos três grandes ciclos deposicionais, denominados de grupos Serra Grande, Canindé e Balsas (Figura 1.3), representativos de rochas sedimentares do Siluriano ao Triássico (Góes, 1995; Góes & Coimbra 1996). O Grupo Serra Grande é composto por sedimentos clásticos silurianos das Formações Ipu (conglomerados e arenitos continentais, com provável influência glacial); Tianguá (arenitos e folhelhos marinhos) e Jaicós (arenitos e conglomerados com sedimentação regressiva). O Grupo Canindé é representado pelas Formações Itaim (sedimentos marinhos em ambiente regressivo); Pimenteiras (sedimentos marinhos); Cabeças (diamictitos e arenitos deltaicos); Longá (folhelhos transgressivos) e Poti (arenitos regressivos). O Grupo Balsas corresponde às Formações Piauí (arenitos, calcários e anidritas de ambiente eólico); Pedra de Fogo (arenitos, folhelhos, calcários marinhos rasos, camadas de sílex **(destacando-se pela expressiva abundância de vegetais fossilizados)**; Motuca (folhelhos e anidritas marinhos) e Sambaíba (arenitos eólicos).

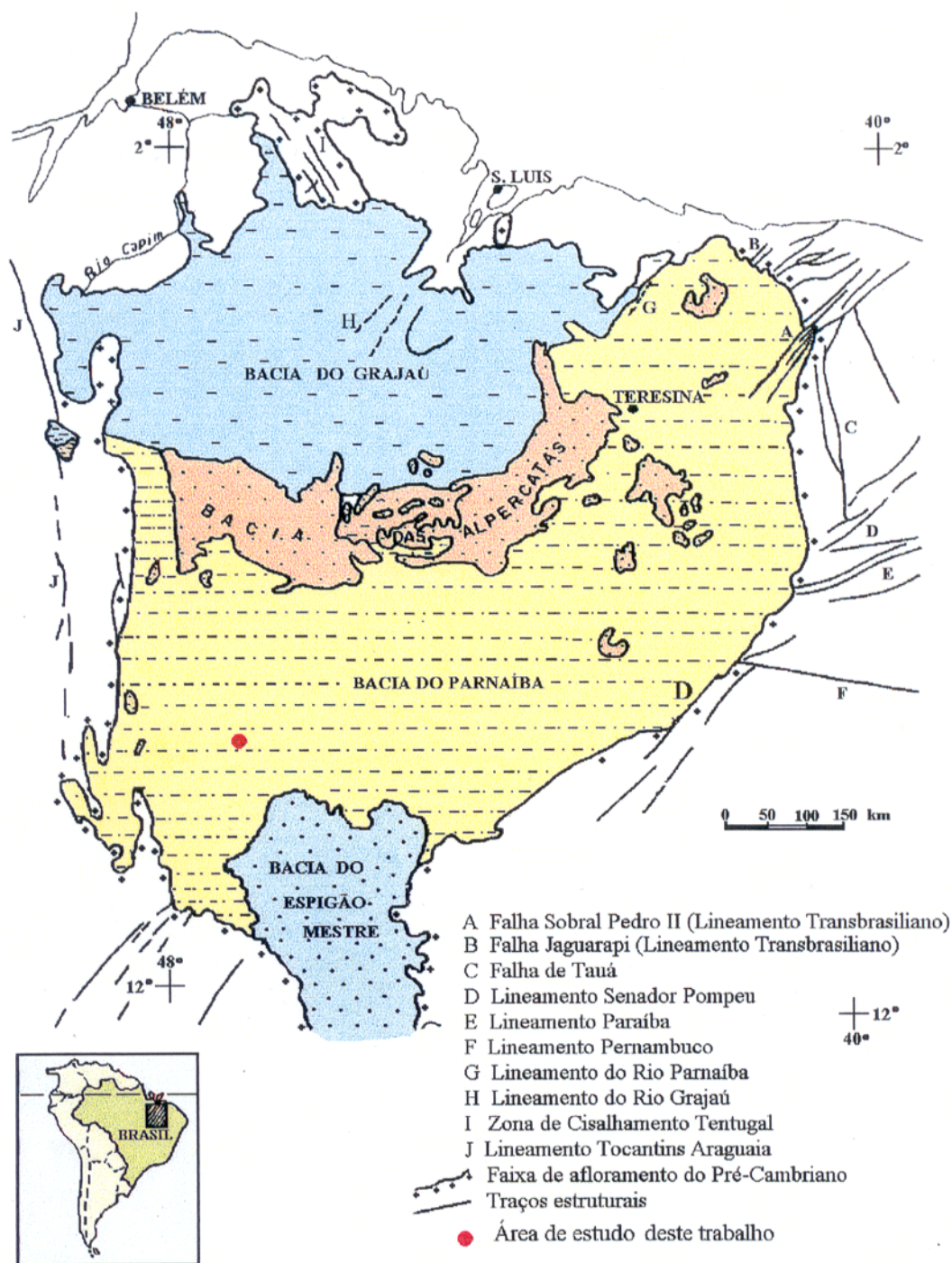
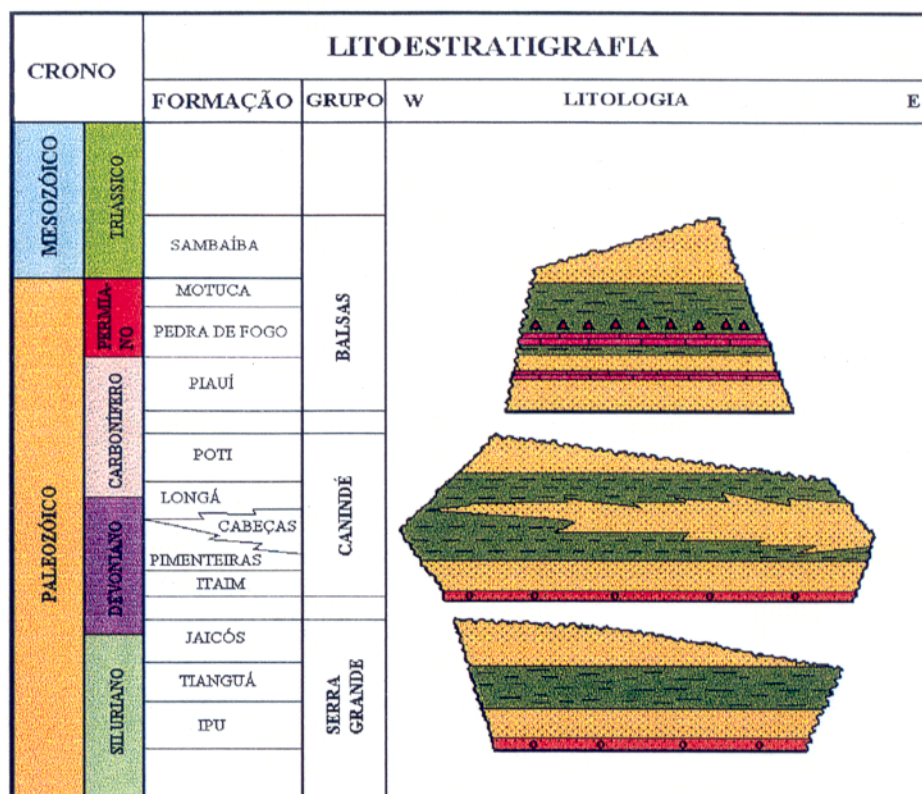


Figura 1.2 Compartimentação da Província Sedimentar do Meio-Norte do Brasil (segundo Góes, 1995; Góes & Coimbra, 1996)



- arenito
- folhelho
- carbonato
- sílex
- arenito conglomerático
- contato erosivo
- contato brusco

Figura 1.3 Coluna estratigráfica da Bacia do Parnaíba, segundo Góes (1995) e Góes & Coimbra (1996).

1.2.2 A Formação Pedra de Fogo e os vegetais fossilizados

A Formação Pedra de Fogo aflora principalmente na faixa central da bacia do Parnaíba, estendendo-se para sul, leste e oeste, tendo como limites as cidades de Coelho Neto (Norte), Teresina, Amarante e Uruçuí (Sul), prosseguindo em direção às áreas de Balsas, Riachão, Carolina, Tasso Fragoso e Alto Parnaíba (Lima & Leite, 1978).

A denominação Pedra de Fogo foi proposta por Plummer², *apud* Lima & Leite, 1978) ao descrever camadas ricas em sílex e fósseis vegetais (*Psaronius*) aflorantes no vale do rio Pedra de Fogo, às proximidades da Cidade de Pastos Bons em direção à Cidade de Filadélfia (Figura 1.4). É caracterizada por uma sedimentação cíclica representada, 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 foi dividida por Faria Jr. (1979) 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 origem continental lagunar e fluvial, com contribuição eólica, incursões marinhas e ciclos evaporíticos, variando de oxidante a redutor com variação climática úmida a árida. Faria Jr. (1979) considerou o ambiente como marinho raso, restrito, do tipo epicontinental, variando de transicional deltáico 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 da 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.

² PLUMMER, F.B. 1948 - Bacia do Parnaíba. Rel. Cons. Nac. Petr. P: 87-134.

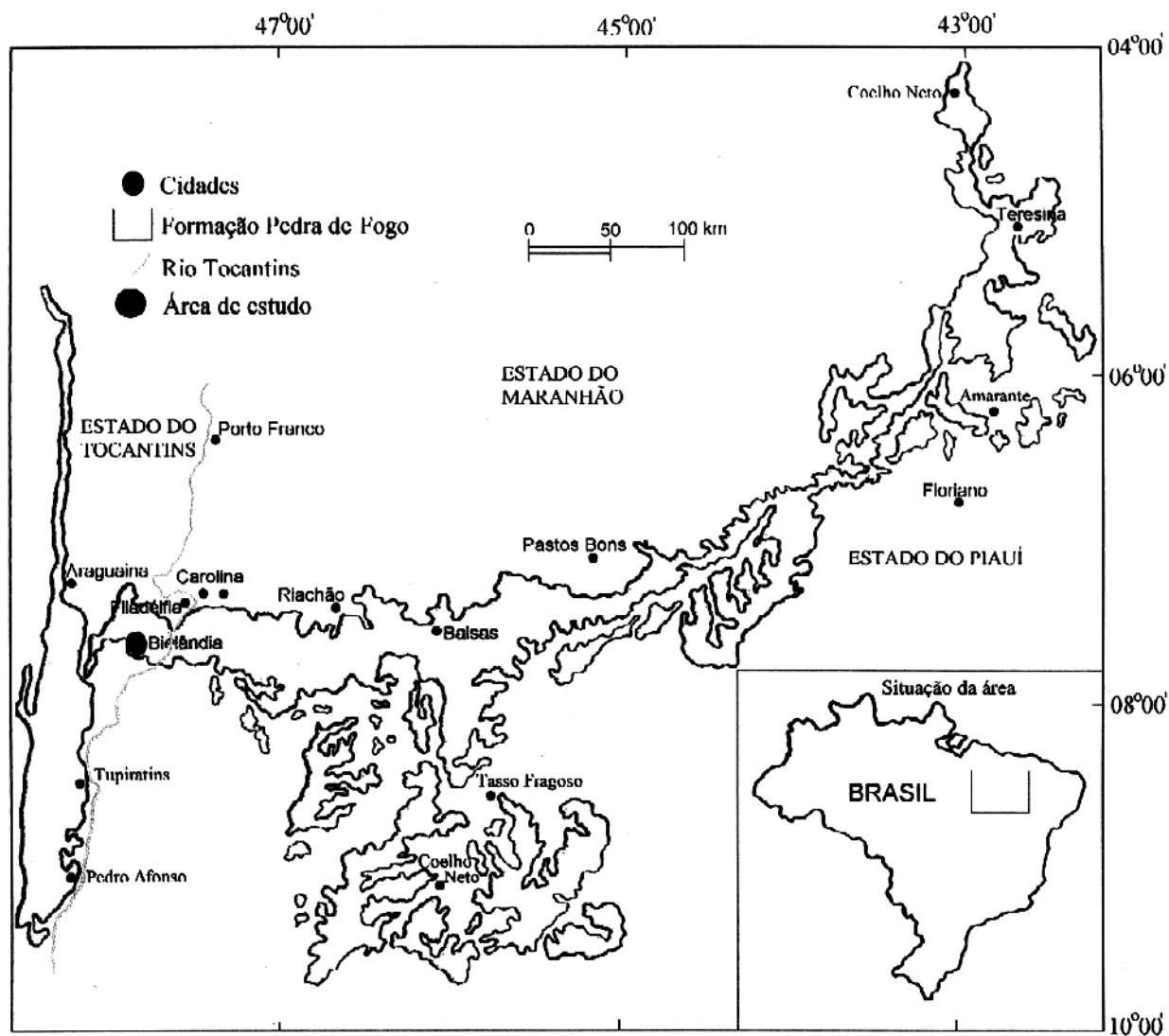


Figura 1.4 Área de exposição da Formação Pedra de Fogo (Fonte: Coimbra, 1983).

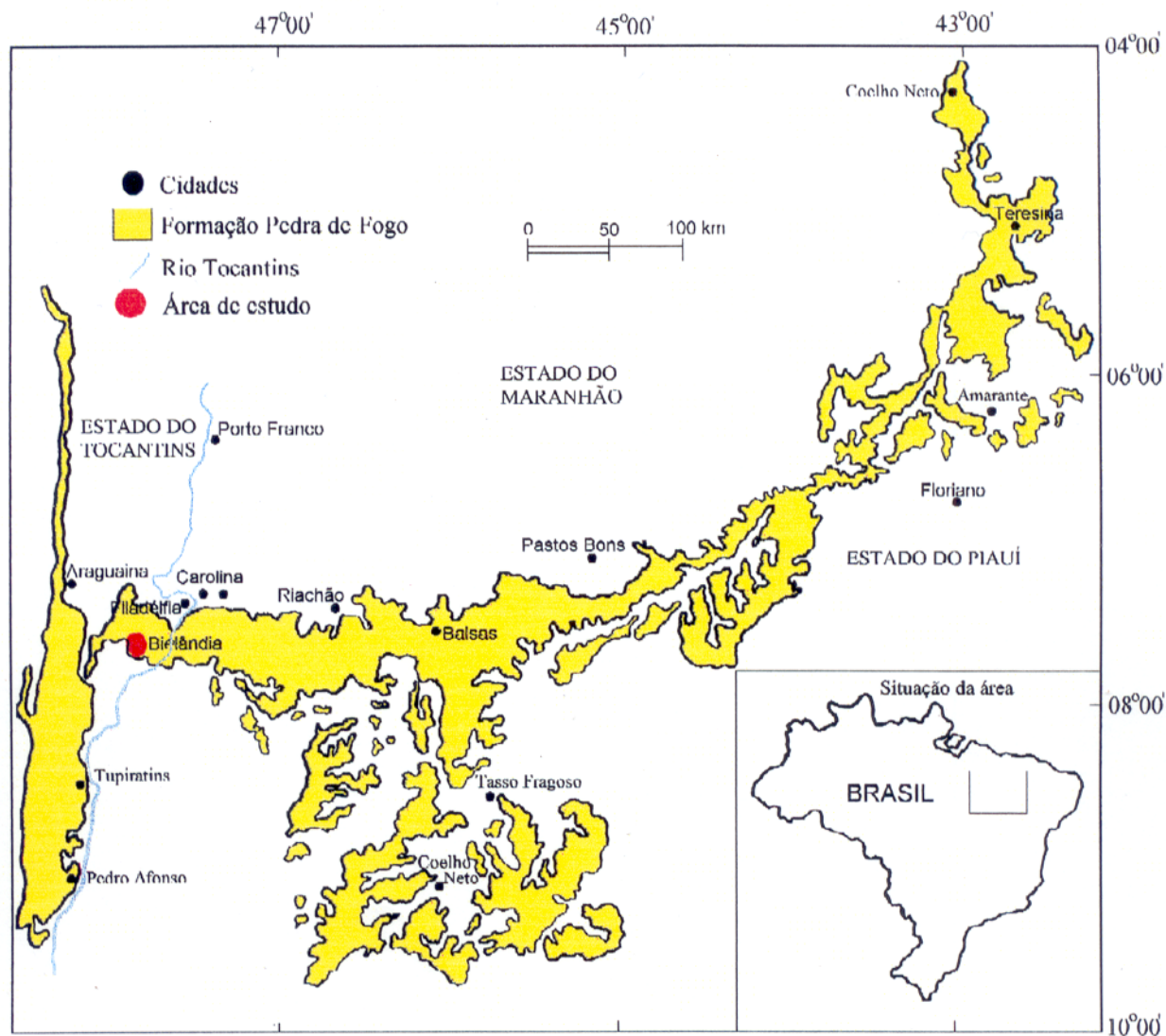


Figura 1.4 Área de exposição da Formação Pedra de Fogo (Fonte: Coimbra, 1983).

A Formação 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.

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 a 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 morfo gênero 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 sub-tropical. Em trabalho posterior, Mussa & Coimbra (1987), foram descritas novas formas referentes aos gêneros *Cyclomedulloxylon* e *Cydadoxylon*.

1.3 TAXONOMIA VEGETAL E AS PRINCIPAIS CARACTERÍSTICAS DA FAMÍLIA *PSARONIACEAE*

Devido as terminologias sobre a classificação taxonômica dos vegetais serem pouco utilizadas pelos profissionais da área a que este trabalho é direcionado, um breve enfoque sobre como está organizada a taxonomia vegetal é apresentado neste item, assim como as principais características morfológicas das formas *Psaroniaceae*, que se destacam na Formação Pedra de Fogo da Bacia do Parnaíba.

Segundo o Código Internacional de Nomenclatura Botânica 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*) (Bold, 1988).

Os vegetais fósseis mais conhecidos na Bacia do Parnaíba estão inseridos no reino *Plantae*, 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 de 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. 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. 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 vários estelos.

O gênero *Psaronius* foi estabelecido por Cotta³ *apud* Morgan (1959) para descrever fragmentos de caule de fetos de árvores, representativos 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 1.5).

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 apresentava temperatura e disponibilidade de água uniformes, o que perdurou até o Permiano. Mudanças provavelmente ocorreram e causaram a extinção das *Psaroniaceae*s, já que seus remanescentes não são encontrados em estratos mais jovens que o Paleozóico (Morgan, 1959).

³ COTTA, B. -1832 - Die Dendrolithen in Beziehung auf ihren inneren Bau. Dresden und Leipzig. P: 27-36.

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 & Blicke, 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 espécimens para identificá-los taxonomicamente.

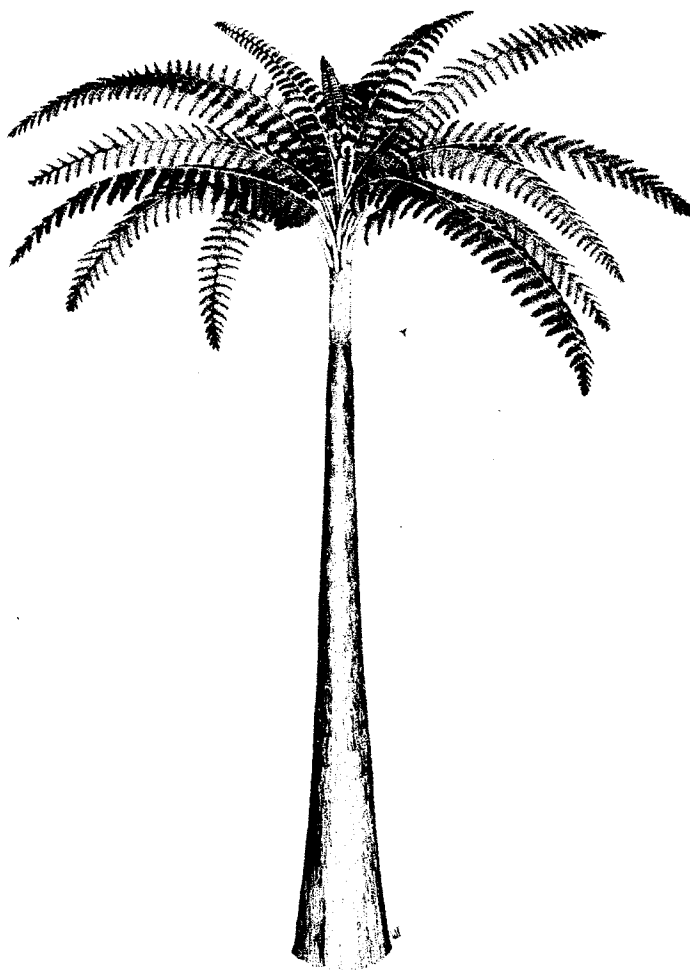


Figura 1.5 Restauração de um *Psaronius* com aproximadamente 3 m de altura (Fonte: Morgan, 1959).

1.4 O PROCESSO DE FOSSILIZAÇÃO DE VEGETAIS

Desde o século XV, o alquimista Basil Vatentine já postulava a possibilidade de petrificar vegetais em laboratório, utilizando um agente silicificante formado por sílica pulverizada e sal, sendo esta idéia 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 considerava a preservação de vegetais a partir da substituição completa do tecido celular, sendo este totalmente decomposto no processo e a Teoria da Infiltração que considerava 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. Esta 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 (LeConte⁴ *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 assembléia mineralógica variada, composta por silicatos (predominando polimorfos de sílica), 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 as principais variedades representativas 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” minerais, principalmente como polimorfos de sílica.

Arnold⁵ *apud* Karowe & Jefferson (1987) defendia que a preservação de vegetais pela sílica (silicificação) representava um processo de infiltração, já que a natureza inerte de materiais celulares

⁴ Le CONTE, J. - 1878 - Elements of Geology: A text-book for colleges and for the general reader. New York.

⁵ ARNOLD, C.^a - 1941 - The petrification of wood. Mineralogist (9) 323-4;353-5.

e sua diversidade de reações com possíveis solventes, tornava a substituição um processo pouco provável.

Estudos de amostras de vegetais fósseis (St Jones, 1927; Sigleo, 1979; Stein, 1982) consideraram o processo como infiltração celular ou *void filling*. Trabalho 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.

Trabalhos experimentais (Leo & Barghoorn, 1976) definiram dois estágios que ocorrem no processo, denominados impregnação e preenchimento, e confirmaram a teoria da infiltração, onde o principal agente silicificante é o ácido silícico - $\text{H}_4\text{Si}(\text{OH})_4$, envolvendo ligações deste ácido com constituintes moleculares da madeira, polimerização do ácido silícico com a formação de bandas de siloxane e desidratação com a transformação para opala A → opala CT → quartzo, finalizando o processo com o preenchimento de cavidades com sílica.

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.

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 atribuírem dificuldade para a 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 Faria Jr. (1979) 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 à 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 pré-existentes como fontes de sílica e ainda fontes externas, representadas por rochas dos grupos Estrondo, Tocantins, Ceará e/ou Independência.

2 MATERIAL E MÉTODOS

O trabalho foi realizado em duas etapas distintas, executadas no campo e em laboratório, com posterior interpretação e discussão dos dados obtidos.

2.1 ATIVIDADES DE CAMPO

As atividades de campo foram realizadas no período de 1 a 5 de julho de 1997 e consistiram basicamente na coleta do material estudado e realização da seção geológica da área selecionada. A área localiza-se no Estado do Tocantins, arredores da localidade de Zé Biel ou Bielândia, onde a Formação Pedra de Fogo aflora com significativas ocorrências de vegetais fossilizados. A amostragem do material ocorreu conforme a ordem de aparecimento de vegetais fósseis aflorantes e realizada em três pontos distintos, representados pelas Fazendas Barra do Ouro (1), Fortaleza (2) e São João (3), totalizando 72 amostras. Foram coletadas ainda amostras de litologias associadas aos vegetais fósseis, representadas por argilito, siltitos e arenitos, além de concreções de sílex e calcedônia. A seção geológica local foi composta a partir da correlação das litologias aflorantes em cada ponto.

2.2 TRABALHOS DE LABORATÓRIO

Consistiram na seleção das amostras a serem estudadas e realização de estudos texturais, mineralógicos e químicos. Estes estudos envolveram descrições macroscópicas, microscopia óptica (estudos com lupa binocular e microscópio petrográfico), análises por difração de raios X (DRX), espectroscopia de absorção no infravermelho (IV), análises químicas por microsonda eletrônica, por digestão multiácida/ICP e análise elementar de carbono e nitrogênio e microscopia eletrônica de varredura (MEV/EDS).

2.2.1 Seleção das amostras

As 72 amostras coletadas foram agrupadas de acordo com suas semelhanças morfológicas e anatômicas, observadas a vista desarmada. O grupamento foi realizado com base nas semelhanças de formas, visibilidade da estrutura vegetal, dimensões e coloração dos exemplares dos vegetais fossilizados. Dentre os grupos, foram selecionados 17 exemplares que foram descritos macroscopicamente e com auxílio de lupa de bolso e agrupadas em espécimens semelhantes para realização de estudos anatômicos, com uso do microscópio óptico. As

observações microscópicas visaram a identificação de órgãos vegetais (raiz, caule, folha, flor e fruto) e elementos anatômicos preservados (tecidos). Os resultados foram comparados com descrições da literatura, tentando-se fazer a classificação taxonômica a nível de espécie.

2.2.2 Estudos morfológicos e anatômicos

Os estudos morfológicos consistiram na descrição macroscópica, com auxílio de lupa de mão 10x, das 17 amostras de vegetais fósseis, visando a identificação do tipo de órgão vegetal preservado com base no tipo de estelo presente, ou seja, na configuração do sistema vascular da planta e seus tecidos preservados após processo de fossilização (Stewart & Rothwel, 1993).

A identificação dos principais elementos anatômicos dos tecidos (vasos, células, feixes de vasos e tecidos, entre outros) objetivou a classificação taxonômica dos espécimens. A anatomia foi realizada através de estudos de 34 seções delgadas, representativas de cortes transversais e longitudinais à estrutura preservada do vegetal. Nesses estudos utilizou-se lupa de bolso, lupa binocular Stem/Sv 11 / Zeiss; microscópio óptico Axiolab Pol-Zeiss - Polarizind Microscope. As fotomicrografias foram tiradas com câmera MC 200 Chip, acoplada tanto ao microscópio como à lupa binocular. Esse equipamento pertence ao Laboratório de Mineralogia do Centro de Geociências da Universidade Federal do Pará.

2.2.3 Estudos petrográficos

Foram realizados estudos com lupa binocular e microscópio petrográfico. A lupa foi utilizada na separação de frações mineralógicas distintas, isoladas a partir de contrastes texturais e de coloração dos diferentes tecidos preservados, 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 17 frações diferentes, representativas de quatro amostras, para serem realizados estudos por DRX e IV.

O microscópio petrográfico teve seu emprego no estudo das lâminas delgadas utilizadas nos estudos anatômicos. O objetivo principal foi a identificação da assembléia mineralógica, resultante do processo de fossilização, com base nas propriedades ópticas dos minerais, e tentar correlacionar as diferentes morfologias dos minerais com o tipo de tecido identificado. Os

estudos foram realizados em 34 (trinta e quatro) lâminas delgadas, referentes a 17 (dezesete) amostras selecionadas e representativas de cortes transversais e longitudinais à estrutura preservada do vegetal. A lupa binocular (Stem/Sv11/Zeiss), o microscópio petrográfico (Axiolab pol-Zeiss-Polarizing Microscope) e a câmera fotográfica (MC 200 Chip), utilizados neste estudo, pertencem ao Laboratório de Mineralogia do Centro de Geociências da Universidade Federal do Pará.

2.2.4 Difração de Raios X (DRX)

A técnica de DRX, método do pó, foi empregada para identificar os minerais presentes e na obtenção do índice de cristalinidade do quartzo. Empregou-se a técnica de DRX tanto para amostra total (17 análises) de vegetais fossilizados como para as 17 frações separadas com estereomicroscópio. Foram realizadas análises de DRX para 4 amostras totais da sucessão litológica local, onde os vegetais fósseis ocorrem associados e ainda para a identificação de argilominerais desses materiais (fração $<2\ \mu$). Neste estudo, a fração argilosa foi submetida a análises normais, gliconadas e aquecidas. As amostras foram pulverizadas manualmente em gral de ágata e reduzidas a fração inferior a 200 *mesh*. Todos os difratogramas de pó foram obtidos num difratômetro da marca PHILLIPS, modelo PW 3710, com tubo de anodo de Cu radiação $K\alpha = 1,54060$ equipado com monocromador de grafite para eliminação muito mais eficiente do ruído de fundo, pertencente ao Laboratório de difração de raios X do Centro de Geociências da UFPA, modificando-se apenas as calibrações do equipamento, dependendo do tipo de análise realizada.

Os padrões difratométricos, utilizados nas identificações mineralógicas, 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. No caso de amostra total, realizou-se a preparação convencional da amostra em porta-amostra de alumínio, já nas frações separadas, utilizou-se placa de silício através da técnica de micropreparação. A técnica da micropreparação é utilizada em análises cuja quantidade de material é insuficiente para preparação convencional, neste caso, tanto na pulverização como na fixação da amostra na placa, acrescenta-se algumas gotas de álcool etílico, e a mistura colocada sobre a placa de silício formando uma película. Na interpretação dos difratogramas, utilizou-se os *softwares* APD-Phillips e Minerva, este último desenvolvido pelo prof. Walter Schuckmann, do Centro de Geociências da Universidade Federal do Pará, e contendo as JCPDS de 4.400 minerais.

O índice de cristalinidade do quartzo foi calculado para 17 frações separadas, objetivando tanto determinar o grau de cristalinidade, como correlacionar os resultados com a provável idade geológica do material analisado. O procedimento adotado é descrito em Murata & Norman (1976), que utilizaram o grau de resolução da reflexão (212), correspondente ao pico 2θ $67,74^\circ$. O referido pico faz parte de um conjunto de reflexões, desenvolvidas em quartzo de alta cristalinidade, denominadas *quintuplet* 2θ 68° .

O cálculo do valor do índice consistiu na divisão da altura *a*, do pico 2θ $67,74^\circ$, pela sua altura total *b*, determinada acima do background *c* (Figura 2.1). 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: Índice de cristalinidade (IC) = $10aF/b$. Para verificar a reprodutibilidade dos resultados, foram realizadas análises em duplicatas das amostras.

No estudo do índice de cristalinidade por DRX, os feixes de raios X foram emitidos no intervalo (2θ) de 66° a 69° , 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.

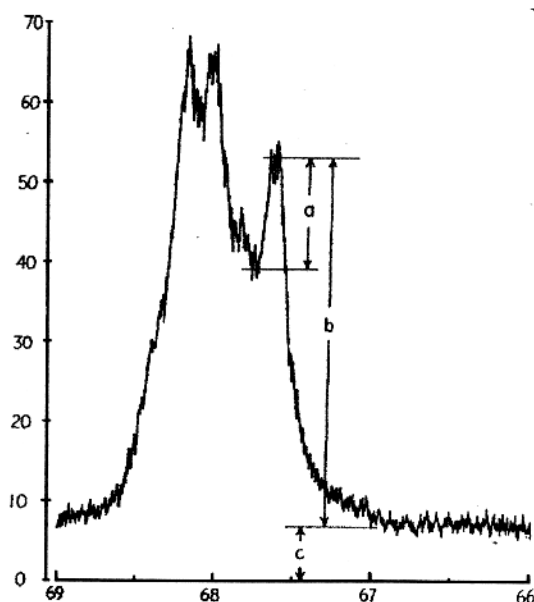


Figura 2.1 O *quintuplet* 2θ 68° utilizado para o cálculo do índice de cristalinidade do quartzo. Explicação do cálculo no texto (Fonte: Murata & Norman, 1976).

2.2.5 Espectroscopia de Absorção no Infravermelho - IV

A técnica de espectroscopia de absorção no infravermelho foi utilizada para distinguir grupamentos iônicos nos minerais e na determinação do índice de cristalinidade do quartzo. O equipamento analítico para os dois estudos foi um Pelkin Elmer FT-1760X, pertencente ao Laboratório de Infravermelho do Centro de Geociências da Universidade Federal do Pará.

No caso específico de polimorfos de SiO_2 , a técnica é consistente devido 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 $0,7 \text{ mg}$ da amostra e 200 mg de KBr.

O objetivo da determinação do índice de cristalinidade do quartzo foi observar se, na madeira silicificada, o quartzo apresenta variação de cristalinidade, semelhante ao que se observa em ambiente sedimentar, além de comparar os resultados com os obtidos na difração de raios X. O procedimento adotado é apresentado em Shoval *et al.* (1991) e fornece uma medida do índice de cristalinidade do quartzo baseado na intensidade da banda de absorção em 1145 cm^{-1} , por ser muito sensível à cristalinidade deste mineral, pois esta ocorre como um pequeno ombro e geralmente é sobreposta pela forte absorção em 1085 cm^{-1} . Esta absorção é nítida em quartzo de alta cristalinidade

O valor do índice foi calculado, para as 17 frações separadas, a partir da primeira derivada do espectro de absorbância, no intervalo de 1200 a 1000 cm^{-1} . Neste local, o ombro em 1145 cm^{-1} (a) é substituído, na curva da primeira derivada, por um pico (b) bem definido (Figura 2.2., curvas A e B). Utilizou-se como padrão para o cálculo a mesma amostra de quartzo hialino, também utilizado como padrão para cálculo semelhante por DRX. A altura h do pico b foi medida acima do *background* e o valor dividido pela altura do pico em 1075 cm^{-1} , correspondente à banda de absorção em 1085 cm^{-1} do espectro de absorbância. A derivada foi multiplicada por -1 , para se obter a segunda derivada.

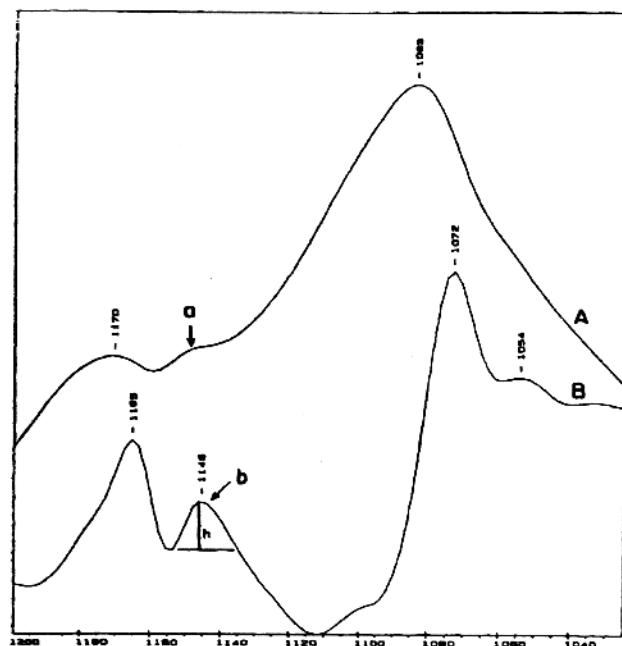


Figura 2.2 Procedimento adotado para o cálculo do índice de cristalinidade por IV. Acompanhar explicação do cálculo no texto. (Fonte: Shoal *et al*, 1991).

2.2.6 Análises Químicas

2.2.6.1 Análises por Microsonda Eletrônica

Análises por microsonda eletrônica foram realizadas em três amostras de vegetais fossilizados, das quais foram retiradas as 17 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 55 pontos. 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. As análises foram realizadas pelo Prof. Marcondes Lima da Costa, auxiliado pelo Prof. Dr. Jerônimo Moreira Cruz, e o equipamento utilizado foi uma microsonda modelo Cameca SX 50, pertencente ao Laboratório de Microsonda Eletrônica do Instituto de Geociências da Universidade Federal da Bahia.

2.2.6.2 Análises por Digestão Multiácida/ICP

Nove amostras foram selecionadas para análises de Fe, Mn (concentrações em %), Ni, Co, Cu, Ba, V, Sr, Sc, Zr e Li (concentrações em ppm), sendo quatro amostras de vegetais

fossilizados (as mesmas de que foram isoladas as 17 frações) e cinco de litologias a que estão associados, representativas da sucessão litológica local. O principal objetivo das análises foi obter dados geoquímicos sobre concentração de elementos traços em amostra total. Essas análises foram realizadas no laboratório Lakefield-Geosol LTDA (Belo Horizonte-MG), utilizando-se abertura triácida.

2.2.6.3 Análise 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 catalizador utilizado foi do tipo MnO_2-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 (Stewart & Rothwel, 1993).

2.2.7 Microscopia Eletrônica de Varredura/EDS

A técnica foi empregada para observação da micromorfologia de tecidos identificados e correlacionar com as formas de cristalização da sílica (Stein, 1982). Foram estudadas as 4 amostras das quais foram separadas as 17 frações, sendo estas reduzidas a fragmentos de aproximadamente 2 cm^2 e metalizadas com ouro, de espessura de 20 nanômetros. As análises foram realizadas no Laboratório de Fitopalogia da Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária/EMBRAPA - Amazônia Oriental, utilizando-se um microscópio Jeol-JSM-5400 LV e câmera de metalização Jeol-JFC-1500, sem nenhum equipamento analítico acoplado. Por outro lado, 2 amostras foram estudadas em MEV/EDS, JEOL - 6300 da Universidade de Halle, em Halle-Alemanha, quando foram realizadas imagens e análises químicas semi-quantitativas.

3 FISIOGRAFIA E GEOLOGIA DA ÁREA ESTUDADA

3.1 RELEVO, VEGETAÇÃO E DRENAGEM

A área estudada encontra-se nos domínios de exposição da Formação Pedra de Fogo, onde a morfologia é caracterizada por dois níveis topográficos distintos: o nível de topo e o de base, representantes de litologias com diferentes graus de erosão. Apesar do primeiro nível não ter representatividade na área de estudo propriamente dita, vale ser mencionado por representar um relevo característico, com significativo desnível topográfico na região. Este nível ocorre nos arredores das cidades de Carolina e Filadélfia, onde predomina um relevo tabular com altitudes superiores a 400m e extensão lateral variando de dezenas de metros a quilômetros (Figura 3.1).



Figura 3.1 Tipo de relevo tabular predominante nos arredores da cidade de Carolina-MA.

O segundo nível topográfico do relevo predomina nos arredores de Bielândia, onde foi realizada a coleta de material deste estudo, e está representado por morros ondulados com altura média de 30 m e extensão 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, formando colúvios (Figura 3.2).

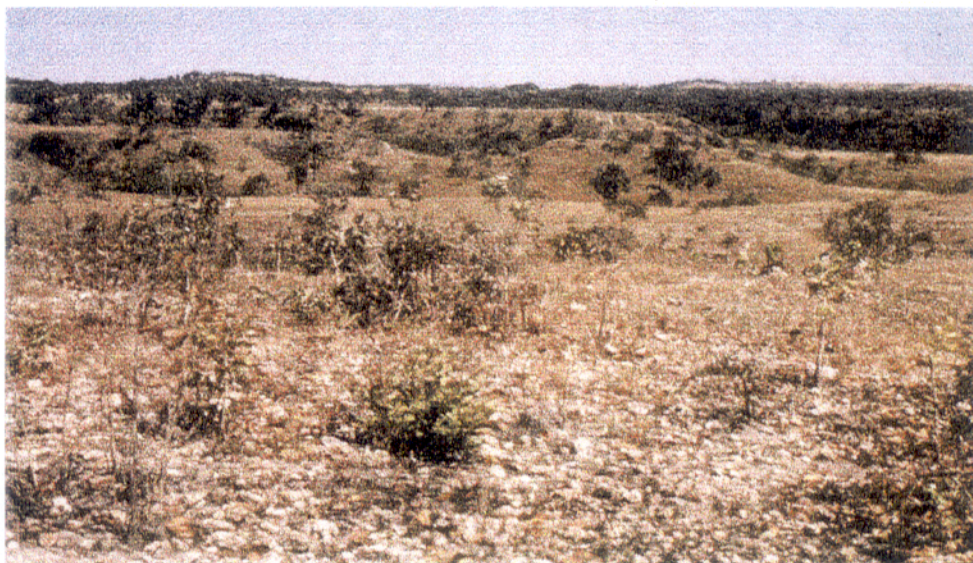


Figura 3.2 Morros ondulados, característicos do relevo nível de base, presente nos arredores de Bielândia-TO. Na base há acumulação de colúvio.

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, recobrando os morros. As palmeiras ocorrem principalmente ao longo das drenagens, onde são comuns espécies como o buritizeiro e a macaúbeira, que superam 6 m de altura.

A drenagem tem como principal representante o Rio Tocantins e seus afluentes. No local da amostragem, a drenagem é composta por córregos perenes e temporários, que abastecem a população local. Rios com volume de água de maior expressão ocorrem no relevo de maior amplitude, que desenvolvem corredeiras e cachoeiras, com quedas d'água que atingem algumas dezenas de metros.

3.2 GEOLOGIA DA ÁREA

As litologias aflorantes na área estudada representam o relevo de base local, onde morros desnudados constituem uma sucessão litológica granodecrescente ascendente, onde predominam arenito basal parcialmente silicificado, siltitos, argilito no topo e cobertura coluvionar, com níveis de sílex sustentando o topo, além de abundância de vegetais fossilizados em toda a extensão (Figura 3.3). As melhores exposições da sucessão litológica foram observadas nas fazendas Barra do Ouro (ponto 1) e São João (ponto 3), na forma de morros de aproximadamente 25 m de altura. Na Fazenda Fortaleza (ponto 2) não ocorrem afloramentos expressivos, já que representa uma porção mais arrasada do relevo local. Os vegetais fossilizados mostraram variações morfológicas e diferentes níveis de fragmentação de acordo com a litologia associada.

25 m

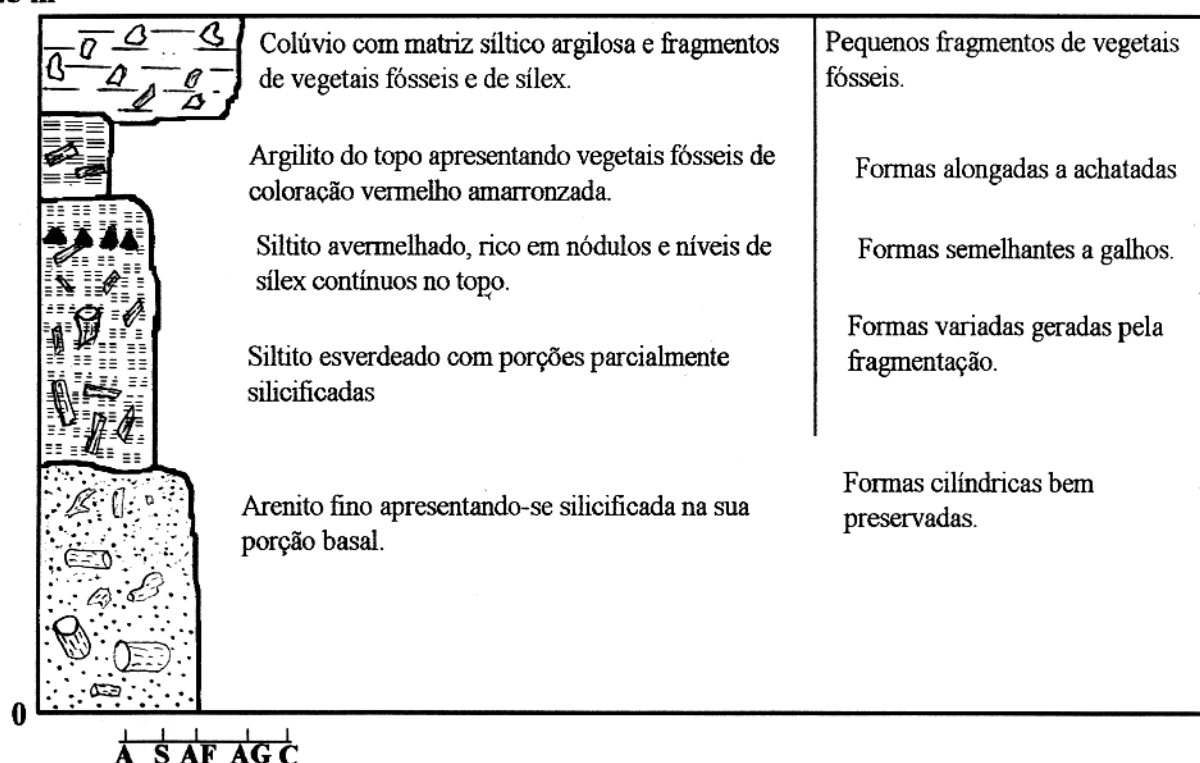


Figura 3.3 Sucessão sedimentar aflorante na área estudada, apresentando litologias com diferentes morfologias dos vegetais fossilizados.

A sucessão sedimentar (Figura 3.3), descrita da base para o topo, é constituída pelas litologias apresentada a seguir, assim como as principais características morfológicas dos vegetais fossilizados.

- **Arenito basal:** arenito fino amarelado a avermelhado silicificado na base, onde é 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 vegetais fossilizados são mais abundantes, mostram-se melhor preservados tanto no que se refere a elementos anatômicos macroscópicos preservados como nas dimensões mais expressivas. São comuns formas cilíndricas (Figura 3.4 A) de diâmetro superior a 20 cm e comprimento médio de 30 cm. A superfície externa exhibe estriações retilíneas a levemente onduladas.

- **Siltito esverdeado:** siltito de coloração esverdeada sobreposto ao arenito basal como um pacote de espessura média de 5 m. Apresenta pequenas porções parcialmente silicificadas onde são mais endurecidos. É comum a presença de nódulos e concreções de sílica associadas. Este siltito está melhor exposto no ponto 3, onde atinge 7 m de espessura.

Os vegetais fossilizados encontram-se mais fragmentados que no arenito basal sendo menos abundantes (Figura 3.4 B). São raros cilindros perfeitos e, quando presentes, são facilmente rompidos. As estriações superficiais tendem a desaparecer e os fragmentos adquirem superfícies praticamente polidas. São comuns fragmentos sem nenhum vestígio de estrutura vegetal preservada.

- **Siltito avermelhado:** siltito de coloração avermelhada a rosada, sobreposto em contato abrupto com o siltito esverdeado, com espessura média de 8m, no ponto 1. Na porção superior ocorrem níveis contínuos de sílex.

É marcante ao longo desta litologia a presença de pequenos fragmentos fossilizados, semelhante a galhos (Figura 3.4 C), cujo 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.

- **Argilito do topo:** 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 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.

- **Colúvio:** colúvio cinza-esbranquiçado composto de fragmentos grosseiros de materiais desagregados das partes superiores do relevo, onde predominam restos de vegetais fossilizados e fragmentos de sílex, imersos numa matriz argilo-siltosa.



Figura 3.4 Diferentes formas de vegetais fossilizados, presentes em litologias da área estudada. A) forma cilíndrica, comum no arenito basal; B) fragmentos distribuídos no siltito esverdeado, cuja superfície tende a ser lisa; C) fragmento semelhante a galho, comum no siltito avermelhado do topo.

4 MORFO ANATOMIA DOS VEGETAIS FOSSILIZADOS

Estudos morfo anatômicos, onde se incluiu descrições macroscópicas e estudos de lâminas delgadas, foram realizados em 17 amostras de vegetais fossilizados.

É importante ressaltar que não se pretendeu realizar um estudo específico de paleobotânica ou de anatomia vegetal e, em função disto, os exemplares que não apresentaram estruturação muito bem definida não foram identificados.

4.1 TIPOS DE ÓRGÃOS E CLASSIFICAÇÃO TAXONÔMICA

As descrições macroscópicas mostraram-se bastante eficazes na identificação do tipo de órgão preservado, haja visto que havia a preservação do conjunto de estruturas vegetais em praticamente todos os exemplares descritos.

A preservação do sistema vascular (estelo) permitiu a identificação de 8 caules e 4 raízes, enquanto 2 exemplares de pecíolo foram caracterizados principalmente pela morfologia das amostras, em conjunto com a microscopia óptica. A microscopia óptica também foi o recurso utilizado na identificação de 1 exemplar de caule, restrito ao argilito do topo, cuja estruturação estelar não foi observável à vista desarmada ou com lupa de bolso e binocular. A ausência de visibilidade de estruturas não permitiu ainda a caracterização de 2 amostras. A partir da identificação do órgão vegetal, os 17 exemplares foram catalogados como CL-01 a CL-09 (total de 9 caules), RZ-01 a RZ-04 (4 raízes), PC-01 e PC-02 (2 pecíolos) e NI-01 e NI-02 (2 exemplares não identificados).

4.1.1 Caules

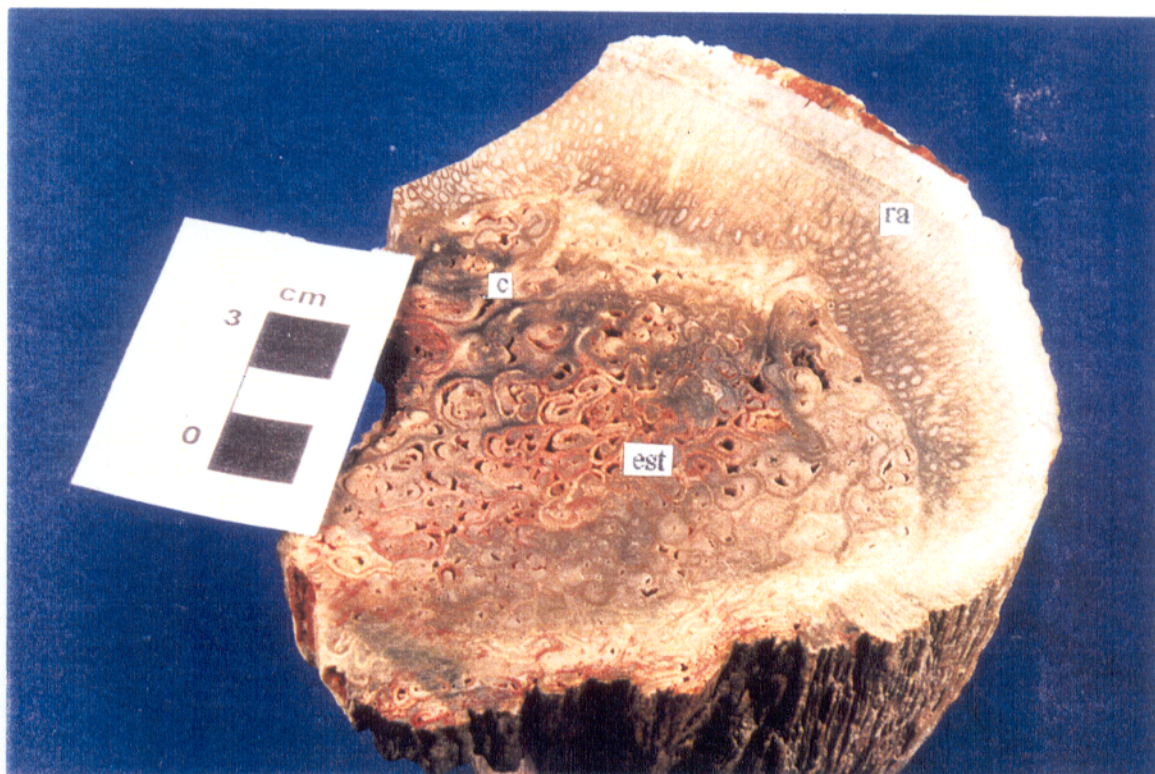
Dentre os 9 caules identificados, 8 exemplares apresentaram morfologia externa cilíndrica a achatada e constituíram os fósseis mais bem preservados, tanto no que se refere à menor fragmentação, como visibilidade da estrutura vegetal. Externamente, exibiram estriações, representadas por costelas e sulcos, de largura milimétrica, com variações de tonalidades, onde o cinza escuro predominou 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 8 exemplares mais semelhantes 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 regiões 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 a 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.

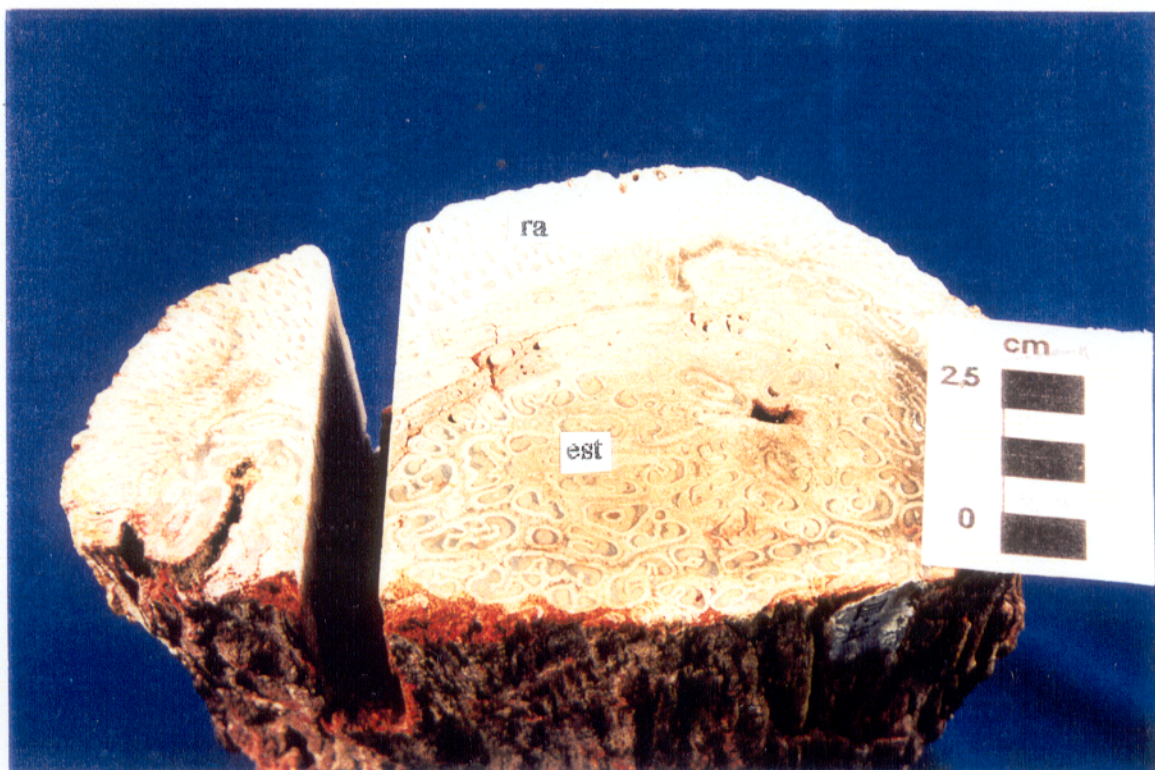
De acordo com a literatura, a porção central caracteriza um estelo complexo do tipo dictiostelo policíclico e, a porção externa, representa um conjunto de raízes adventícias, sendo este padrão a principal característica da família *Psaroniaceae*, onde se destaca o gênero *Psaronius* (Gillette, 1937; Morgan, 1959; Andrews Jr, 1960; Moret, 1964; Archangelsky, 1970; Stewart & Rothwell, 1993). Na figura 4.1 são apresentados 2 exemplares de caules da família *Psaroniaceae*, identificados neste trabalho. Na mesma figura observa-se também uma região, presente ao longo das extremidades das massas vasculares, que ora está presente apenas como cavidades (Figura 4.1A) e ora é constituída por material compacto que tende a ser translúcido (Figura 4.1B).

Variações na configuração do estelo permitiram a classificação taxonômica, a nível de espécie, de 3 exemplares representativos de *Psaronius brasiliensis* (1 amostra) e *Tietea singularis* (2 amostras). Na figura 4.2A,B são apresentados exemplares das duas espécies identificadas.

O *Psaronius brasiliensis* mostra no estelo um desenho de massas vasculares semelhantes a minhocas e esta aparência incluiu a espécie no conjunto de vários *Psaronius* denominados “wurnsteine” ou minhoca de pedra (Morgan, 1959). Além desta morfologia do estelo, o *Psaronius brasiliensis* exibe ainda, na periferia do caule, quatro feixes caulinares que alternam com quatro traços de folhas divergentes (Morgan, 1959). As duas características citadas são marcantes na seção transversal da amostra CL-09, identificada neste trabalho como pertencente a esta espécie, ou seja, *Psaronius brasiliensis* (Figura 4.2A).



A



B

Figura 4.1 Cortes transversais de 2 caules de vegetais fossilizados do gênero *Psaronius* exibindo estelo (est) do tipo dictiostelo policíclico, contornado por uma capa externa de raízes adventícias (ra). Em A (amostra CL-06), ocorrem cavidades (c), já em B (amostra CL-08), as porções correspondentes a cavidades encontram-se preenchidas.

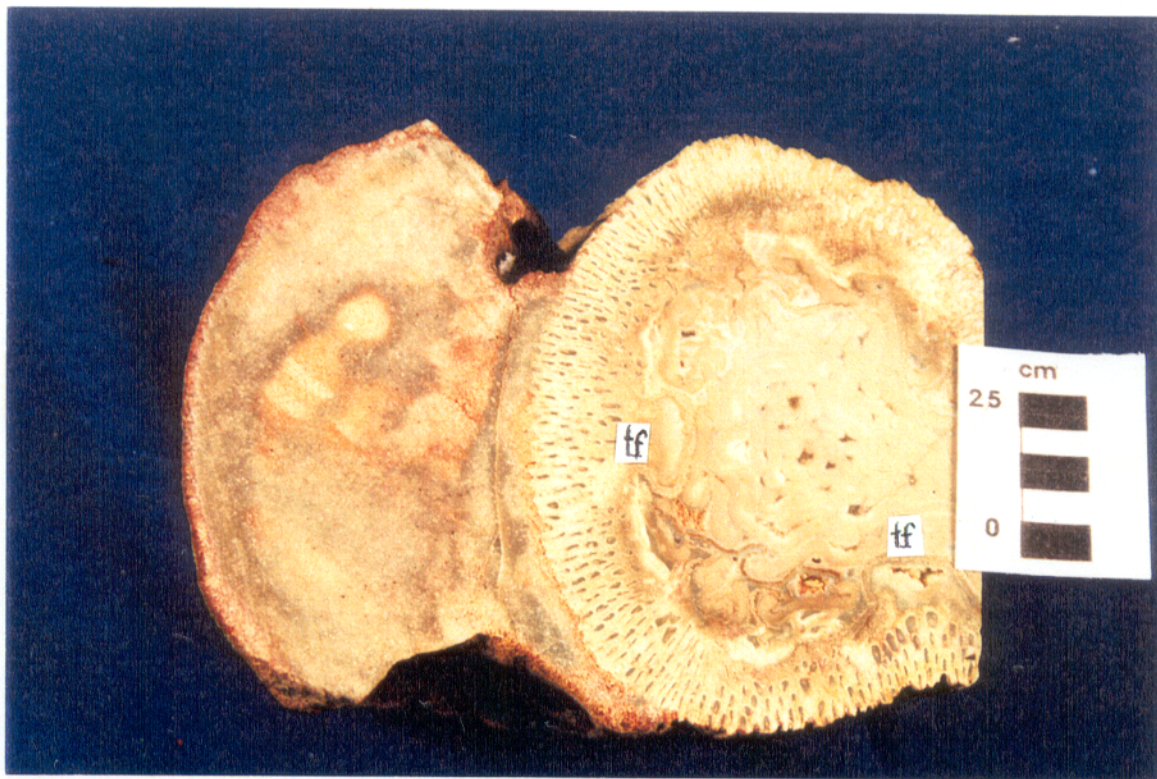
A espécie *Tietea singularis* exibe uma região estelar composta de grande quantidade de formações vasculares, que definem contornos bruscos entre si. As formas vasculares variam de arredondadas a encurvadas, sendo a capa externa de raízes adventícias menos expressivas que as observadas no gênero *Psaronius* (Figura 4.2B), neste caso, o estelo tende a ocupar uma área da seção transversal superior ao observado nos *Psaronius*, ou seja, supera 90% do total. 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 separada por uma região semelhante a córtex, de ± 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 a pouca literatura que trata de uma descrição mais detalhada de *Tietea singularis*, a espécie foi identificada com maior precisão através de fotografias de outros exemplares apresentado na literatura. Desta forma, a fotografia da figura 4.2B deve ser comparada com a do exemplar apresentado em Daniels (1998), nas páginas 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 na literatura especializada (*Tietea singularis* Gillette, 1937; Morgan, 1959; Andrews Jr, 1960; Moret, 1964; Archangelsky, 1970; Stewart & Rothwell, 1993; Landmesser, 1994; Daniels 1998).

No estelo, as massas vasculares arredondadas a anastomosadas são tecidos vasculares denominados xilema e os contornos semelhantes a córtex constituem o parênquima de reforço, já a matriz representa o parênquima fundamental e, nas extremidades do xilema, onde ocorrem cavidades ou material cristalizado translúcido, tem-se o floema (Figura 4.3A). A capa periférica representa as raízes adventícias, que são constituídas por vasos distribuídos na matriz, denominada parênquima fundamental (Figura 4.3B).

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 mineralógica e químicas.



A

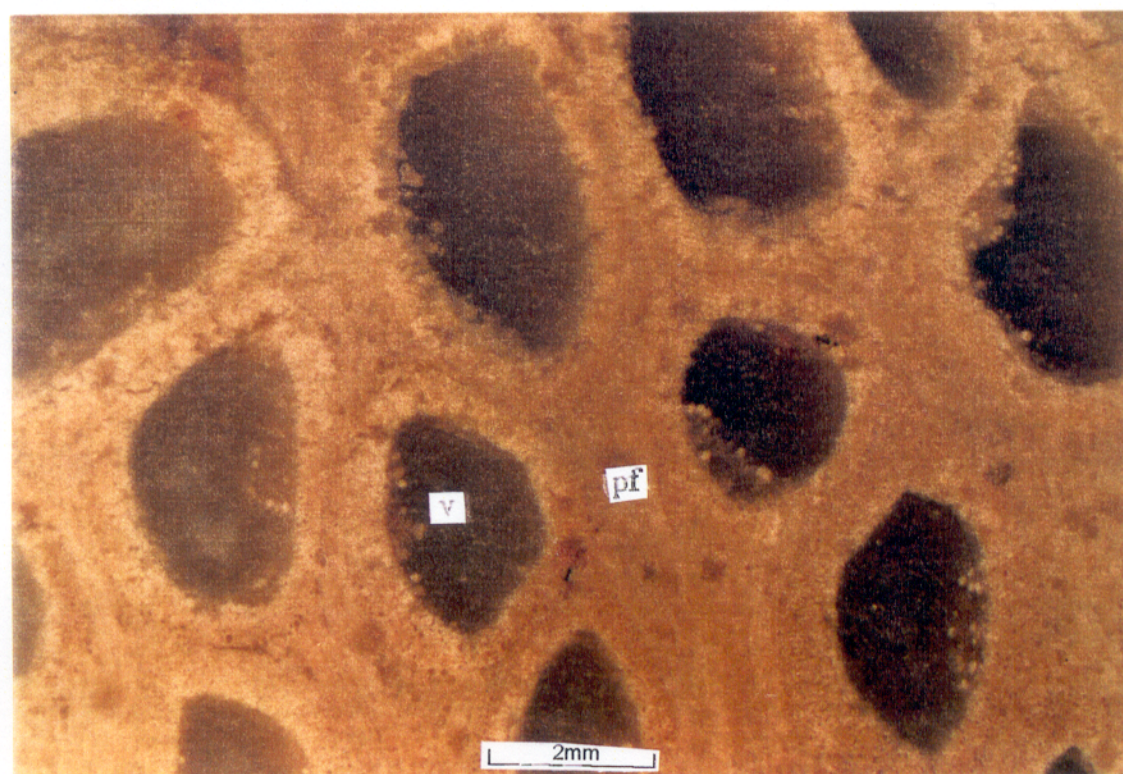


B

Figura 4.2 Cortes transversais de 2 caules da família *Psaroniaceae*, representando as espécies *Psaronius brasiliensis* (A) e *Tietea singularis* (B). Destacam-se em A as massas vasculares do estelo semelhantes a minhocas e os traços foliares (tf), já em B, é marcante a menor espessura da capa de raízes adventícias (ra) e o destaque de cicatriz foliar (cf).



A



B

Figura 4.3 Detalhes do estelo (A) e de raízes adventícias (B) de exemplar do gênero *Psaronius* (amostra CL-08). Em A são definidos xilema (xl), floema (fl), parênquima de reforço (pr) e parênquima fundamental (pf). Em B, observa-se vasos (v) distribuídos no Parênquima fundamental (pf).

4.1.2 Raízes

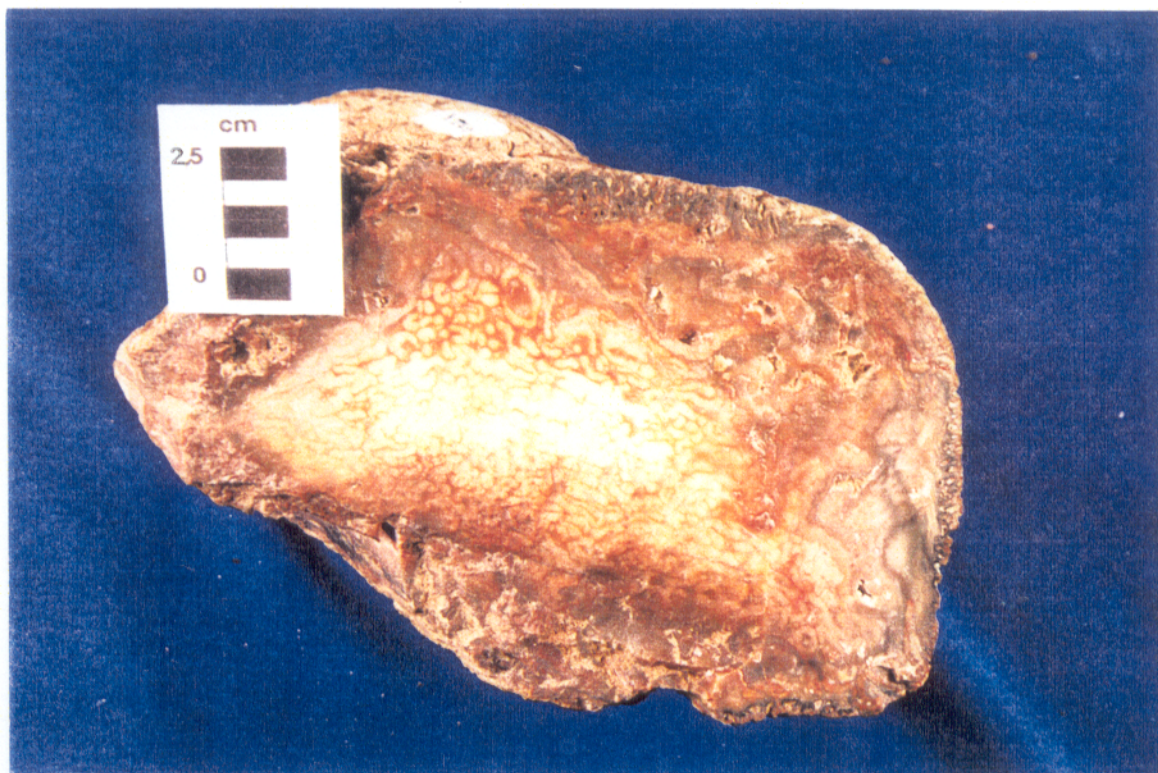
Os exemplares de raízes não exibiram contrastes tão marcantes entre as estruturas vegetais preservadas, quando comparadas com os caules. A morfologia geral das amostras coletadas também não definiram uma forma preferencial e, devido à fragmentação mais acentuada que nos caules, observaram-se fragmentos de raízes com dimensões e formas bem diferenciadas. Externamente, as 4 amostras de 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, e ainda, a capa periférica de raízes adventícias externas praticamente desapareceu (Figura 4.4A). Na figura 4.4A e B são apresentados estelos, do tipo protostélico, identificados em amostra de raízes *Psaroniaceae*s (amostras RZ-01 e RZ-02). Os outros dois exemplares de raízes, identificados neste trabalho (amostras RZ-03 e RZ-04), na realidade representavam fragmentos de espessas capas de raízes adventícias desagregadas dos respectivos caules.

Ao microscópio óptico também não foram observados contrastes tão expressivos entre os tecidos como ocorreu com os caules, neste caso, estudos anatômicos pormenorizados não foram desenvolvidos nesses materiais, ficando as análises destes restritas à realização de DRX e-IV, apenas em amostra total.

4.1.3 Pecíolo

Os dois espécimens identificados como pecíolo consistiram de pequenos fragmentos, semelhantes a galhos, abundantes no siltito avermelhado, da sucessão sedimentar local. As amostras estudadas (PC-01 e PC-02) apresentaram superfície externa desprovida de estriações, com aspecto polido e, à vista desarmada, praticamente não se observaram estruturas vegetais preservadas. Os exemplares apresentaram comprimento médio de 15cm e diâmetro em torno de 6cm. A seção transversal, apesar de praticamente maciça, ainda exibiu uma incipiente estruturação, semelhante a anéis concêntricos, sendo esta mais evidente no exemplar PC-02 (Figura 4.5A). Na figura 4.5B é apresentada uma visão geral da seção longitudinal dos pecíolos estudados, haja vista a microscopia ter sido fundamental para a caracterização destes.



A

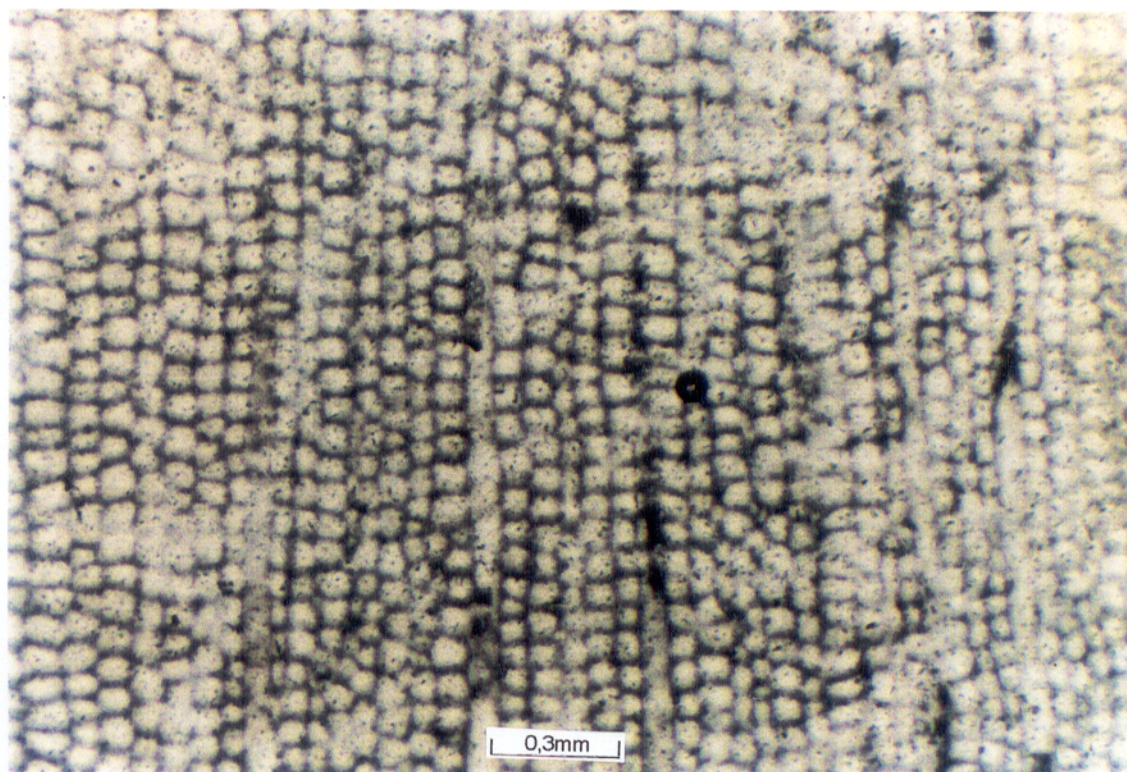


B

Figura 4.4 Exemplares de raízes da família *Psaroniaceae* exibindo estelo do tipo protostélico. A) amostra RZ-01 e B) amostra RZ-02.



A



B

Figura 4.5 Características de pecíolos identificados neste trabalho. A) Dois espécimens, semelhantes a galhos, exibindo incipiente estruturação, em forma de anéis concêntricos, na seção transversal. Exemplar da esquerda é PC-01 e da direita é PC-02. B) Visão geral da textura característica dos pecíolos estudados.

A caracterização dos pecíolos da figura 4.5A e B foi confirmada apenas com as descrições morfológicas dos fragmentos e utilização do microscópio óptico e, as características apresentadas, comparadas com as de pecíolos de vegetais atuais (Prof. Marlene Moraes, comunicação verbal), haja vista informações histológicas desses materiais terem sido irrisórias na literatura consultada. As poucas informações obtidas nos exemplares de pecíolo não permitiram fazer uma classificação taxonômica mais precisa, como ocorreu com os caules, desta forma os mesmos foram classificados apenas a nível de ordem, ou seja, ordem Marattiales com base na comparação destes com morfologia semelhante (Stewart & Rothwell, 1993). O pecíolo é uma região cilíndrica, que faz parte da folha, que prende este órgão (através do limbo) ao caule, semelhante ao esquema da figura 4.6.

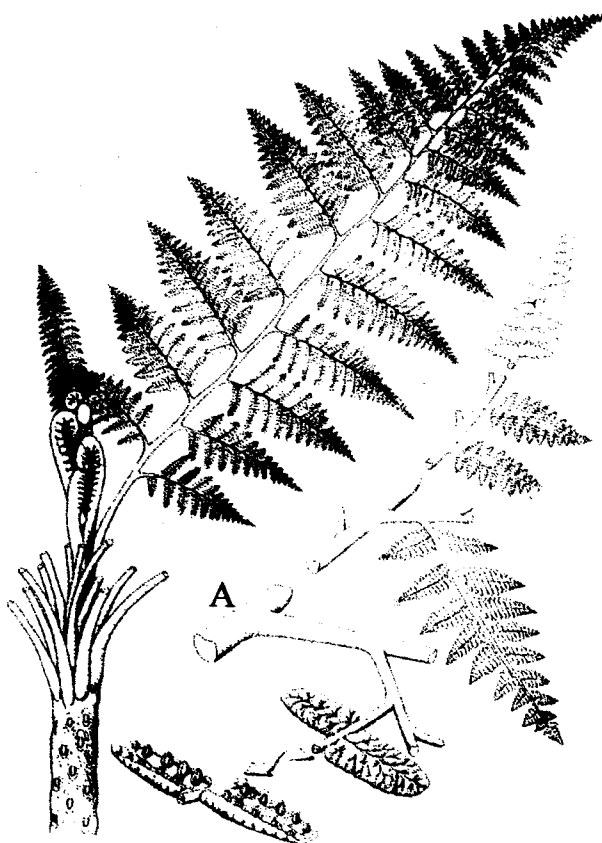


Figura 4.6 Restauração de folhas da família *Marattiales* exibindo morfologia de pecíolo em A (Fonte: Stewart & Rothwell, 1993).

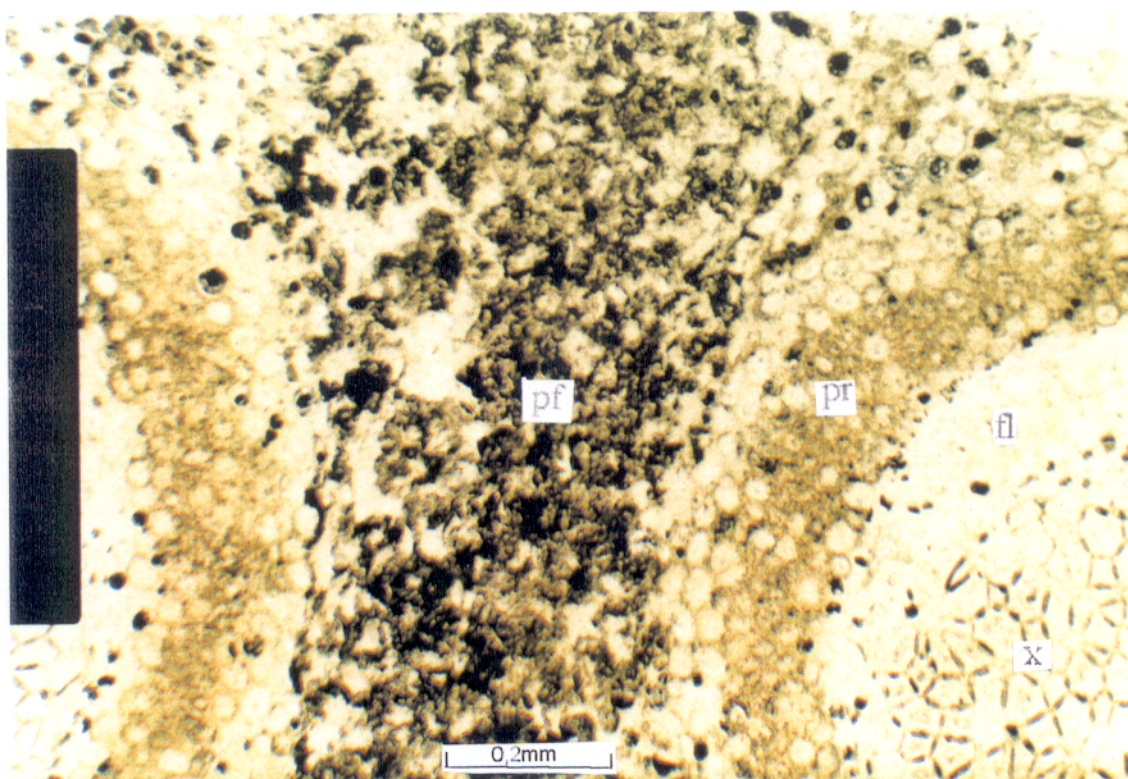
4.2 ASPECTOS ANATÔMICOS DOS CAULES

As seções delgadas das 9 amostras identificadas como caules, mostraram preservação minuciosa de tecidos vegetais, após a atuação da fossilização. Em seções referentes a cortes transversais, os 8 exemplares de caules da família *Psaroniaceae* (gênero *Psaronius* e espécie *Tietea singularis*) exibiram o sistema vascular (ou estelo) preservado, cuja morfologia correspondeu ao tipo dictiostelo policíclico, também identificados em estudos macroscópicos, representado (do centro para a borda das massas vasculares descritas no item anterior) por xilema (xl), floema (fl), parênquima de reforço (pr) e parênquima fundamental (pf), conforme visão geral da figura 4.7A. Nas seções longitudinais os tecidos citados mostraram continuidade ao longo do eixo de maior comprimento dos exemplares (Figura 4.7B).

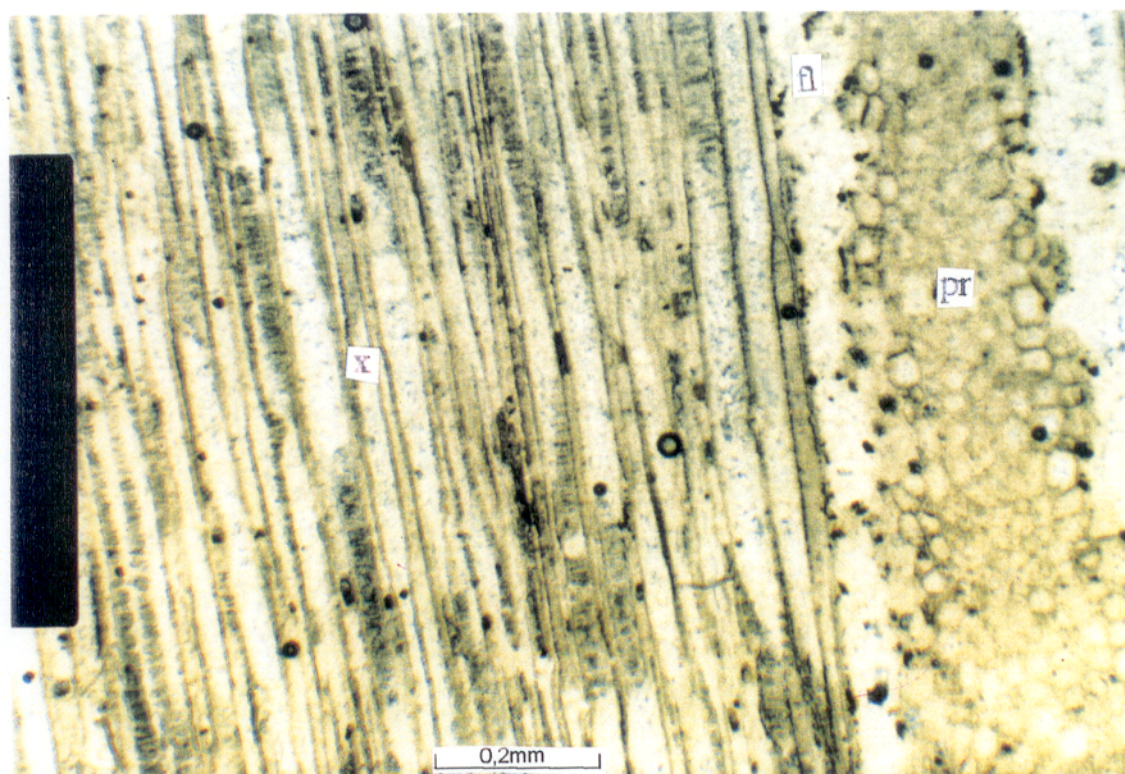
Ao microscópio óptico o xilema é representado por um mosaico de células que desenham um padrão pseudo hexagonal (Figura 4.8A). O xilema consiste de feixes vasculares e o contato entre as células é espesso devido à parede celular ser revestida de matéria orgânica, como a lignina, objetivando condução de alimento para o vegetal (Morgan, 1959). Além do armazenamento de substâncias, são funções do xilema o transporte de água e substâncias dissolvidas e manter a proporcionar a sustentação do vegetal (Bold, 1988).

A porção correspondente ao floema é límpida, semelhante ao que foi apresentado na figura 4.7A), quando não está representado por cavidades. O floema 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 parênquimático de reforço foi preservado através de um grupamento de células, praticamente unidimensionais, 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 xilemas, já que o parênquima é constituído de paredes celulares finas (Bold, 1988). As formas celulares, características do parênquima fundamental, variaram de arredondadas, poligonais a alongadas (Figura 4.8B) O parênquima fundamental exibiu células mais alongadas achatadas e contornos pouco definidos, quando comparados ao xilema (Figura 4.9A), já que é um tecido de parede celular fina (Bold, 1988). No parênquima fundamental, há presença de aglomerados de formas granulares pretas, identificadas como grãos de taninos (Figura 4.9B), sendo a presença destes uma característica marcante da família *Psaroniaceae* (Rothwell & Blicke, 1982; Stewart & Rothwell, 1993).



A

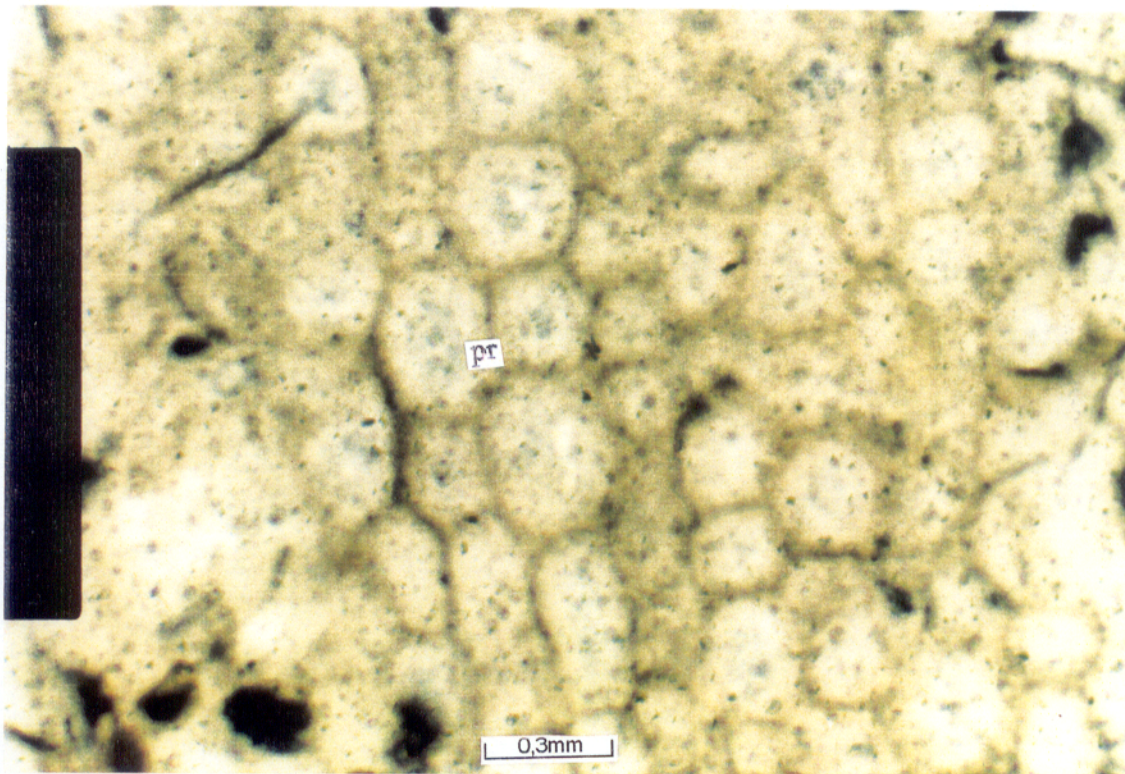


B

Figura 4.7 Diferentes tecidos preservados em caules da família *Psaroniaceae*. A) corte transversal de *Psaronius* (amostra CL-06) exibindo xilema (x), floema (fl), parênquima de reforço (pr) e parênquima fundamental (pf). B) corte longitudinal de *Tietea singulares* (amostra CL-05) mostrando os mesmos tecidos apresentados em A.

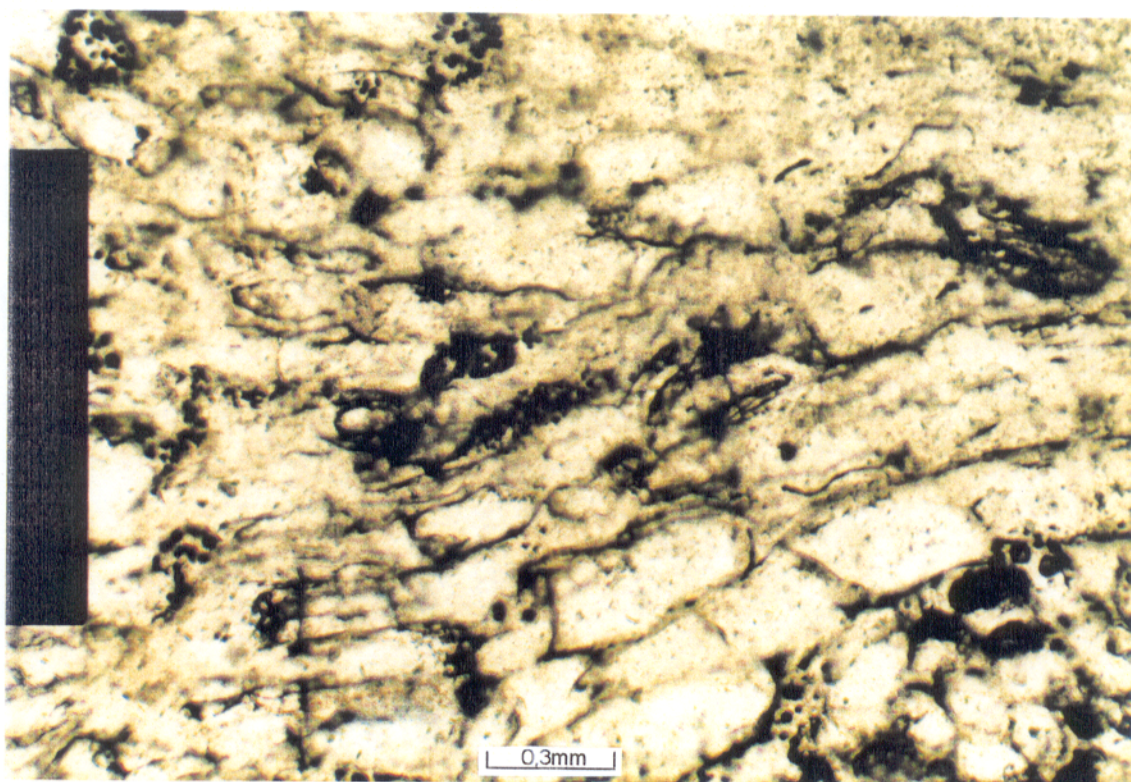


A

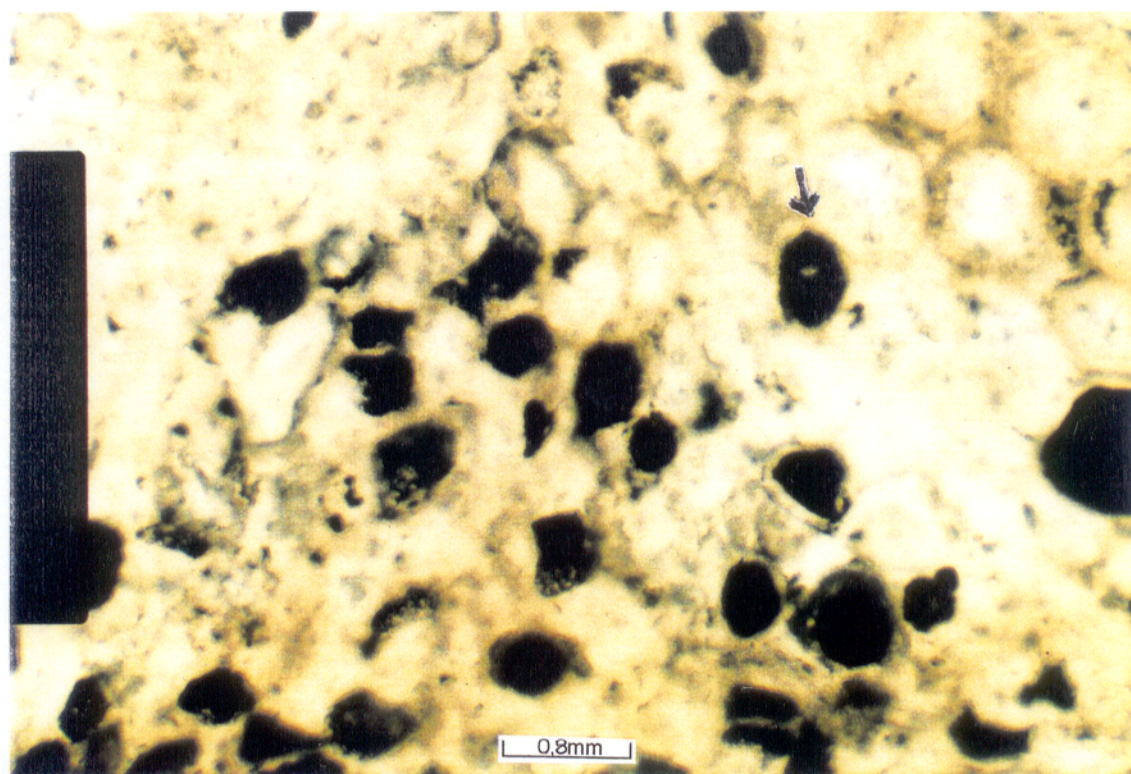


B

Figura 4.8 Detalhes de tecidos preservados em exemplares da família *Psaroniaceae*. A) Xilema (x) exibindo mosaico de células com limites espessos, em corte transversal do gênero *Psaronius* (amostra CL-06). B) Células do parênquima de reforço (pr), mostrando formas que variam de polígonos a achatadas (centro), em corte longitudinal de *Tietea singularis* (amostra CL-05).



A



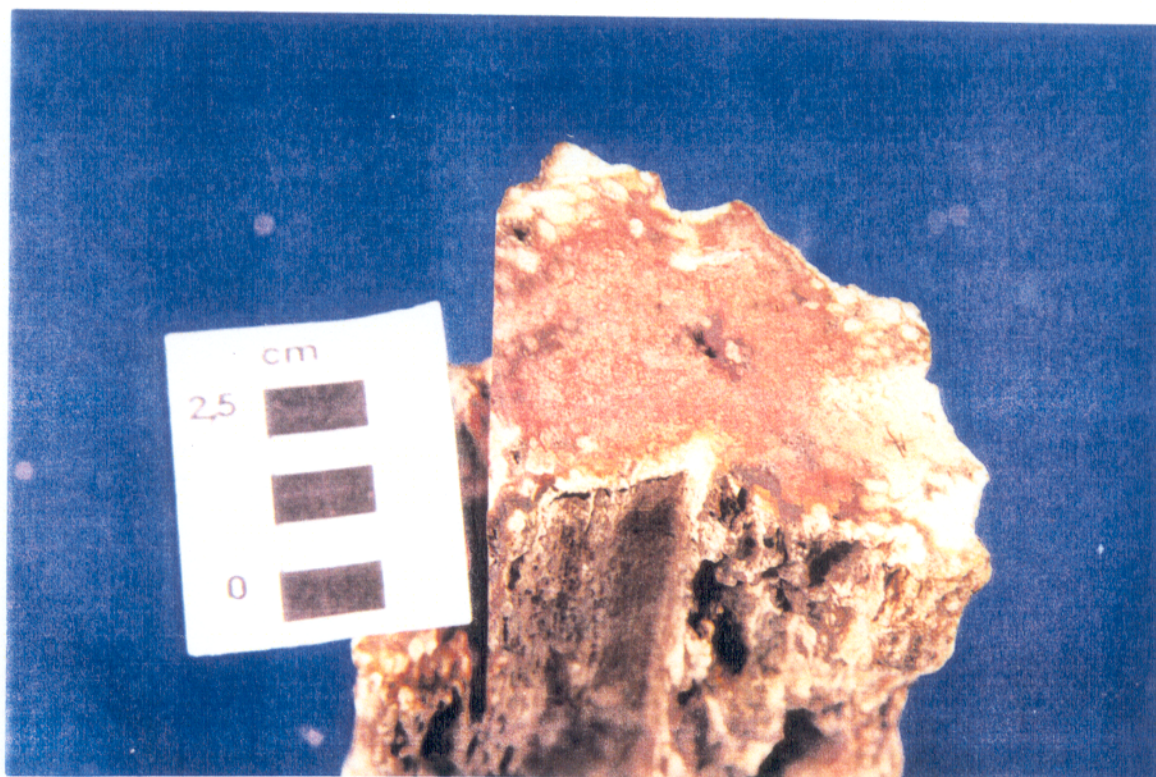
B

Figura 4.9 Detalhes de tecidos preservados em exemplares da família *Psaroniaceae*. A) Células do parênquima fundamental com formas alongadas e achatadas, identificadas em corte transversal de *Tietea singularis* (amostra CL-05). B) Detalhe da figura A, mostrando grãos de taninos, típicos na família *Psaroniaceae*.

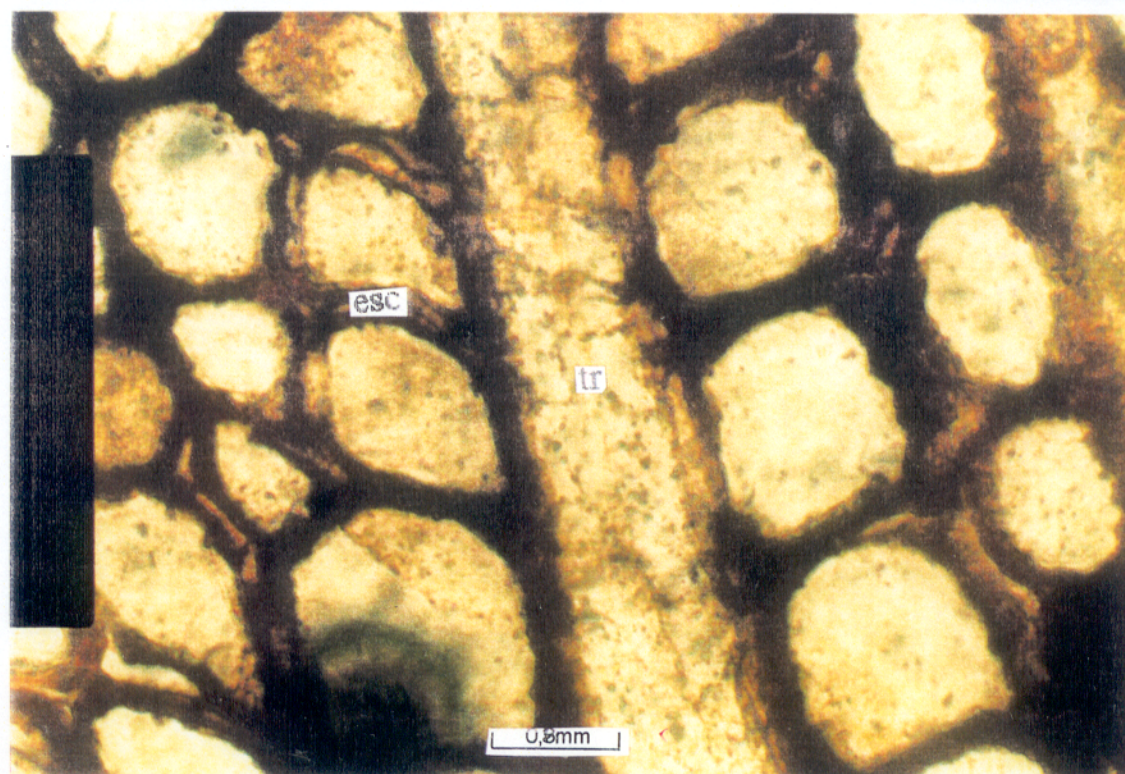
O único exemplar de caule (CL-01), citado anteriormente, que não apresentou características morfo anatômicas correspondentes à família *Psaroniaceae*, representou um conjunto de amostras coletadas no argilito do topo da sucessão litológica local. A morfologia externa não caracterizou os cilindros, predominantes nos exemplares de *Psaronius* e *Tietea singularis*, sendo estes mais estreitos e achatados. Na amostra CL-01, a seção transversal exibiu basicamente apenas contrastes de coloração, onde o vermelho amarronzado predomina em toda a porção central e pequenas manchas brancas restringiram-se à região mais periférica do estelo (figura 4.10A).

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 (Figura 4.10B). 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 representam esclereídeos (esc) separados por traqueídeos (tr), conforme figura 4.10A e B.

Na tabela 4.1 é apresentado um resumo dos tipos de órgãos identificados e a classificação taxonômica dos 17 exemplares estudados, incluindo-se a litologia em que foram coletados.



A



B

Figura 4.10 Amostra de caule (CI-01) que mostrou configuração diferente da família *Psaroniaceae*. A) Seção transversal cujo estelo exibe apenas variação de coloração de vermelho amarronzado (centro) a esbranquiçada (periféria). B) Detalhe do estelo de A, através de imagem de microscópio óptico, destacando a presença de esclereídeos (esc) e traqueídeos (tr), típicos da família *Taxaceae*.

Tabela 4.1 Órgãos identificados e classificação taxonômica de 17 exemplares de vegetais fossilizados, estudados neste trabalho.

Litologia	Ponto coleta	Amostra	Órgão	Classificação taxonômica					
				Divisão	Classe	Ordem	Família	Gênero	Espécie
Argilito	2	CL-01	Caule	Traqueófito	Gimnospermopsida	Taxales	Taxaceae	--	--
Siltito avermelhado	3	PC-01	Pecíolo	Traqueófito	Filicopsida	Marattiales	--	--	--
	3	PC-02	Pecíolo	Traqueófito	Filicopsida	Marattiales	--	--	--
	3	Rz-01	Raiz	Traqueófito	Filicopsida	Marattiales	Psaroniaceae	Psaronius	--
	3	NI-01	--	--	--	--	--	--	--
Siltito esverdeado	1	CL-02	Caule	Traqueófito	Filicopsida	Marattiales	Psaroniaceae	Psaronius	--
	1	CL-03	Caule	Traqueófito	Filicopsida	Marattiales	Psaroniaceae	Psaronius	--
Arenito fino	1	NI-02	--	Traqueófito	Filicopsida	Marattiales	Psaroniaceae	--	--
	3	RZ-02	Raiz	Traqueófito	Filicopsida	Marattiales	Psaroniaceae	Psaronius	--
	3	RZ-03	Raiz	Traqueófito	Filicopsida	Marattiales	Psaroniaceae	Psaronius	--
	1	RZ-04	Raiz	Traqueófito	Filicopsida	Marattiales	Psaroniaceae	Psaronius	--
	3	CL-04	Caule	Traqueófito	Filicopsida	Marattiales	Psaroniaceae	Tietea	Tietea singularis
	1	CL-05	Caule	Traqueófito	Filicopsida	Marattiales	Psaroniaceae	Tietea	Tietea singularis
	3	CL-06	Caule	Traqueófito	Filicopsida	Marattiales	Psaroniaceae	Psaronius	--
Arenito Silicificado	1	CL-07	Caule	Traqueófito	Filicopsida	Marattiales	Psaroniaceae	Psaronius	--
	3	CL-08	Caule	Traqueófito	Filicopsida	Marattiales	Psaroniaceae	Psaronius	--
	3	CL-09	Caule	Traqueófito	Filicopsida	Marattiales	Psaroniaceae	Psaronius	P. brasiliensis

-- Não identificado.

5 MINERALOGIA

Neste item serão apresentadas as fases mineralógicas da sucessão litológica aflorante na área estudada (identificados por DRX) e da madeira fossilizada, através de DRX, IV, e MEV/EDS, além de resultados do índice de cristalinidade do quartzo, tanto por DRX como IV. A mineralogia dos vegetais fossilizados foi determinada tanto para amostra total como para os tecidos preservados que foram isolados.

5.1 SUCESSÃO LITOLÓGICA SEDIMENTAR

A mineralogia identificada por DRX em litologias da sucessão sedimentar, portadoras dos vegetais fossilizados (amostra total), é constituída por quartzo, K-feldspato, muscovita/ilita, montmorilonita 15Å, caulinita e hematita. A abundância semi-quantitativa dos componentes minerais, ao longo das litologias da sucessão, é apresentada na tabela 5.1.

O quartzo é o mineral mais abundante sendo o único componente identificado no arenito silicificado. O K-feldspato foi identificado no arenito friável, nos siltitos e argilito do topo, sendo mais abundante no siltito esverdeado. 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 15Å, estão presentes desde o argilito esverdeado até o siltito do topo e não identificadas no arenito basal, tanto na porção friável como na silicificada. 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 3 principais reflexões somente no argilito do topo e apenas a reflexão mais intensa no arenito basal silicificado, mostrando tendência de se concentrar na porção mais superior da sucessão.

Tabela 5.1 Minerais identificados, por DRX (amostra total), e abundância relativa na sucessão sedimentar da área estudada.

Litologia associada	Abundância semi-quantitativa 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
Sitito esverdeado	xxx	xx	x	x	x	nd
Arenito friável	xxx	x	nd	nd	nd	nd
Arenito silicificado	xxx	nd	nd	nd	nd	nd
da base						x

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

A fração $< 2 \mu$ é constituída por caulinita, montmorilonita 15Å e illita. A caulinita foi identificado por suas reflexões principais em 7,17 e 3,57Å, reflexões estas inalteradas ao glicol e que desapareceram completamente em amostra aquecida. A montmorilonita 15Å foi caracterizada por suas propriedades expansivas ao glicol, quando seu espaçamento aumenta de 15Å, em lâmina normal, para 17Å ao ser tratada com glicol. Quando aquecida, o espaçamento contrai para 10 Å. A illita não sofreu nenhuma alteração em suas reflexões principais em 10,03 e 5,00Å nas análises normais, gliconadas e aquecidas. Na tabela 5.2 é apresentada a abundância relativa dos minerais, com base na intensidade dos picos.

Tabela 5.2 Minerais identificados por DRX (fração $< 2\mu$) em litologias da sucessão litológica portadora dos vegetais fossilizados e abundância relativa.

Litologia associada	Abundância relativa dos argilominerais identificados		
	illita	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

Em 17 amostras totais, analisadas por DRX, os vegetais fossilizados apresentaram como principal constituinte mineral o quartzo (em 8 amostras o quartzo é o único mineral). Pequenas reflexões, distintas ao padrão difratométrico do quartzo, foram registradas através dos picos principais da hematita (2 amostras), além da pequena ondulação, atribuída a fase amorfa, e os picos 5,2Å (1 amostra) e ~3,0Å (1 amostra), não identificados. A mineralogia das amostras estudadas, juntamente com o tipo litológico em que foram coletadas e o tipo de órgão identificado, é apresentada na tabela 5.3, onde se observa o predomínio absoluto do quartzo.

Tabela 5.3 Mineralogia de 17 exemplares de vegetais fossilizados (amostra total), coletados em diferentes litologias da sucessão sedimentar local.

Litologia	Ponto coleta	Amostra	Órgão	Mineralogia
Argilito	2	CL-01	Caule	Quartzo ¹ , hematita ² , amorfo ⁴
Siltito	3	PC-01	Pecíolo	Quartzo ¹ , 5,2Å ³
avermelhado	3	PC-02	Pecíolo	Quartzo ¹ e hematita ²
	3	RZ-01	Raiz	Quartzo ¹ e amorfo ⁴
	3	NI-01	--	Quartzo ¹ e amorfo ⁴
Siltito	1	CL-02	Caule	Quartzo ¹
esverdeado	1	CL-03	Caule	Quartzo ¹
Arenito	1	NI-02	--	Quartzo ¹ e amorfo ⁴
friável	3	RZ-02	Raiz	Quartzo ¹ e amorfo ⁴
	3	RZ-03	Raiz	Quartzo ¹
	1	RZ-04	Raiz	Quartzo ¹
	3	CL-04	Caule	Quartzo ¹
	1	CL-05	Caule	Quartzo ¹
	3	CL-06	Caule	Quartzo ¹ e ~3,0Å ³
	1	CL-07	Caule	Quartzo ¹ e amorfo ⁴
Arenito	3	CL-08	Caule	Quartzo ¹
silicificado	3	CL-09	Caule	Quartzo ¹

¹ mineral abundante; ² mineral acessório; ³ pico não identificado; ⁴ ondulação de 7,14 a 7,42Å.
CL=Caule; RZ=Raiz; PC=Pecíolo; NI=Não 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* (amostra CL-01), caracterizado pelo predomínio da coloração vermelho amarronzada. Na Figura 5.1 é apresentado o padrão difratométrico desta amostra onde se observa, além do padrão do quartzo (Qz), reflexões principais da hematita (Hm) e a ondulação, atribuída até aqui a uma fase de sílica amorfa.

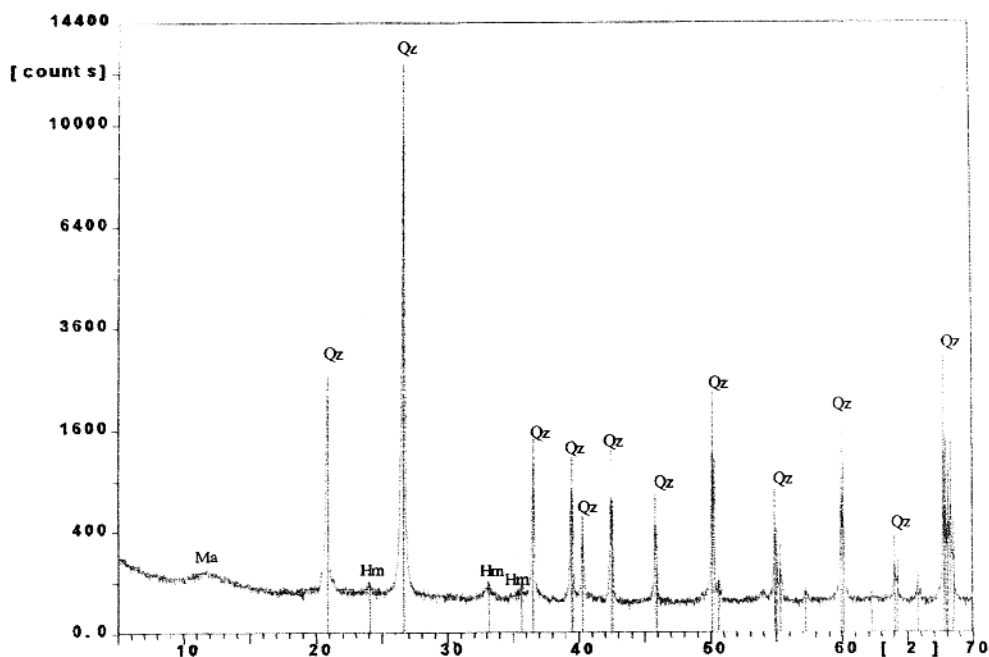


Figura 5.1 Difratograma de raios-X mostrando reflexões do quartzo (Qz), hematita (Hm) e ondulação entre 7,1 a 7,4 Å, provavelmente de material amorfo (Ma) A amostra representa vegetal fossilizado, coletado no argilito do topo, pertencente à família *Taxaceae* (amostra CL-01).

Análises das amostras da tabela 5.3 por espectroscopia de absorção no infravermelho, confirmaram a predominância do quartzo, com fortes bandas ao longo da região dos tectossilicatos. A classe dos tectossilicatos é caracterizada por duas grandes regiões, nos intervalos de $950\text{--}1200\text{ cm}^{-1}$ e $400\text{--}550\text{ cm}^{-1}$, 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 3 amostras em 2924 e 2853 cm^{-1} .

Na região dos tectossilicatos, o quartzo desenvolveu bandas de absorções características médias a muito fortes, com valores próximos a 1166 , 1087 , 514 e 462 cm^{-1} , além de bandas

adicionais diagnósticas 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} .

O *doublet* próximo a 800 cm^{-1} permitiu confirmar a presença do quartzo em relação a outros polimorfos de sílica, também comuns em vegetais fossilizados, que apresentam espectros com bandas semelhantes (Tabela 5.4). Nos espectros de infravermelho da opala (opala C, opala CT e opala A), da tridimita e da cristobalita, polimorfos freqüentes em madeira fossilizada, o *doublet* em 800 cm^{-1} é substituído por uma banda de absorção simples, caracterizando estruturas mais desordenadas (Drees *et al.*, 1989). Dentre as formas cristalinas de sílica, a tridimita possui o espectro mais simples, desenvolvendo apenas bandas largas, semelhantes ao que se observa na opala, comprovando sua estrutura relativamente desordenada. A cristobalita exibe um espectro com bandas mais agudas, sendo sua presença diagnosticada pelas absorções em 1196 e 622 cm^{-1} (Russell & Fraser, 1994).

Tabela 5.4 Comparação de números de comprimento de ondas (cm^{-1}) e intensidades relativas de bandas de infravermelho de polimorfos de SiO_2 (identificados em madeira silicificada), com os resultados obtidos neste trabalho.

Quartzo ¹	Tridimita ¹	Opala-A ²	Opala-CT ²	Cristobalita ²	Neste trabalho
		1200-F		1202-m	
1168-F	1165-m	1100-MF,l	1100-MF-l	1160-f	1164-1166-F
1144-f					
1085-MF-l	1095-MF,l	965-f		1095-MF,l	1082-1088-MF,l
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; l = larga

5.2.1 Estruturas isoladas (tecidos) dos vegetais fossilizados

Nos estudos morfológicos e anatômicos, realizados em 17 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, as 17 frações isoladas de tecidos preservados foram todas isoladas de 4 exemplares de caule. As 4 amostras de caules foram representativas da família

Taxaceae (CL-01), do gênero *Psaronius* (amostras CL-06 e CL-08) e da 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. Os tecidos isolados já foram apresentados nas figuras 4.3Å e B. Análises por DRX e IV das frações dos tecidos isolados confirmaram os resultados apresentados para amostra total, onde o quartzo é o componente mineral dominante e os outros constituintes ocorreram como acessórios, sendo estes 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 (Tabela 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 3,51Å, respectivamente. O pico 5,2Å, presente em dois exemplares de amostra total, não foi registrado nas análises das frações, o que não permitiu uma caracterização mais precisa sobre um provável mineral correspondente. A presença da hematita é mais expressiva na fração correspondente aos esclereídeos vermelhos, isolados no exemplar da família *Taxaceae* (CL-01) 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* (CL-05) e na porção avermelhada do parênquima de reforço do exemplar de *Psaronius* (CL-06). A maior evidência da hematita nos esclereídios vermelhos 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, mais comuns apenas nesta litologia. A calcita ocorreu 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* (CL-08)

Nos espectros de infravermelho dessas amostras, além do destaque para as bandas característica do quartzo, ressaltou-se ainda a maior nitidez das bandas relacionadas à matéria

orgânica, juntamente com absorções típicas de argilominerais do grupo da caulinita. Inicialmente, nos espectros de amostra total, as bandas relativas a matéria orgânica foram consideradas como geradas por contaminantes, devido se apresentarem pouco expressivas, correspondendo com registros na literatura relativa ao quartzo (Drees *et al.*, 1989), porém, no caso específico das frações de tecidos dos vegetais fossilizados, esta são bem nítidas (como mencionado para as 3 amostras de frações de tecidos) e atribuídas à presença de metil e metileno (Abbott *et al.*, 1998).

Tabela 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 <i>Taxaceae</i>			
Amostra CL-01			
Esclereídeos escuros	Quartzo	Quartzo	Argilito do topo (ponto 2)
Parênquima fundamental	Quartzo e calcita	Quartzo	
Esclereídeos vermelhos	Quartzo e hematita		
<i>Tietea singularis</i>			
Amostra CL-05			
Parênquima de reforço	Quartzo e calcita	Quartzo	Arenito friável (ponto 1)
Parênquima fundamental	Quartzo	Quartzo e MO	
Xilema	Quartzo	Quartzo	
Raízes adventícias			
vasos + parênquima fundamental	Quartzo e hematita	Quartzo e MO	
Gênero <i>Psaronius</i>			
Amostra CL-06			
Parênquima de reforço			Arenito friável (ponto 1)
Vermelho	Quartzo e hematita	Quartzo	
Claro	Quartzo	Quartzo e MO	
Escuro	Quartzo	Quartzo, C e MO	
Xilema	Quartzo	Quartzo	
Gênero <i>Psaronius</i>			
Amostra CL-08			
Parênquima fundamental	Quartzo e anatásio	Quartzo, C e MO	Arenito silicificado (ponto 3)
Parênquima de reforço	Quartzo	Quartzo	
Parênquima fundamental	Quartzo	Quartzo, C e MO	
Xilema	Quartzo	Quartzo	
Raízes adventícias			
Vasos			Arenito silicificado (ponto 3)
Parênquima	Quartzo	Quartzo	
	Quartzo	Quartzo e MO	

C = caulinita; MO = matéria orgânica

A caulinita foi registrada através de bandas de estiramento e deformação OH, típicas de minerais de argila, foram registradas em 7 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* $3700\text{-}3620\text{ cm}^{-1}$ como característico do grupo da caulinita, destacando ainda um *doublet* intervalar em $3669\text{-}3652\text{ cm}^{-1}$, 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).

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, 2 (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, caracterizada pelas bandas 1103 , 1035 , 1011 e 915 cm^{-1} , além do citado *doublet* na região de estiramento OH. Na figura 5.2 é apresentado um espectro de infravermelho da amostra de parênquima de reforço, isolado em exemplar de *Tietea singularis*, mostrando as bandas do quartzo, da matéria orgânica e caulinita.

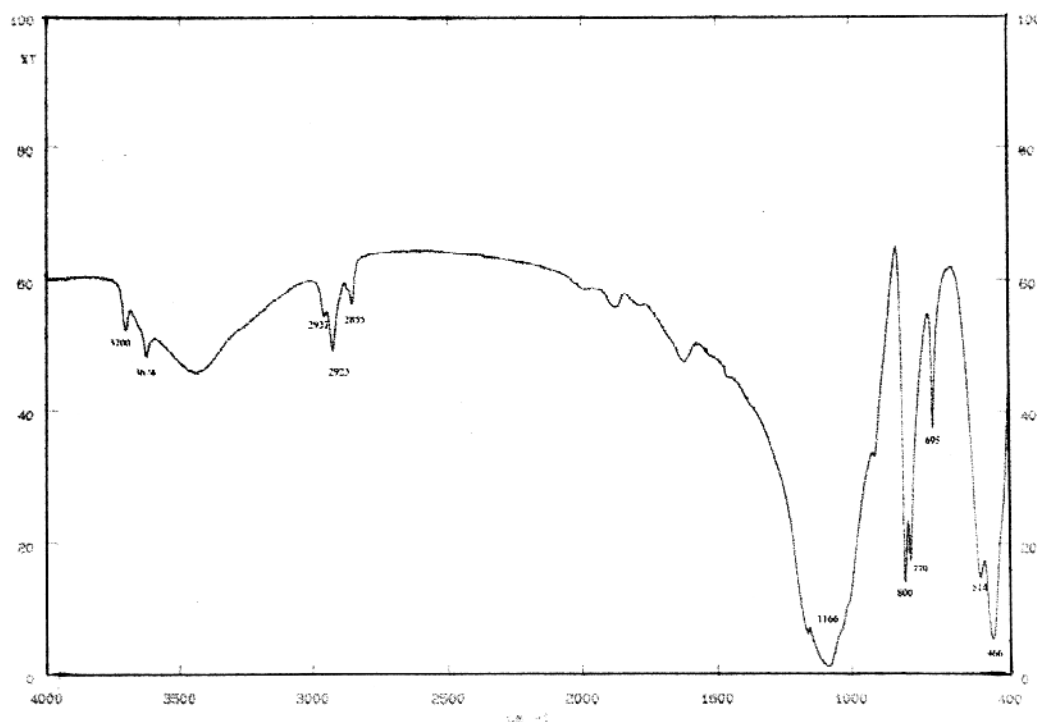


Figura 5.2 Espectro de infravermelho de parênquima de reforço de *Tietea singularis* definindo bandas características do quartzo (1166, 800, 779, 695, 514 e 466 cm^{-1}), matéria orgânica (2957, 2925 e 2855 cm^{-1}) e caulinita (doublet 3700 e 3624 cm^{-1}).

5.3 ÍNDICE 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 de 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 apresentados 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* (CL-01), a própria técnica da DRX mostrou-se inadequada, pois a presença do ferro (hematita) mascara sensivelmente os gráficos obtidos (Murata & Norman, 1976), daí esta amostra ter sido excluída da tabela 5.6.

Os valores de índice de cristalinidade, por DRX, concentraram-se no intervalo de 4,8 a 7,1 nos diferentes tecidos analisados (Tabela 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 2θ 66 a 69°. No geral, os índices calculados ficaram

próximos a 5,0, apenas nas duas frações de parênquima do gênero *Psaronius* (amostra CL-08), obtiveram-se os valores mais elevados, correspondentes a 6,3 e 7,1 (Tabela 5.6)

Tabela 5.6 Valores de índice de cristalinidade do quartzo, calculados por DRX, presentes em estruturas de vegetais fossilizados, coletados em diferentes litologias da Formação Pedra de Fogo.

Amostra/estrutura	IC - DRX	Litologia associada
<i>Tietea singularis</i>		
Amostra CL-05		
Parênquima de reforço	4.7	
Parênquima fundamental	5.0	
Xilema	4.8	
Raízes adventícias		
Vasos + parênquima fundamental	5.5	
Gênero <i>Psaronius</i>		
Amostra CL-06		
Parênquima de reforço		Arenito friável
Vermelho	4.2	
Claro	5.3	
Escuro	5.0	
Xilema	3.7	
Gênero <i>Psaronius</i>		
Amostra CL-08		
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	
CL=Caule		

5.4 TEXTURAS CRISTALINAS DOS VEGETAIS FOSSILIZADOS

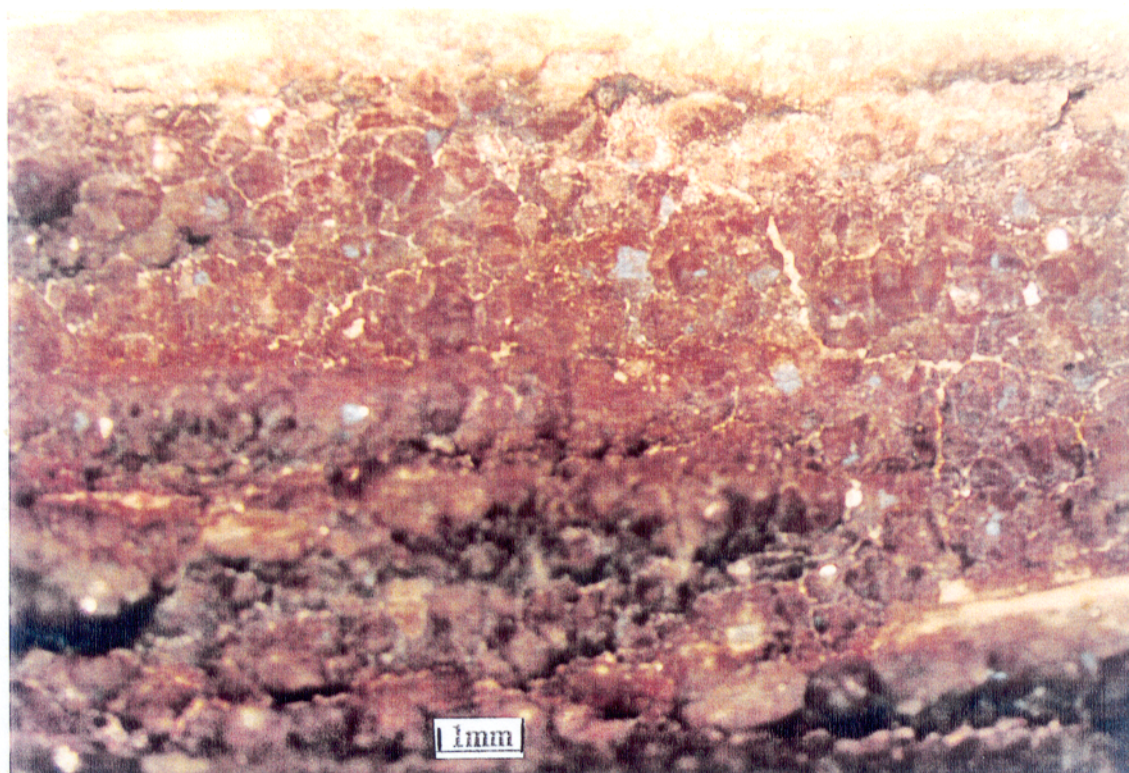
Os estudos macroscópicos não revelaram contrastes significativos na morfologia cristalina resultante da fossilização pois, no geral, a mineralogia apresentou-se microcristalina, tendo-se como representante principal o quartzo, identificado por DRX e IV. O quartzo na forma cristalina foi observado apenas em duas situações específicas, sendo restrito à superfície externa do exemplar da família *Taxaceae* (amostra CL-01) e ao longo de cavidades, principalmente nos exemplares do gênero *Psaronius* e da espécie *Tietea 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 faces subédricas (Figura 5.3A). 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 5.3B).

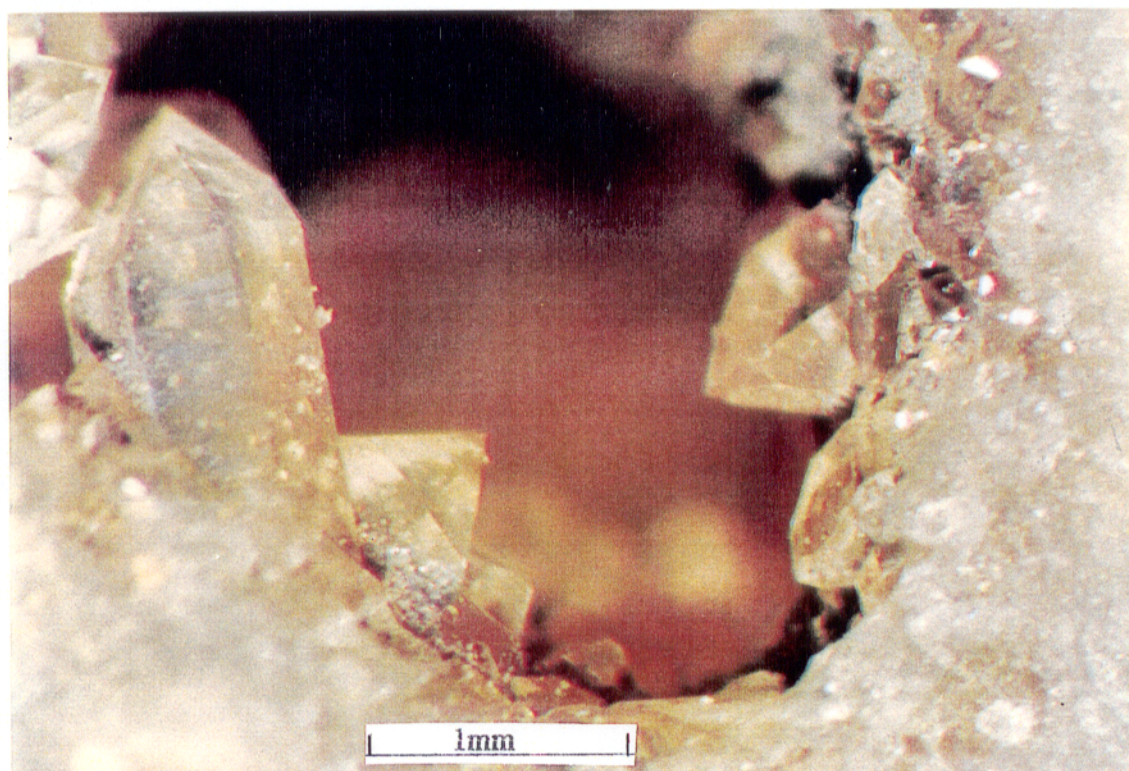
Ao microscópio petrográfico o quartzo apresentou-se microgranular, fibroso (calcedônia) e criptocristalino. O quartzo microgranular é representado por mosaicos de cristais anédricos, que tendem a ser mais desenvolvidos na porção central das estruturas preservadas (ex: centro de vasos) ou ao longo de paredes de microcavidades, neste caso, é comum presença de calcedônia ao longo do floema, tecido geralmente não preservado após o processo de fossilização. À luz natural, o quartzo microgranular apresentou superfícies limpidas, sob nicóis cruzados, os cristais apresentaram-se anisótipos 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*. Aos nicóis cruzados, a visão geral da figura 5.4A apresenta as três principais variedades morfológicas identificados em amostra de *Psaronius* (CL-08), onde o quartzo microcristalino (QM) tende a se concentrar no xilema (x) e parênquima de reforço (pr), a calcedônia em franjas (CF) ocorre nas cavidades, anteriormente ocupada por floema (f) e o quartzo criptocristalino (QC) está presente ao longo do parênquima fundamental (pf).

No detalhe do xilema notou-se ainda uma variação textural, pois no centro das células o quartzo apresentou morfologia de cristais anédricos, enquanto que ao longo dos limites das paredes celulares, a morfologia tende a ser de calcedônia em franjas (Figura 5.4B).



A



B

Figura 5.3 Formas cristalinas do quartzo. A) Quartzo granular presente ao longo da superfície externa de exemplar da família *Taxaceae* (CL-01), onde chega desenvolver faces cristalinas subédricas. B) Quartzo prismático desenvolvido em cavidade de *Psaronius* (amostra CL-08), combinando prisma com terminações romboédricas pontiagudas.

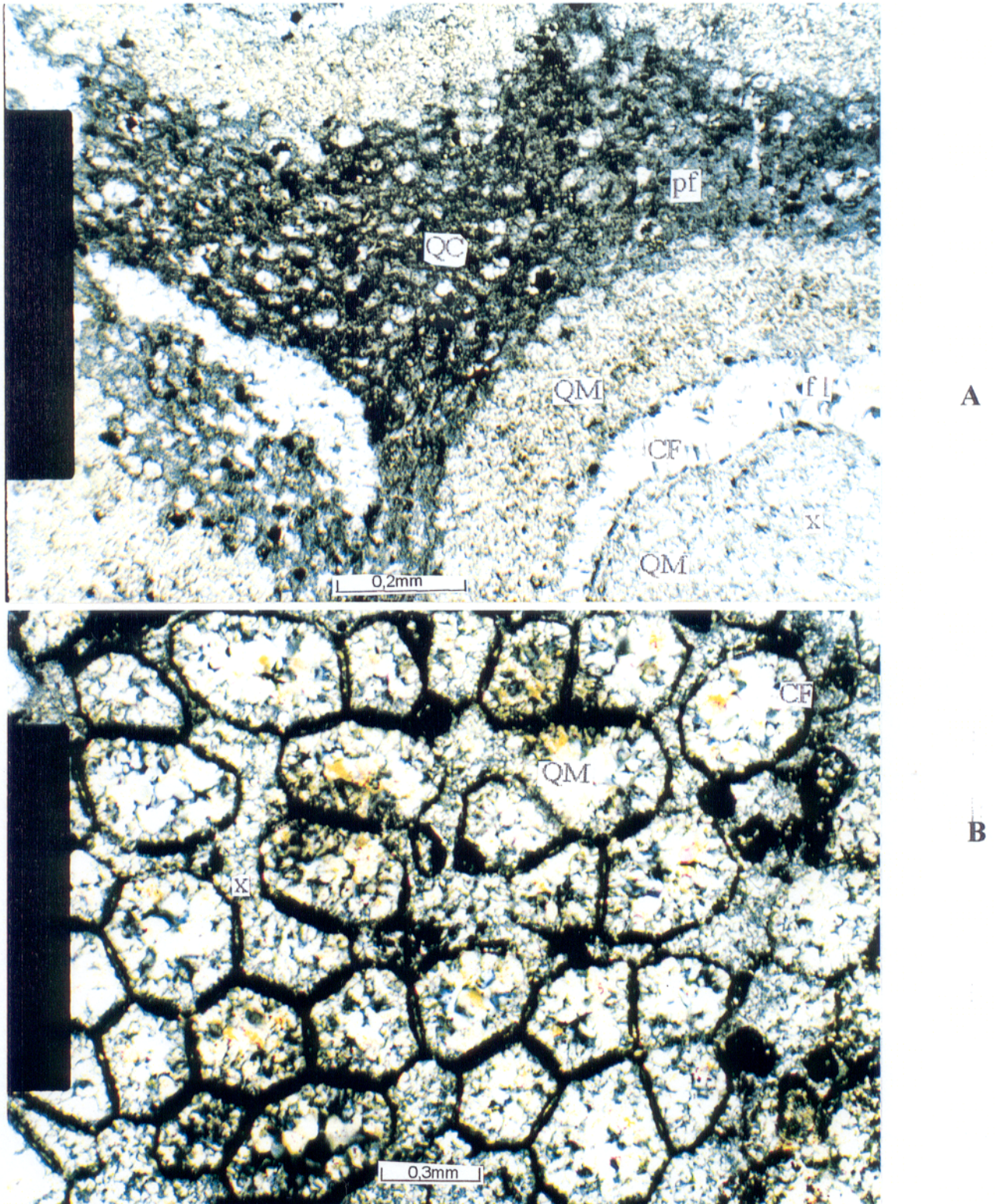
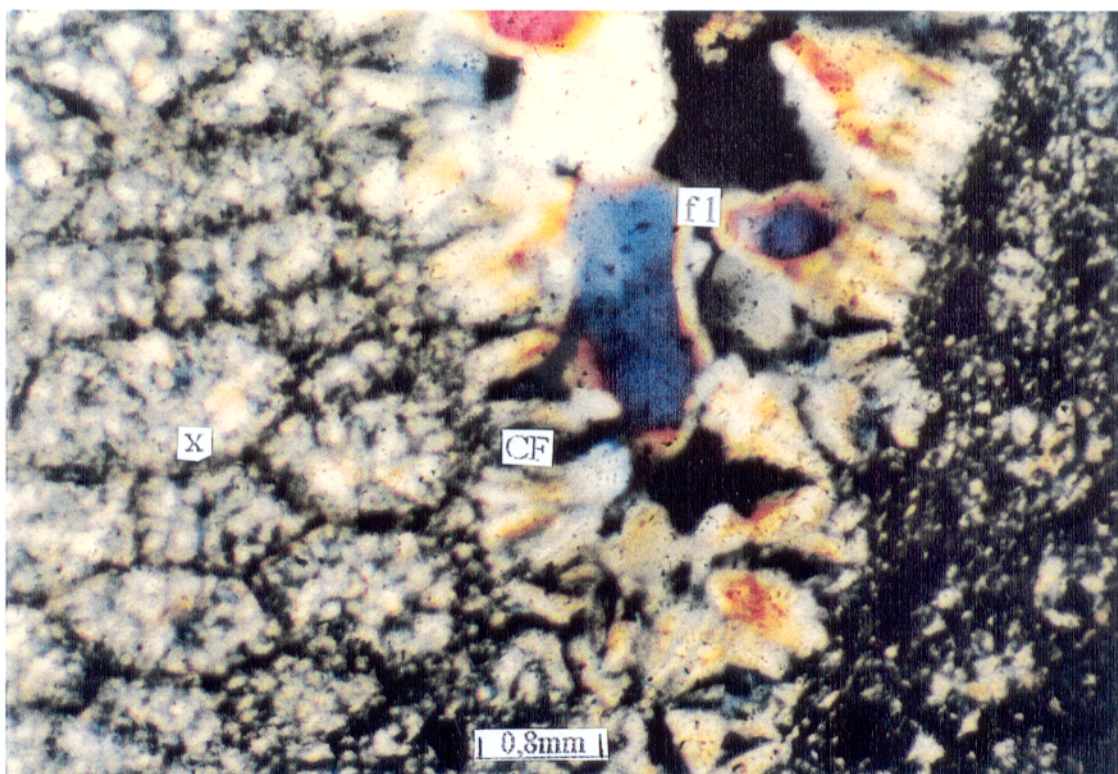


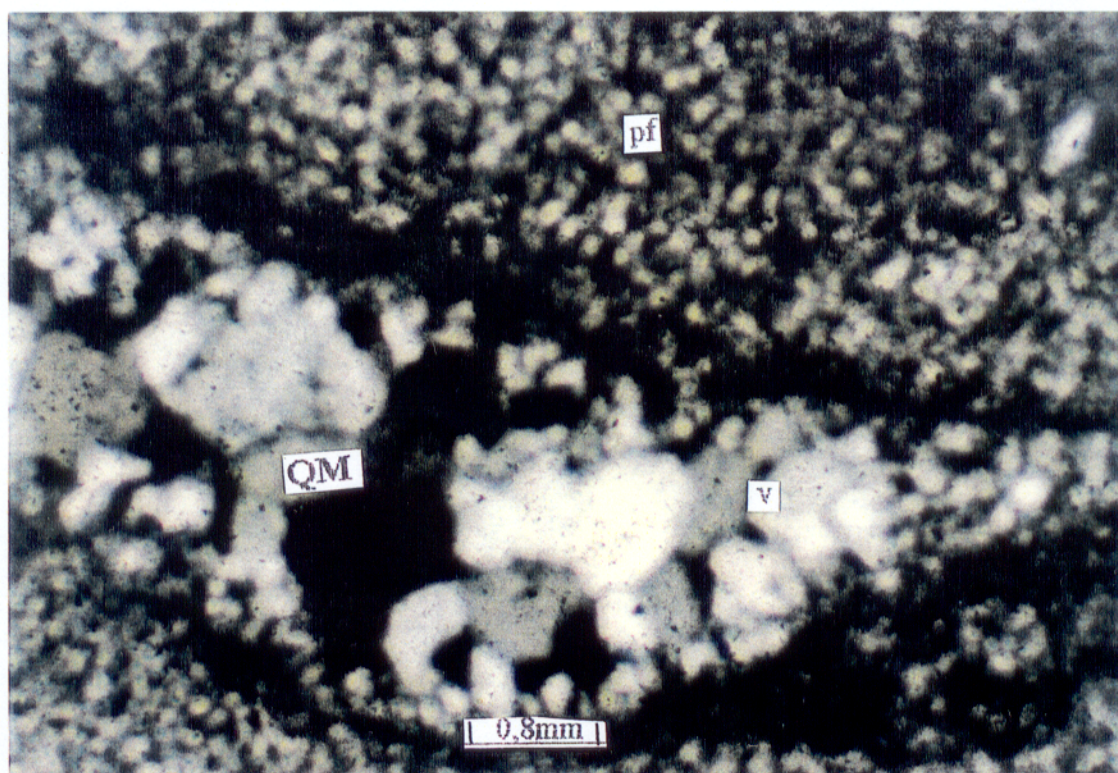
Figura 5.4 Visão geral das principais variedades texturais nos diferentes tecidos de *Psaronius* (amostra CL-08). A) Quartzo microcristalino (QM) presente no xilema (x) e parênquima fundamental (pf); calcedônia em franjas (CF) ao longo do floema (fl) e quartzo criptocristalino (QC) no parênquima fundamental (pf). B) Detalhe do xilema (x) exibindo quartzo microcristalino (QM) no centro das células e calcedônia em franjas (CF) nas paredes celulares.

Variação semelhante ao apresentado na figura 5.4A e B foi observada ao longo dos diferentes tecidos, sendo comum nas interface xilem/floema, onde os limites entre ambos mostraram-se contornados por franjas calcedônicas, ocorrendo quartzo microgranular anédrico na porção mais interna do espaço do xilema (Figura 5.5A). 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 (Figura 5.5B).

A calcedônia fibrorradiada não apresentou uma distribuição preferencial ao longo de um tecido específico, ocorrendo em porções aleatórias no parênquima fundamental criptocristalino (Figura 5.6A). Em observações através da introdução do condensador móvel e lente de Amici-Bertrand, o comportamento óptico é característico da calcedônia *lengh-slow* (Figura 5.6B).

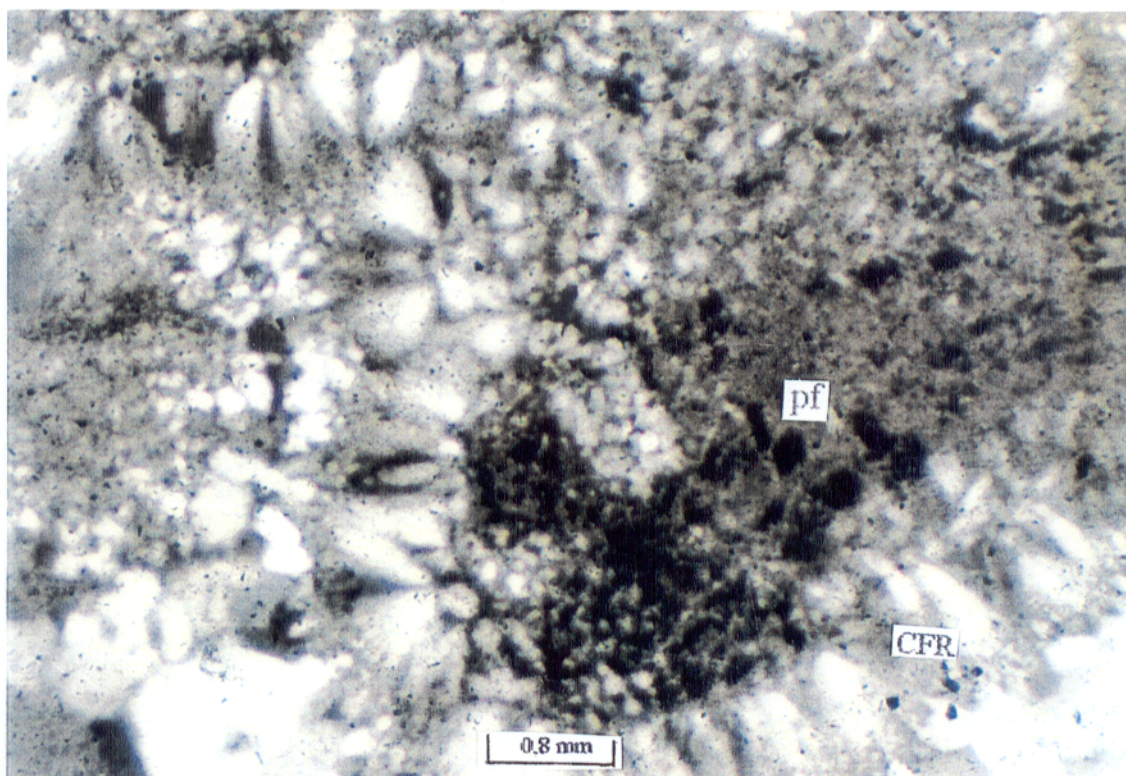


A

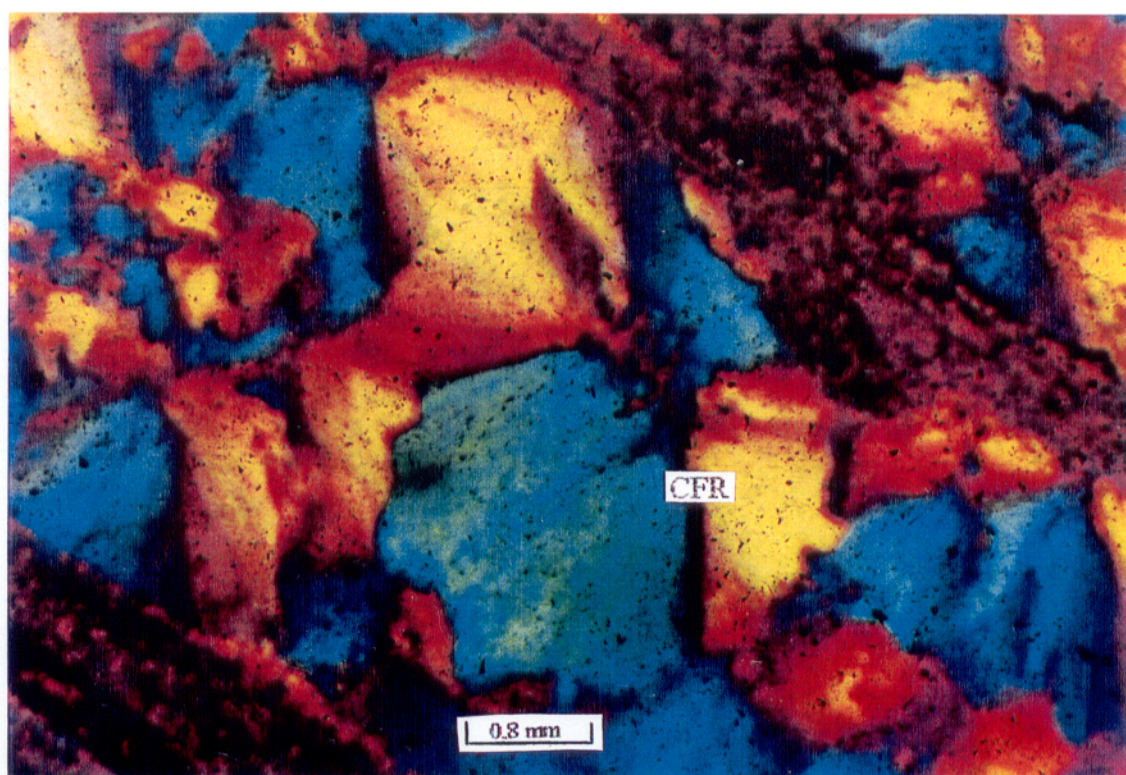


B

Figura 5.5 Variedades texturais nos tecidos preservados. A) Porção estelar de *Psaronius* mostrando interface xilema (x)/floema (fl) limitada por calcedônia em franjas (CF) e quartzo microcristalino na cavidade representativa do antigo floema (fl). B) Porção de raízes adventícias externas (CL-08) onde o padrão textural varia de quartzo microcristalino (QM) no vaso (v) e quartzo criptocristalino no parênquima fundamental (pf).



A



B

Figura 5.6 Calcedônia fibrorradiada (CFR) presente ao longo do parênquima fundamental (pf).
B) Calcedônia fibrorradiada (CFR) *length slow*.

Ao 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 5.7a,b) ocorre associado à configuração histológica dos diferentes tecidos identificados. No parênquima de reforço os detalhes histológicos mostraram-se bem evidentes, onde as células parenquimáticas apresentaram superfície maciça, contrastando com os contatos entre elas, evidenciados pela presença de massas de sílica de tonalidade mais esbranquiçadas contendo cavidades (Figura 5.7c,d,e), sendo as paredes destas, representadas por concentrações de massas de sílica globular (Figura 5.7f).

A presença de microcavidades foi mais expressiva na região de raízes adventícias (Figura 5.8a,b,c), onde a forma globular da sílica também foi mais evidente, tanto ao redor com nas paredes internas das microcavidades (Figura 5.8d,e).

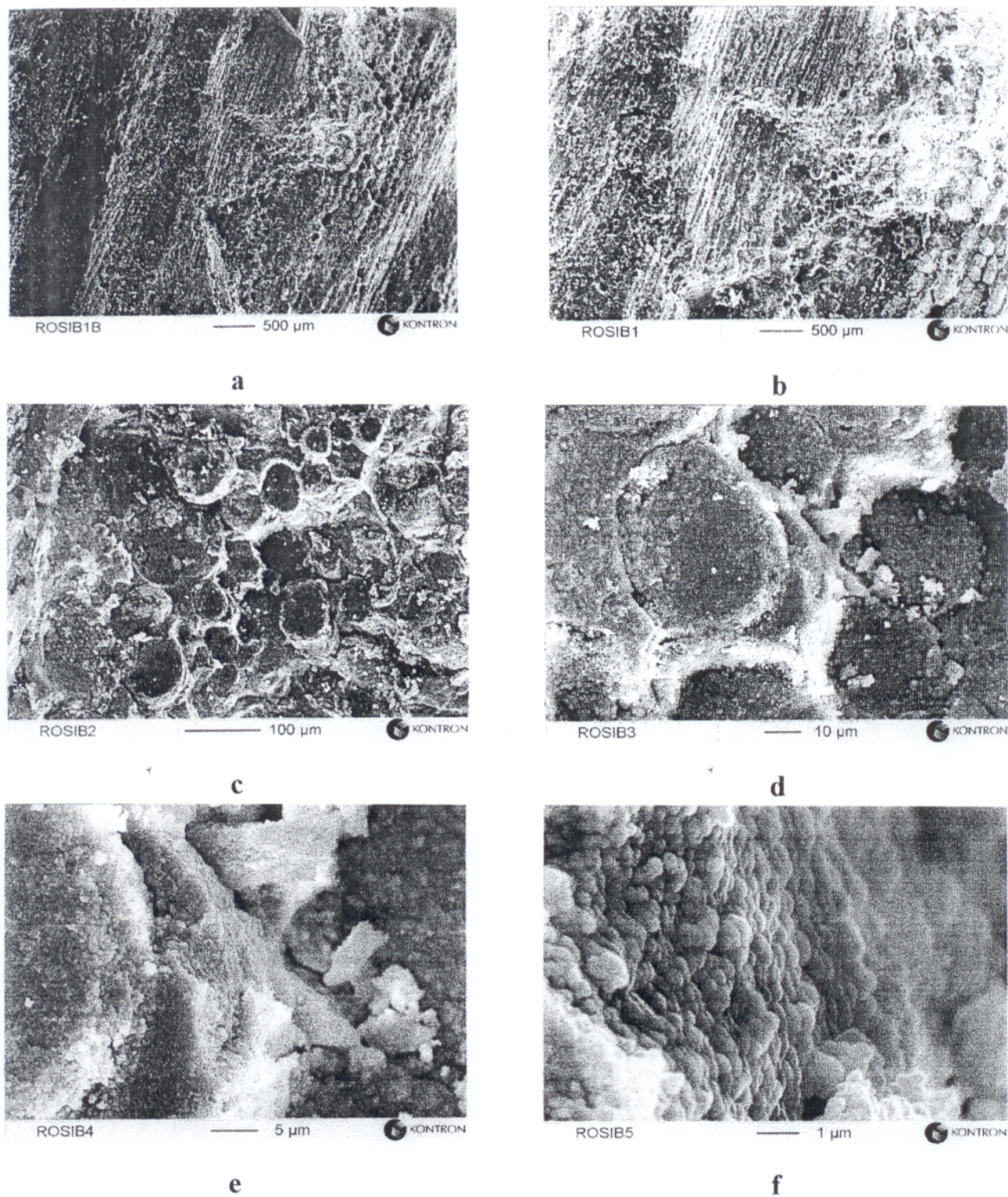


Figura 5.7 Formas de sílica observadas ao MEV. Padrão geral microporoso da sílica (a, b). Detalhe de células do parênquima de reforço preservadas pela sílica (c, d). Limites entre células parenquimática apresentando microcavidades (e). Detalhe de parede de microcavidade de (e), mostrando sílica na forma globular (f).

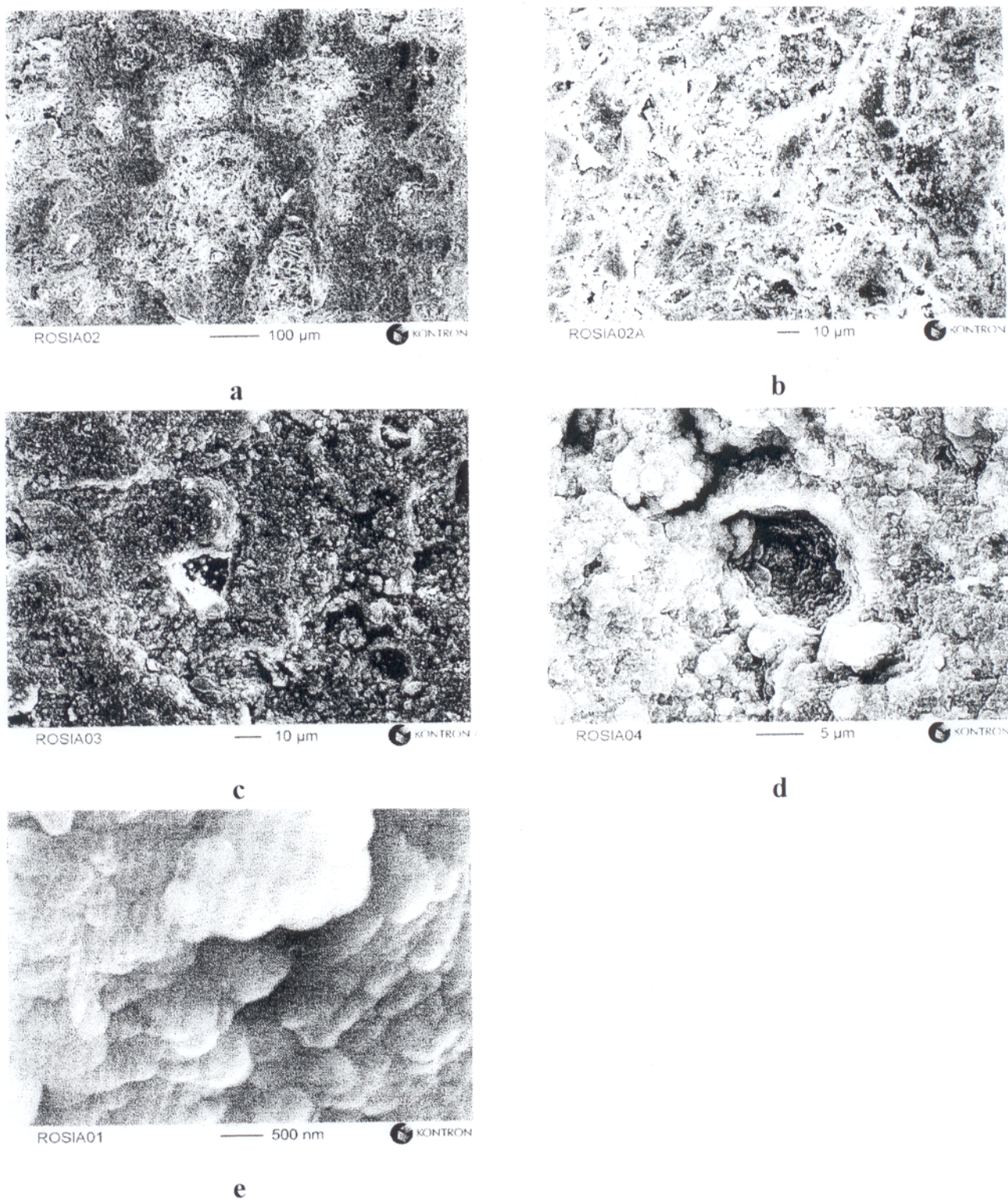


Figura 5.8 Formas de sílica observadas ao MEV. Padrão geral microporoso da sílica (a, b). Detalhe de microcavidades preservadas pela sílica (c, d). Detalhe de parede de microcavidade de (d), mostrando sílica na forma globular (e).

6 COMPOSIÇÃO QUÍMICA

As 5 amostras de vegetais fossilizados, analisadas por ICP, mostraram que o exemplar coletado no argilito do topo da sucessão sedimentar local (amostra CL-01/família *Taxaceae*), apresentou o valor mais elevado de Fe (2,8%), já na amostra de *Psaronius*, coletada no arenito silicificado basal, o valor de Fe diminuiu para 0,03% (Tabela 6.1). Outros elementos que apresentaram o mesmo padrão do Fe foram o Ni (4,0 ppm no topo e < 3 ppm na base). Comportamento inverso ao desses elementos foi observado com Ba e Zr (7,5 ppm para ambos, no topo, e valores acima de 20 ppm nas outras litologias). Os valores de Sr e Sc ficaram próximos ao limite de detecção da análise (<3 a 4,5 ppm), enquanto todos os valores de Mn e Co se mantiveram abaixo dos limites de detecção de 0,01 e 0,08 ppm, respectivamente. Já os valores de Li estiveram um pouco acima do limite de detecção de 3 ppm. Isto reflete a influência das rochas portadoras dos vegetais fossilizados, como mostra a tabela 6.2, onde o valor mais alto do Fe corresponde ao argilito do topo (92,5%). Provavelmente a presença do Fe é resultante da ação do intemperismo, sendo o elemento responsável pela coloração vermelho amarronzada dos vegetais fósseis, restritos ao topo da sucessão. Conforme resultados de DRX, o Fe está presente como hematita.

Os 55 pontos analisados por microsonda eletrônica forneceram resultados sobre a composição química de diferentes tecidos vegetais, identificados nos estudos taxonômicos de dois exemplares representados por *Psaronius* e *Tietea singularis*, que consistiram de xilema (18 pontos), floema (15 pontos), parênquima fundamental (14 pontos) e parênquima de reforço (8 pontos), tecidos já apresentados nas figuras 4.3A e B.

No geral, a composição química dos materiais estudados, referentes aos 55 pontos analisados, apresentou-se constituída fundamentalmente de SiO₂, com média em torno de 96,34%, ocorrendo ainda valores médios de Al₂O₃ (0,42%), Fe₂O₃ (0,18%), CaO (0,04%), Na₂O (0,08%), K₂O (0,07%), MgO (0,01%), MnO (0,02%), TiO₂ (0,05%), NiO (0,01%) e BaO (0,02%).

Tabela 6.1 Composição química (ICP) de amostras de vegetais fossilizados da Formação Pedra de Fogo, incluindo a classificação taxonômica e o tipo litológico em que foram coletados.

Amostra/Litologia	Fe (%)	Mn (%)	Ni(ppm)	Co(ppm)	Cu(ppm)	Ba(ppm)	V (ppm)	Sr(ppm)	Sc(ppm)	Zr(ppm)	Li(ppm)
<i>Taxaceae</i> /CL-01											
Argilito topo	2,8	<0,01	4,9	<0,8	9,7	7,5	22	<3,0	<3,0	7,5	5,5
<i>Psaronius</i> /Cl -09											
Siltito esverdeado	0,05	<0,01	<3,0	<0,8	<3,0	56	<8,0	4,0	4,5	40	4,3
<i>T. singularis</i> /CL-05											
Arenito friável	0,08	<0,01	<3,0	<0,8	<3,0	27	<8,0	<3,0	<3,0	38	<3,0
<i>Psaronius</i> /CL-06											
Arenito friável	0,06	<0,01	<3,0	<0,8	<3,0	26	<8,0	3,2	4,5	34	5,9
<i>Psaronius</i> /CL-08											
Arenito silicificado	0,03	<0,01	<3,0	<0,8	<3,0	24	<8,0	<3,0	<3,0	54	4,7

Tabela 6.2 Composição química (ICP) de litologias de amostras da sucessão sedimentar da área estudada, Formação Pedra de fogo, onde ocorrem os vegetais fossilizado.

Litologia	Fe(%)	Mn(%)	Ni(ppm)	Co(ppm)	Cu(ppm)	Ba(ppm)	V (ppm)	Sr(ppm)	Sc(ppm)	Zr(ppm)	Li(ppm)
Argilito topo	2,5	<0,01	14,0	8,4	14,0	258	74	25	8,9	136	21
Siltito avermelhado	1,5	0,02	7,0	8,5	8,9	259	33	24	4,5	131	32
Siltito esverdeado	1,5	0,01	8,4	<0,8	10,0	301	52	32	4,5	111	36
Arenito base (friável)	0,36	<0,01	3,0	<0,8	3,4	233	23	23	4,5	49	7,5

Os resultados referentes aos diferentes tecidos analisados por microsonda eletrônica, apresentados nas tabelas 6.3 a 6.6, mostraram que xilema, floema, parênquima fundamental e parênquima de reforço são quimicamente semelhantes, no que diz respeito aos elevados valores de SiO_2 e valores muito baixos de MgO , NiO e BaO . A peculiaridade mais expressiva foi observada no parênquima de reforço, onde a média de SiO_2 foi a menor (89,95 %) em relação aos outros tecidos, contrastando com os valores médios mais elevados de Al_2O_3 (5,95 %), Fe_2O_3 (2,45%), CaO (0,13 %), Na_2O (0,16%), K_2O (0,50 %), MnO (0,33 %) e TiO_2 (1,52 %). Os valores máximos dos elementos citados também foram superiores no parênquima fundamental.

A estatística básica dos resultados analíticos dos diferentes tecidos analisados (Tabela 6.7) mostrou que a sílica é o principal componente dos vegetais, após a fossilização, cuja média de SiO_2 variou de 89,95 a 97,27 %. Os demais constituintes encontraram-se presentes em pequenas quantidades. A maior concentração desses elementos no parênquima de reforço pode ser atribuída à presença de pequenas quantidades de minerais, como anatásio, caulinita desordenada e hematita, identificados neste local em análises por DRX e IV, além de apresentar as bandas de absorção mais nítidas de matéria orgânica.

Tabela 6.3 Composição química (microsonda eletrônica) do xilema de amostra de *Psaronius* (CL-08) e *Tietea singularis* (CL-05).

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
SiO ₂	98,62	98,46	98,19	97,85	98,42	97,63	98,74	98,48	95,07	96,58	95,82	96,06	92,60	95,51	97,70	98,46	97,80	98,97
Al ₂ O ₃	0,13	0,16	0,21	0,16	0,09	0,11	0,10	0,14	0,16	0,15	0,16	0,14	0,35	0,16	0,15	0,17	0,21	0,02
Fe ₂ O ₃	0,04	0,04	0,11	0,01	0,07	0,04	0,11	0,05	0,01	0,01	0,09	0,02	0,11	0,01	0,09	0,04	0,04	0,05
CaO	0,01	0,01	0,01	0,01	0,12	0,01	0,01	0,02	0,06	0,05	0,04	0,01	0,08	0,03	0,01	0,01	0,02	0,03
Na ₂ O	0,07	0,06	0,05	0,06	0,06	0,06	0,05	0,04	0,11	0,08	0,09	0,11	0,16	0,07	0,11	0,10	0,03	0,02
K ₂ O	0,05	0,07	0,07	0,05	0,03	0,04	0,06	0,01	0,10	0,08	0,08	0,07	0,10	0,07	0,08	0,07	0,02	0,03
MgO	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,02	0,01	0,01	0,05	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
MnO	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01
TiO ₂	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,04	0,01	0,03	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
SrO	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
NiO	0,01	0,01	0,06	0,07	0,01	0,01	0,02	0,01	0,02	0,01	0,01	0,04	0,01	0,01	0,01	0,01	0,04	0,02
BaO	0,07	0,06	0,02	0,02	0,08	0,06	0,01	0,01	0,01	0,01	0,08	0,03	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01

Tabela 6.4 Composição química (microsonda eletrônica) do floema de amostra de *Psaronius* (CL-08) e *Tietea singularis* (CL-05).

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
SiO ₂	98,98	98,94	67,42	97,47	97,90	96,83	97,62	98,27	98,78	98,13	98,80	97,88	98,34	98,24	98,24
Al ₂ O ₃	0,08	0,09	0,06	0,12	0,36	0,12	0,11	0,05	0,01	0,08	0,08	0,10	0,10	0,05	0,08
Fe ₂ O ₃	0,02	0,03	0,07	0,04	0,09	0,01	0,04	0,03	0,02	0,16	0,07	0,02	0,01	0,04	0,06
CaO	0,01	0,03	0,02	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,02
Na ₂ O	0,03	0,04	0,04	0,06	0,12	0,06	0,07	0,15	0,05	0,07	0,03	0,07	0,09	0,06	0,07
K ₂ O	0,02	0,04	0,02	0,04	0,12	0,06	0,04	0,03	0,01	0,04	0,04	0,04	0,06	0,03	0,04
MgO	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01
MnO	0,01	0,01	0,05	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01
TiO ₂	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,03	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02
SrO	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
NiO	0,01	0,01	0,01	0,04	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,04	0,01	0,02	0,01
BaO	0,01	0,05	0,01	0,01	0,01	0,06	0,11	0,01	0,06	0,01	0,02	0,01	0,01	0,08	0,01

Tabela 6.5 Composição química (microsonda eletrônica) do parênquima fundamental de amostra de *Psaronius* (CL-08) e *Tietea singularis* (CL-05)

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
SiO ₂	97,96	98,58	97,62	97,61	98,79	99,57	97,81	89,00	97,44	92,27	95,28	99,61	99,86	97,89
Al ₂ O ₃	0,12	0,14	0,13	0,07	0,12	0,11	0,13	0,51	0,17	0,40	0,40	0,01	0,02	0,22
Fe ₂ O ₃	0,02	0,01	0,01	0,01	0,16	0,01	0,01	0,27	0,01	0,20	0,40	0,11	0,07	0,01
CaO	0,01	0,03	0,03	0,01	0,02	0,01	0,01	0,22	0,02	0,18	0,15	0,01	0,01	0,02
Na ₂ O	0,04	0,05	0,04	0,05	0,04	0,06	0,04	0,19	0,10	0,19	0,13	0,01	0,02	0,04
K ₂ O	0,03	0,06	0,02	0,02	0,03	0,02	0,04	0,13	0,06	0,08	0,10	0,01	0,01	0,02
MgO	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,04	0,01	0,03	0,03	0,01	0,06	0,01
MnO	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02	0,01	0,04	0,01	0,03	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
TiO ₂		0,01	0,02	0,02	0,01	0,01	0,02	0,01	0,02	0,04	0,01	0,01	0,01	0,01
SrO	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
NiO	0,01	0,03	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
BaO	0,06	0,01	0,08	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,05	0,01	0,09	0,10	0,08

Tabela 6.6 Composição química, por microsonda eletrônica, de parênquima de reforço de amostra de *Psaronius* (CL-0) e *Tietea singularis* (CL-05)

	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	98,03	97,77	98,08	90,91	90,15	76,37	78,19	90,14
Al ₂ O ₃	0,12	0,14	0,12	0,61	4,64	5,95	4,14	0,44
Fe ₂ O ₃	0,09	0,07	0,02	0,35	1,84	2,45	1,90	0,22
CaO	0,01	0,02	0,01	0,09	0,13	0,11	0,09	0,10
Na ₂ O	0,05	0,04	0,03	0,13	0,16	0,16	0,11	0,16
K ₂ O	0,03	0,04	0,01	0,08	0,43	0,43	0,50	0,04
MgO	0,01	0,01	0,01	0,04	0,01	0,03	0,01	0,01
MnO	0,02	0,01	0,03	0,04	0,32	0,33	0,25	0,04
TiO ₂	0,01	0,01	0,01	0,03	0,28	1,52	0,46	0,02
SrO	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
NiO	0,01	0,01	0,01	0,06	0,01	0,01	0,03	0,01
BaO	0,01	0,05	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01

Tabela 6.7 Estatística básica dos componentes analisados (microsonda eletrônica) em diferentes estruturas, preservadas em exemplares de vegetais fossilizados representados por *Psaronius* e *Tietea singularis*.

Componente	Xilema (N=18)			Floema (N=15)			Parênquima (N=14)*			Parênquima (N=8)**		
	Média	Mínimo	Máximo	Média	Mínimo	Máximo	Média	Mínimo	Máximo	Média	Mínimo	Máximo
SiO ₂	97.27	92.60	98.97	96.12	67.42	98.98	97.05	89.00	99.86	89.95	76.37	98.08
Al ₂ O ₃	0.15	0.02	0.35	0.09	0.01	0.36	0.18	<0.01	0.51	2.02	0.12	5.95
Fe ₂ O ₃	0.05	<0.01	0.11	0.04	<0.01	0.16	0.08	<0.01	0.40	0.86	0.02	2.45
CaO	0.03	<0.01	0.12	0.01	<0.01	0.03	0.05	0.01	0.22	0.07	0.01	0.13
Na ₂ O	0.07	0.02	0.16	0.06	0.03	0.15	0.07	0.01	0.19	0.10	0.03	0.16
K ₂ O	0.06	0.01	0.10	0.04	0.01	0.12	0.04	<0.01	0.13	0.19	0.01	0.50
MgO	0.01	<0.01	0.05	0.01	<0.01	0.02	0.01	<0.01	0.06	0.01	<0.01	0.04
MnO	0.01	<0.01	0.02	0.01	<0.01	0.05	0.01	<0.01	0.04	0.12	<0.01	0.33
TiO ₂	0.01	<0.01	0.04	0.01	<0.01	0.03	0.01	<0.01	0.04	0.29	<0.01	1.52
NiO	0.02	<0.01	0.07	0.01	<0.01	0.04	0.01	<0.01	0.03	0.01	<0.01	0.06
BaO	0.03	<0.01	0.08	0.02	<0.01	0.11	0.03	<0.01	0.09	0.01	<0.01	0.05

* Parênquima fundamental; ** Parênquima de reforço.

N = Número de pontos analisados.

No caso do carbono elementar, os valores mais elevados foram observados no parênquima fundamental, tanto no exemplar correspondente ao gênero *Psaronius* (3,18%) como no de *Tietea singularis* (3,98%), quando comparados ao xilema e parênquima de reforço (Tabela. 6.8). Os valores de nitrogênio elementar foram praticamente constantes em 0,03%. As frações isoladas de floema não foram suficientes para análise de desses lementos.

A razão C/N variou de 77,33 a 132,66, confirmando a presença de compostos orgânicos não-nitrogenados (ex: carboidratos) sobre compostos orgânicos nitrogenados (ex: aminoácidos) e, os valores elevados da razão C/N indicam influência dos produtos da decomposição da celulose (Prof. Waterloo Napoleão, comunicação verbal).

Tabela 4.1 Tabela Resultados de C e N elementar, matéria orgânica e razão C/N em amostras de xilema, parênquima de reforço e parênquima fundamental de amostra de *Psaronius* (CL-0) e *Tietea singularis* (CL-0).

Estrutura		(%)	(%)	/N	O*	Litologia associada	
<i>Tietea singularis</i> (CL -						Arenito basal friável	
Xilema		,61	,03	7,00	,50		
Parênquima	de	,80	,03	3,33	,83		
reforço						Arenito basal silicificado	
Parênquima		,98	,03	32,66	,86		
fundamental							
<i>Psaronius</i> (CL-0)						Arenito basal silicificado	
Xilema		,20	,03	3,33	,79		
Parênquima							
fundamental		,18	,04	9,50	,48		

* Matéria orgânica calculada ($MO=1,724 \times C$ elementar)

A presença da matéria orgânica foi registrada em gráficos de MEV/EDS referentes ao xilema, parênquima de reforço e parênquima fundamental da amostra de *Psaronius* (CL-08), através de picos do C, associados aos picos de Si e O, provenientes do quartzo. Nas figuras 6.1 e 6.2, são apresentados os gráficos obtidos, referentes ao parênquima de reforço e parênquima fundamental da referida amostra.

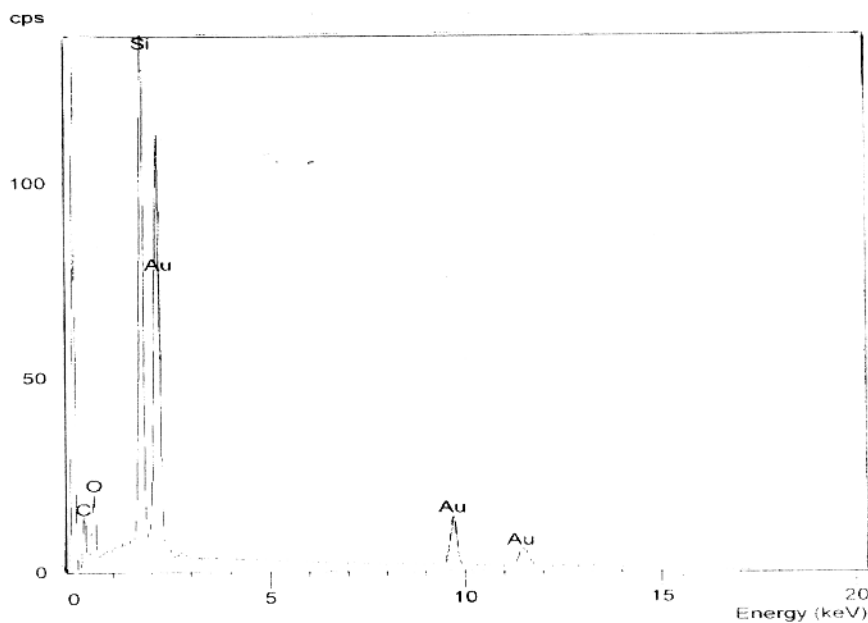


Figura 3.4 Imagem de MEV/EDS de parênquima de reforço de amostra de *Psaronius* (CL-08) apresentando picos de Si e O, referentes ao quartzo, juntamente com picos de C, gerados pela matéria orgânica. Os picos de Au são resultantes da metalização da amostra com este elemento.

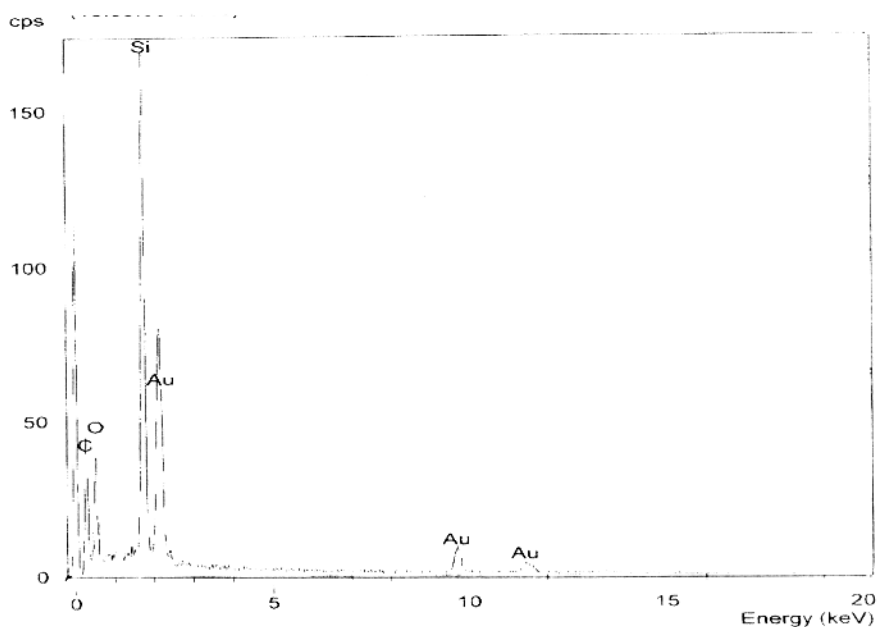


Figura 3.5 Imagem de MEV/EDS de parênquima fundamental de amostra de *Psaronius* (CL-08) apresentando picos de Si e O, referentes ao quartzo, juntamente com picos de C, gerados pela matéria orgânica. Os picos de Au são resultantes da metalização da amostra com este elemento.

7 DISCUSSÕES E CONCLUSÕES

Nos arredores da localidade de Bielândia-TO, a ação de agentes erosivos permitiu a exposição de expressivas ocorrências de vegetais fossilizados, distribuídos ao longo de uma sucessão sedimentar, que sustenta o relevo local. As litologias aflorantes no local representam uma sucessão sedimentar do tipo granodecrescente ascendente, onde predomina um arenito basal, parcialmente silicificado, sobreposto por pacotes de siltitos e argilito no topo. Nódulos e níveis contínuos de sílex são marcantes, principalmente nas porções mais superiores do perfil. Esta sucessão sedimentar, que sustenta a topografia representada por morros ondulados e desnudados do relevo, é correlacionável ao Membro Trisidela (porção superior) da Formação Pedra de Fogo (Faria Jr, 1979). Observou-se uma variação na morfologia dos vegetais fósseis ao longo da sucessão, sendo que formas cilíndricas predominam no arenito basal e fragmentos mais disformes, ocorrem nas demais litologias. Ao longo do siltito superior são abundantes fragmentos semelhantes a galhos, já no argilito do topo foram coletados fósseis de vegetais de caracteres anatômicos praticamente imperceptíveis à vista desarmada.

7.1 MORFO ANATOMIA E CLASSIFICAÇÃO TAXONÔMICA

Estudos morfo-anatômicos em 17 amostras de vegetais fósseis permitiram a identificação de diferentes órgãos e classificação taxonômica de 3 exemplares a nível de espécie. Os órgãos identificados representaram 9 caules, 4 raízes e 2 pecíolos. Apenas 2 exemplares não foram caracterizados devido à carência de elementos anatômicos bem visíveis, o que não permitiu uma identificação segura. A morfologia cilíndrica é típica dos caules, já as raízes não possuem morfologia preferencial, devido à maior fragmentação das amostras, e os pecíolos mostraram formas semelhantes a galhos. A identificação do sistema vascular (estelo), preservado do vegetal, utilizada para a classificação taxonômica, mostrou que o estelo do tipo dictiostelo policíclico encontra-se perfeitamente preservados em 8 amostras de caules, já nas raízes, o estelo presente foi do tipo protostelo. No caso dos pecíolos, a identificação além de ser essencialmente microscópica, foi baseada também na comparação com texturas de vegetais atuais. Os dois tipos de estelos identificados são característicos da família *Psaroniaceae*, representada neste trabalho pelos gêneros *Psaronius* e *Tietea*. Variações na configuração estelar permitiram a identificação das espécies *Psaronius brasiliensis* e *Tietea singularis*.

No geral, o estelo dos caules exibiu diferentes tecidos preservados, constituídos por massas de xilema, limitadas por uma faixa de parênquima de reforço (semelhante a um córtex), imersas numa matriz de parênquima fundamental. Vestígios de floema foram observados em extremidades das interfaces xilema/parênquima de reforço, através de moldes de cavidades ou preenchido por massa microcristalina translúcida. Externamente, o estelo dos caules encontra-se rodeado por uma região de raízes adventícias, constituída por vasos imersos em parênquima fundamental. O conjunto das duas morfologias apresentadas é característica dos caules da família *Psaroniaceae*, representada neste trabalho pelos gêneros *Psaronius* e *Tietea*. As raízes exibiram estelo do tipo protostelo, também característico de *Psaroniaceae*, e o pecíolo exibiu incipiente estruturação em forma de anéis concêntricos. Apenas 1 exemplar não foi classificado como *Psaroniaceae*, sendo este identificado como pertencente à família *Taxaceae*, pela presença de esclereídeos e traqueídeos, observados apenas ao microscópio óptico.

Os tipos identificados são característicos de florestas tropicais do Paleozóico, que tiveram seu apogeu no Permiano, já que neste período geológico houve a disseminação das formas *Psaroniaceae*, destacando-se o gênero *Psaronius*. O gênero *Psaronius* agrupava árvores que se desenvolviam em ambiente de pântano e que foram extintas a partir do Paleozóico Superior, provavelmente devido mudanças climáticas, já que registros de fósseis de *Psaronius* não foram encontrados em litologias mais recentes (Morgan, 1959; Stewart & Rothwell, 1993).

A classificação sistemática mostrou que a fossilização, atuante nos materiais estudados preservou de maneira minuciosa a arquitetura original do vegetal vivo, permitindo uma classificação taxonômica a nível de espécie. Considerando-se os 4 principais modos de preservação de vegetais, o processo atuante nos materiais estudados foi a permineralização celular, na literatura mais antiga denominada petrificação. A permineralização é resultado da precipitação de compostos químicos minerais (ex: quartzo, calcita, pirita) que se infiltram nas células e nos espaços entre elas formando uma matriz inorgânica que sustenta os tecidos das plantas, preservando-os (Archangelsky, 1970; Stewart & Rothwell, 1993). Com exceção do floema, comumente moldados apenas por cavidades, os demais tecidos mostraram preservação celular a nível microscópico, indicando que o floema geralmente não é preservado após o processo de fossilização ao contrário do xilema e parênquima (www.ucmp.berkeley.edu).

7.2 MINERALOGIA

A mineralogia predominante, identificada neste trabalho tanto na sucessão litológica como nos vegetais fossilizados, teve como principal componente quartzo, além dos acessórios hematita, anatásio e caulinita. No caso específico da sucessão sedimentar, a mineralogia apresentada é compatível com a porção superior da Formação Pedra de Fogo, representada por litologias não carbonáticas que são abundantes nas porções mais inferiores e estas desprovidas de vegetais fossilizados (Pinto & Grossi, 1986).

O predomínio do padrão do quartzo na DRX e IV caracterizou que a permineralização atuante teve como agente de fossilização soluções ricas em sílica (silicificação), precipitada principalmente através de 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*. Nas análises por DRX, nenhuma amostra apresentou picos que delineassem a presença de argilomineral, porém, apenas em dois casos registrou-se uma ondulação próxima a 7,2 Å, atribuída inicialmente a fase de sílica amorfa. Nos espectros de IV foram registradas bandas nítidas, diagnósticas da caulinita desordenada, demonstrando que este mineral está em pequena quantidade, representando uma fase mineralógica de baixa cristalinidade. Russell & Fraser (1994), destacam que o desordenamento estrutural da caulinita pode ser gerado pela presença de pequenas quantidades de dickita e/ou nacrita, presentes na estrutura deste mineral.

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, onde há tendência de se apresentar uma sequência de transformação dos polimorfos de sílica de acordo com a idade das amostras. Stein (1982) apresentou diferentes padrões de difração de raios X, para vegetais silicificados de idades variadas. O padrão de vegetal fóssil recente (2430 ± 25 anos) exibiu uma curva larga, centralizada próxima a 4,1 Å; já amostras do Plioceno e Mioceno Superior apresentaram duas reflexões, na direção da curvatura 4,1 Å 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 registra-se a presença do quartzo associado em quantidade inferior. A presença de opala-CT, foi identificada por Senkayi *et al.* (1985), em amostras materiais semelhantes, com reflexões características em 4,10 Å e 4,29 Å. No terceiro caso, registrou-se apenas o padrão difratométrico do quartzo, semelhante ao que se obteve neste trabalho, ressaltando-se a maior intensidade das reflexões, caracterizando o total predomínio deste polimorfo (Figura 7.1). Ciclo de transformação da sílica solúvel para outros polimorfos obedecendo a mesma seqüência opala-A → opala-CT → quartzo, de acordo com o aumento da idade dos vegetais silicificados, foram obtidos por Carr & Five, 1958 e revelaram que a sílica amorfa, sob condições hidrotermais variadas, antes de cristalizar como quartzo, apresenta duas fases intermediárias: cristobalita e sílica-K (ou keatita).

Seqüência de transformação, semelhante à apresentada em Stein (1982) foi evidenciada em sedimentos do fundo do mar (Kastner *et al.*, 1977), através da seguinte seqüência de maturação diagenética: opala-A (“oozes” silicosos) → opala-CT (porcelanita) → calcedônia ou quartzo criptocristalino (chert).

Contrariando esses resultados, Oehler (1976) 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 inverteram imediatamente para quartzo, na forma de esferulitos de calcedônia. Neste caso, esses resultados também poderiam ser aplicados a vegetais silicificados, haja vista em estudos atuais (não publicados) foram obtidos padrões difratométricos do quartzo semelhantes aos deste trabalho, porém, a idade das amostras são atribuídas ao Pleistoceno Superior, conforme M.L.COSTA (informação verbal, 2000).

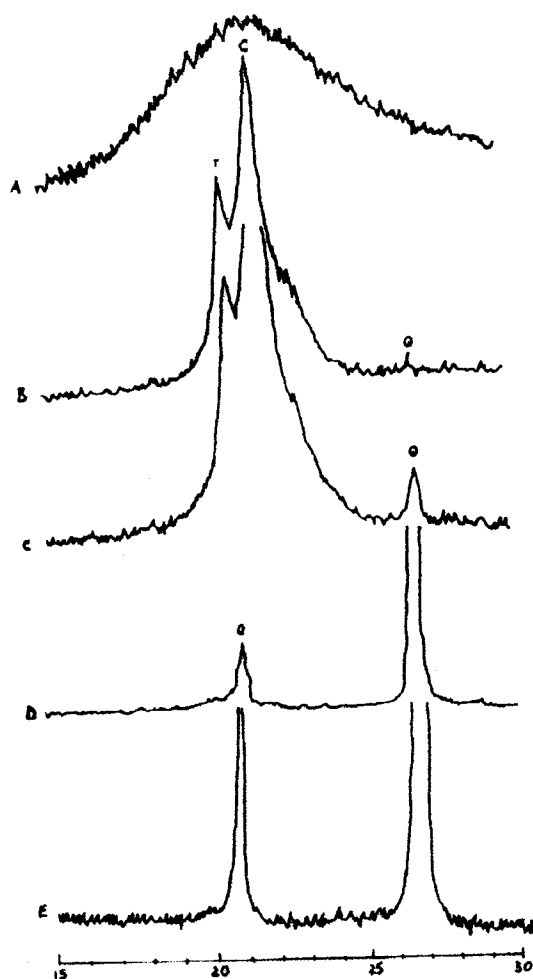


Figura 7.1 Diferentes padrões difratométricos da vegetais silicificados. A) Opala-A, amostra do Yellowstone, Wyoming (idade: 2430 ± 250 anos). B) Opala-CT, amostra do Membro Médio da Formação Santa Fé, Novo México (Plioceno). C) Opala-CT com pouco quartzo, amostra do Lago Bozeman (Mioceno Superior). D) Quartzo, amostra de Florissant, Colorado (Oligoceno). Fonte: Stein (1982). E) Exclusivamente quartzo, amostra da Formação Pedra de Fogo (CL-08), Bielândia-TO (Permiano Superior).

Os padrões difratométricos, obtidos neste trabalho, são coerentes com a mineralogia identificada no Paleozóico (Tabela 7.1), e correlacionáveis com a idade proposta para ocorrência do processo de silicificação na Formação Pedra de Fogo (Permiano Superior).

Tabela 7.1 Mineralogia de vegetais silicificados de diferentes idades.

Idade	Mineralogia	Literatura-Consultada
2430±250 anos	Sílica amorfa (Opala-A)	Stein (1982)
Terciário (idade provável)	Sílica amorfa	Buurman (1972) = 24 amostras
Plioceno	Opala-CT	Stein (1982)
Mioceno Superior	Opala-CT + pouco quartzo	Stein (1982)
Oligoceno	Quartzo	Stein (1982)
Eoceno	Quartzo	Buurman (1972) = 180 amostras
Paleozóico	Quartzo	Buurman (1972) = 42 amostras
Permiano Superior *	Quartzo (calcedônia)	Neste trabalho = 17 amostras
Carbonífero	Quartzo	Stein (1982)

Fonte: Landmesser (1994).

* Dados acrescentados à tabela, obtidos neste trabalho

Apesar do padrão difratométrico apresentar reflexões intensas e bem delineadas, o quartzo presente nos tecidos preservados dos vegetais estudados apresentou valores de índice de cristalinidade pouco elevados, próximos a 5,0, exceto no parênquima de reforço onde os valores foram mais elevados atingindo 6,3 e 7,1. 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 (Tabela 7.2). 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. Os autores atribuíram à intensa recristalização da sílica, na forma de drusas, o elevado índice de cristalinidade em amostra do Pensilvaniano (8,9), contrastando com amostras do Devoniano, composta de microquartzo pouco cristalizado, cujo índice é 1,2. Stein (1982) também concluiu que vegetais silicificados são constituídos de quartzo de baixa cristalinidade.

Tabela 7.2 Índice de cristalinidade do quartzo em vegetais silicificados de diferentes idades.

Idade	Índice de cristalinidade
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

Fazendo-se uma comparação dos gráficos obtidos neste trabalho, em relação à escala de índice de cristalinidade apresentada em Murata & Norman (1976), estes se enquadram predominantemente no intervalo correspondente a 2,6 a 5,8 (Figura 7.2). Nesta escala, os valores apresentados foram calculados utilizando-se um fator (F)=1,67, enquanto o fator calculado neste trabalho, a partir do quartzo hialino, foi igual a 2,85, aplicando-se a equação $IC = 10.a.F/b$. Shoval *et al.* (1991) obtiveram fator 3,92, para um padrão de índice igual a 2,55, bem próximos ao deste trabalho. Considerando-se a idade dos materiais analisados neste trabalho, tidos como do Permiano, os resultados são coerentes com os resultados de índice de cristalinidade apresentados na literatura.

Com relação aos resultados de infravermelho, recomenda-se neste trabalho que haja o prosseguimento desse tipo de análise, haja vista a aplicação da técnica ser considerada um parâmetro importante, quando comparada a DRX (Shoval *et al.*, 1991) No caso específico deste estudo a aplicação da técnica poderá ser melhorada, visando melhoria dos gráficos das curvas de primeira derivada. Ressalte-se ainda que os resultados obtidos por infravermelho podem ser melhorados através do controle mais rígido das condições experimentais, principalmente quantidade de amostra e tamanho das partículas.

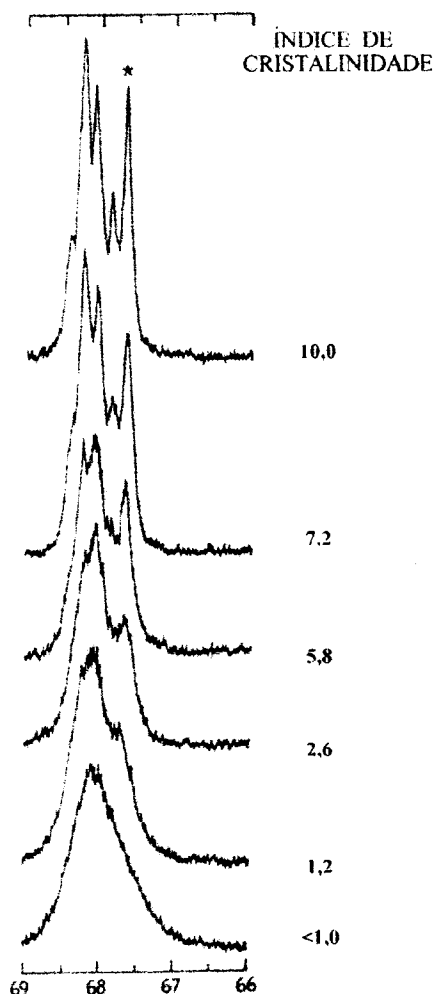


Figura 7.2 O *Quintuplet* 2 θ 68° mostrando o índice de cristalinidade em ordem crescente de intensidade. O asterístico marca a reflexão (212) a 67,74° 2 θ (Fonte: Murata & Norman, 1976). Os gráficos obtidos neste trabalho se enquadram predominantemente no intervalo de 2,6 a 5,8.

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. Segundo Mussa & Coimbra, 1984b, o quartzo cristalino prismático e grosseiro,

observado ao longo de cavidades e na superfície de algumas amostras, caracterizam uma geração mineralógica, denominada preenchimento de espaços e fissura, desenvolvida num ambiente de nível médio das águas, com baixo enriquecimento em sílica e um processo de deposição lento. A calcedônia fibrorradiada é representante da geração mineralógica denominada litificação e 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 antiga, conforme foi observado em exemplares do Carbonífero (Stein, 1982). Desta forma, os caracteres micromorfológicos observados nesta pesquisa, são coerentes com o padrão esperado também para amostras silicificadas no Permiano, conforme idade atribuída aos vegetais estudados (Lima & Leite, 1978).

7.3 COMPOSIÇÃO QUÍMICA

As análises químicas revelaram que os materiais estudados são constituídos praticamente de sílica pura, evidenciando a atuação da silicificação. Análises realizadas em vegetais fossilizados de diferentes partes do mundo (Mitchell & Tufts, 1973; Sigleo, 1978 e 1979) apresentaram valores coerentes aos obtidos neste trabalho, inclusive valores mínimos de SiO_2 próximos a 70,0%, conforme ocorreu no floema e parênquima de reforço, com valores de 67,42 e 76,37%, respectivamente. Sigleo (1978) mostrou que diferentes morfologias de vegetais fósseis (parede celular e lumen) são constituídos praticamente de sílica pura (SiO_2 variando de 82,20% a 99,47%) e que os maiores valores de C tendem a se concentrar nas porções de coloração escura (preta), como apresentado na (Tabela 7.3).

Neste trabalho, obteve-se valores médios de SiO_2 iguais a 97,27 % no xilema, 96,12 no floema, 97,05 % no parênquima fundamental e 89,95 % no parênquima de reforço. Os menores valores de carbono ocorreram nas duas amostras de xilema com valores iguais a 2,20 e 2,61 %, já os maiores valores foram obtidos no parênquima fundamental iguais a 2,18 e 3,98 %. O parênquima de reforço apresentou valor intermediário de 2,80 %.

Tabela 7.3 Resultados analíticos (microsonda eletrônica) de diferentes morfologias de vegetais fossilizados do *Forest National Park, Arizona*.

Amostra	Morfologia	SiO ₂ (%)	C (%)	Ca (ppm)
Ramo silicificado				
Núcleo preto, parede celular bem preservada	Parede celular	90,20	8,1	1890
	lumen	98,00	-	54
Bege, vermelho-marrom, células pouco preservadas	Parede celular	96,05	1,3	286
	lumen	98,00	-	296
Amostra 11605				
Preta, células bem preservadas	Parede celular	82,20	17,3	4900
	lumen	99,47	0,5	72

Fonte: Sigleo (1978)

Em análises posteriores (Sigleo, 1979), foram registrados valores de SiO₂ mais próximos aos valores mínimos apresentados neste trabalho (73,8 a 82,7% de SiO₂) e também a amostra que apresentou o menor valor de SiO₂ (73,8%) os valores dos demais elementos foram mais expressivos, semelhante ao que se observou no parênquima de reforço discutido neste trabalho (Tabela 6.6). A tabela 7.4 mostra que o Fe é mais expressivo em amostra de coloração vermelha (0,6%) e que os maiores valores de Al₂O₃ (4,39%), MgO (0,56%), CaO (0,25%), Na₂O (0,25%), coincidem com amostras de coloração bege. O carbono mostrou-se mais expressivo no exemplar de cor preta. Os valores médios desses elementos, obtidos neste trabalho, são coerentes com o que foi apresentado na literatura consultada (Figura 7.5).

Tabela 7.4 Resultados analíticos (microsonda eletrônica) vegetais fossilizados de diferentes colorações do *Forest National Park, Arizona*.

Madeira silicificada			
	preta	vermelha	bege
SiO ₂	82,7	75,0	73,8
Al ₂ O ₃	0,87	3,02	4,39
Fe ₂ O ₃	0,20	0,60	0,27
MgO	0,002	0,22	0,56
CaO	0,11	0,14	0,25
Na ₂ O	0,09	0,13	0,25
K ₂ O	-	0,01	0,02
C	1,89	0,03	0,05

Fonte: Sigleo (1979)

Tabela 7.5 Valores médios de componentes analisados (microsonda eletrônica) em diferentes tecidos preservadas em exemplares de vegetais fossilizados representados por *Psaronius* (CL-08) e *Tietea singularis* (CL-05).

	Xilema (N=18)	Floema (N=15)	Parênquima (N=14)*	Parênquima (N=8)**
SiO ₂	97.27	96.12	97.05	89.95
Al ₂ O ₃	0.15	0.09	0.18	2.02
Fe ₂ O ₃	0.05	0.04	0.08	0.86
MgO	0.01	0.01	0.01	0.01
CaO	0.03	0.01	0.05	0.07
Na ₂ O	0.07	0.06	0.07	0.10
K ₂ O	0.06	0.04	0.04	0.19

* Parênquima fundamental; ** Parênquima de reforço.

N = Número de pontos analisado

Mitchell & Tufts, (1973) obtiveram valores de Al₂O₃ 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, está relacionada com a saturação da solução rica em sílica, ou seja, esta não conteria apenas grandes volumes de sílica dissolvida, mas alguma quantidade de alumínio também dissolvido. Neste caso, a deposição da sílica opalina e alumínio (provavelmente um complexo aluminossilicato) poderia ser contemporânea, com subsequente recristalização da sílica, acompanhada de uma fase argilosa autigênica. Vale ressaltar que o autor propõe que esta fase autigênica argilosa seria de ilita pobremente cristalizada, porém, os dados de infravermelho, discutidos neste trabalho, revelaram a presença de caulinita desordenada.

Os autores citados acima 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 silicificação. Neste trabalho, a hematita é mais freqüente 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*. Os resultados de MgO, MnO, TiO₂, NiO₂ e BaO, apresentados neste trabalho, encontram-se dentro dos intervalos obtidos por esses autores.

7.4 A SILICIFICAÇÃO DOS VEGETAIS FÓSSEIS ESTUDADOS NESTE TRABALHO.

Os resultados discutidos neste trabalho permitiram fazer algumas considerações visando fornecer subsídios sobre o desenvolvimento do processo de silicificação, atuante na área estudada. Os primeiros trabalhos experimentais sobre o processo de 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 & Schopf, 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 a partir da sílica amorfa, através da interação entre concentração e polimerização de moléculas de ácido monossilícido dentro da matriz vegetal, seguindo-se de uma fase de desidratação e precipitação de sílica opalina e esta assumiu um estado cristalino mais estável (Drum, 1968a; 1968b; Oehler & Schopf, 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 & Schopf, 1971; Frazier & Frazier, 1995). No caso específico da Formação Pedra de Fogo, onde se inclui a área estudada, 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 à condições alcalinas, típicas de clima árido, capazes de promover a solubilidade da sílica e a transferência desta para a área de deposição (Faria Jr., 1979). Estudos sedimentológicos (Coimbra, 1983) mencionam sedimentos pré-existentes como fontes de sílica e ainda fontes externas, representadas por rochas dos grupos Estrondo, Tocantins, Ceará e/ou Independência.

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 atribuírem dificuldade para a 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, onde a sílica é transportada na forma monomérica de baixo peso molecular. Durante a silicificação, os vegetais são enterrados em depressões topográficas ou estruturas geológicas, 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 através da 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 a o 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. Esta liberação de íons causa um aumento do pH e conseqüente 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 esta 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).

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ABBOTT, G.D.; EWBANK, G.; EDWARDS, D. & WANG, G. Y. 1998. Molecular characterization of some enigmatic Lower Devonian fossils. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **62**(8): 1407-1418.
- ADAMS, S.F. 1920. Replacement of wood by dolomite. *Journal of Geology*, **28**:356-357.
- AGUIAR, G.A. 1971. Revisão geológica da bacia paleozóica do Maranhão. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 25. São Paulo. *Anais...* SBG. v.3, p.113-122.
- ALMEIDA, F.F.M. & HASUI, Y. 1984. O embasamento da plataforma Sul-Americana. In: ALMEIDA, F.F.M. & HASUI, Y. (coords.). *O Pré-Cambriano do Brasil*. São Paulo. Editora Edgard Blücher LTDA. p.1-5.
- ALMEIDA, F.F. 1969. Diferenciação tectônica da plataforma brasileira. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 23, Salvador. *Anais...* SBG. v.1 P.29-46.
- ANDREWS, JR. H.N. 1960. *Studies in Paleobotany*. National Science Fundation. p. 1-29.
- ARCHANGELSKY, S. 1970. *Fundamentos de Paleobotânica*. Universidade nacional de La Plata. Facultad de Ciencias naturales Y Museo. Serie Tecnica y Didactica. p. 1-17.
- BOLD, H.C. 1988. *O Reino Vegetal*. Ed. Edgard Blücher Ltda. 189p.
- BROWNE, G. 1976. Petrified Wood. *Lapidary Journal*. p. 2214-2218.
- BUURMAN, P. 1972. Mineralization of fossil wood. *Scripta Geological*. **12**:114-133.
- CARR, R.M. & FYFE, W.S. 1958. Some observations on the crystallizations of amorphous silica. *The American Mineralogist*, **43**: 908-916.
- COIMBRA, A.M. 1983. *Estudo sedimentológico e geoquímico do Permo-Triássico da Bacia do Maranhão*. São Paulo. Universidade de São Paulo. Instituto de Geociências. 2v. (Tese de doutorado).
- COIMBRA, A. M. & MUSSA, D. 1984. Associação lignitafoflorística na Formação Pedra de Fogo (Arenito Cacunda), Bacia do Maranhão-Piauí, Brasil. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33, Rio de Janeiro/RJ. *Anais...* SBG. p.591-605.
- CORDANI, U.G.; BRITO NEVES, B.B.; FUCK, R.A.; PORTO, R.; THOMAZ FILHO, A.; CUNHA, F.M.B. 1984. Estudo preliminar de integração do Pré-Cambriano com os eventos tectônicos das bacias sedimentares brasileiras. *Ciência, Técnica, Petróleo*. Seção Exploração do Petróleo, **15**:20-27.

- CORRENS, C.W. 1950. Zur geochemie der diagenese. *Geochimica Cosmochimica Acta*. 1:49-54.
- CUNHA, F.M.B. 1986. *Evolução paleozóica da Bacia do Parnaíba e seu arcabouço tectônico*. Rio de Janeiro. Universidade Federal do Rio de Janeiro. Instituto de Geociências. 170p. (Tese de Mestrado).
- CUNHA, F.M.B. da & CARNEIRO, R.G. 1972. Interpretação fotogeológica do centro oeste da Bacia do Maranhão. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 26. Belém/PA. *Anais...* SBG. v.3, p.65-91.
- DANIELS, F.J. 1998. *Petrified wood - The world of fossilized wood, cones, ferns and cycads*. Western Colorado Publishing. 170p.
- DERBY, O.A. 1884. Estrutura geológica e minerais. *A geographia phisica do Brasil*. Rio de Janeiro, G. Lenzinger. p.43-59
- DREES, L.R.; WILDING, L.P.; SMECK, N.E.; SENKAYI, A.L. 1989. Silica in soils: quartz and disordered silica polymorphs. In: DIXON, J.B. & WEED, S.B. (ed) *Minerals in Soil Enviromments*. Soil Science society of American, Madison. p. 913-974.
- DRUM, R.W. 1968a. Petrification of plant tissue in the laboratory. *Nature*, 218:784-785.
- DRUM, R.W. 1968b. Silicification of betula woody tissue in vitro. *Science*. 161:175176.
- FARIA Jr. L.E.C. 1979. *Estudo sedimentológico da Formação Pedra de Fogo - Permiano da Bacia do Maranhão*. Belém. Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências. 70p. (Tese de Mestrado).
- FARMER, V.C. 1974. The layer silicates. In: FARMER, V.C. (ED) *The Infrared Spectra of Minerals*. Mineralogical Society, London. p.331-363.
- FORTES, F.P. 1978. Geologia estrutural e tectônica da bacia sedimentar do Meio-Norte do Brasil (uma síntese com implicações metalogenéticas). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30, Recife/PE. *Anais...* SBG. v.1, p.321-336.
- FRAZIER, S. & FRAZIER, A. 1995. What's made of quartz and goes tweet-tweet? New ideas about how petrification happens. *Lapidary Journal*. 3:18-25.
- GILLETTE, N.J. 1937. Morphology of some American species of *Psaronius*. *Botanical Gazette*. 99:80-102.
- GÓES, A.M.O 1995. *A Formação Poti (carbonífero inferior) da Bacia do Parnaíba*. São Paulo. Univerddade de São Paulo. Instituto de Geociências. 171p. (Tese de Doutorado).

- GÓES, A.M. & COIMBRA, A.M. 1996. Bacias sedimentares da Província Sedimentar do Meio-Norte do Brasil. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 5. Belém/PA. Boletim de Resumos Expandidos. SBG. p.186-187.
- GOTHAN, W. & WEYLAND, H. 1954. *Lehrbuch der Paläobotanik*. Akademie-Verlag-Berlin. p. 112-163.
- JONES, J.B. & SEGNI, E.R. 1971. The nature of opal I. Nomenclature and constituent phases. *Journal of Geologic. Society Australian*. **18**:57-68.
- KAROWE, L. & JEFFERSON, T.H. 1987. Burial by eruptions of Mount St Helens, Washington: implications for the interpretation of fossil forests. *Geological Magazine*. **124**(3): 191-204.
- KASTNER, M.; KEENE, J.B. & GIESKES, J.M. 1977. Diagenesis of siliceous oozes-I. Chemical controls on the rate of opal-A to opal-CT transformation – an experimental study. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. **41**:1041-1059.
- LANDMESSER, M. 1984. Das problem der achatgenese. *Mitt. Pollichia*. **72**:5-137.
- LANDMESSER, M. 1994. Versteinertes Holz. *ExtraLapis*. Christian Weise Verlag München. **7**:1-174.
- LEO, R.F., R.F. & BARGHOORN, E.S. 1976. Silicification of wood. *Botanical Museum Leaflets*. Haward University. **25**(1):1-47.
- 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. 1967. Infrared absorption spectroscopy. In: ZUSSMANN, J. (ed) *Physical Methods in Determinative Mineralogy*. Academic Press. p. 371-403.
- MESNER, J.C. & WOOLDRIDGE, L.C. 1964. Maranhão Paleozoic Basin and Cretaceous coastal basins North Brazil. *Bulletin Association of Petroleum Geologists*. **48**:1476-1512.
- MITCHELL, R.S. & TUFTS, S. 1973. Wood opal-A tridymite-like mineral. *American Mineralogist*. **58**:717-720.
- MOENKE, H.H.W. 1974. Silica, the three dimensional silicates, borosilicates and beryllium silicates. In: FARMER, V.C. (ed) *The Infrared Spectra of Minerals*. Mineralogical Society, London. p.365-382.
- MORET, L. 1964. *Paléontologie végétale*. Masson et C^{ie}, éditeurs. Paris. p.101-126.

- MORGAN, J. 1959. The morphology and anatomy of american species of the genus *Psaronius*. *Illinois Biological Monographs*, 27:1-108.
- MURATA, K.J. & NORMAN, M.B. 1976. Na index of crystallinity for quartz. *American Journal of Science*. 276:1120-1130.
- MUSSA, D. & COIMBRA, A.M. 1984. Método de estudo tafonômico aplicado a lignispécimes permianos da Bacia do Paraná. *Nac. Acad. Bras. Cien.* p.85-101.
- MUSSA, D. & COIMBRA, A.M. 1987. Novas perspectivas de comparação entre as taofloras permianas (de lenhos) das bacias do Parnaíba e Paraná. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE PALEONTOLOGIA, 10. Rio de Janeiro. *Anais...* SBG. v.1, p. 901-923.
- OEHLER, J.H. & SCHOPF, J.W. 1971. Artificial microfossils: Experimental studies of permineralization of blue-green algae in silica. *Science*. 174:1229-1231.
- OEHLER, J.H. 1976. Hidrotermal crystallization of silica gel. *Geological Society of America Bulletin*. 87:1143-1152.
- OLIVEIRA, C.M. de. 1982. *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*. Belém. Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências. 94p. (Tese de Mestrado).
- PETRI, S. & FÚLFARO, V.J. 1983. *Geologia do Brasil (Fanerozóico)*. Editora da Universidade de São Paulo. 631p.
- PINTO, C.P. & GROSSI, J.H. 1986. Revisão da estratigrafia da Formação Pedra de Fogo, borda sudoeste da Bacia do Parnaíba. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 34, Goiânia/GO. *Anais...* SBG. v 1, p. 346-356.
- ROTHWELL, G.W. & BLICKLE, A.H. 1982. *Psaronius magnificus* N. Comb., a *Marattialean* fern from the Upper Pennsylvanian of North America. *Journal of Paleontology*. 56(2):459-468.
- RUDALL, P. 1994. *Anatomy of flowering plants. An introduction to structure and development*. Cambridge University Press. 2nd ed.110p.
- RUSSELL, J.D. & FRASER, A. R. 1994. Infrared methods. In: WILSON, M.J. (ed) *Clay Mineralogy: Spectroscopic and Chemical determinative Methods*. Chapman & Hall, London. p.11-67.
- SCHNITZER, A. 1982. Fossilized trees. *Lapidary Journal*, p:418-424.

- SCHOBENHAUS, C. & CAMPOS, D.A. 1984. 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. (coords.) *Geologia do Brasil texto explicativo do mapa geológico do Brasil e da área oceânica adjacente incluindo depósitos minerais, escala 1:2.500.000*. Brasília, DNPM. p.9-49.
- SENKAYI, A.L.; DIXON, J.B.; HOSSNER, L.R.; YERIMA, B.P.K.; WILDING, L.P. 1985. Replacement of quartz by opaline silica during weathering of petrified wood. *Clay Clay Minerals*. **33**:525-531.
- SHOVAL, S.; GINOTT, Y.; NATHAN, Y. 1991. A new method for measuring the crystallinity index of quartz by infrared spectroscopy. *Mineralogical Magazine*. **55**:579-582.
- SIGLEO, A.C. 1978. Geochemistry of silicified wood and associated sediments, Petrified Forest National Park, Arizona. *Chemical Geological*. **26**:151-163.
- SIGLEO, A.C. 1979. Organic geochemistry of silicified wood, Petrified Forest National Park, Arizona. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. **43**:1397-1405.
- ST. JONES, R.N. 1927. Replacement vs impregnation in petrified wood. *Economic geology*. **22**:729-739.
- STEIN, C.L. 1982. Silica recrystallization in petrified wood. *Journal of Sedimentary Petrology*. **52**(4):1277-1282.
- STEWART, W.N. & ROTHWELL, G.W. 1993. *Paleobotany and the Evolution of Plants*. 2nd edition. Cambridge University Press. 521p.
- ZITTEL, K.A. 1980. *Handbuch de Palaeontologie*. Herausgegeben von Karl A. Zittel. II Abtheilung Palaeophytologie. p.144-151.