CENTRO UNIVERSITÁRIO UNIVATES
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO *STRICTO SENSU*
MESTRADO EM AMBIENTE E DESENVOLVIMENTO

INVESTIGAÇÃO DE PALEOINCÊNDIOS VEGETACIONAIS PERMIANOS NO AFLORAMENTO CURVA DO BELVEDERE: SIGNIFICADO PALEOAMBIENTAL PARA O PALEOZOICO SUPERIOR DA BACIA DO PARANÁ

Jonas Bernardes Bica

Lajeado, julho de 2014

Jonas Bernardes Bica

INVESTIGAÇÃO DE PALEOINCÊNDIOS VEGETACIONAIS PERMIANOS NO AFLORAMENTO CURVA DO BELVEDERE: SIGNIFICADO PALEOAMBIENTAL PARA O PALEOZOICO SUPERIOR DA BACIA DO PARANÁ

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Ambiente e Desenvolvimento do Centro Universitário UNIVATES, como parte da exigência para obtenção do grau de Mestre em Ambiente e Desenvolvimento na linha de pesquisa em Ecologia.

Orientador: Prof. Dr. André Jasper
Coorientador: Prof. Dr. Átila Augusto Stock da Rosa

Lajeado, julho de 2014

Jonas Bernardes Bica

INVESTIGAÇÃO DE PALEOINCÊNDIOS VEGETACIONAIS PERMIANOS NO AFLORAMENTO CURVA DO BELVEDERE: SIGNIFICADO PALEOAMBIENTAL PARA O PALEOZOICO SUPERIOR DA BACIA DO PARANÁ

A banca examinadora abaixo aprova a dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Ambiente e Desenvolvimento, do Centro Universitário UNIVATES, como parte da exigência para obtenção do grau de Mestre em Ambiente e Desenvolvimento na área de concentração de Ecologia:

Prof. Dr. André Jasper - Orientador
Univates

Prof. Dr. Átila Augusto Stock da Rosa – Coorientador
Universidade Federal de Santa Maria

Prof. Dr. Odorico Konrad
Univates

Profa. Dra. Karen Adami Rodrigues
Universidade Federal de Pelotas - UFPEL

Prof. Dr. Alcemar Martello
Universidade Estadual do Paraná - UNESPAR

Lajeado, julho de 2014

AGRADECIMENTO

Agradeço, primeiramente, aos meus pais, Maurício A. R. Bica e Santuza B. Bica, por terem sido neste período, mais que pais, foram amigos mais sinceros, sinuelos de honestidade, compromisso e responsabilidade.

Agradeço também à minha irmã, Roberta B. Bica e meu cunhado, Everson Oichenaz, por nunca terem deixado de acreditar que todo esforço sempre valeria a pena.

Agradeço também:

- à Fapergs pela concessão de bolsa, o que possibilitou que me dedicasse exclusivamente aos estudos e a realização deste projeto pessoal;

- ao Centro Universitário UNIVATES por ter me acolhido como se filho desta terra fosse;

- aos Profs. Hamilton Cezar Zanardi Grillo, Dilma Teresinha Machado, Raul Antônio Sperotto, Hamilton Dalcin, Nilson Hars, Luiz Fernando Heatinger Bernal, Luiz Silvio Scartazzini, Raul Stoll, Noeli Juarez Ferla, Kuriakin Humberto Toscan, Antônio Batista Pereira, Jean Budke, Margot Guerra-Sommer, José Newton Cardoso Marchiori e Elisete Maria de Freitas, mais que amigos, Mestres, que sempre regaram em mim a semente da biologia;

- ao Prof. André Jasper pela orientação e indicação do melhor caminho a ser seguido;

- ao Prof. Átila Augusto Stock da Rosa pela generosidade e paciência;

- aos colegas do Setor de Botânica e Paleobotânica;

- às colegas Joseline Manfroi e Rosane Pereira da Silva, pelas incansáveis horas de auxílio, tanto didático como pessoal;

- ao constante apoio da Susete Mealho e do cunhado José Henrique;

- ao meu amor, Claudete Rempel, mais que companheira nas horas mais difíceis, amiga e conselheira e às duas princesas que fazem nossas vidas ter ainda mais sentido, Anita e Amália.

RESUMO

A ocorrência de incêndios vegetacionais no contexto do Paleozoico Superior da Bacia do Paraná vem sendo analisada sob a ótica paleobotânica através do estudo de carvão vegetal macroscópico (*charcoal*). Este tipo de registro é produto dos incêndios florestais, sendo abundante em rochas sedimentares de diversos ambientes. Tais registros fósseis, em uma análise integrada com os registros geológicos, possibilitam que se reconstrua paleoambientes pretéritos, e assim permitem a compreensão da evolução espacial dos biomas do sul do Brasil, no tempo geológico. A ocorrência de carvão vegetal macroscópico associado a sedimentos do limite inferior destes registros ainda não foi determinada com clareza. Buscou-se confirmar a ocorrência de incêndios vegetacionais no Paleozoico Superior da Bacia do Paraná, no Município de Encruzilhada do Sul, RS e também identificar a qual grupo pertence a flora ocorrente no afloramento. Para tanto, foi realizado o detalhamento do perfil estratigráfico da área. A análise do material foi realizada com auxílio de estereomicroscópio e de microscópio eletrônico de varredura (JEOL JSM 6360), utilizando-se a metodologia padrão de preparação de amostras desta tipologia. Foi possível confirmar a ocorrência de carvões vegetais macroscópicos e, consequentemente, de paleoincêndios vegetacionais, em níveis tanto clásticos quanto de carvão do afloramento. Os registros provavelmente são associados a plantas lenhosas de afinidade gimnospérmica e possivelmente não foram transportados, o que possibilita sugerir a ocorrência de comunidades vegetais relativamente complexas, capazes de suportar incêndios, em paleoambientes formados no afloramento Curva do Belvedere, Permiano Inferior da Bacia do Paraná.

Palavras-chave: Incêndios vegetacionais. Carvão vegetal macroscópico. Permiano Inferior. Gondwana.

ABSTRACT

Macroscopic charcoal was used to analyze the occurrence of palaeo-wildfire occurrences in the Paraná Basin Upper Paleozoic under a palaeobotanic perspective. This type of record is the product of vegetation fires, being abundant in sedimentary rocks from different environments. These fossil records provide a unique opportunity to understand the evolutionary history and diversity of life in the past, using the data produced by the identification of plant groups involved in such events and recorded, in the present case, in Permian outcrops. Although, the Permian lower limit of macroscopic charcoal occurrences associated with sediments have not been clearly determined. So, the present work aims to confirm the occurrence of palaeo-wildfires in the Curva do Belvedere Outcrop, a Permian exposition of the Paraná Basin, located at the Encruzilhada do Sul municipality, Rio Grande do Sul state, Brazil. Also the identification of palaeobotanical groups which occurred at the outcrop and a detailed stratigraphic profiling from the exposed levels, are aimed. The data analysis was performed using a stereomicroscope and scanning electron microscope (JEOL JSM 6360), in the standard methodology for the preparation of samples of this type. It was possible to confirm the occurrence of macroscopic charcoals and, consequently, palaeo-wildfires in both clastic levels and coal beds. The records are probably associated with woody gymnosperm and were possibly not transported, making it possible to suggest the occurrence of relatively complex plant communities, able to withstand fires, in the Curva do Belvedere Outcrop during the Lower Permian.

Keywords: Palaeo-wildfires. Macroscopic charcoal. Lower Permian. Gondwana.

LISTA DE FIGURAS E TABELAS

Figura 01. Esquema demonstrativo da janela de fogo, porcentagem de O_2 livre na (paleo)atmosfera necessária para que ocorra combustão (limite inferior 12-15%). 18

Figura 02. CVM: A) CVM in situ, em afloramento. B) Detalhe de Fragmento CVM. 20

Figura 03. CVM sob imagem de MEV. A) Paredes celulares homogeneizadas. B) Estruturas anatômicas preservadas onde é possível verificar a presença de traqueídeos. 21

Figura 04. Sequências estratigráficas da Bacia do Paraná. 27

Figura 05. Mapa simplificado da Bacia do Paraná no Brasil, com as delimitações geológicas das Supersequências. 29

Figura 06 - Esquema estratigráfico proposto por Holz et al. (2010) que demonstra a relação entre as unidades litoestratigráficas e camadas de carvão nos estados do Rio Grande do Sul e Santa Catarina. No detalhe, Formação Rio Bonito, que caracteriza a presença das camadas de carvão encontradas no Rio Grande do Sul. 32

Figura 07. Recorte da carta estratigráfica da Bacia do Paraná com destaque para as unidades do Carbonífero/Permiano, principalmente a Formação Rio Bonito. 34

Figura 08. Localização do afloramento Curva do Belvedere, no município de Encruzilhada do Sul, RS. Porção Leste do afloramento no sentido Sul/Norte na BR 471. 37

Figura 09 - Perfil estratigráfico do afloramento Curva do Belvedere, Encruzilhada do Sul, RS. 43

Figura 10 – Recorte do perfil estratigráfico do afloramento Curva do Belvedere correspondendo a sucessão sedimentar 1. 45

Figura 11 - Recorte do perfil estratigráfico do afloramento Curva do Belvedere correspondendo a sucessão sedimentar 2. 46

Figura 12 - Recorte do perfil estratigráfico do afloramento Curva do Belvedere correspondendo a sucessão sedimentar 3. 48

Figura 13 - Recorte do perfil estratigráfico do afloramento Curva do Belvedere correspondendo a sucessão sedimentar 4. 50

Figura 14 - Recorte do perfil estratigráfico do afloramento Curva do Belvedere 52

correspondendo a sucessão sedimentar 5.

Figura 15 - Recorte do perfil estratigráfico do afloramento Curva do Belvedere correspondendo a sucessão sedimentar 6. 53

Figura 16 - Recorte do perfil estratigráfico do afloramento Curva do Belvedere correspondendo a sucessão sedimentar 7. 56

Figura 17 - Recorte do perfil estratigráfico do afloramento Curva do Belvedere correspondendo a sucessão sedimentar 8. 59

Figura 18 - Recorte do perfil estratigráfico do afloramento Curva do Belvedere correspondendo a sucessão sedimentar 9. 60

Figura 19 – Imagens sob MEV dos CVM´s encontrados na sucessão sedimentar 1 do Afloramento Curva do Belvedere: A) fragmento de CVM representando conjunto de traqueídeos fortemente macerados; B) fragmento de CVM com detalhamento da homogeneização das paredes celulares (seta); C) fragmento de CVM com traqueídeos de pontoações unisseriadadas (seta); D) fragmento de CVM com traqueídeos de pontoações unisseriadadas (seta). 61

Figura 20 - Imagens sob MEV dos CVM´s encontrados na sucessão sedimentar 2 do Afloramento Curva do Belvedere: A) fragmento de CVM representando conjunto de traqueídeos fortemente macerados; B) fragmento de CVM com traqueídeos de pontoações bisseriadas e detalhamento das paredes celulares não homogeneizadas (seta); C) fragmento de CVM com traqueídeos de pontoações unisseriadadas e paredes celulares não homogeneizadas (seta); D) fragmento de CVM com pontoações bisseriadas nos campos de cruzamento. 63

Figura 21 - Imagens sob MEV dos CVM´s encontrados na sucessão sedimentar 3 do Afloramento Curva do Belvedere: A) fragmento de CVM representando conjunto de traqueídeos fortemente macerados; B) fragmento de CVM com detalhamento da homogeneização das paredes celulares (seta); C) fragmento de CVM com traqueídeos de pontoações bisseriadas (seta); D) fragmento de CVM com pontoações unisseriadas nos campos de cruzamento; E) fragmento de CVM com visão geral de traqueídeo de raio; F) fragmento de CVM com detalhe de um raio unisseriado. 64

Figura 22 - Imagens sob MEV dos CVM´s encontrados na sucessão sedimentar 4 do Afloramento Curva do Belvedere: A) fragmento de CVM representando conjunto de traqueídeos fortemente macerados; B) fragmento de CVM com detalhamento da homogeneização das paredes celulares (seta); C) fragmento de CVM com traqueídeos de pontoações bisseriadas; D) fragmento de CVM com detalhe de um raio unisseriado. 65

Figura 23 - Imagens sob MEV dos CVM´s encontrados na sucessão sedimentar 5 do Afloramento Curva do Belvedere: A) fragmento de CVM representando conjunto de traqueídeos fortemente macerados; B) fragmento de CVM com detalhamento da homogeneização das paredes celulares (seta); C) fragmento de CVM com traqueídeos de pontoações bisseriadas; D) fragmento de CVM com pontoações unisseriadas nos campos de cruzamento. 66

Figura 24 - Imagens sob MEV dos CVM´s encontrados na sucessão sedimentar 6 do Afloramento Curva do Belvedere: A) fragmento de CVM representando conjunto de traqueídeos fortemente macerados; B) fragmento de CVM com detalhamento das paredes celulares não homogeneizadas (seta); C) fragmento de CVM com detalhamento das paredes celulares homogeneizadas (seta); D) fragmento de CVM com pontoações bisseriadas nos campos de cruzamento; E) fragmento de CVM com detalhe de um raio unisseriado. 67

Figura 25 - Imagens sob MEV dos CVM´s encontrados na sucessão sedimentar 7 do Afloramento Curva do Belvedere: A) fragmento de CVM representando conjunto de traqueídeos fortemente macerados; B); fragmento de CVM com detalhamento das paredes celulares homogeneizadas (seta); C) fragmento de CVM com detalhamento das paredes celulares não homogeneizadas (seta); D) vista geral de fragmento de CVM com traqueídeos de raio com pontoações unisseriadas; E) detalhamento de CVM com traqueídeos de raio com pontoações unisseriada. 69

Figura 26 - Imagens sob MEV do CVM encontrados na sucessão sedimentar 8 do Afloramento Curva do Belvedere: fragmento de CVM representando conjunto de traqueídeos fortemente macerados e as paredes celulares homogeneizadas (seta). 70

Figura 27 – Imagens sob MEV acerca do detalhamento do Morfotipo CuBe1: A) plano radial demonstrando o traqueídeos; B) pontoações hexagonais areoladas unisseriadas; C) pontoações areoladas uni e bisseriadas; D) campos de cruzamento apresentando pontoações araucarioide, com duas células de altura. 71

Figura 28 – Imagens sob MEV acerca do detalhamento do Morfotipo CuBe2: A) lenho secundário apresentando traqueídeos com pontuações unisseriadas; B) pontoações bisseriadas; C) pontoações trisseriadas; D) campos de cruzamento apresentando pontoações araucarioide, com quatro células de altura; E) raios unisseriados com cinco células de altura; F) raios unisseriados com sete células de altura. 72

Figura 29 – Imagens sob MEV acerca do detalhamento do Morfotipo CuBe2: A) lenho secundário apresentando traqueídeos em plano radial; B) pontoações bisseriadas; C) plano tangencial com raios unisseriados com uma célula de altura; D) plano tangencial com raios unisseriados com oito células de altura. 74

Tabela 1 - Comparativo entre as diferentes sucessões sedimentares do Afloramento Curva do Belvedere, suas litologias, morfotipos, tamanhos e densidades de CVM. 76

Figura 30 - Reconstrução paleoambiental do Afloramento Cerro do Belvedere, Encruzilhada do Sul, RS. 80

Figura 31. Contexto paleogeográfico do afloramento Curva do Belvedere (seta), com relação aos depósitos da Formação Rio Bonito, em sua porção intermediária. Legenda: azul = mar permiano; marrom = embasamento cristalino; verde = depósitos costeiros e continentais. (Modificado de LAVINA; LOPES, 1986). 81

LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS

CB - Curva do Belvedere

cm - centímetros

CMin - Carvão Mineral

CVM - Carvão Vegetal Macroscópico

Fm. - Formação

Km^2 - Quilômetro quadrado

LPTS - sigla em inglês para *Late Paleozoic Third Sequence* (Sequência de Terceira Ordem do Paleozoico Superior).

M.a. - Milhões de anos.

MEV - Microscópio Eletrônico de Varredura.

SUMÁRIO

1 INTRODUÇÃO 13

2 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA 17

2.1 O registro de paleoincêndios vegetacionais através da presença do Carvão Vegetal Macroscópico 17
2.1.1 Os Paleoincêndios vegetacionais 17
2.1.2 O Carvão Vegetal Macroscópico (CVM) 20
2.1.3 As inertinitas 23

2.2 A Bacia do Paraná 27
2.2.1 A Supersequência Gondwana I 31
2.2.2 A Formação Rio Bonito 34

3 PROCEDIMENTOS METODOLÓGICOS 38

3.1 Área de Estudo 38
3.2 Método e Material 39
3.2.1 Contextualização geológica e análise estratigráfica do afloramento 39
3.2.2 Análise qualitativa do CVM 40
3.2.3 Análise quantitativa do CVM 41

4 RESULTADOS 42

4.1 Contextualização geológica e análise estratigráfica do afloramento 42
4.1.1 Análise estratigráfica da sucessão sedimentar 1 45
4.1.2 Análise estratigráfica da sucessão sedimentar 2 47
4.1.3 Análise estratigráfica da sucessão sedimentar 3 48
4.1.4 Análise estratigráfica da sucessão sedimentar 4 50
4.1.5 Análise estratigráfica da sucessão sedimentar 5 52
4.1.6 Análise estratigráfica da sucessão sedimentar 6 54
4.1.7 Análise estratigráfica da sucessão sedimentar 7 56
4.1.8 Análise estratigráfica da sucessão sedimentar 8 59
4.1.9 Análise estratigráfica da sucessão sedimentar 9 61

4.2 Avaliação qualitativa dos carvões vegetais macroscópicos encontrados no Afloramento Curva do Belvedere 63
4.2.1 Avaliação qualitativa da sucessão sedimentar 1 63
4.2.2 Avaliação qualitativa da sucessão sedimentar 2 64
4.2.3 Avaliação qualitativa da sucessão sedimentar 3 65
4.2.4 Avaliação qualitativa da sucessão sedimentar 4 67
4.2.5 Avaliação qualitativa da sucessão sedimentar 5 68
4.2.6 Avaliação qualitativa da sucessão sedimentar 6 69
4.2.7 Avaliação qualitativa da sucessão sedimentar 7 70

4.2.8 Avaliação qualitativa da sucessão sedimentar 8 72
4.3 Anatomia dos fragmentos de carvão vegetal macroscópico 72
4.4 Avaliação quantitativa dos carvões vegetais macroscópicos encontrados no Afloramento Curva do Belvedere 77
4.4.1 Avaliação Quantitativa da sucessão sedimentar 1 78
4.4.2 Avaliação Quantitativa da sucessão sedimentar 2 79
4.4.3 Avaliação Quantitativa da sucessão sedimentar 3 79
4.4.4 Avaliação Quantitativa da sucessão sedimentar 4 79
4.4.5 Avaliação Quantitativa da sucessão sedimentar 5 79
4.4.6 Avaliação Quantitativa da sucessão sedimentar 6 79
4.4.7 Avaliação Quantitativa da sucessão sedimentar 7 80
4.4.8 Avaliação Quantitativa da sucessão sedimentar 8 80
4.4.9 Avaliação Quantitativa da sucessão sedimentar 9 80
4.5 Reconstrução Paleoambiental 82
5 DISCUSSÃO 84
6 CONSIDERAÇÕES FINAIS 90
7 CONCLUSÕES 92
REFERÊNCIAS 93

1 INTRODUÇÃO

A evolução é um processo intrincado, não podendo ser estudado isoladamente, sem que seja verificado o contexto no qual diversos organismos estão inseridos (SCHÖNENBERGER, 2005). Além disso, estudar e entender a evolução dos biomas terrícolas exige que se compreenda cada vez mais os processos envolvidos na sua formação, manutenção e estabilidade (SCOTT, 2000; UHL; KERP, 2003; UHL et al., 2004; JASPER et al., 2007).

A colonização da terra pelas plantas foi um dos mais importantes eventos na história do planeta. Entretanto, para que ocorresse tal colonização, muitas mudanças estruturais foram necessárias nas primeiras plantas, de forma a permitir o seu desenvolvimento fora dos ambientes aquáticos (WILLIS; MACELWAIN, 2002). Segundo Pires et al. (2011), as plantas, por serem organismos mais sensíveis às mudanças climáticas em escala continental, constituem-se de um testemunho contundente de modificações climáticas que afetaram e continuam afetando o ambiente terrícola.

Neste contexto, as plantas são excelentes marcadores ambientais, e possibilitam uma ferramenta para que se entenda as variações climáticas ao longo do tempo, apresentando adaptações estruturais relacionadas aos habitats ocupados por elas (GASTALDO; DIMICHELE; PFEFFERKORN, 1996; CHALONER; MCELWAIN, 1997). Assim, os registros fósseis vegetais proporcionam informações confiáveis, tanto de importância biológica como evolucionária da flora e dos biomas terrícolas. Através da análise de tais registros é possível verificar a origem dos maiores grupos vegetais, bem como, em uma escala de tempo profundo, o momento em que cada grupo alcançou o seu máximo de diversidade e sua extinção (TAYLOR; TAYLOR; KRINGS, 2009).

A tafonomia possibilita a preservação de estruturas e organismos de diversas

formas, entre elas, o congelamento, preservação em âmbar, carbonificação, permineralização, substituição, recristalização, molde e traços fósseis (FOOTE; MILLER, 2007). Outra forma, não menos importante, de preservação de registros fósseis, é o carvão vegetal macroscópico (XIN, 2007). Este tipo de registro é derivado da carbonização de material vegetal, podendo ser ainda uma forma de registro dos paleoincêndios vegetacionais dos ambientes pretéritos (JONES; CHALONER, 1991).

Os registros de paleoincêndios vegetacionais, sob a forma de carvão vegetal macroscópico, estão presentes desde sedimentos do Siluriano (EDWARDS; AXE, 2004; GLASSPOOL; EDWARS; AXE, 2004) até o Quaternário (MACDONALD et al., 1991; SCOTT, 1989, 2000; SCOTT; GLASSPOOL, 2006; FLANNIGAN et al., 2009). Além disso, tais evidências trazem consigo os indícios da presença e evolução dos grupos vegetais na composição dos diversos biomas terrícolas (WILLIS; MACELWAIN, 2002).

Os incêndios vegetacionais são importantes modeladores de diferentes ecossistemas modernos, podendo ser comparados à herbivoria em termos de impacto sobre a vegetação (BOWMAN et al., 2009; FLANNIGAN et al., 2009; SCOTT; STEA, 2002; PRESTON; SCHMIDT, 2006; BOND; KEELEY, 2005). Sobre os ecossistemas pretéritos, como referenciado por Behling et al. (2009), a ação do fogo foi significativamente importante na evolução dos ecossistemas florestais sobre os campos sulinos, no sul do Brasil durante o Quaternário Tardio, por exemplo. Já Bellen et al. (2012) analisando carvões Holocênicos do Hemisfério Norte, concluíram que as florestas boreais sofreram forte influência dos incêndios florestais, que foram pouco frequentes, porém grandes em extensão, diminuindo em direção ao presente. Os autores referem tal ecologia do fogo sobre a vegetação aos fatores ambientais como regimes de precipitação e temperaturas. Para Crutzen e Goldammer (1993) e Pyne (1995), os efeitos do fogo nos ambientes terrícolas são muitas vezes devastadores, levanto à destruição de habitats e ao aumento de erosão, podendo ser, por outro lado, igualmente necessários para o crescimento especializado de certas espécies.

A partir da aceitação dos paleoincêndios vegetacionais como registro de ocorrência de grupos vegetais, confirmados pela presença do Carvão Vegetal

Macroscópico (CVM), diferentes avaliações foram realizadas acerca deste objeto. Neste sentido, destacam-se, trabalhos como os de Edwards e Axe (2004), Glasspool, Edwards e Axe (2004), Scott (1989; 1990; 2000; 2010), MacDonald et al. (1991), Jasper et al. (2007), Jasper et al. (2008), Jasper et al. (2011a), Jasper et al. (2013), Scott e Glasspool (2006), Scott e Damblon (2010), Jones e Chaloner (1991) e Flannigan et al. (2009).

Os estudos sobre a ocorrência dos paleoincêndios são abundantes para muitos períodos e áreas, por outro lado, podem ser raros em outros (SCOTT, 2000; SCOTT, 2010). Para Jasper et al. (2011b), o Paleozoico Superior é um exemplo dessa discrepância, considerando que, enquanto no Hemisfério Norte trabalhos como os de Scott (1990), Scott e Jones (1994), Falcon-Lang (2000), Uhl e Kerp (2003), Uhl et al. (2004, 2008), Sander (1987), Sander e Gee (1990), DiMicheli et al. (2004), Wang e Chen (2001) relatam em detalhe anatomia de carvão, significado paleoambiental e frequência, para o Hemisfério Sul as publicações ainda são restritas e recentes.

Trabalhos como os de Glasspool (2003) utilizam-se dos CVM´s para descrever as primeiras evidências dos paleoincêndios em sistemas deposicionais no Permiano da África do Sul. Já Uhl et al. (2007) descrevem a afinidade gimnospérmica do material carbonizado durante o Permiano Inferior na porção norte do Gondwana. Guerra-Sommer et al. (2008a), Jasper et al. (2008), Jasper et al. (2011a), Jasper et al. (2011c) e Jasper et al. (2013) trazem importantes considerações quanto à morfologia do CVM encontrado em diferentes afloramentos na porção sul da Bacia do Paraná, no sudoeste do Gondwana. Ainda, conforme relatado por Jasper et al. (2013), a presença do CVM possibilita que se comprove a ocorrência dos paleoincêndios em diversos níveis estratigráficos do Paleozoico Superior (Permiano) do Gondwana.

Para o Gondwana, no contexto da Bacia do Paraná, a ocorrência de paleoincêndios vegetacionais durante o Permiano foi negligenciada até recentemente. Os primeiros estudos que utilizaram CVM para tais inferências foram feitos por Jasper et al. (2008). Assim, o presente trabalho tem por objetivo descrever a presença do CVM de origem pirogênica durante o Paleozoico Superior, em um afloramento ao sul da Bacia do Paraná, conhecida pela ocorrência de carvão

mineral. Busca-se ainda determinar e estabelecer a frequência de ocorrência de CVM em níveis carbonosos do Afloramento Cerro da Mesa; estabelecer as afinidades taxonômicas dos carvões vegetais macroscópicos encontrados no afloramento Cerro da Mesa; detalhar a coluna estratigráfica da área de estudo; definir as características da sucessão aflorante no Cerro da Mesa; correlacionar os registros de carvão vegetal macroscópico do afloramento com os sistemas deposicionais preservados e em seus diferentes níveis; reconstituir a história paleoambiental do sistema formador do Afloramento Cerro da Mesa e correlacioná-la com a ocorrência de paleoincêndios vegetacionais além de integrar os fenômenos de paleoincêndios vegetacionais registrados no Afloramento Cerro da Mesa com aqueles observados na Bacia do Paraná durante o Paleozoico Superior.

2 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

2.1 O registro de paleoincêndios vegetacionais através da presença do Carvão Vegetal Macroscópico

2.1.1 Os Paleoincêndios vegetacionais

Os paleoincêndios vegetacionais têm ocorrido mais ou menos regularmente, em diferentes ecossistemas desde o surgimento das primeiras plantas terrícolas, atuando como modelador da vegetação (PYNE, 1982; GLASSPOOL; EDWARDS; AXE, 2004). Os registros de paleoincêndios vegetacionais, sob a forma de CVM (SCOTT, 2010), assim denominado, para fins de fluência do texto, ou fusinita e semifusinita (SCOTT; GLASSPOOL, 2007), encontram-se distribuídos desde depósitos de idade Siluriana (EDWARDS; AXE, 2004; GLASSPOOL; EDWARDS; AXE, 2004), até níveis Quaternários (SCOTT, 1989; 2000; SCOTT; GLASSPOOL, 2006; MACDONALD et al., 1991).

Jasper et al. (2011a) afirmam que os paleoincêndios vegetacionais teriam sido eventos comuns durante o Permiano Inferior no Gondwana Ocidental. Jasper et al. (2011b,c) relatam que a ocorrência dos paleoincêndios vegetacionais eram eventos comuns em ambientes associados a formações de turfeiras.

Evidências diretas dos paleoincêndios no Paleozoico Superior têm sido largamente estudadas no Hemisfério Norte a mais de duas décadas, utilizando-se dos registros de CVM para Europa (SCOTT, 1990; SCOTT; JONES, 1994; FALCON-LANG, 2000; UHL; KERP, 2003; UHL et al., 2004, 2008), América do Norte (SANDER, 1987; SANDER; GEE, 1990; FALCON-LANG, 2000; DIMICHELE et al., 2004), China (WANG; CHEN, 2001; SHEN et al., 2011) e mais recentemente na

América do Sul através de relatos de Abu Hamad, Jasper e Uhl (2013); Jasper et al. (2013), Jasper et al. (2011a, b e c), Guerra-Sommer et al. (2008a) e Jasper et al. (2008).

Segundo Bradstock (2010) os fatores que influenciam os regimes de um incêndio podem ser divididos em quatro: biomassa, vegetação suficiente que possibilite que o fogo se propague; disponibilidade: o combustível deve ser seco o suficiente para que possa queimar; tempo do fogo: condições ambientais podem adequadas para permitir que o fogo se propague rapidamente, como altas temperaturas, alta velocidade do vento e baixa umidade e Ignição: natural ou antrópica de forma que possibilite o inicio de um incêndio.

Watson, Lovelock e Margulis (1978) afirmam que a ignição do fogo sobre a vegetação está diretamente relacionada aos níveis de oxigênio atmosférico, agindo, segundo Scott (2000) e Preston e Schmitt (2006), como um fenômeno comum na modelagem de ambientes atuais e pretéritos. Neste sentido, Flannigan et al. (2009) afirmam que não é surpresa que a produção de CVM é também controlada pelas mudanças climáticas e ambientais, mesmo em longas escalas de tempo. Esta teoria é corroborada por autores como Belcher e McElwain (2008) e Belcher et al. (2010), que afirmam ainda, que os níveis de oxigênio devem ser considerados fatores muito importantes nos estudos dos paleoincêndios, sendo eles o fator de propagação dos paleoincêndios. Scott (2000), afirma que os registros de CVM também deveriam ter sofrido a influência das variações de concentração dos níveis de oxigênio atmosférico. Confirmando tal teoria, Glasspool e Scott (2010) afirmam que as variações das concentrações oxigênio na atmosfera têm sido, ao longo do tempo, responsáveis diretas pela ocorrência dos paleoincêndios.

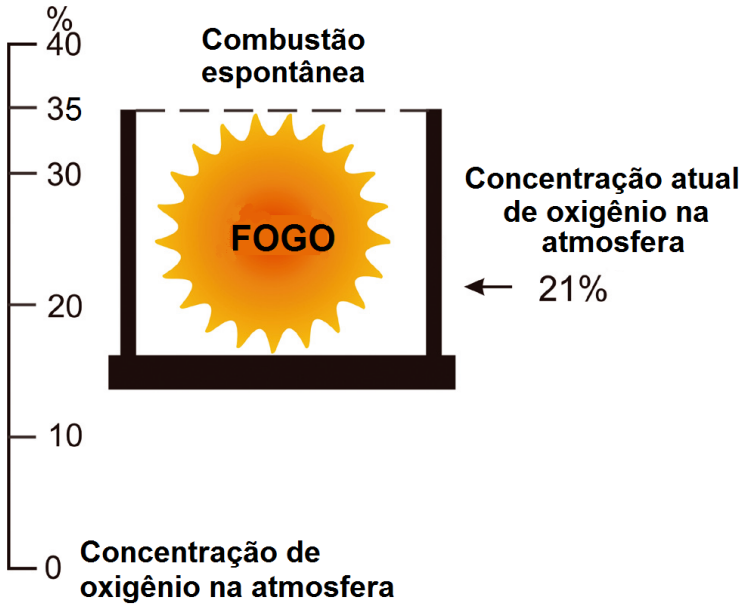
Os paleoincêndios podem ser indicativos das condições globais *icehouse* x *greenhouse*, como também de condições ambientais locais, como, concentração de O_2, umidade e disponibilidade de combustível (WILLIS; MACELWAIN, 2002; SCOTT, 2010). Para que a combustão ocorra é necessário que os níveis de O_2 sejam superiores ao limite inferior da “janela de fogo” (FIGURA 01), devendo estar acima de 12-15% (UHL; JASPER, 2011). Considerando que os níveis de O_2 atmosférico dependem de um conjunto de variáveis baseadas no equilíbrio ambiental global e regional, o simples registro de paleoincêndios é um indicativo importante de

condições paleoambientais.

Para Jones e Chaloner (1991) o carvão vegetal macroscópico é produto da queima de material vegetal e sua ocorrência nos registros fósseis está diretamente relacionada aos paleoincêndios vegetacionais. Para Jasper et al. (2011a), os paleoincêndios vegetacionais eram eventos comuns no Paleozoico do Gondwana, estando também registrados através de fragmentos de carvão vegetal macroscópico em diversos afloramentos de idade Permiana por toda a Bacia do Paraná. Neste sentido, ainda, Jasper et al. (2008) afirmam que o registro de carvão vegetal macroscópico são indicativos diretos da ocorrência dos paleoincêndios vegetacionais.

Os paleoincêndios vegetacionais podem preservar um diversificado leque de tecidos onde inclui-se folhas, flores, frutas e até mesmo as hifas fúngicas, apesar de tecidos lenhosos serem os mais frequentemente preservados (HARRIS, 1957). Para Abu Hamad, Jasper e Uhl (2013), os incêndios vegetacionais são importantes modeladores de muitos ecossistemas terrestres. Portanto, é interessante entender como os diferentes parâmetros ambientais e a atividade do fogo interagiu durante os períodos anteriores da História da Terra.

Figura 01. Esquema demonstrativo da janela de fogo, porcentagem de O_2 livre na (paleo)atmosfera necessária para que ocorra combustão (limite inferior 12-15%).



Fonte: Modificado de Uhl e Jasper (2011)

Apesar das evidências geoquímicas e petrológicas através das inertinitas, o método mais confiável para reconstruir a ocorrência dos incêndios vegetacionais em diferentes paleoambientes e períodos de tempo é verificando a ocorrência de carvão vegetal macroscópico em sedimentos clásticos (JONES; CHALONER, 1991; SCOTT, 2010).

2.1.2 O Carvão Vegetal Macroscópico (CVM)

Para Jones e Chaloner (1991) o carvão vegetal macroscópico (*charcoal*) é produto da queima de material vegetal e sua ocorrência nos registros fósseis está relacionada aos paleoincêndios. O Carvão vegetal macroscópico (FIGURA 02) é abundante em muitas rochas sedimentares de ambientes diversos, tanto terrícolas quanto marinhos (SCOTT, 2010; SCOTT; DAMBLON, 2010).

Diferentemente do CVM, o Carvão Mineral (CMin) é formado a partir da matéria orgânica de vegetais depositados em bacias sedimentares e, por ação de pressão e temperatura, em ambiente sem contato com o ar, em decorrência de soterramento e atividade orogênica, os restos vegetais ao longo do tempo geológico se solidificam, perdem oxigênio e hidrogênio e se enriquecem em carbono, em um processo denominado carbonificação (BORBA, 2001). Já o CVM é produto da pirólise do material vegetal, sofrendo a carbonização e, a partir do soterramento em ambiente anóxico, as estruturas vegetais permanecem preservadas ao longo do tempo (JONES; CHALONER, 1991).

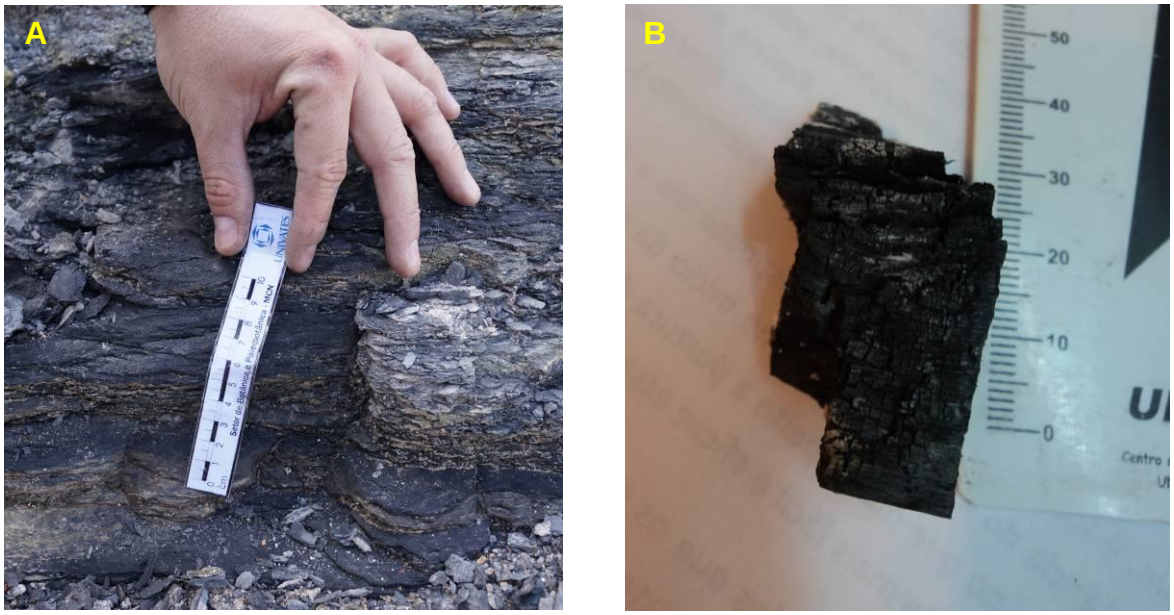
O CVM tem sido utilizado, juntamente com outras evidências, no Hemisfério Norte para reconstruir os aspectos relacionados a uma série de questões que envolvem os paleoambiente e os paleoclimas (BELCHER et al., 2010; BOND; SCOTT, 2010; UHL et al., 2010; UHL; JASPER; SCHWEIGERT, 2012). Para Jasper et al. (2008), o CVM como evidência direta dos paleoincêndios vegetacionais, tem sido repetidamente relatado em depósitos do Paleozoico Superior no Hemisfério Norte. Já os registros para o Hemisfério Sul são relativamente raros quando comparados com o extenso número de trabalhos descritos para o Hemisfério Norte.

Uma análise detalhada dos CVM´s do Paleozoico Superior do Gondwana, na Bacia do Paraná vem recebendo maior atenção nos últimos anos. Trabalhos como os de Jasper et al. (2006, 2008), Cazzulo-Klepzig et al. (1999) e Guerra-Sommer et

al. (2008a) descreveram os CVM´s coletados no Afloramento Quitéria. Jasper et al. (2011b) fizeram uma análise detalhada dos CVM´s encontrados nas minas de Candiota, Leão, Butiá, Morro Papaléu, afloramento Santa Catarina e Mina da Figueira. Jasper et al. (2011a) e Guerra-Sommer et al. (2008b), descreveram os CVM´s encontrados na mina do Faxinal.

Todos os materiais observados e descritos apresentaram as características macroscópicas distintivas que puderam ser identificadas a olho nu, como coloração negra e brilho sedoso (JASPER et al., 2011b), e tamanhos maiores que 1 centímetro, conforme Scott e Damblon (2010).

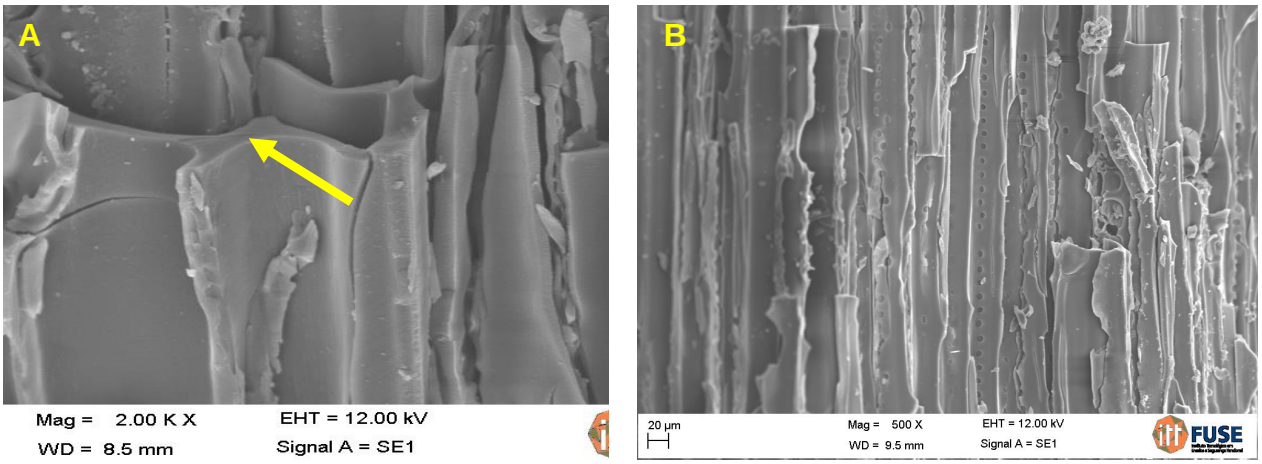
Figura 02. CVM: A) CVM *in situ*, em afloramento. B) Detalhe de Fragmento CVM.



Fonte: Setor de Botânica e Paleobotânica do Centro Universitário UNIVATES.

Além disso, conforme Jasper et al. (2008), o estudo de seus detalhes microscópicos pode gerar resultados relevantes quando realizado sob Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV) (FIGURA 03), sendo possível a análise de características como paredes celulares homogeneizadas e estruturas anatômicas preservadas, que permitam uma análise sistemática e atribuição ao nível de morfogrupo.

Figura 03. CVM sob imagem de MEV. A) Paredes celulares homogeneizadas. B) Estruturas anatômicas preservadas onde é possível verificar a presença de traqueídeos.



Organização: Bica, Manfroi, Silva e Jasper (2014).

Trabalhos como os de Scott (2000), Scott e Stea (2002), Scott e Glasspool (2006, 2007), Glasspool e Scott (2010), Jasper et al. (2013) vêm argumentando a conexão entre os CVM´s e os níveis de oxigênio atmosférico. Essa interpretação é baseada na aceitação de que a inertinita é um carvão vegetal macroscópico, sendo assim um indicador da ocorrência dos paleoincêndios (JASPER et al., 2008).

Esta aceitação de que as inertinitas podem estar relacionadas com a ocorrência dos paleoincêndios é reforçada em Jasper et al. (2011a, 2011b), onde os autores, considerando, a ocorrência contínua de CVM em locais em que a presença de inertinita foi anteriormente relatada, observaram conexão entre paleoincêndios e os altos teores de inertinita encontrados nessas localidades. A partir disso, Jasper et al. (2012) também declararam uma possível conexão entre os eventos a partir do qual o CVM foi originado e aqueles que produziram as inertinitas no subcontinente Indiano do Gondwana. Guo e Bustin (1998), Glasspool (2000) relatam que todas as inertinitas das turfeiras do Permiano da Austrália também podem ser atribuídas aos paleoincêndios.

Assim, considerando-se os CVM e as inertinitas como indicadoras dos peleoincêndios vegetacionais, é possível afirmar que tais registros fósseis proporcionam uma oportunidade única para que se entenda a história evolutiva e a diversidade de vida do passado (SCHÖNENBERGER, 2005). Neste caso, o CVM, pode ainda, possibilitar, em uma análise integrada com os registros geológicos, que

se reconstrua paleoambientes pretéritos, e assim compreender da evolução espacial dos biomas do sul do Brasil, no tempo geológico.

2.1.3 As inertinitas

A petrologia do carvão é um importante fator de interpretação dos ambientes de formação das turfeiras. O termo macerado foi utilizado pela primeira vez por Stopes (1935) e conceituado, segundo o ICCP (1971) como remanescente de plantas carbonificadas, as quais representam a forma ou estrutura ainda preservada no estágio de linhito e do carvão betuminoso, ou ainda, produtos da degradação onde a origem vegetal não pode mais ser reconhecida. Tais materiais podem ser considerados como os equivalentes biológicos de minerais, e podem ser subdivididos em três grupos: vitrinita, inertinita e liptinita, distinguidos pelos parâmetros: reflectância, morfologia, tamanho e fluorescência.

A vitrinita é o produto da carbonificação de substâncias húmicas derivadas de tecidos parenquimatosos e lenhosos de raízes, caules, cascas e folhas compostas de celulose e lignina (ICCP, 1971; 1998). O grupo vitrinita de macerais inclui telinita, collotelinita, vitrodetrinita, collodetrinita, corpogelinita e gelinita (ICCP, 1998). Kalkreuth et al. (2010) afirmam que o alto conteúdo de vitrinitas em um depósito de carvão está relacionado a um sistema deposicional transgressivo com alta umidade do ambiente pantanoso.

A Liptinita é originada de lignina de paredes celulares, quimicamente mais resistentes de componentes ricos em hidrogênio, que incluem as cutículas, esporopelenina, resinas, ceras, gorduras e óleos (FALCON; SNYMAN, 1986; SCOTT, 2002). São ainda, os macerais de menos poder refletor, quando comparados com os grupos das vitrinitas e inertinitas (ICCP, 1971), e, segundo Pacheco (2008), são muito sensíveis ao avanço da carbonificação, pois tendem a ser irreconhecível no *rank* médio volátil. No entanto, alguns mesofósseis, como os fragmentos de carvão, por exemplo, vêm sendo incluídos no grupo das inertinitas.

O grupo maceral das Inertinitas é altamente diverso, onde se inclui semifusinita, fusinita, funginita, secretinita, macrinita, micrinita, e inertodetrinita (O'KEEFE et al., 2013). A origem das Inertinitas é um tanto controversa. Na

literatura atual três teorias são defendidas por uma série de pesquisadores, sendo que Abu Hamad, Jasper e Uhl (2012), Demchuk, Cameron e Hills (1993), Diessel (2010), Scott (1989) e Scott e Glasspool (2007) defendem a origem dos macerais de Inertinita a partir dos incêndios. Já Cook (1981) e Hower et al. (2009) defendem que as inertinitas são formadas a partir da oxidação pela atividade microbial e a desidratação do material vegetal em ambiente anaeróbico. Por fim, Sen (1999) e Teichmüller (1974) defendem a origem da Inertinita a partir da alteração bioquímica do material vegetal pela ação do fogo.

As Inertinitas são derivadas das mesmas substâncias originais que formam as vitrinitas, porém sofrem um processo de oxidação antes da deposição em ambientes pantanosos (ICCP, 1971). São macerais relativamente inertes à queima, provenientes de materiais vegetais que têm sido fortemente alteradas e degradadas em condições oxidantes (FALCON; SNYMAN, 1986). Os processos oxidantes referidos, segundo Bustin e Guo (1999), são provenientes dos incêndios, e neste sentido, as inertinitas se equivalem ao carvão. Diferentes autores discutem sobre a aceitação de que o grupo dos macerais de Inertinita poderiam ser considerados carvões vegetais (JASPER et al., 2011a). Trabalhos como os de Scott (2000; 2002) Scott e Glasspool (2006; 2007) e Glasspool e Scott (2010) vêm argumentando que existe uma conexão entre os carvões que contêm inertinita e os níveis de oxigênio atmosférico na sua formação, uma interpretação que é baseada na suposição de que as inertinitas são carvão vegetal fóssil e, portanto, indicadores da ocorrência de paleoincêndios.

Hower et al. (2013a), Hower, Hoffman e Garrison (2013b) e Hower et al. (2013c) consideram que a origem das Inertinitas pode ter várias possibilidades: a) um incêndio como origem, para as fusinitas (especialmente pirofusinita, mas também para outras formas de fusinitas) e também, possivelmente para as ocorrências de semifusinita, secretinita e inertodentrinita; b) origem microbial ou bioquímica para funginita, macrinita, secretinita e micrinita; c) uma oxidação ou alteração bioquímica para a semifusinita, secretinita e inertodetrinita; d) um ambiente alóctone para inertodetrinita e micrinita seguida da quebra parcial do material carbonizado devido ao movimento da água. Somando-se a isso, conforme Rayner e Boddy (1988), o ataque microbial e a oxidação poderiam ocorrer pré ou após a fusão pelo incêndio,

produzindo a semifusinita e a fusinita com, pelo menos, duas fases distintas de formação, e o calor a partir de ação microbiana pode resultar em valores de reflectância aprimorados ou zoneamento. Quanto à reflectância das inertinitas Scott (1989, 2002) nota que do grupo dos macerais, com exceção das fusinitas, podem ter se formado ao longo de diferentes caminhos, observando que os resíduos vegetais decaem sob o ataque de fungos, podendo carbonizar a taxas ligeiramente diferentes.

Para Glasspool (2000) os incêndios são caracterizados por mudar a composição do material macerado, a união das células neste processo podendo ser denominada inertinita ou semifusinita. A origem das inertinitas, particularmente as semifusinitas, nos carvões do Permiano do Gondwana, tem sido frequentemente debatida. Os métodos propostos de formação de semifusinita, exceto incêndio, incluem: a decomposição de material lenhoso em condições aeróbias ou subaeróbicas (BEESTON, 1983; FALCON; SNYMAN, 1986; DIESSEL; SMYTH, 1995), degradação pela atividade de fungos e apodrecimento (STACH et al., 1982; MOORE; SHEARER; MILLER, 1996) e exposição e desidratação de material gelificado em um ambiente de clima frio (TAYLOR; LIU; DIESSEL; 1989).

A Semifusinita é interpretada como um estado de transição entre fusinita gelificada e a vitrinita carbonizada, representando material parcialmente carbonizado (JONES; SCOTT; MATTEY, 1993) derivados a partir de tecidos parenquimatosos e xilema de caules e folhas de plantas herbáceas (ICCP, 2001). Mesmo que muitos autores proponham outras origens para semifusinita, alguns reconhecem que, em certos casos, a semifusinita é o resultado de um incêndio (STACH et al., 1982; FALCON; SNYMAN, 1986; DIESSEL, 1992).

No contexto do Paleozoico superior, Falcon (1989) afirma que as temperaturas frias, que dominaram o Gondwana durante o Permiano, contribuíram para um baixo crescimento das plantas e um acúmulo lento de biomassa. Por conseguinte, a degradação de biomassa também deveria ter sido gradual ou um pouco inibida, permitindo a formação de inertinitas por outros processos de incêndios.

A origem das semifusinitas pelo fogo nos carvões minerais Gondwânicos, parece ser questionada por causa de sua ocorrência abundante (80% em alguns

casos de acordo com Taylor, Liu e Diessel (1989)). A morfologia de grande parte da semifusinita está em desacordo com a do clássico fusinita/carvão vegetal, que é reconhecido como tendo estrutura celular bem definida (ICCP, 1963). Artigos sobre este tema ilustram material bem preservado (SCOTT, 1989; FALCON-LANG, 1998). No entanto, as estruturas menos fotogênicas, como folhas parcialmente degradadas, quando carbonizadas/fusionadas (SCOTT, 2000), mais se assemelham às semifusinitas Gondwânicas. Entretanto, muitas das semifusinitas estruturalmente pobres registradas nos carvões Gondwânicos podem representar tecidos parcialmente humificados e depois carbonizados, estes tecidos mais humificados podem ocupar uma posição transicional para macrinita (DIESSEL, 1992; HOWER et al., 1998). Após profundas revisões de classificação e definição a respeito do grupo maceral inertinita, Scott e Glasspool (2007) demonstraram que a fusinita e a semifusinita são indicativos de incêndios.

A fusinita tem sua origem a partir de um incêndio (COPE; CHALONER, 1985; COHEN; SPACKMAN; RAYMOND, 1987; JONES; SCOTT; MATTEY, 1993; GUO; BUSTIN, 1998). Para Scott (1989) e Holz e Kalkreuth (2004) as fusinitas são originadas em incêndios florestais que ocorreram perto das margens de turfeiras, sendo carreadas para dentro destas através do vento ou água. Para O'Keefe et al. (2013), as fusinitas exibem estruturas celulares bem preservadas, reflexo de sua origem durante os rápidos eventos de combustão. Ela não altera significativamente a morfologia das estruturas ou a reflectância durante carbonização.

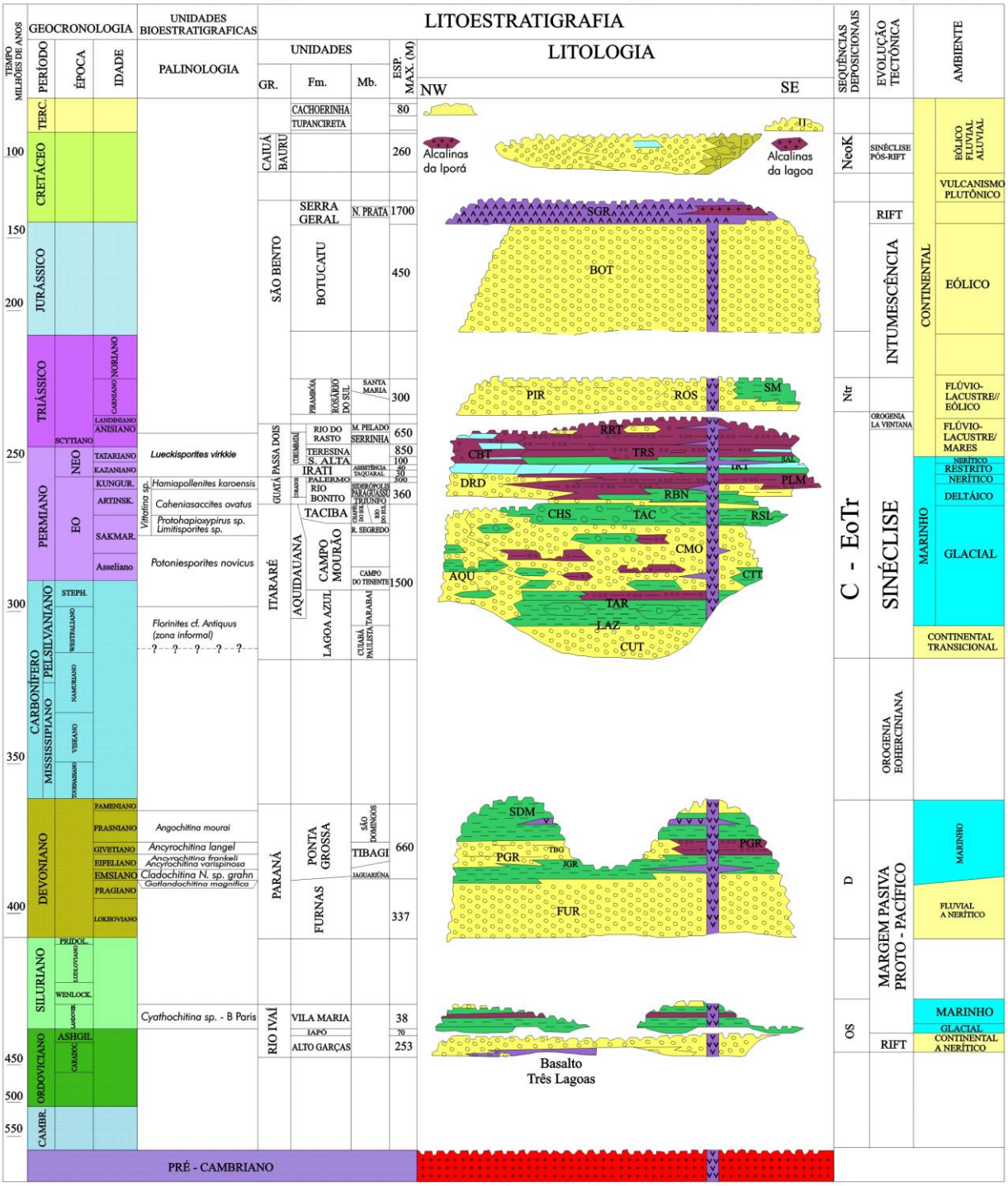
Segundo Diessel (1992) a abundância de semifusinita em relação à fusinita nos carvões do Gondwana pode, em parte, ser resultado da interpretação na identificação dos macerais. A estrutura de muitas semifusinitas pode ser importante para interpretação de ambientes deposicionais. O lúmen de células de tecidos vegetais incorporadas numa turfeira, frequentemente, torna-se preenchido com material gelificado através da carbonificação, resultando na produção da colotelinita (ICCP, 1998). Entretanto, se uma turfeira foi carbonizada antes da carbonificação, os tecidos vegetais tornam-se fusionados (HOWER et al., 1998). Assim, um maceral que apresenta as paredes e o lúmen das células preenchidas, terá uma reflectância alta, podendo indicar que a turfeira sofreu carbonização.

Para Diessel (2010), não existe dúvida de que inertinitas encontradas nos numerosos registros dos carvões do Permiano do Gondwana são de origem pirogênica. Jasper et al. (2008; 2011a, b, c; 2013) confirmam tal afirmação em registros de macerais de carvão de origem pirogênica para a parte sul-americana do Gondwana.

2.2 A Bacia do Paraná

A Bacia do Paraná (FIGURA 04) é uma ampla região sedimentar que teve sua sedimentação sobre a crosta do continente sul-americano cobrindo uma área de 1.400.000 km^2 da América do Sul, onde inclui porções territoriais do Brasil meridional, Paraguai oriental, nordeste da Argentina e norte do Uruguai (MILANI et al., 2007). Segundo Zalán et al. (1990), a Bacia encontra-se demarcada fisicamente a oeste pelo Arco de Assunção, a norte com Goiânia, a leste com Ponta Grossa e ao sul com o Rio Grande do Sul.

Figura 04. Sequências estratigráficas da Bacia do Paraná.



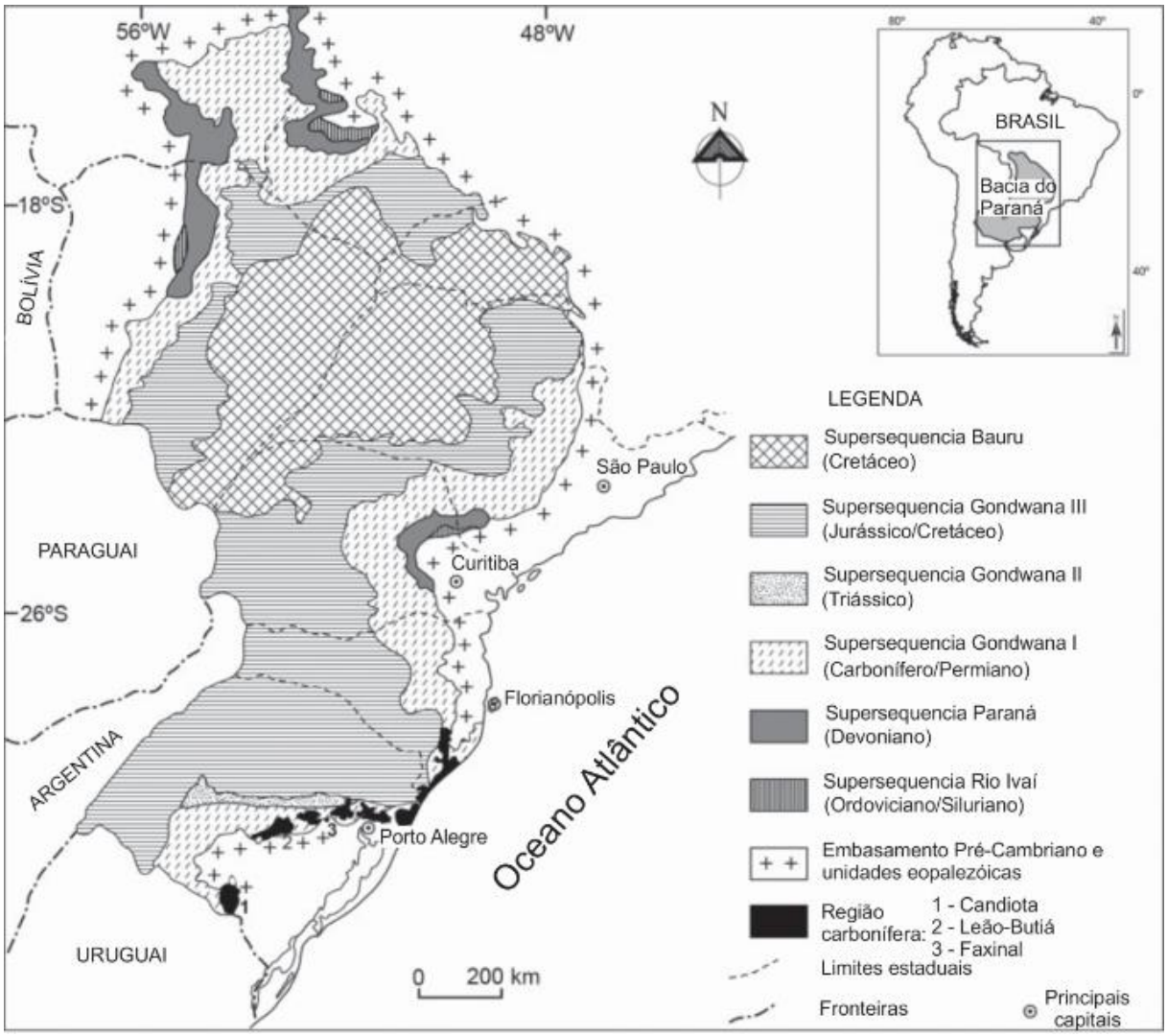
Fonte: Milani, França e Schneider (1994).

Segundo Milani (1997), o registro estratigráfico da Bacia do Paraná é composto por seis unidades de ampla escala ou Supersequências (VAIL; MITCHUM; THOMPSON, 1977), na forma de sucessões sedimentares rochosas materializando, cada uma delas, intervalos temporais com algumas dezenas de milhões de anos de duração e envelopados por superfícies de discordância de caráter interregional: Rio

Ivaí (Ordoviciano-Siluriano), Paraná (Devoniano), Gondwana I (Carbonífero-Eotriássico), Gondwana II (Meso a Neotriássico), Gondwana III (Neojurássico-Eocretáceo) e Bauru (Neocretáceo) (FIGURA 05). As três primeiras Supersequências são representadas por sucessões sedimentares que definem ciclos transgressivo-regressivos ligados a oscilações do nível relativo do mar no Paleozoico, ao passo que as demais correspondem a sucessões sedimentares de sedimentitos continentais com rochas ígneas associadas. As unidades formais da litoestratigrafia, quais sejam os grupos, formações e membros comumente utilizados na descrição do arranjo espacial dos estratos da bacia, inserem-se como elementos particularizados neste arcabouço aloestratigráfico de escala regional.

A implantação da Bacia do Paraná deu-se na forma de depressões alongadas na direção NE-SW, segundo a trama do substrato pré-cambriano (MILANI, 1997). A primeira unidade a se depositar foi a Supersequência Rio Ivaí, que corresponde ao primeiro registro deposicional da sinéclise, durante o Ordoviciano-Siluriano, relacionada à orogenia Oclóyca. É seguida pela Supersequência Paraná, de Idade Devoniana, e ligada a idade Pré-cordilheirana. A Supersequência Gondwana I, de idade Carbonífera Superior-Permiana, está depositada sobre uma discordância, que representa um hiato temporal de 55 Ma devido a glaciação ocorrida na Bacia do Paraná, e está ligada à orogenia Sanrafaélica (MILANI; RAMOS, 1998). O Triássico registra a Supersequência Gondwana II, restrita ao Rio Grande do Sul e Uruguai. A Supersequência Gondwana III tem idade Jurássica-Cretácea, representando o maior evento efusivo do mundo, assentado sobre um imenso deserto. A última unidade, Supersequência Bauru, ocorre no Cretáceo.

Figura 05. Mapa simplificado da Bacia do Paraná no Brasil, com as delimitações geológicas das Supersequências.



Fonte: Adaptado de Jasper et al. (2011c).

A evolução tectono-estratigráfica da Bacia do Paraná, no interior cratônico do Gondwana, conviveu com o desenvolvimento de ativos cinturões colisionais a ela adjacentes que definem uma extensa faixa posicionada junto à margem sudoeste do paleocontinente - os Gondwanides (KEIDEL, 1916), ao longo da qual, durante todo o Fanerozóico, tem tido lugar uma relação de convergência entre o Gondwana e a litosfera oceânica do Panthalassa.

Na porção meridional da Bacia do Paraná, as camadas de carvão se intercalam com arenitos finos, siltitos e siltitos carbonosos que caracterizam a

Formação Rio Bonito (NORTHFLEET; MEDEIROS; MÜHLMANN, 1969; BORTOLUZZI; AWDZIEJ; ZARDO, 1987).

2.2.1 A Supersequência Gondwana I

A Supersequência Gondwana I, que inclui carvão estratificado da Formação Rio Bonito, é uma Sequência de segunda ordem do ciclo transgressivo/regressivo. Na Bacia do Paraná, a Supersequência Gondwana I representa um amplo registro sedimentar, que tem início com a subsidência do Carbonífero, acompanhada pela deposição das unidades Aquidauana-Itararé, com registros sedimentares de até 1500 metros de espessura. Sobrepostos ao Grupo Itararé, ocorrem arenitos, siltitos e camadas de carvão da Formação Rio Bonito (ZALÁN et al., 1987) ou Sequência Rio Bonito (LOPES; LAVINA, 2001; LAVINA; LOPES, 1986).

Durante boa parte do Eocarbonífero, o Gondwana sul-ocidental postou-se a elevadas latitudes e tornou-se o sítio de extensa glaciação ocidental. A presença de geleiras foi um fator inibidor a uma efetiva organização de sistemas deposicionais e à acumulação sedimentar expressiva. Com a progressiva migração do paleocontinente para o norte, afastando-se assim do foco da glaciação, a sedimentação, em um contexto periglacial, foi retomada nessa área, ao final do Moscoviano (MILANI et al., 2007).

A porção mais inferior da Supersequência Gondwana I foi influenciada pela sobrecarga das geleiras continentais, seguida pelo peso dos sedimentos depositados durante o ciclo transgressivo-regressivo subsequente (ZALÁN et al., 1987; MILANI et al., 2007). Nas áreas posteriores às glaciações do Carbonífero/Permiano, encontram-se representados os sistemas pós-glaciais do Paleozoico Superior na Bacia do Paraná na Supersequência Gondwana I (MILANI et al., 2007).

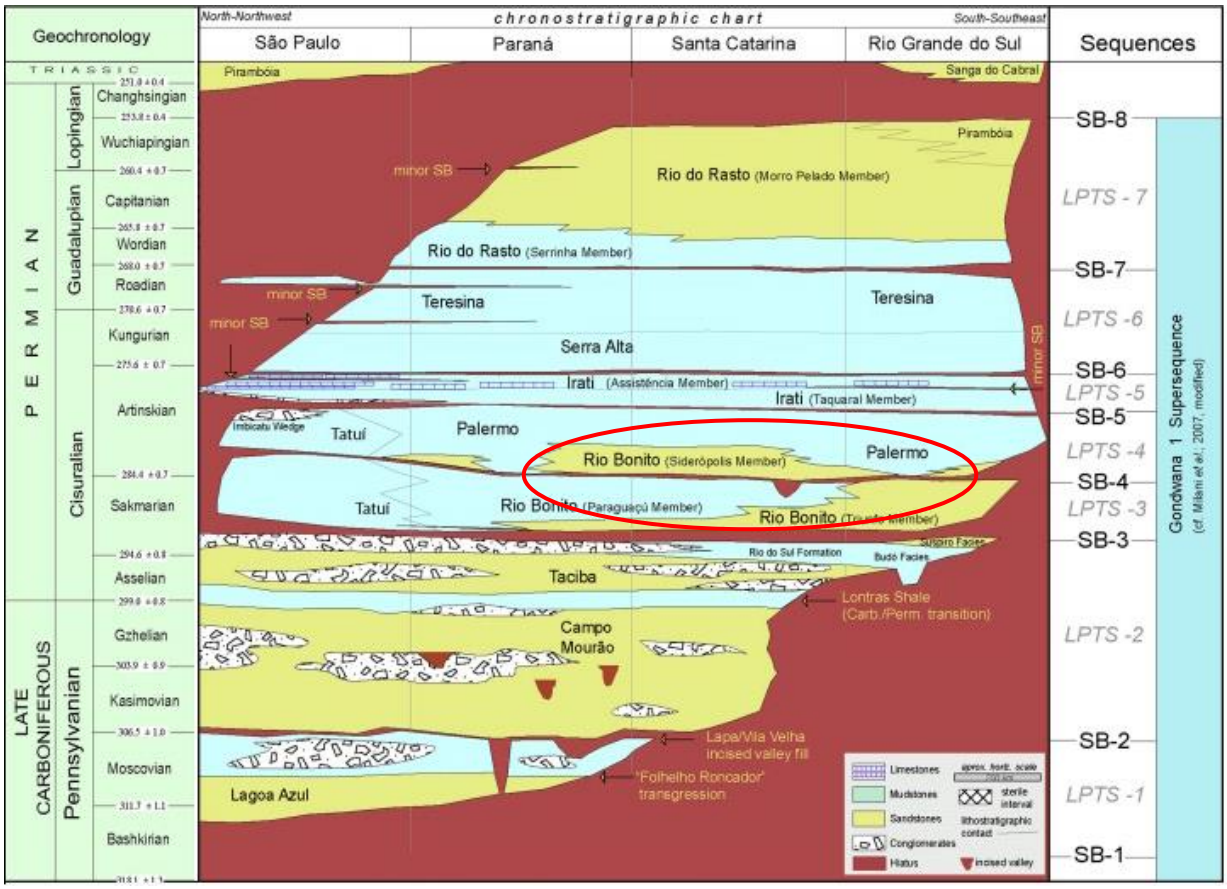
Na Bacia do Paraná, a Supersequência Gondwana I inclui camadas de carvões na Formação Rio Bonito, é a segunda ordem do ciclo transgressivo/regressivo, sendo considerada a camada mais espessa da bacia com mais de 2500 metros. Esta supersequência, representada na Figura 06, inclui sete

sequências de terceira ordem, nomeadas como Sequência Permiano Inferior de Terceira Ordem de 1 a 7 (HOLZ et al., 2010). O intervalo basal transgressivo corresponde às unidades estratigráficas previamente definidas na litoestratigrafia (SCHNEIDER et al., 1974), conhecida como Grupo Itararé (diamictitos, arenitos e siltitos/argilitos de origem periglacial), com as formações Rio Bonito (de modelo lagunar e flúvio parálico associado com fácies marinhas) e Palermo (máximos de inundação). A sucessão sedimentar regressiva sobrejacente representa uma tendência à continentalização, desde as formações Irati, Serra Alta, Teresina e Rio do Rasto, até os depósitos eólicos da Formação Piramboia (MENEZES, 2000; MILANI et al., 2007).

A sucessão sedimentar pós-glacial encontra-se representada na Bacia do Paraná na Supersequência Gondwana I, e define uma cunha transgressiva em *onlap*[1] de sul para norte que inicia com os depósitos da Formação Rio Bonito (NORTHFLEET; MEDEIROS; MÜHLMANN, 1969). Uma notável ciclicidade sedimentar pode ser observada na sucessão Rio Bonito, traduzindo oscilações do nível de base na bacia de acumulação. A tendência transgressiva da sedimentação pós-glacial se manifesta desde a base do Grupo Guatá, sendo comuns retrabalhamentos dos lobos deltaicos por ação de marés. A completa seção da Formação Rio Bonito é pontuada por níveis marinhos em grande parte representados por tempestitos (CASTRO, 1991).

[1] O Termo *onlap* pode ser interpretado como: (1) Termo utilizado em sismoestratigrafia, referindo-se ao limite inferior de uma sequência deposicional, quando este se configura em terminação sucessiva, mergulho acima, de estratos - refletores sísmicos, originalmente horizontais, sobre uma superfície discordante inclinada, de natureza deposicional ou erosional. Os estratos podem ser inclinados, desde que a inclinação seja no mesmo sentido e de menor magnitude que a inclinação da superfície discordante. (2) Em um sentido mais abrangente, diz-se do recobrimento caracterizado pelo afinamento regular e progressivo, em direção às margens de uma bacia deposicional, das unidades sedimentares contidas dentro de uma mesma sequencia, no qual o limite de cada unidade é ultrapassado pela unidade seguinte, superposta. Fonte: http://www.mineropar.pr.gov.br

Figura 06 - Esquema estratigráfico proposto por Holz et al. (2010) que demonstra a relação entre as unidades litoestratigráficas e camadas de carvão nos estados do Rio Grande do Sul e Santa Catarina. No detalhe, Formação Rio Bonito, que caracteriza a presença das camadas de carvão encontradas no Rio Grande do Sul.



Fonte: Adaptada de Holz et al. (2010).

As principais minas de carvão, como Candiota, Faxinal e Leão/Butiá, estão localizadas na fronteira sul da Bacia do Paraná (no estado do Rio Grande do Sul), enquanto que uma simples e ampla mina de carvão é reconhecida na porção sudeste do Estado de Santa Catarina, informalmente conhecida com "Mina de Carvão de Santa Catarina". Além disso, níveis de carvões minerais são raros na porção nordeste da bacia no Estado do Paraná, sendo representado por uma camada de carvão de apenas 1 metro de espessura no município de Figueira, no Estado do Paraná.

Estudos sedimentológicos, petrográficos e estratigráficos têm demonstrado que a formação da turfa ocorria de forma adjacente às deposições parálicas, estuarinas, deltaicas, nas áreas de antepraia e pós-praia siliciclásticas na barreira costal de ambientes pantanosos (ALVES; ADE, 1996; HOLZ, 1998; HOLZ;

KALKREUTH; BANERJEE, 2002). Após as reconstruções paleogeográficas (SCOTESE; BOUCOT; MCKERROW, 1999) e utilizando os critérios estabelecidos por Rees et al. (1999), é possível afirmar que a deposição das turfeiras no Permiano Inferior na Bacia do Paraná ocorreu com temperaturas frias para a paleolatitude 50ºS. Baseado na sequência estratigráfica, Holz et al. (2010) propôs uma carta cronoestratigráfica para o Permiano da Bacia do Paraná em que as sucessivas camadas de CMin compõem duas sequências de terceira ordem. As camadas de carvão nos estados de Santa Catarina e Paraná estão associadas às sequências de Terceira Ordem do Paleozoico Superior (LPTS) Número 4 (LPTS-4 — Artinskiano). No Estado do Rio Grande do Sul, a Formação Rio Bonito não é formalmente subdividida em diferentes membros litoestratigráficos, e as camadas de carvão estão incluídas abaixo da LPTS-3 (Sakmariano) (HOLZ et al., 2010).

As múltiplas e contínuas camadas espessas de carvão encontradas no Sakmariano, nas minas de carvão do sul, são indicativas de intensas acumulações de turfeiras em pântanos. Por outro lado, as finas e descontínuas camadas de carvão encontradas na porção Norte da bacia (Estado do Paraná), foram provavelmente geradas mais tarde, durante o Artinskiano nas turfeiras e em áreas pantanosas (ZACHARIAS; ASSINE, 2005).

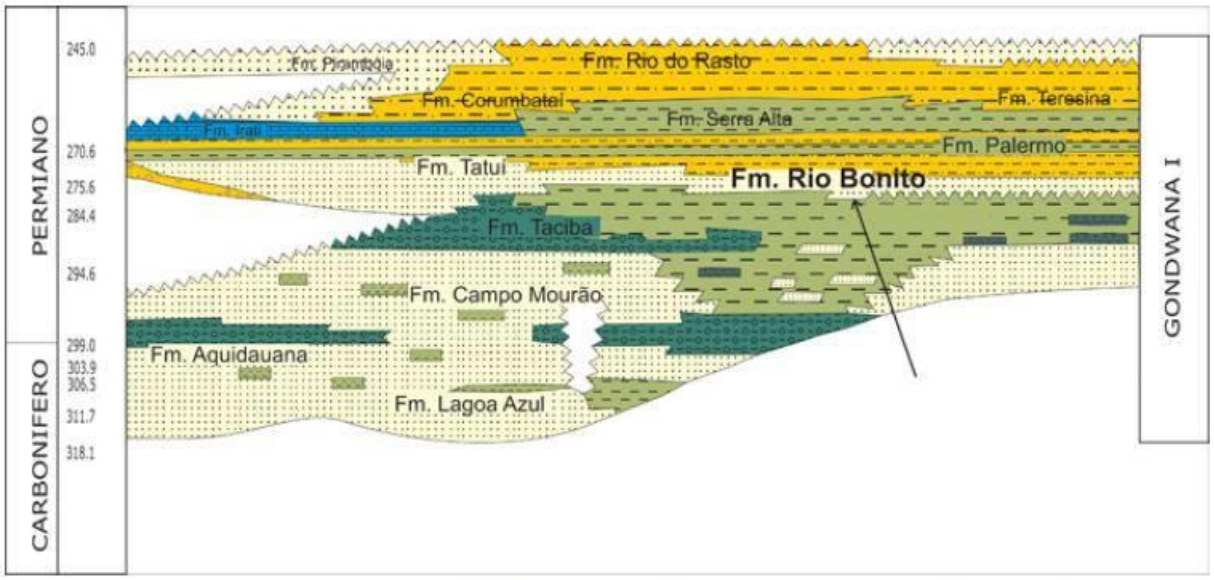
2.2.2 A Formação Rio Bonito

O nome Rio Bonito foi usado pela primeira vez por White em 1908, chamando de Camadas de Rio Bonito para designar o conjunto de arenitos, folhelhos e leitos de carvão associados que aparecem em Lauro Müller, SC (SCHNEIDER et al., 1974). Com base nas informações palinológicas e paleobotânicas de Bortoluzzi, Awdziej e Zardo (1987), a Formação Rio Bonito situa-se no Artinskiano-Kunguriano.

A Formação Rio Bonito (FIGURA 07) é resultante de uma sedimentação costeira, transicional, progressivamente afogado para o topo pelo mar progradante, representado pela Formação Palermo, que a sucede (MILANI, 1997). De acordo com Schneider et al. (1974), a Formação Rio Bonito foi dividida em três intervalos (em Santa Catarina): Triunfo, Paraguaçu e Siderópolis. Holz, Vieira e Kalkreuth (2000) afirmam que esta divisão não é possível no Rio Grande do Sul. No Rio Grande do

Sul, a Formação Rio Bonito apresenta, em média, 70 metros, podendo alcançar até 120 metros.

Figura 07. Recorte da carta estratigráfica da Bacia do Paraná com destaque para as unidades do Carbonífero/Permiano, principalmente a Formação Rio Bonito.



Fonte: Adaptada de Milani (2004), retirada de Bocardi et al. (2009).

A deposição do Grupo Itararé e da Formação Rio Bonito foi influenciada inicialmente pela fase de subsidência atribuída à sobrecarga das geleiras continentais, seguida pelo peso dos sedimentos depositados durante o ciclo transgressivo-regressivo subsequente (MILANI et al., 2007; ZALÁN et al., 1987).

Uma notável ciclicidade sedimentar pode ser observada na sucessão Rio Bonito, traduzindo oscilações do nível de base na bacia de acumulação, caracterizada pela presença de sucessões sedimentares alternadas, ora dominantemente arenosos, ora pelíticos (MILANI et al., 2007). Entre os principais constituintes eodiagenéticos que atuaram na Formação Rio Bonito destaca-se a ocorrência de pirita, calcita, siderita e caolinita, os quais apresentam variação na quantidade e distribuição, de acordo com as fácies deposicionais (BOCARDI et al., 2009).

O Trato de Sistemas Transgressivo da Formação Rio Bonito pode ser dividido em três sequências: a primeira composta por arenitos que estão sobre o Trato de Sistemas de Mar Baixo; a segunda, recobrindo a primeira, formada por

tempestitos e um sistema de ilha barreira-laguna onde a maioria dos leitos de carvão foram formados e a terceira, que recobre o sistema de ilha barreira-laguna com conjuntos de ciclos tempestíticos (DELLA FÁVERA et al., 1994).

A influência marinha pode manifestar-se como sucessões sedimentares pelíticas de espessura importante, como é o caso do Membro Paraguaçu, no conjunto traduzindo uma progressiva subida do nível do “mar Palermo” que, a seguir, recobriria por completo a bacia. Localmente, sob condições de restrição lagunar ao longo da franja litorânea, desenvolveram-se turfeiras que deram origem aos carvões do Membro Siderópolis (MILANI et al., 2007).

A unidade superior da Formação Rio Bonito compreende arenitos finos, siltitos e siltitos carbonosos que se intercalam a camadas de carvão (BORTOLUZZI; AWDZIEJ; ZARDO, 1987). O carvão ocorre na porção meridional da Bacia do Paraná, sendo Bonito, Barro Branco e Candiota, dentre outras. As camadas de carvão na região de Candiota (RS) arranjam-se num padrão retrogradacional (ALVES, 1994), sucedendo-se temporalmente de sul para norte segundo a tendência transgressiva que dominava a sedimentação em maior escala. No domínio norte, a seção correspondente aos intervalos médio e superior da Formação Rio Bonito, em conjunto com a Formação Palermo, são agrupados na Formação Tatuí (SCHNEIDER et al., 1974).

Segundo Gomes, Cruz e Borges (2003) as principais reservas de carvão brasileiro encontram-se na região sul, na Bacia do Paraná e somam 32 bilhões de toneladas dos quais 89% estão no Rio Grande do Sul, 10% em Santa Catarina, 0,3% no Paraná e o restante no estado de São Paulo. Estas reservas, conforme Jasper et al. (2013) são provenientes de afloramentos, com idades que remontam o intervalo Sakmariano/Artinskiano, ao longo das bordas intracatônicas Noroeste e Sudoeste, da Bacia do Paraná, sendo descritos, atualmente e principalmente, por Jasper et al. (2006, 2008, 2011a, 2011b), e se formaram em climas temperados frios, próximos a paleolatitude 50°S (REES, 2002; SCOTESE, 2002).

Os CMin da Bacia do Paraná identificam-se como carvões húmicos, oriundos de material lenho-celulósico (vegetais superiores). As camadas de carvão que ocorrem na Formação Rio Bonito da Bacia do Paraná ocorrem em profundidades

que variam de nula (aflorante) a até cerca de 1200 metros de profundidade, no litoral no município de Torres. Sob o ponto de vista dos sistemas deposicionais, as camadas de CMin foram depositadas em ambiente de laguna, atrás de barreiras, numa costa influenciada por onda com influência das marés (HOLZ, 2003; HOLZ et al., 2010). Os altos teores de enxofre em muitas camadas foram propiciadas pela ingressão de águas marinhas (ricas em sulfatos, com disponibilidade de Ferro, propiciando a formação de pirita nas turfeiras), por rompimento ou destruição das barreiras (GOMES; CRUZ; BORGES, 2003).

3 PROCEDIMENTOS METODOLÓGICOS

3.1 Área de Estudo

O afloramento Curva do Belvedere (FIGURA 08) encontra-se localizado no município de Encruzilhada do Sul, Rio Grande do Sul, às margens da BR 471, a nordeste da sede do município, nas coordenadas geográficas 52°25'582"O e 30°22'022"S. O nome do afloramento se deve ao fato de que a exposição é contígua do Belvedere localizado nesta rodovia, a cerca de 100 metros ao norte do mesmo.

Figura 08. Localização do afloramento Curva do Belvedere, no município de Encruzilhada do Sul, RS. Porção Leste do afloramento no sentido Sul/Norte na BR 471.

Fonte: Setor de Botânica e Paleobotânica do Centro Universitário UNIVATES (2012).

Neste afloramento estão representados registros da deposição sedimentar da Bacia do Paraná com rochas clásticas e orgânicas atribuídas à formação Rio Bonito.

Um detalhamento dos distintos níveis é descrito no item 4.1, Análise do perfil estratigráfico do Afloramento Curva do Belvedere.

3.2 Método e Material

Devido ao ineditismo, tanto da localidade estudada quanto dos registros de CVM's ali encontrados, optou-se por dividir a sua análise integrada em três elementos diferentes, apresentados nesta ordem: I) contextualização geológica e análise estratigráfica do afloramento; II) análise qualitativa dos CVM's; III) análise quantitativa dos CVM's.

3.2.1 Contextualização geológica e análise estratigráfica do afloramento

Em trabalho de campo, no Afloramento Curva do Belvedere realizou-se, inicialmente, a análise estratigráfica, sendo efetuado o registro fotográfico de detalhe do afloramento, para confecção de seção geológica e perfil sedimentar. A coleta foi realizada partindo-se da base para o topo, considerando-se, portanto, a primeira camada, como a mais basal. Coletaram-se amostras das diferentes tipologias de todos os níveis naturais de rochas finas, ou que macroscopicamente pudesse ser visualizado CVM. Anotou-se o seu dimensionamento horizontal com auxílio de uma fita métrica de 50,0 metros além das espessuras com auxílio de uma fita métrica de 1,0 metro com graduação centimétrica. As diferentes litofácies e suas características permitiram o reconhecimento de distintos elementos arquiteturais, bem como embasaram a reconstrução paleoambiental presente no Item 4.5.

As amostras de sedimentos foram depositadas em sacos plásticos, identificando-os com a sigla CB, representando assim a abreviatura do nome genérico do afloramento, Curva do Belvedere, e mais o número do nível que o representava. Destes níveis naturais, selecionaram-se amostras contendo CVM e alocou-se em Eppendorf, em triplicata, procedimento padrão para coleta de CVM conforme Jasper et al. (2011a).

3.2.2 Análise qualitativa do CVM

Com auxílio de estereomicroscópio (Modelo Leica MS5, aumentos 10-40 vezes) os fragmentos que apresentaram características típicas de carvão vegetal macroscópico foram extraídos, de forma mecânica (com utilização de uma pinça, espátula e agulha histológica) do sedimento e alocadas, em triplicata, em Eppendorff de 2,0 ml para posterior triagem. Cada Eppendorff foi identificado com a sigla do afloramento (CB), o número do nível que representava, por exemplo, 1; e o número da coleta, que variou de 1 a 3. Posteriormente, as amostras coletadas e selecionadas foram depositadas na coleção do Setor de Botânica e Paleobotânica do MCN/UNIVATES sob a sigla PbU.

Para a análise em MEV (Microscópio Eletrônico de Varredura), foi selecionada, pelo menos uma amostra de cada nível identificado, observando-se principalmente os maiores tamanhos das amostras identificadas nos sedimentos selecionados. O material dos níveis selecionados foi colocado em *stubs* providos de fita adesiva dupla-face, metalizadas e posteriormente examinado sob Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV), Zeiss EVO LS15 do ITT da Universidade do Vale do Rio dos Sinos – UNISINOS.

Após a análise das imagens obtidas sob MEV, foram definidas as características anatômicas mais relevantes observadas nos carvões vegetais, conforme Scott (2010). Foram observados os padrões morfológicos, distribuição dos traqueídeos, grau de conservação/degradação das paredes celulares e a presença de outros tipos de tecidos vegetais preservados. A partir desta caracterização realizaram-se comparações com sistemas de classificação taxonômica baseadas em anatomia vegetal para que fosse possível a determinação de grupos vegetais preservados no afloramento sob a forma de CVM.

3.2.3 Análise quantitativa do CVM

Em laboratório, as amostras dos diferentes níveis foram colocadas em placas de Petry e, com auxílio de pinça, buscou-se identificar as amostras de CVM, observando-se o indicado por Scott (2010). Com auxílio de um paquímetro, os fragmentos de CVM foram medidos e anotando-se os valores da menor e da maior medida verificado nas amostras encontradas de, pelo menos 0,2 mm, além dos fragmentos maiores que se encontravam inseridos nos pelitos carbonosos de cada nível fitofossilífero. Para fim de padronização da coleta de dados, não se considerou comprimento ou largura, mas sim a maior e menor medida encontrada nas amostras, visto que se tratam de fragmentos de CVM, não sendo, assim, possível afirmar a que plano (comprimento ou largura) se refere a amostra. Como forma de padronização granulométrica, classificou-se os fragmentos em quatro categorias, conforme sua maior medida em milímetros (mm), sendo: a) pequeno, para fragmentos de até 5 mm; b) médio, para fragmentos entre 5,01 mm - 10 mm; c) grandes, para fragmentos entre 10,01 mm - 15 mm e d) muito grandes, para amostras maiores que 15,01 mm. Esta classificação foi padronizada e proposta diferentemente do que é referido na bibliografia para sedimentos minerais devido às diferenças hidrodinâmicas que os CVM´s têm em relação aos sedimentos minerais.

Para avaliar a densidade de fragmentos nas amostras, realizou-se a contagem de fragmentos de CVM por cm^2. Para isso foram desenhados em uma placa de Petri, 3 quadrantes de 1 cm x 1 cm cada. Uma outra placa de Petri foi preenchida totalmente com sedimento de cada amostra. A placa de Petri com os quadrantes foi sobreposta sobre a placa com o sedimento e observada sob estereomicroscópio. Todas as amostras identificadas como CVM e observadas dentro dos quadrantes foram contabilizados e anotados em planilha.

4 RESULTADOS

4.1 Contextualização geológica e análise estratigráfica do afloramento

No Afloramento Curva do Belvedere ocorrem registros da deposição sedimentar da Bacia do Paraná, com rochas clásticas e orgânicas atribuídas à Formação Rio Bonito, depositadas sobre o Batólito Encruzilhada do Sul, o qual, segundo Fragoso-Cesar (1991), é subdividido nas seguintes unidades: Gnaisses Chanã, Anortosito Capivarita, Monzogranito Pitangueiras, Suíte Granítica Encruzilhada do Sul, Sienito Piquiri e stocks graníticos tardios. A Suíte Granítica Encruzilhada do Sul é considerada a mais abundante, sendo composta por sienogranitos e monzogranitos com textura grossa e porfirítica, que localmente passa de forma gradacional para fácies equigranulares rosadas, similares às rochas graníticas da Suíte Dom Feliciano (FRAGOSO-CESAR, 1991). A falta de trabalhos específicos que permitissem uma identificação concreta da unidade que sustenta o Afloramento Curva do Belvedere, e o aspecto intemperizado da rocha granítica a ele associado, não permitiu identificar a unidade litológica em que o afloramento se encontra suportado.

Da base para o topo se observa um conjunto de ortoconglomerados de seixo angulosos, intercalados com arenitos, diretamente sobre o embasamento, o que sugere uma deposição em ambiente de leque aluvial.

A análise detalhada da sucessão aflorante no Afloramento Curva do Belvedere (FIGURA 09) permitiu identificação de nove sucessões sedimentares, denominados CB1 a CB9, os quais estão agrupados em três conjuntos arquiteturais e relacionados com seus respectivos paleoambientes. Provavelmente associados às fáceis distais do leque aluvial, é possível observar um conjunto de intercalações de

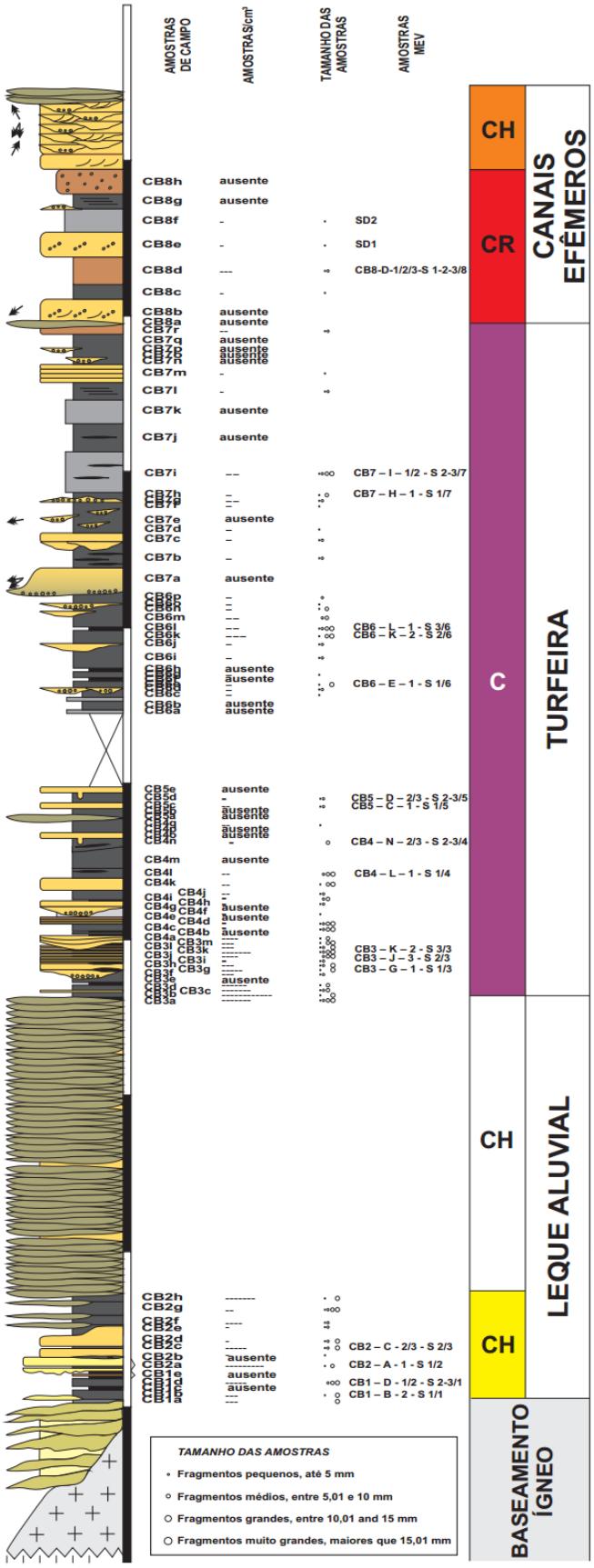
pelitos carbonosos, camadas de vitrinita e lentes de conglomerados e arenitos grossos com seixos, os quais compõem as sucessões sedimentares CB1 e CB2.

Entre as sucessões sedimentares CB2 e CB3, ocorre uma intercalação de arenitos grossos de cor cinza-esverdeada, amalgamados, com geometria lenticular, bem compactados e cimentados, constituindo, inclusive, um ressalto no afloramento. Essas litologias são atribuídas a canais efêmeros, provavelmente relacionados à porção intermediária de um leque aluvial. Miall (1996) afirma que estas litofácies, de arenitos com laminação plano-paralela, geometria tabular a lenticular, são normalmente indicadoras de sedimentação gerada por inundações instantâneas, um estilo de descarga típico de rios efêmeros.

Os pelitos carbonosos, observados nas sucessões sedimentares CB3 a CB7, são originados na planície adjacente aos leques aluviais, onde se implantaram em regiões de terras baixas, em ambiente palustre formador de turfeira, conforme descrito por Piccoli et al. (1991).

Mitsch e Gosselink (1986) afirmam que os solos formadores das turfeiras apresentam, frequentemente, teores de carbono iguais ou maiores do que 50% do peso seco do solo. O tempo de formação de uma turfeira é o momento de equilíbrio entre a subida relativa do mar e a subsidência da bacia. Quando há a quebra deste equilíbrio, ocorre uma quebra no ritmo de deposição da turfeira, gerando, assim, múltiplas camadas de carvão intercaladas por níveis clásticos (HOLZ, 1995). Tal característica pode ser observada nos níveis de carvão intercalados com níveis clásticos representadas pelas sucessões sedimentares CB3, CB4, CB5, CB6 e CB7 do Afloramento Curva do Belvedere. Neste contexto, confirmando o que foi verificado com presença de camadas finas compostas pela intercalação de pelitos carbonosos, vitrinita, arenitos grossos com seixos e lentes de conglomerados. Calder e Gibling (1994) afirmam que, durante a formação da turfeira, interrupções como avulsão fluvial, enchentes ou incêndios interrompem o acúmulo das camadas e geram níveis de cinza com enriquecimento de matéria orgânica, o que pode justificar a presença dos pelitos carbonosos em vários níveis do afloramento.

Figura 09 - Perfil estratigráfico do afloramento Curva do Belvedere, Encruzilhada do Sul, RS.



Organização: Da Rosa, Bica e Jasper (2014).

Todavia, o registro de fragmentos de CVM para os diferentes níveis do afloramento aqui estudado, muitas vezes associados de forma direta a vitrinita, permite supor diferentes origens para tal maceral, podendo, também, estar relacionada à compressão de lenhos já carbonizados.

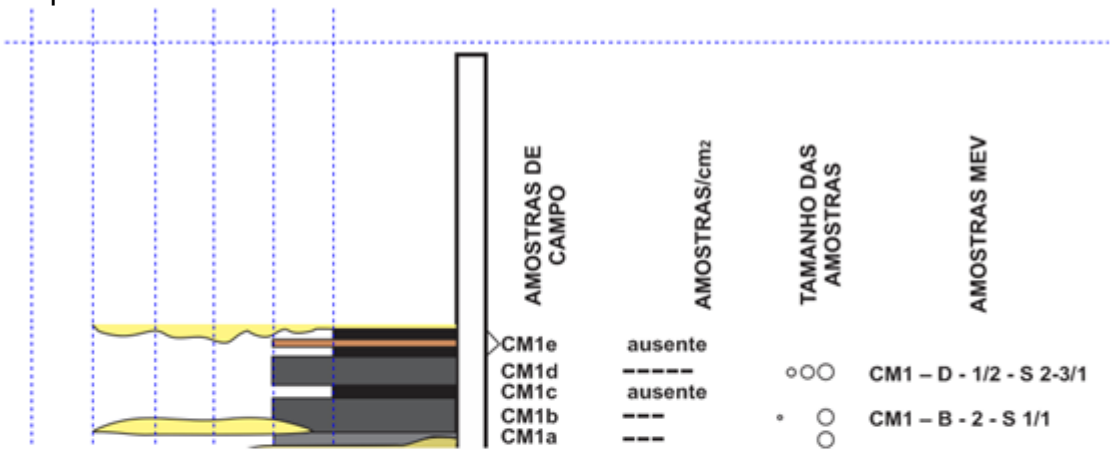
O topo do afloramento marca um aumento da energia no sistema, caracterizado por arenitos de origem fluvial (depósitos de transbordamento e canais entrelaçados) e um abandono das fácies de turfeiras. Ali ocorre uma intercalação de areias às vezes com preservação de estratificação cruzada acanalada com seixos nos estratos e rara presença de pelitos carbonosos. As litologias mais finas foram definidas como CB8 e interpretadas como depósitos de transbordamento (*crevasse splay*). Já as litologias mais grossas, que finalizam o perfil do afloramento, são relacionadas a canais efêmeros amalgamados com paleocorrentes para nordeste, noroeste, sul e sudoeste.

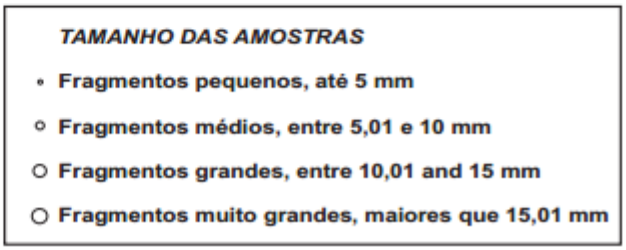
Sobrepondo-se a todas as sucessões sedimentares, ocorre um nível (CB9) de arenitos médios e argilitos que representa o fim do ciclo deposicional do Afloramento Curva do Belvedere.

4.1.1 Análise estratigráfica da sucessão sedimentar 1

A sucessão sedimentar basal do afloramento, medindo 30 cm, denominado como CB1, apresenta-se dividida em cinco níveis distintos intercalados em pelitos carbonosos e CMin (FIGURA 10). Os pelitos carbonosos apresentam fragmentos de CVM preservados com tamanhos que variam entre pequenos, médios, grandes e muito grandes, enquanto os níveis de CMin são dominados por vitrinitas. Encontrou-se ainda, intercalado entre camadas de CMin, um fina camada de sedimento muito fino (bentonita?).

Figura 10 – Recorte do perfil estratigráfico do afloramento Curva do Belvedere correspondendo a sucessão sedimentar 1.





Organização: Da Rosa, Bica e Jasper (2014).

A seguir apresenta-se a descrição detalhada dos cinco níveis que constituem a sucessão sedimentar 1.

Nível 1 - Pelitos carbonosos com fragmentos muito grandes de CVM (15,44 mm – 49,06 mm), com densidade de 3 fragmentos por cm^2.

Nível 2 - Pelitos carbonosos com fragmentos pequenos e muito grandes de CVM (5,84 mm – 51,72 mm), com densidade de 2 fragmentos por cm^2. Para análise sob MEV, a amostra coletada foi alocada em Stub número CB1–B-2-S1/1.

Nível 3 – CMin onde predominam as vitrinitas.

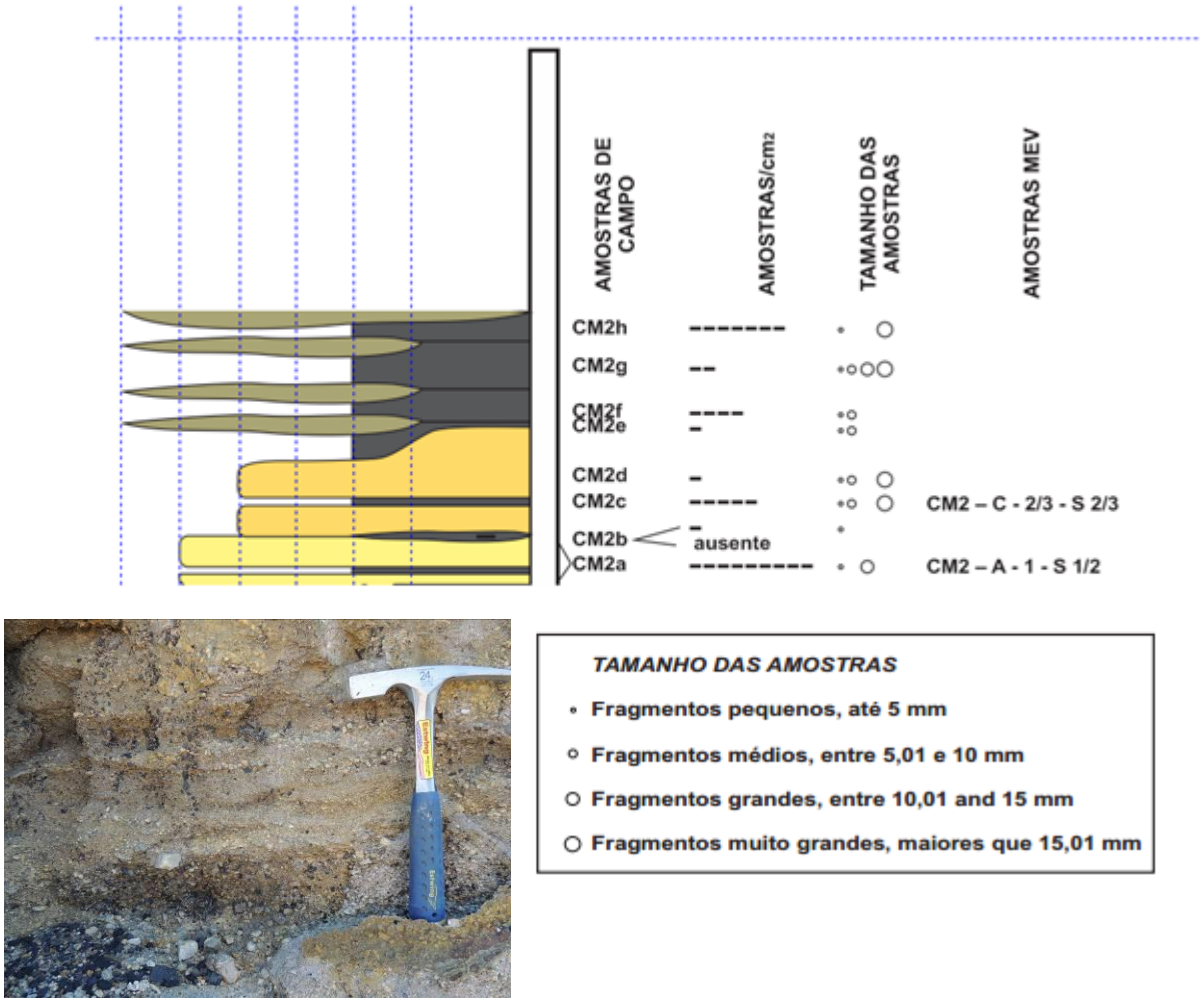
Nível 4 – Pelitos carbonosos com fragmentos médios, grandes e muito grandes de CVM (7,41 mm – 20,5 mm) com densidade de 5 fragmentos por cm^2. Para análise sob MEV, a amostra coletada foi alocada em Stub número CB1–D-1/2-S2-3/1.

Nível 5 – CMin onde predominam as vitrinitas.

4.1.2 Análise estratigráfica da sucessão sedimentar 2

A segunda sucessão sedimentar vertical do afloramento, medindo 50 cm, denominada como CB2, apresenta-se dividida em oito níveis distintos, intercalando pelitos carbonosos, arenitos e CMin (FIGURA 11). Os fragmentos de CVM encontram-se preservados nos níveis de pelitos. Os CMin's, onde predominam as vitrinitas, foram encontrados associados a pelitos carbonosos nos níveis CB2a, CB2b e CB2f.

Figura 11 - Recorte do perfil estratigráfico do afloramento Curva do Belvedere correspondendo a sucessão sedimentar 2.



Organização: Da Rosa, Bica e Jasper (2014).

A seguir, apresenta-se a descrição detalhada dos oito níveis que constituem a sucessão sedimentar 2.

1º nível - Pelitos carbonosos com fragmentos pequenos e grandes de CVM (2,01 mm - 11,04 mm), com densidade de 8 fragmentos por cm^2. Para análise sob MEV, a amostra coletada foi alocada em Stub número CB2–A-1-S1/2.

2º nível - Pelitos carbonosos com uma única amostra pequena de CVM com 2,73 mm.

3º nível - Pelitos carbonosos com fragmentos pequenos, médios e muito grandes de CVM (3,01 mm - 24,47 mm) com densidade de 4 fragmentos por cm^2. Para análise sob MEV, a amostra coletada foi alocada em Stub número CB2–C-2/3-S2/3.

4º nível - Pelitos carbonosos com fragmentos pequenos, médios e muito grandes de CVM (4,97 mm - 18,78 mm), não se encontrou densidade de fragmentos por cm^2.

5º nível - Pelitos carbonosos com fragmentos pequenos a médios de CVM (2,59 mm - 5,97 mm), com densidade de 1 fragmento por cm^2.

6º nível - Pelitos carbonosos com fragmentos pequenos a médios de CVM (2,65 mm - 7,24 mm) com densidade de 3 fragmentos por cm^2.

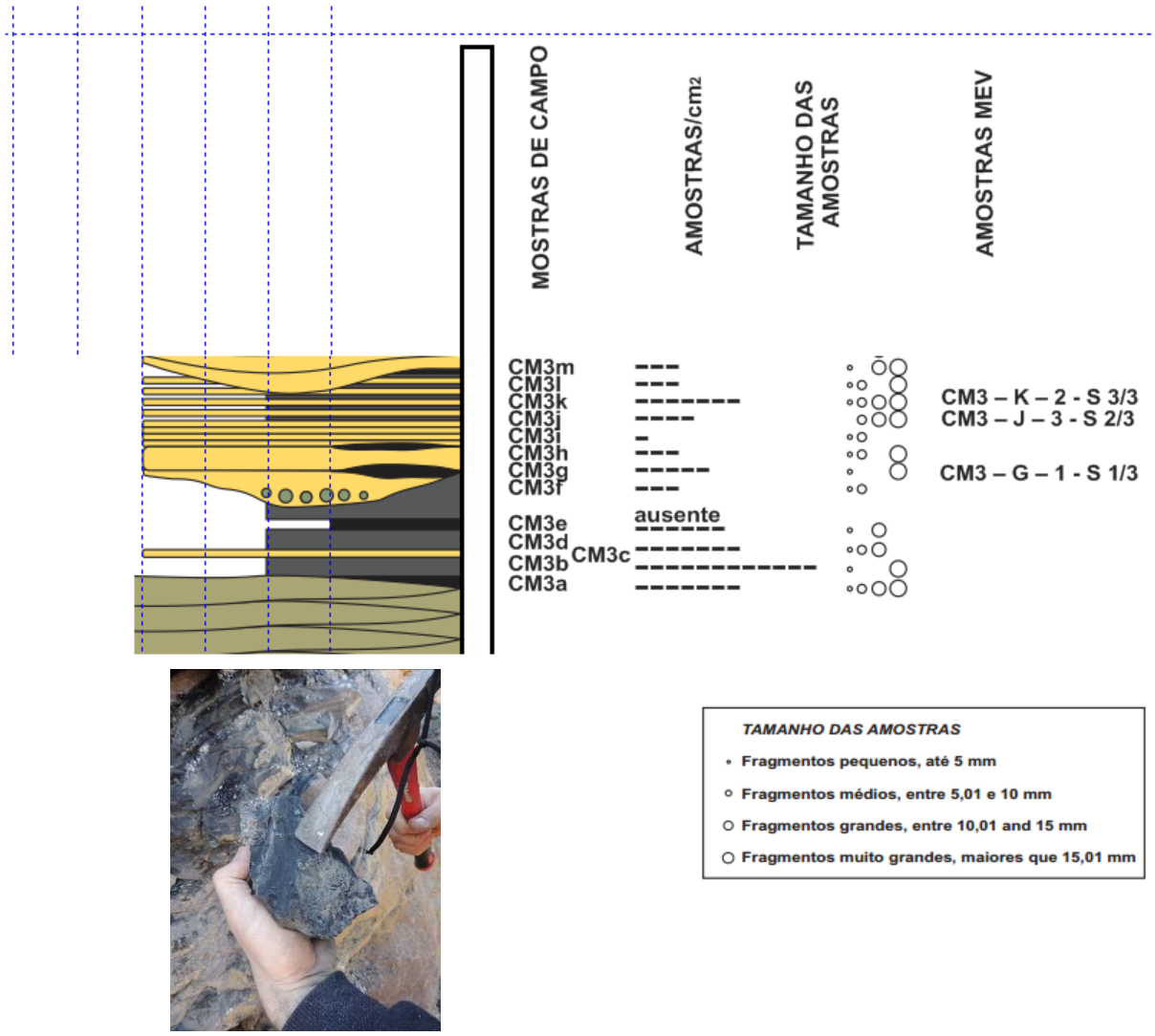
7º nível - Pelitos carbonosos com fragmentos pequenos, médios, grandes e muito grandes de CVM (3,16 mm - 15,72 mm), com densidade de 2 fragmentos por cm^2.

8º nível - Pelitos carbonosos com fragmentos pequenos e muito grandes (2,66 mm - 26,12 mm), densidade de 4 fragmentos por cm^2.

4.1.3 Análise estratigráfica da sucessão sedimentar 3

A terceira sucessão sedimentar do afloramento, medindo 40 cm, denominada como CB3, apresenta-se dividida em 13 (treze) níveis distintos, intercalando pelitos carbonosos, arenitos e CMin (FIGURA 12). Os fragmentos de CVM encontram-se preservados nos níveis de pelitos carbonosos e os níveis de CMin são dominados por vitrinitas. O CVM foi encontrado associado a pelitos carbonosos nos níveis CB3a, CB3b, CB3f, CB3g, CB3i, CB3j, CB3k, CB3l e CB3m. Encontrou-se CMin, onde predominam as vitrinitas, no nível CB3a, CB3b, CB3c, CB3e, CB3f e CB3i.

Figura 12 - Recorte do perfil estratigráfico do afloramento Curva do Belvedere correspondendo a sucessão sedimentar 3.



Organização: Da Rosa, Bica e Jasper (2014).

A seguir, apresenta-se descrição detalhada dos 13 níveis que constituem a sucessão sedimentar 3.

1º nível - Pelitos carbonoso com fragmentos pequenos, médios, grandes e muito grandes de CVM (6,58 mm - 17,9 mm), com densidade de 4 fragmentos por cm^2.

2º nível - Pelitos carbonosos com fragmentos pequenos e muito grandes de CVM (2,28 mm - 20,8 mm) com densidade de 8 fragmentos por cm^2.

3º nível - Pelitos carbonosos com fragmentos pequenos, médios e grandes de CVM (2,22 mm - 13,89 mm), com densidade de 4 fragmentos por cm^2.

4º nível - Pelitos carbonosos com fragmentos pequenos e grandes de CVM (2,00 mm - 14,57 mm), com densidade de 5 fragmentos por cm^2.

5º nível - Pelitos carbonosos associados a carvão mineral onde predominam as vitrinitas.

6º nível - Pelitos carbonosos com fragmentos pequenos e médios de CVM (2,9 mm - 5,9 mm), com densidade de 3 fragmentos por cm^2. Para análise sob MEV, a amostra coletada foi alocada em Stub número CB3–G-1-S1/3.

7º nível - Pelitos carbonosos com fragmentos pequenos e muito grandes de CVM (3,25 mm - 40,85 mm), com densidade de 3 fragmentos por cm^2.

8º nível - Arenito com fragmentos pequenos, médios e muito grandes de CVM (3,49 mm - 16,21 mm), com densidade de 2 fragmentos por cm^2.

9º nível - Pelitos carbonosos com fragmentos pequenos e médios de CVM (3,72 mm - 8,69 mm), não se obteve densidade de fragmentos por cm^2.

10º nível - Arenito com fragmentos médios, grandes e muito grandes de CVM (5,59 mm - 21,28 mm), com densidade de 3 fragmentos por cm^2. Para análise sob MEV, a amostra coletada foi alocada em Stub número CB3–J-3-S2/3.

11º nível - Pelitos carbonosos com fragmentos pequenos, médios, grandes e muito grandes de CVM (4,64 mm - 37,1 mm), com densidade de 5 fragmentos por cm^2. Para análise sob MEV, a amostra coletada foi alocada em Stub número CB3–K-2-S3/3.

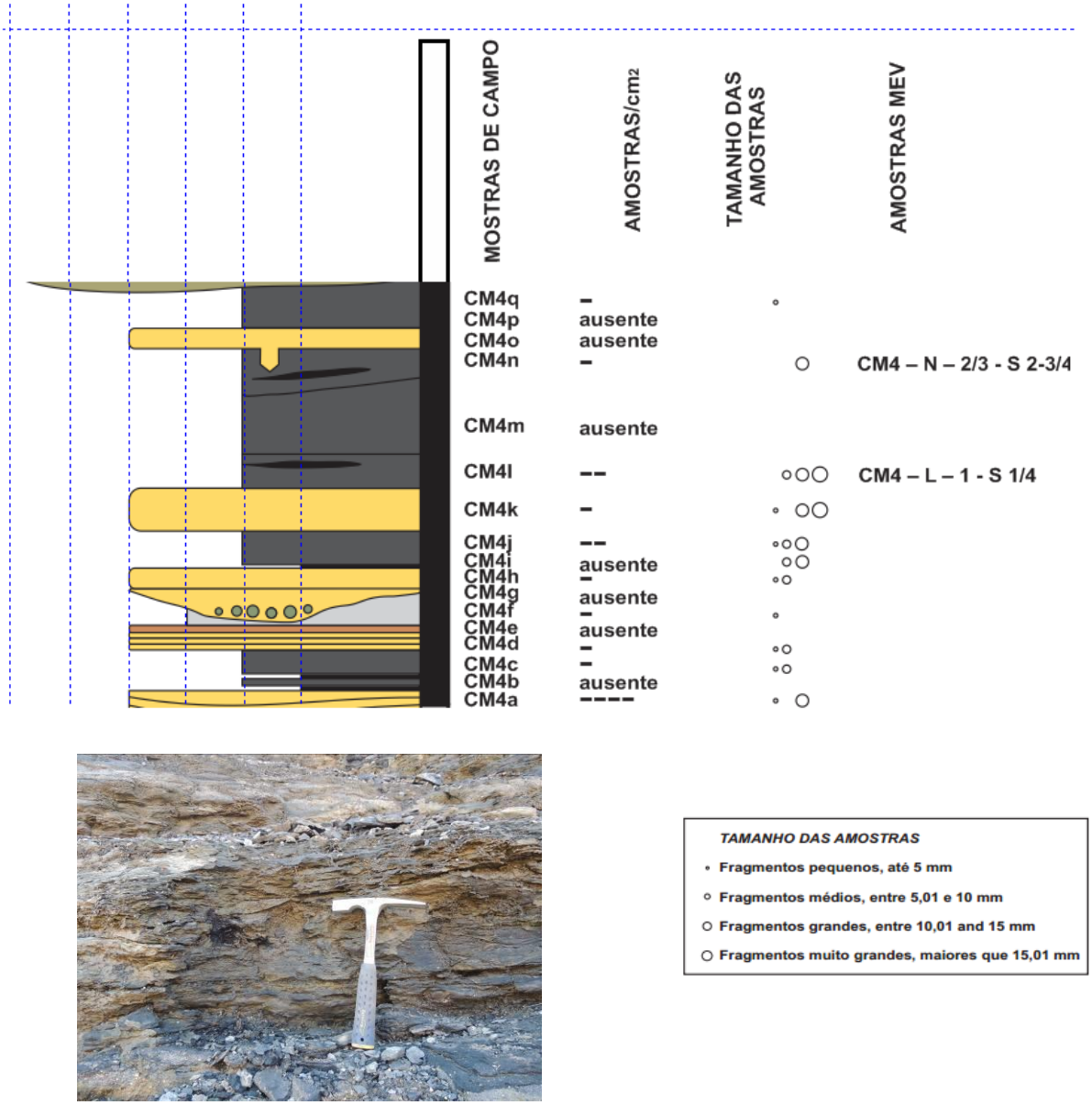
12º nível - Pelitos carbonosos com fragmentos pequenos, médios e muito grandes de CVM (3,99 mm - 15,69 mm), com densidade de 2 fragmentos por cm^2.

13º nível - Pelitos carbonosos com fragmentos pequenos, grandes e muito grandes de CVM (2,00 mm - 21,05 mm), com densidade de 2 fragmentos por cm^2.

4.1.4 Análise estratigráfica da sucessão sedimentar 4

A quarta sucessão sedimentar do afloramento, medindo 75 cm, denominada como CB4, apresenta-se dividida em 17 níveis distintos, intercalando pelitos carbonosos, arenitos e CMin (FIGURA 13). Os fragmentos de CVM encontram-se preservados nos níveis de pelitos carbonosos sendo encontrados nos níveis CB4a, CB4c, CB4d, CB4f, CB4h, CB4i, CB4j, CB4k, CB4l, CB4n e CB4q. Os níveis de CMin são dominados por vitrinitas. Encontrou-se CMin, nos níveis CB4b, CB4g, CB4i, CB4n, CB4p e CB4q.

Figura 13 - Recorte do perfil estratigráfico do afloramento Curva do Belvedere correspondendo a sucessão sedimentar 4.



Organização: Da Rosa, Bica e Jasper (2014).

A seguir, a descrição detalhada dos 17 níveis que constituem a sucessão sedimentar 4.

1º nível - Arenito com fragmentos pequenos e grandes de CVM (2,07 mm - 11,03 mm), com densidade de 2 fragmentos por cm^2.

2º nível - CMin onde predominam as vitrinitas.

3º nível - Pelitos carbonosos com fragmentos pequenos e médios de CVM (2,00 mm - 8,97 mm), não se obteve densidade de fragmentos por cm^2.

4º nível - Pelitos carbonosos com fragmentos pequenos e médios de CVM (3,75 mm - 8,74 mm), não se obteve densidade de fragmentos por cm^2.

5º nível - Arenito marrom sem a presença de CVM.

6º nível - Arenito com fragmentos pequenos de CVM (2,52 mm - 4,73 mm), não se obteve densidade de fragmentos por cm^2.

7º nível - Seixos associados a carvão mineral onde predominam as vitrinitas, não foi verificada a presença de CVM.

8º nível - Arenitos associados a seixos com fragmentos de CVM pequenos e médios de CVM (4,88 mm - 6,74 mm), não se obteve densidade de fragmentos por cm^2.

9º nível - Pelitos carbonosos com fragmentos médios e grandes de CVM (7,40 mm - 12,34 mm), não se obteve densidade de fragmentos por cm^2.

10º nível - Pelitos carbonosos com fragmentos pequenos, médios e grandes de CVM (3,70 mm - 11,76 mm), com densidade de 2 fragmentos por cm^2.

11º nível - Arenitos com fragmentos pequenos, grandes e muito grandes de CVM (2,84 mm - 16,88 mm) com densidade de 1 fragmento por cm^2.

12º nível - Pelitos carbonosos com fragmentos médios, grandes e muito grandes de CVM (5,14 mm - 20,90 mm), com densidade de 2 fragmentos por cm^2. Para análise sob MEV, a amostra coletada foi alocada em Stub número CB4–L-1-S1/4.

13º nível - Pelitos carbonos, onde não verificou-se a presença de CVM.

14º nível - Pelitos carbonosos com fragmentos grandes de CVM (8,80 mm - 14,11 mm), com densidade de 1 fragmento por cm^2. Para análise sob MEV, a amostra coletada foi alocada em Stub número CB4–N-2/3-S2-3/4.

15º nível - Pelitos carbonosos, onde não verificou-se a presença de CVM.

16º nível - Pelitos carbonosos associado a CMin, onde predominam as vitrinitas, não verificou-se a presença de CVM.

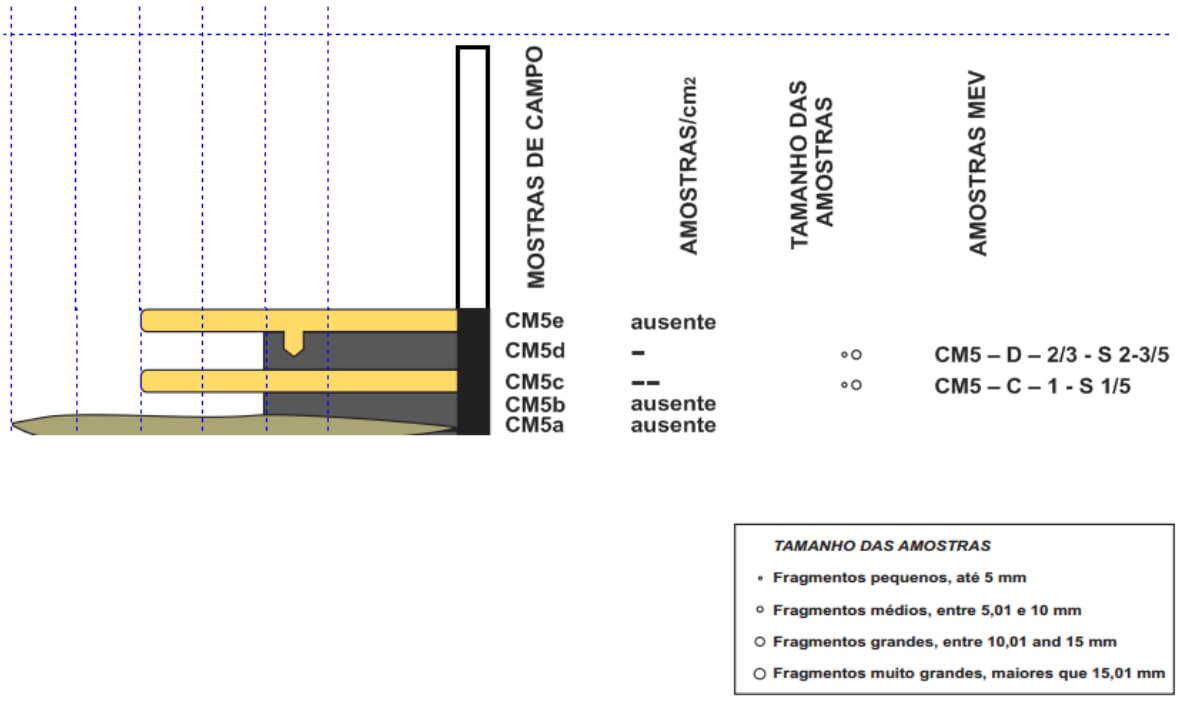
17º nível - Pelitos carbonosos com fragmentos pequenos de CVM (2,04 mm - 4,93 mm), com densidade de 1 fragmento por cm^2.

4.1.5 Análise estratigráfica da sucessão sedimentar 5

A quinta sucessão sedimentar do afloramento, medindo 20 cm, denominada como CB5, apresenta-se dividida em cinco níveis distintos, intercalando pelitos carbonosos, arenitos e CMin (FIGURA 14). Os fragmentos de CVM foram

encontrados nos níveis CB5c e CB5d. Os níveis de CMin são dominados por vitrinitas e foram encontrados nos níveis CB5c e CB5d.

Figura 14 - Recorte do perfil estratigráfico do afloramento Curva do Belvedere correspondendo a sucessão sedimentar 5.



Organização: Da Rosa, Bica e Jasper (2014).

A seguir, apresenta-se a descrição detalhada dos cinco níveis que constituem a sucessão sedimentar 5.

1º nível - Seixos, onde não verificou-se a presença de CVM.

2º nível - Pelitos carbonosos, onde não verificou-se a presença de CVM.

3º nível - Arenitos finos com fragmentos pequenos e médios de CVM (3,51 mm - 9,36 mm), com densidade de 1 fragmento por cm^2. Para análise sob MEV, a amostra coletada foi alocada em Stub número CB5–C-1-S-1/5.

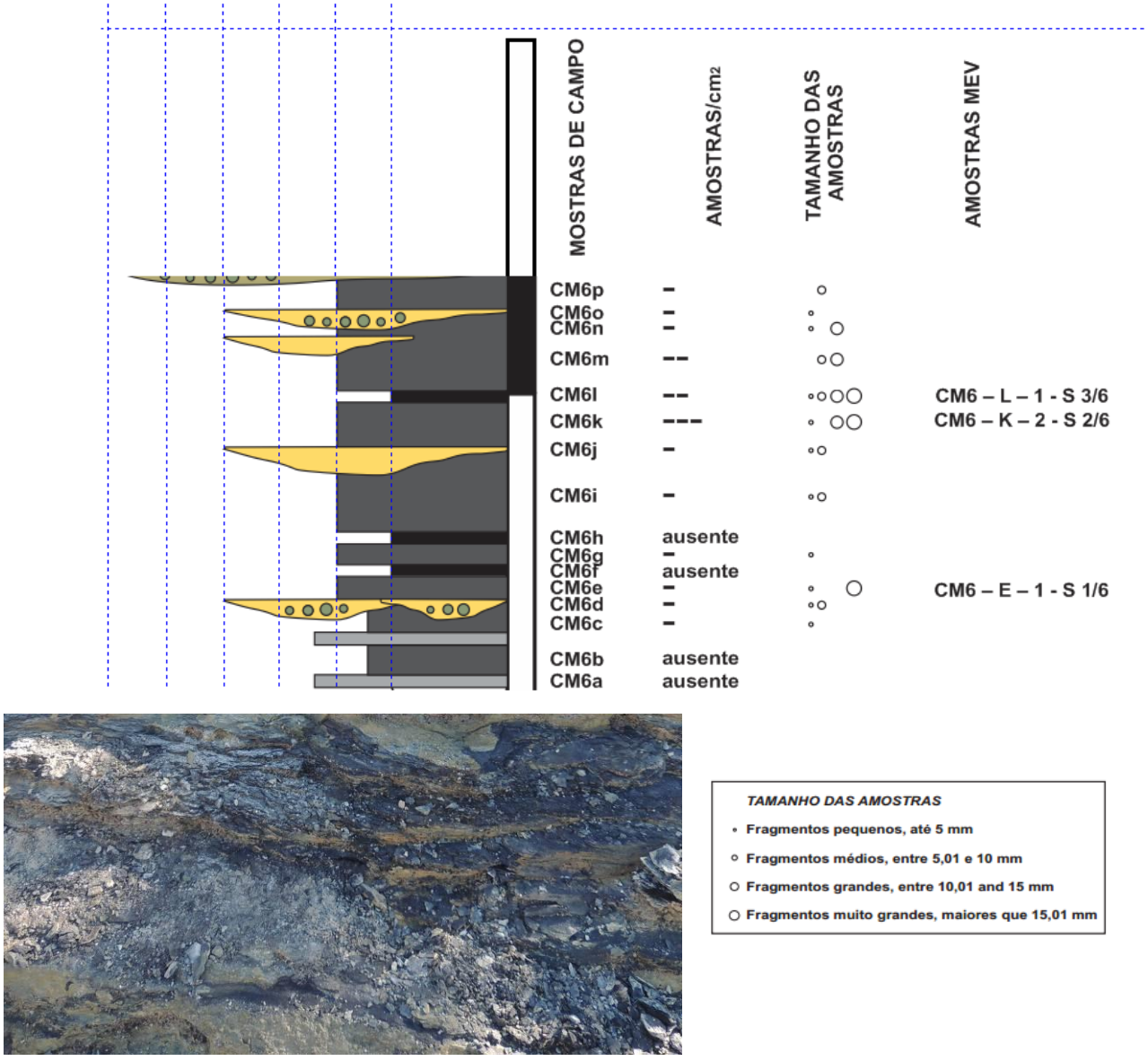
4º nível - Pelitos carbonosos com fragmentos pequenos e médios de CVM (2,67 mm - 6,45 mm), não se obteve densidade de fragmentos por cm^2. Para análise sob MEV, a amostra coletada foi alocada em Stub número CB5–D-2/3-S2-3/5.

5º nível - Arenito, onde não verificou-se a presença de CVM.

4.1.6 Análise estratigráfica da sucessão sedimentar 6

A sexta sucessão sedimentar do afloramento, medindo 70 cm, denominada como CB6, apresenta-se dividida em 16 níveis distintos, intercalando pelitos carbonosos, arenitos e CMin (FIGURA 15). Os fragmentos de CVM foram encontrados preservados nos níveis CB6c, CB6d, CB6e, CB6g, CB6i, CB6j, CB6k, CB6l, CB6m, CB6n, CB6o e CB6p. Os níveis de CMin são dominados por vitrinitas e foram encontrados nos níveis CB6b, CB6f, CB6h e CB6i.

Figura 15 - Recorte do perfil estratigráfico do afloramento Curva do Belvedere correspondendo a sucessão sedimentar 6.



Organização: Da Rosa, Bica e Jasper (2014).

A seguir, apresenta-se a descrição detalhada dos 16 níveis que constituem a sucessão sedimentar 6.

1º nível - Pelitos carbonosos onde não verificou-se a presença de CVM.

2º nível - Pelitos carbonosos associado a carvão mineral onde predominam vitrinitas, não verificou-se a presença de CVM.

3º nível - Siltitos carbonosos com fragmentos pequenos de CVM (2,66 mm - 4,78 mm), não se obteve densidade de fragmentos por cm^2.

4º nível - Pelitos carbonosos com fragmentos pequenos e médios de CVM (3,49 mm - 5,11 mm), não se obteve densidade de fragmentos por cm^2.

5º nível - Pelitos carbonosos com fragmentos pequenos e muito grandes de CVM (2,00 mm - 21,00 mm), com densidade de 1 fragmento por cm^2. Para análise sob MEV, a amostra coletada foi alocada em Stub número CB6–E-1-S-1/6.

6º nível - Pelitos carbonosos associados a CMin onde predominam as vitrinita, não verificou-se a presença de CVM.

7º nível - Pelitos carbonosos com fragmentos pequenos de CVM (2,04 mm - 3,52 mm), não se obteve densidade de fragmentos por cm^2.

8º nível - Pelitos carbonosos associados a CMin onde predominam as vitrinitas, não verificou-se a presença de CVM.

9º nível - Pelitos carbonosos com fragmentos pequenos e médios de CVM (2,02 mm - 9,81 mm), com densidade de 1 fragmento por cm^2.

10º nível - Areias finas com fragmentos pequenos e médios de CVM (4,74 mm - 5,96 mm), não se obteve densidade de fragmentos por cm^2.

11º nível - Pelitos carbonosos com fragmentos pequenos, grandes e muito grandes de CVM (2,29 mm - 15,55 mm), com densidade de 1 fragmento por cm^2. Para análise sob MEV, a amostra coletada foi alocada em Stub número CB6–K-2-S-2/6.

12º nível - Pelitos carbonosos com fragmentos pequenos, médios, grandes e muito grandes de CVM (3,18 mm - 21,15 mm), com densidade de 2 fragmentos por cm^2. Para análise sob MEV, a amostra coletada foi alocada em Stub número CB6–L-1-S-3/6.

13º nível - Pelitos carbonosos com fragmentos médios e grandes de CVM (7,59 mm - 13,38 mm), com densidade de 2 fragmentos por cm^2.

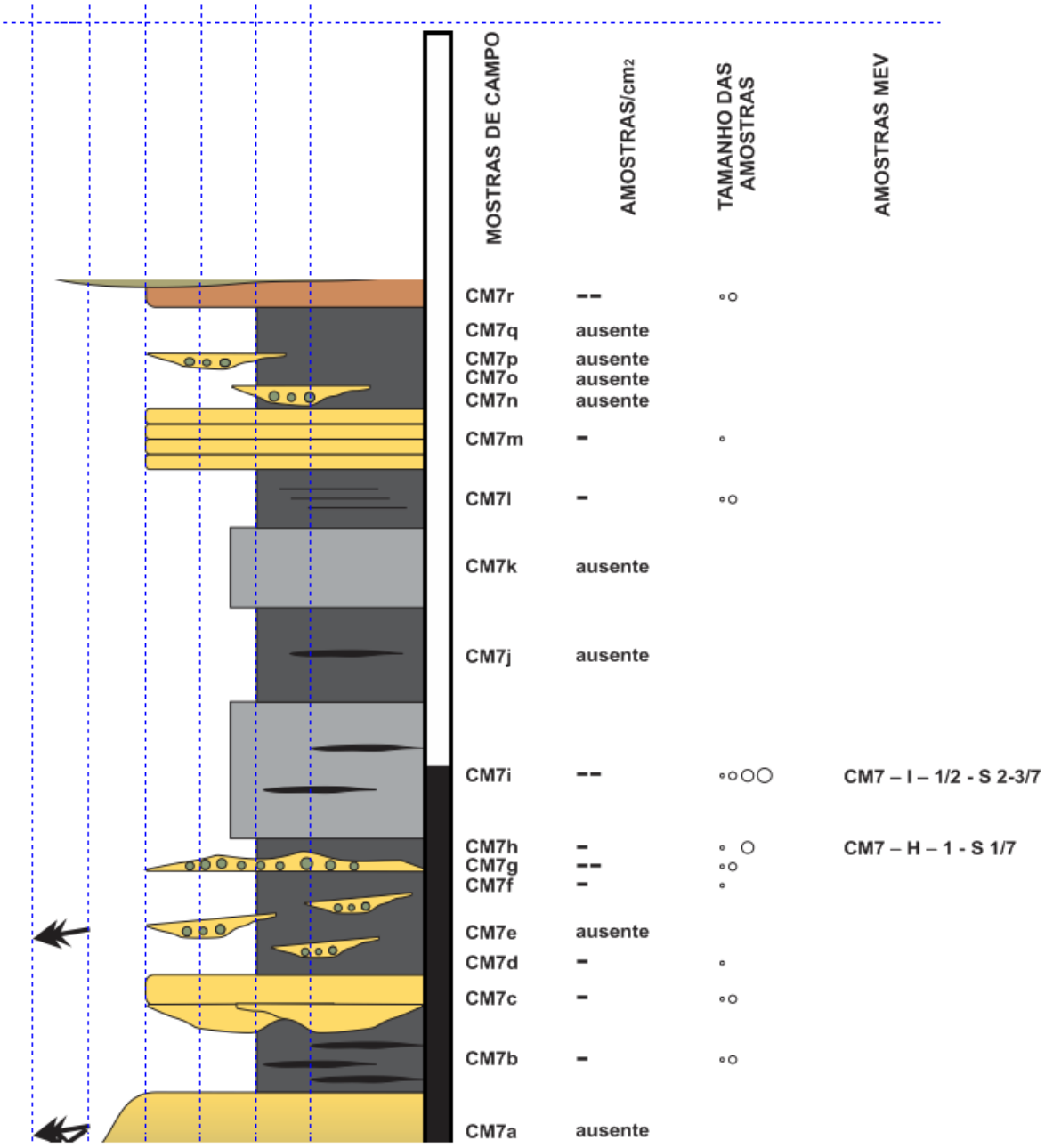
14º nível - Areias finas associadas a pelitos carbonosos com fragmentos pequenos e grandes de CVM (2,80 mm - 13,03 mm), com densidade de 1 fragmento por cm^2.

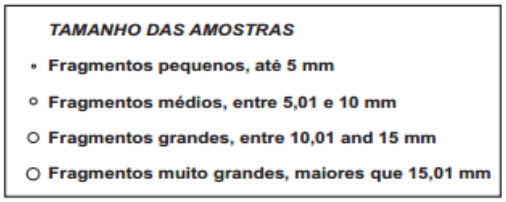
15º nível - Seixos associados a pelitos carbonosos com um único fragmento pequeno de CVM (2,76 mm), não se obteve densidade de fragmentos por cm^2.
16º nível - Pelitos carbonosos com um único fragmento médio de CVM (5,07 mm), não se obteve densidade de fragmentos por cm^2.

4.1.7 Análise estratigráfica da sucessão sedimentar 7

A sétima sucessão sedimentar do afloramento, medindo 160 cm, denominada como CB7, apresenta-se dividida em 18 níveis distintos, intercalando pelitos carbonosos, arenitos e CMin (FIGURA 16). Os fragmentos de CVM encontram-se preservados nos níveis CB7b, CB7c, CB7d, CB7f, CB7g, CB7h, CB7i, CB7l, CB7m e CB7r. Encontrou-se a presença de CMin, onde predominam as vitrinitas, no nível CB7k.

Figura 16 - Recorte do perfil estratigráfico do afloramento Curva do Belvedere correspondendo a sucessão sedimentar 7.





Organização: Da Rosa, Bica e Jasper (2014).

A seguir, apresenta-se a descrição detalhada dos 18 níveis que constituem a sucessão sedimentar 7.

1º nível - Pelitos carbonoso associados a seixos, não se verificou a presença de CVM.

2º nível - Pelitos carbonosos associados a seixos com fragmentos pequenos e médios de CVM (2,85 mm - 5,26 mm), não se obteve densidade de fragmentos por cm^2.

3º nível - Areias finas com fragmentos pequenos e médios de CVM (2,00 mm - 5,62 mm), não se obteve densidade de fragmentos por cm^2.

4º nível - Pelitos carbonosos com fragmentos pequenos de CVM (3,48 mm - 3,73 mm), não se obteve densidade de fragmentos por cm^2.

5º nível - Pelitos carbonosos associados a seixos, não verificou-se a presença de CVM.

6º nível - Pelitos carbonosos associados a seixos com fragmentos pequenos de CVM (2,00 mm - 3,98 mm), não se obteve densidade de fragmentos por cm^2.

7º nível - Pelitos carbonosos associados a seixos com fragmentos pequenos e médios de CVM (2,18 mm - 5,70 mm), com densidade de 1 fragmento por cm^2.

8º nível - Pelitos carbonosos associados a seixos com fragmentos pequenos e grandes de CVM (2,52 mm - 13,59 mm), com densidade de 1 fragmento por cm^2. Para análise sob MEV, a amostra coletada foi alocada em Stub número CB7–H-1-S-1/7.

9º nível - Pelitos carbonosos com fragmentos pequenos, médios, grandes e muito grandes de CVM (2,00 mm - 35,79 mm), com densidade de1 fragmento por cm^2. Para análise sob MEV, a amostra coletada foi alocada em Stub número CB7–I-1/2-S2-3/7.

10º nível - Pelitos carbonosos, não verificou-se a presença de CVM.

11º nível - Pelitos carbonosos associados a CMin, onde predominam as vitrinitas, não verificou-se a presença de CVM.

12º nível - Pelitos carbonosos com fragmentos pequenos e médios de CVM (3,28 mm - 5,27 mm), com densidade de 1 fragmento por cm^2.

13º nível - Arenitos com um único fragmento pequeno de CVM (2,01 mm), não se obteve densidade de fragmentos por cm^2.

14º nível - Pelitos carbonosos associados a seixos, não verificou-se a presença de CVM.

15º nível - Pelitos carbonosos associados a seixos, não verificou-se a presença de CVM.

16º nível - Pelitos carbonoso associados a seixos, não verificou-se a presença de CVM.

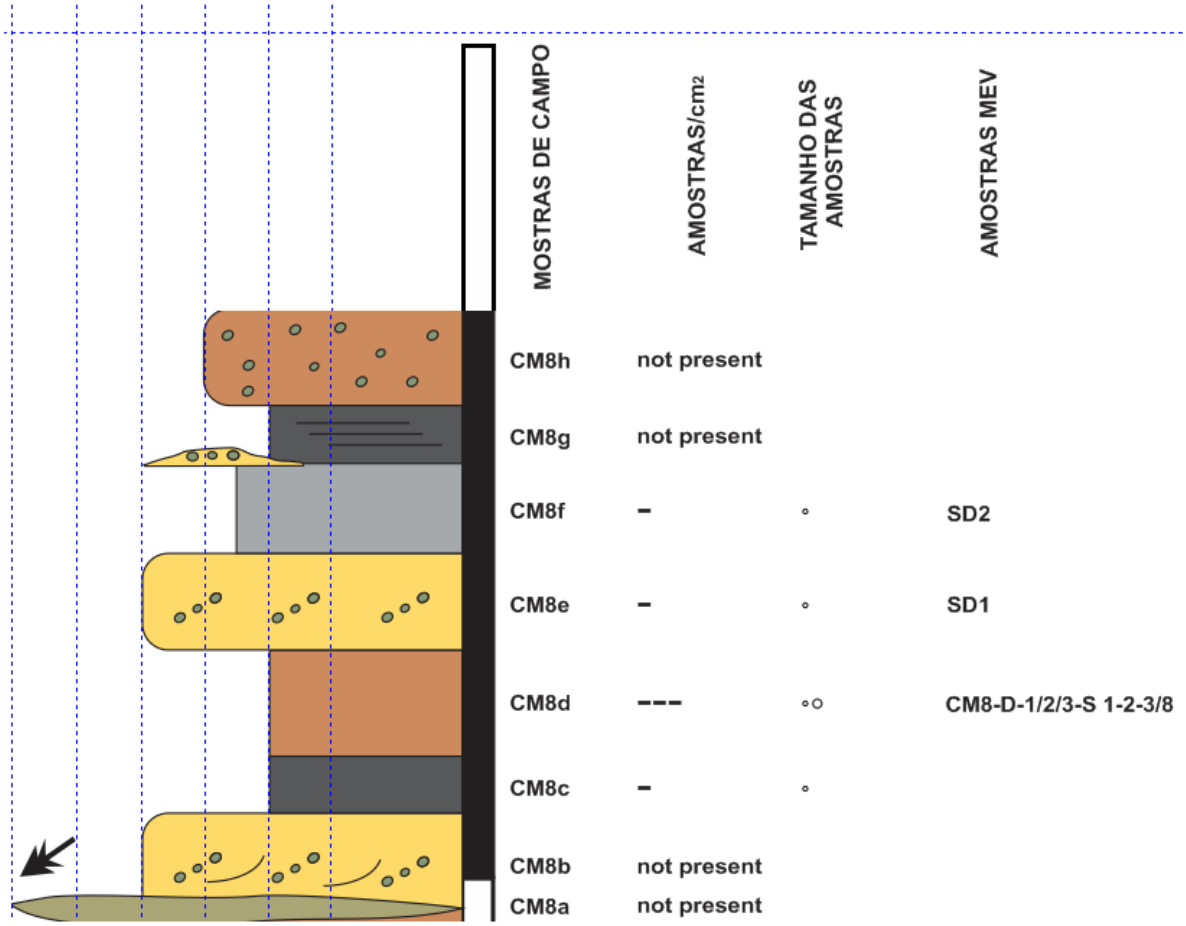
17º nível - Pelitos carbonoso associados a seixos, não verificou-se a presença de CVM.

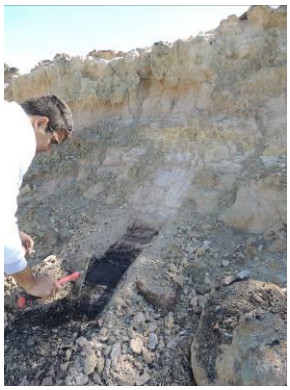
18º nível - Arenitos marrom com fragmentos pequenos e médios de CVM (2,00 mm - 9,39 mm), com densidade de 1 fragmento por cm^2.

4.1.8 Análise estratigráfica da sucessão sedimentar 8

A oitava sucessão sedimentar do afloramento, medindo 90 cm, denominada como CB8, apresenta-se dividida em oito níveis distintos, intercalando pelitos carbonosos, arenitos, areia com seixos e CMin (FIGURA 17). Os fragmentos de CVM encontram-se preservados nos níveis CB8c, CB8d, CB8e e CB8f. Encontrou-se a presença de CMin, onde predominam as vitrinitas, no nível CB8h.

Figura 17 - Recorte do perfil estratigráfico do afloramento Curva do Belvedere correspondendo a sucessão sedimentar 8.





Organização: Da Rosa, Bica e Jasper (2014).

A seguir, apresenta-se a descrição detalhada dos oito níveis que constituem a sucessão sedimentar 8.

1º nível - Seixos, não verificou-se a presença de CVM.

2º nível - Seixos, não verificou-se a presença de CVM.

3º nível - Pelitos carbonosos com um único fragmento pequeno de CVM (3,15 mm), não se obteve densidade de fragmentos por cm^2.

4º nível - Pelito carbonosos com fragmentos pequenos e médios de CVM (2,00 mm - 6,72 mm), com densidade de 2 fragmentos por cm^2.

5º nível - Areia associado a seixos com fragmentos muito pequenos de CVM (menores que 1,99 mm), confirmados sob MEV. Não se obteve densidade de fragmentos por cm^2.

6º nível - Areia associado a seixos com fragmentos muito pequenos de CVM (menores que 1,99 mm), confirmados sob MEV. Não se obteve densidade de fragmentos por cm^2.

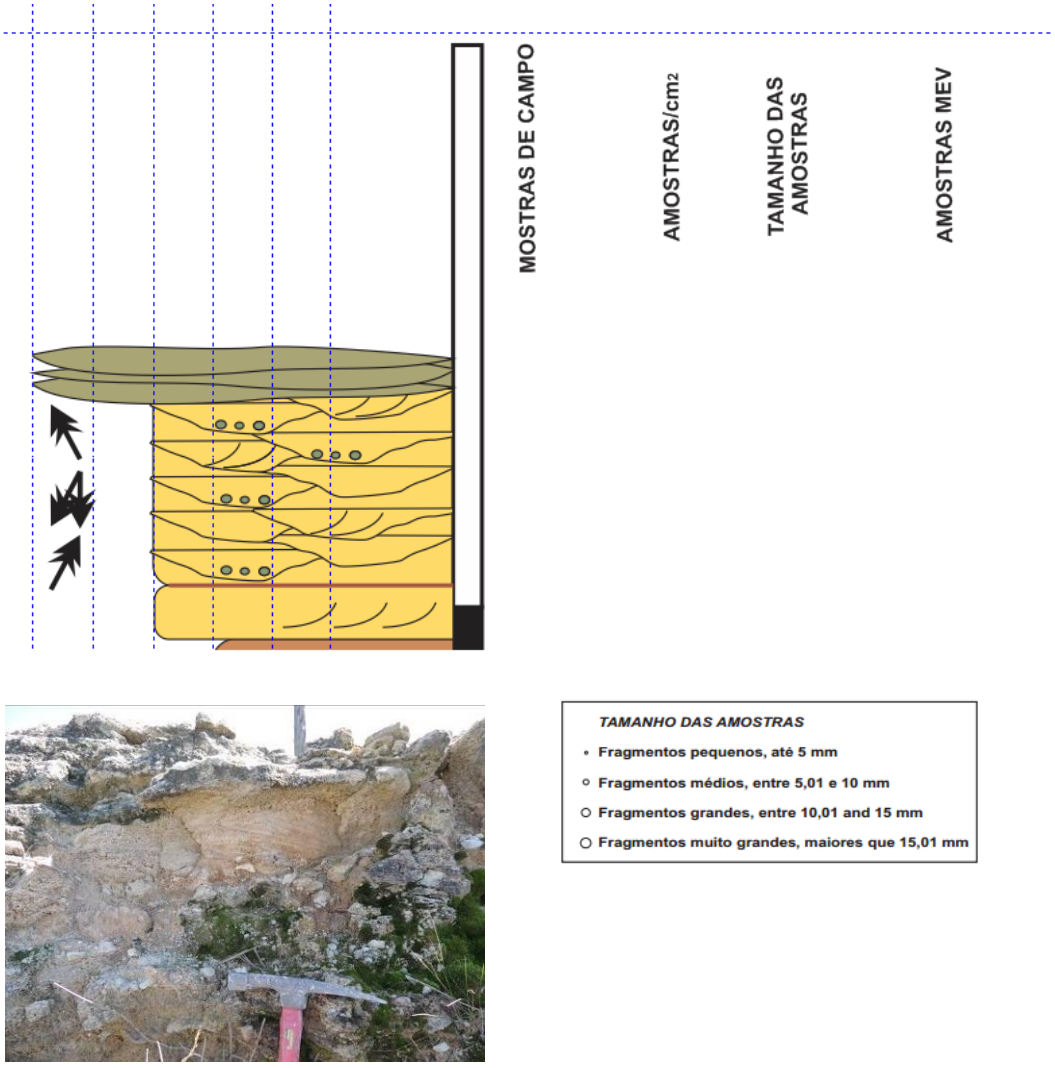
7º nível - Pelitos carbonosos associados a seixos, não verificou-se a presença de CVM.

8º nível - Arenito associado a seixos, não verificou-se a presença de CVM.

4.1.9 Análise estratigráfica da sucessão sedimentar 9

A nona sucessão sedimentar do afloramento, medindo 415 cm, denominada como CB9, apresenta-se dividida em dois níveis: arenitos médios na base e argilito no topo (FIGURA 18). Não se encontrou fragmentos de CVM.

Figura 18 - Recorte do perfil estratigráfico do afloramento Curva do Belvedere correspondendo a sucessão sedimentar 9.



Organização: Da Rosa, Bica e Jasper (2014).

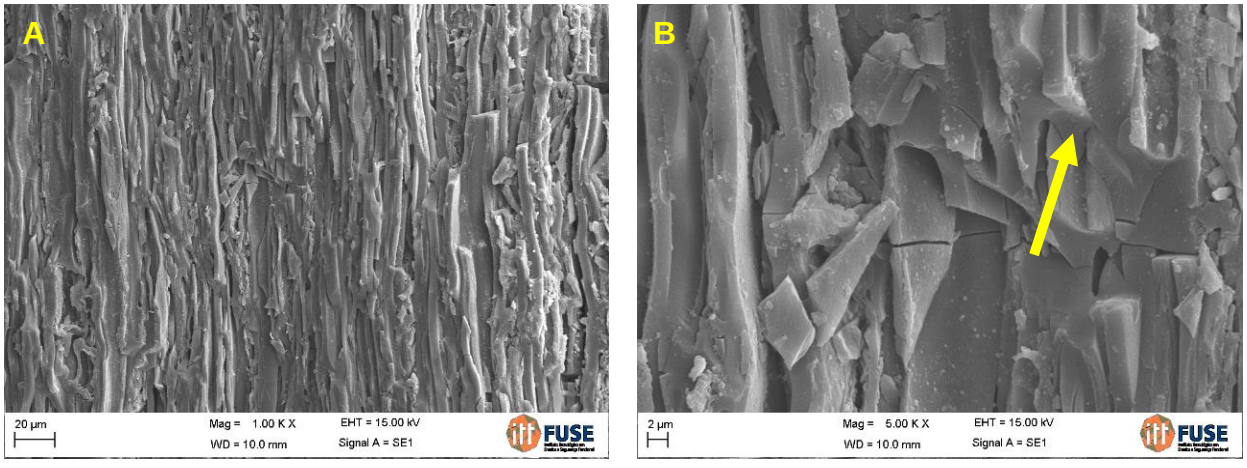
4.2 Avaliação qualitativa dos carvões vegetais macroscópicos encontrados no Afloramento Curva do Belvedere

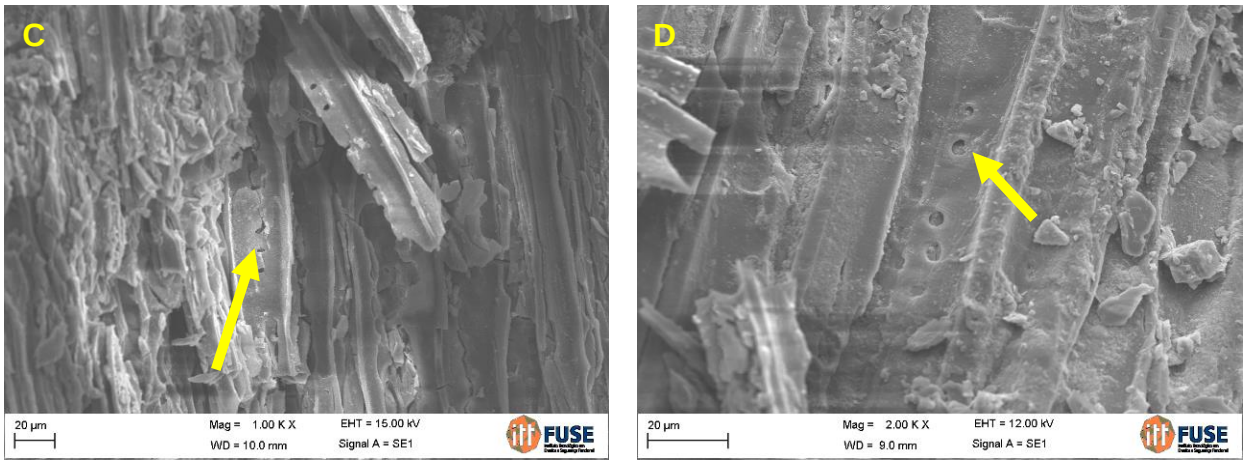
A seguir faz-se a descrição anatômica dos CVM encontrados nas nove sucessões sedimentares do afloramento.

4.2.1 Avaliação qualitativa da sucessão sedimentar 1

Os CVM desta sucessão sedimentar apresentaram-se fortemente macerados (FIGURA 19A). Os bordos das amostras são angulosos. As paredes celulares estão homogeneizadas e não apresentam resquício de lamela média (FIGURA 19B). Foi encontrado um morfotipo caracterizado por pontoações unisseriadas (FIGURA 19C, D). As amostras foram encontradas nos níveis CB1a, CB1b, CB1d. A presença de CMin, onde predominam as vitrinitas, foi verificada nos níveis CB1c e CB1e.

Figura 19 – Imagens sob MEV dos CVM´s encontrados na sucessão sedimentar 1 do Afloramento Curva do Belvedere: A) fragmento de CVM representando conjunto de traqueídeos fortemente macerados; B) fragmento de CVM com detalhamento da homogeneização das paredes celulares (seta); C) fragmento de CVM com traqueídeos de pontoações unisseriadadas (seta); D) fragmento de CVM com traqueídeos de pontoações unisseriadadas (seta).



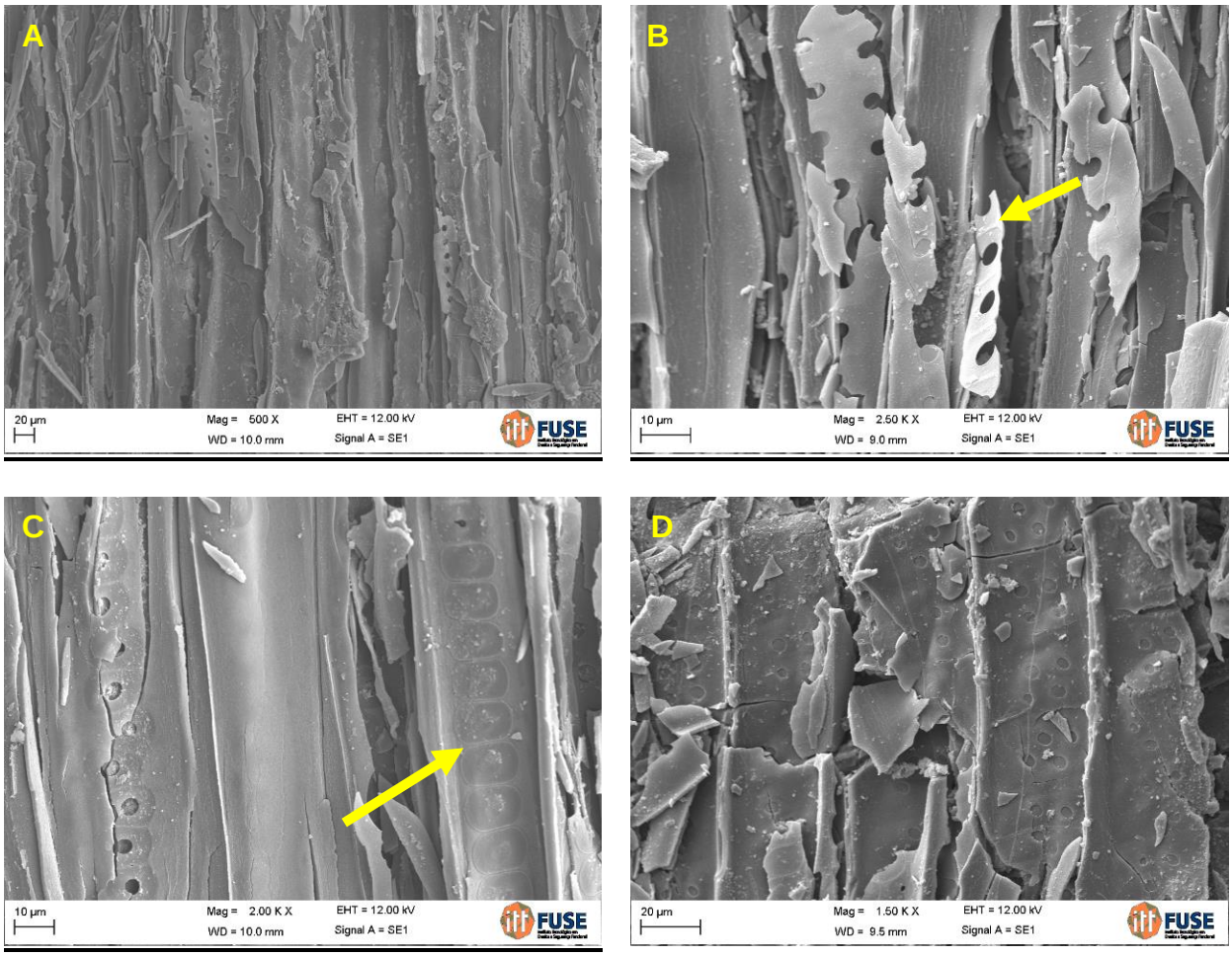


Organização: Bica, Manfroi, Silva e Jasper (2014).

4.2.2 Avaliação qualitativa da sucessão sedimentar 2

Os CVM encontrados nesta sucessão sedimentar apresentaram-se fortemente macerados (FIGURA 20A). Os bordos das amostras são angulosos. As paredes celulares não estão homogeneizadas, e apresentam resquício de lamela média (FIGURA 20B, C). Foram encontrados dois morfotipos, um caracterizado por pontoações unisseriadas e outro com pontoações bisseriadas (FIGURA 20B, C). Pode-se observar o detalhamento dos campos de cruzamento, onde são verificadas pontoações bisseriadas (FIGURA 20D). As amostras foram encontradas nos níveis CB2a, CB2b, CB2c, CB2e, CB2f, CB2g e CB2h. A presença de CMin, onde predominam as vitrinitas, foi verificada nos níveis CB2a e CB2b.

Figura 20 - Imagens sob MEV dos CVM´s encontrados na sucessão sedimentar 2 do Afloramento Curva do Belvedere: A) fragmento de CVM representando conjunto de traqueídeos fortemente macerados; B) fragmento de CVM com traqueídeos de pontoações bisseriadas e detalhamento das paredes celulares não homogeneizadas (seta); C) fragmento de CVM com traqueídeos de pontoações unisseriadadas e paredes celulares não homogeneizadas (seta); D) fragmento de CVM com pontoações bisseriadas nos campos de cruzamento.



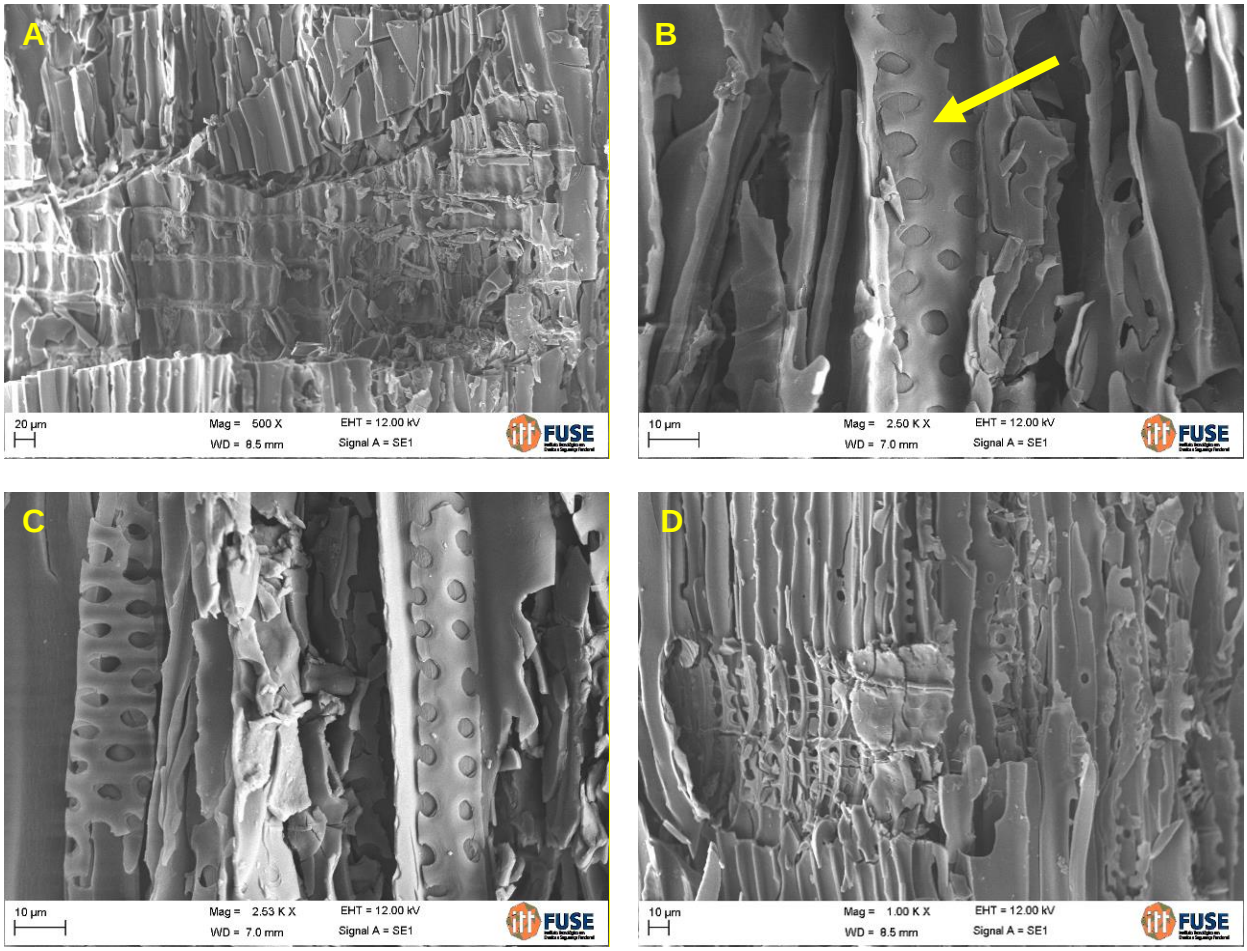
Organização: Bica, Manfroi, Silva e Jasper (2014).

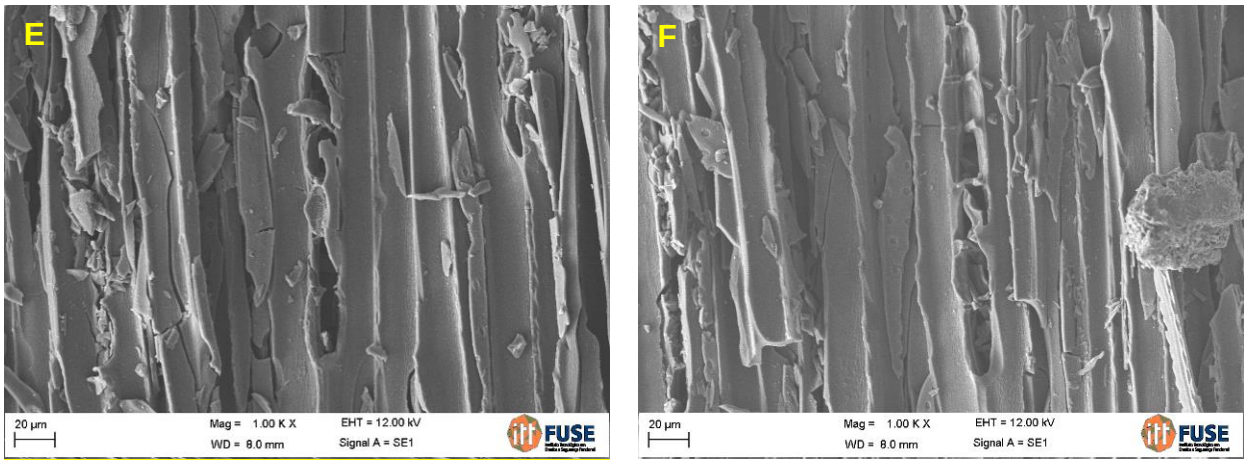
4.2.3 Avaliação qualitativa da sucessão sedimentar 3

Os CVM encontrados nesta sucessão sedimentar apresentaram-se fortemente macerados (FIGURA 21A). Os bordos das amostras são angulosos. As paredes celulares são homogeneizadas e não apresentam resquício de lamela média (FIGURA 21B). Foi encontrado um morfotipo, caracterizado por pontoações bisseriadas (FIGURA 21C). Pode-se observar o detalhamento dos campos de cruzamento, onde são verificadas pontoações unisseriadas (FIGURA 21D). Observou-se ainda a caracterização morfológica das pontoções unisseriadas de raio (FIGURAS 21E, F). As amostras foram encontradas nos níveis CB3a, CB3b, CB3c,

CB3d, CB3f, CB3g, CB3h, CB3i, CB3j, CB3k, CB3l e CB3m. A presença de CMin, onde predominam as vitrinitas, foram encontradas nos níveis CB3a, CB3b, CB3c, CB3e, CB3f e CB3i.

Figura 21 - Imagens sob MEV dos CVM´s encontrados na sucessão sedimentar 3 do Afloramento Curva do Belvedere: A) fragmento de CVM representando conjunto de traqueídeos fortemente macerados; B) fragmento de CVM com detalhamento da homogeneização das paredes celulares (seta); C) fragmento de CVM com traqueídeos de pontoações bisseriadas (seta); D) fragmento de CVM com pontoações unisseriadas nos campos de cruzamento; E) fragmento de CVM com visão geral de traqueídeo de raio; F) fragmento de CVM com detalhe de um raio unisseriado.



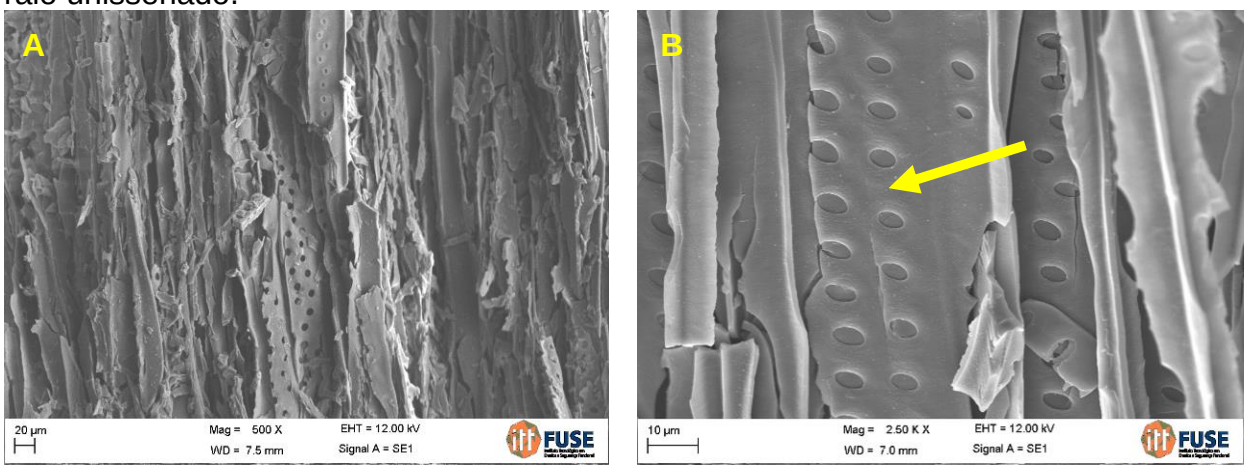


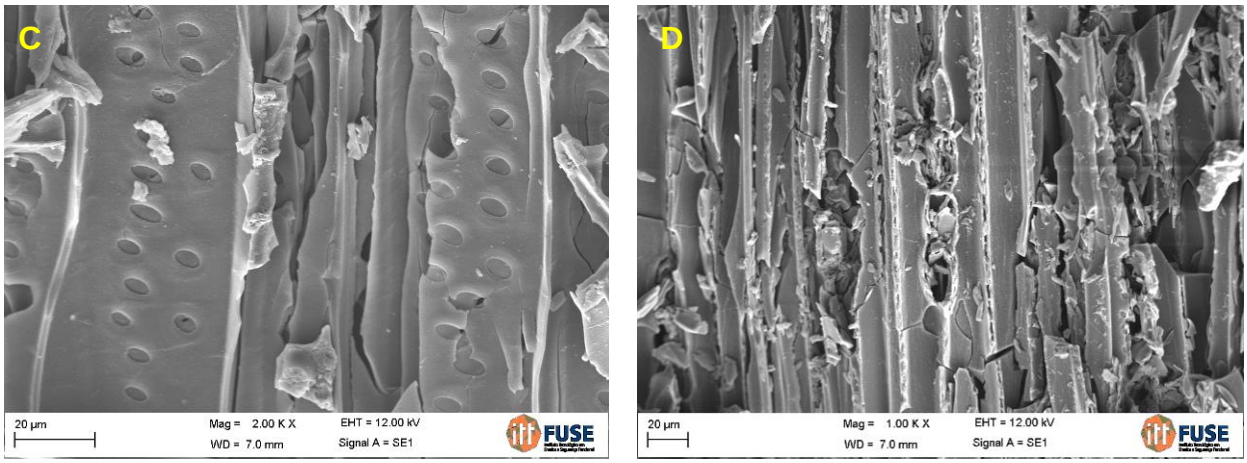
Organização: Bica, Manfroi, Silva e Jasper (2014).

4.2.4 Avaliação qualitativa da sucessão sedimentar 4

Os CVM encontrados nesta sucessão sedimentar apresentaram-se fortemente macerados. Os bordos das amostras são angulosos (FIGURA 22A). As paredes celulares são homogeneizadas e não apresentam resquício de lamela média (FIGURA 22B). Foi encontrado um morfotipo caracterizado por pontoações bisseriadas (FIGURA 22C). Observou-se ainda a caracterização morfológica das pontoções unisseriadas de raio (FIGURAS 22D). As amostras foram encontradas nos níveis CB4a, CB4c, CB4d, CB4f, CB4h, CB4i, CB4j, CB4k, CB4l, CB4n e CB4q. A presença de CMin, onde predominam as vitrinitas, foram encontradas nos níveis CB4b, CB4i, CB4n, CB4p e CB4q.

Figura 22 - Imagens sob MEV dos CVM´s encontrados na sucessão sedimentar 4 do Afloramento Curva do Belvedere: A) fragmento de CVM representando conjunto de traqueídeos fortemente macerados; B) fragmento de CVM com detalhamento da homogeneização das paredes celulares (seta); C) fragmento de CVM com traqueídeos de pontoações bisseriadas; D) fragmento de CVM com detalhe de um raio unisseriado.



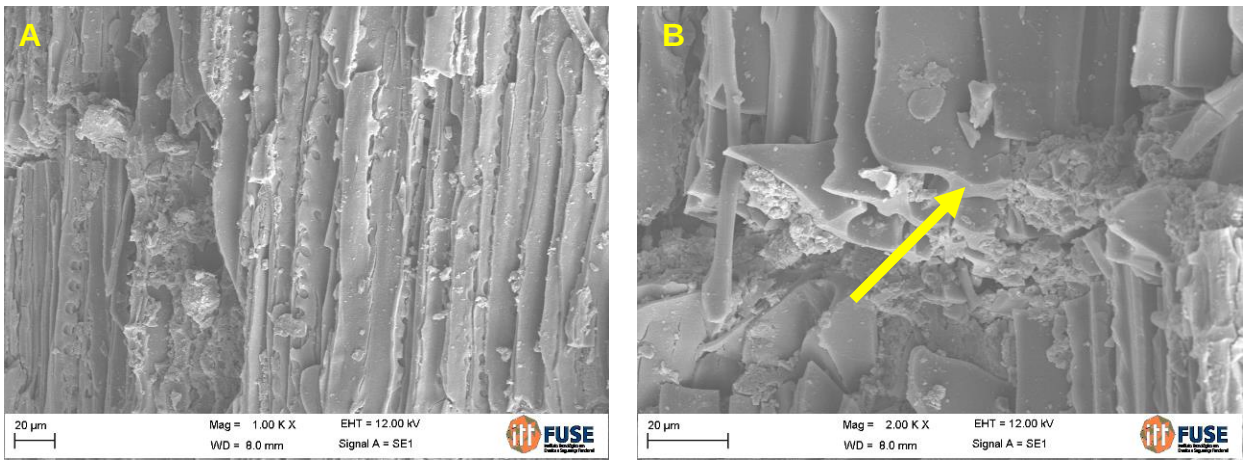


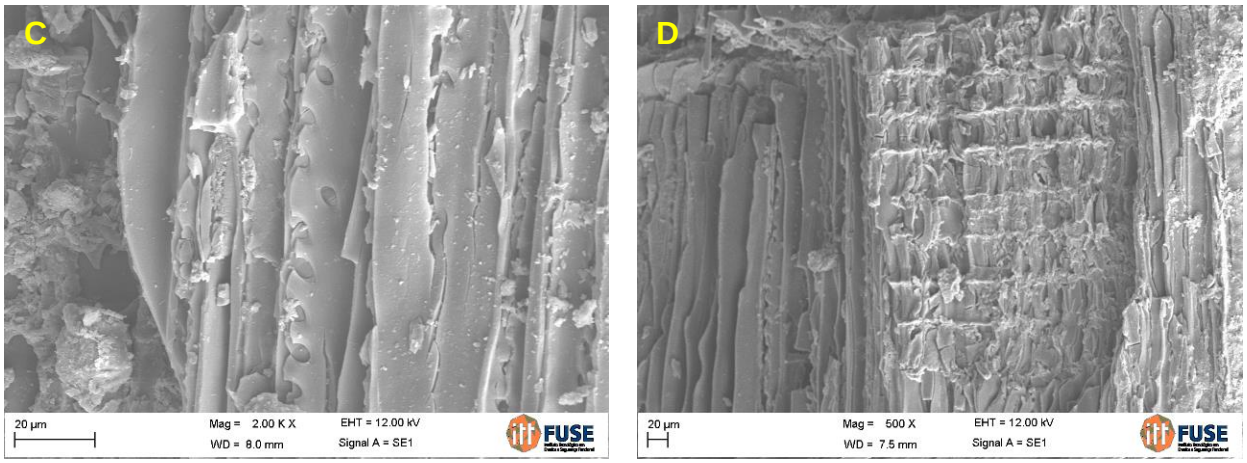
Organização: Bica, Manfroi, Silva e Jasper (2014).

4.2.5 Avaliação qualitativa da sucessão sedimentar 5

Os CVM encontrados nesta sucessão sedimentar apresentaram-se fortemente macerados. Os bordos das amostras são angulosos (FIGURA 23A). As paredes celulares estão homogeneizadas e não apresentam resquício de lamela média (FIGURA 23B). Foi encontrado um morfotipo caracterizado por pontoações bisserriadas (FIGURA 23C). Pode-se observar o detalhamento dos campos de cruzamento, onde são verificadas pontoações unisseriadas (FIGURA 23D). As amostras foram encontradas nos níveis CB5c e CB5d. A presença de CMin, onde predominam as vitrinitas, foi verificada nos níveis CB5c e CB5d.

Figura 23 - Imagens sob MEV dos CVM´s encontrados na sucessão sedimentar 5 do Afloramento Curva do Belvedere: A) fragmento de CVM representando conjunto de traqueídeos fortemente macerados; B) fragmento de CVM com detalhamento da homogeneização das paredes celulares (seta); C) fragmento de CVM com traqueídeos de pontoações bisseriadas; D) fragmento de CVM com pontoações unisseriadas nos campos de cruzamento.



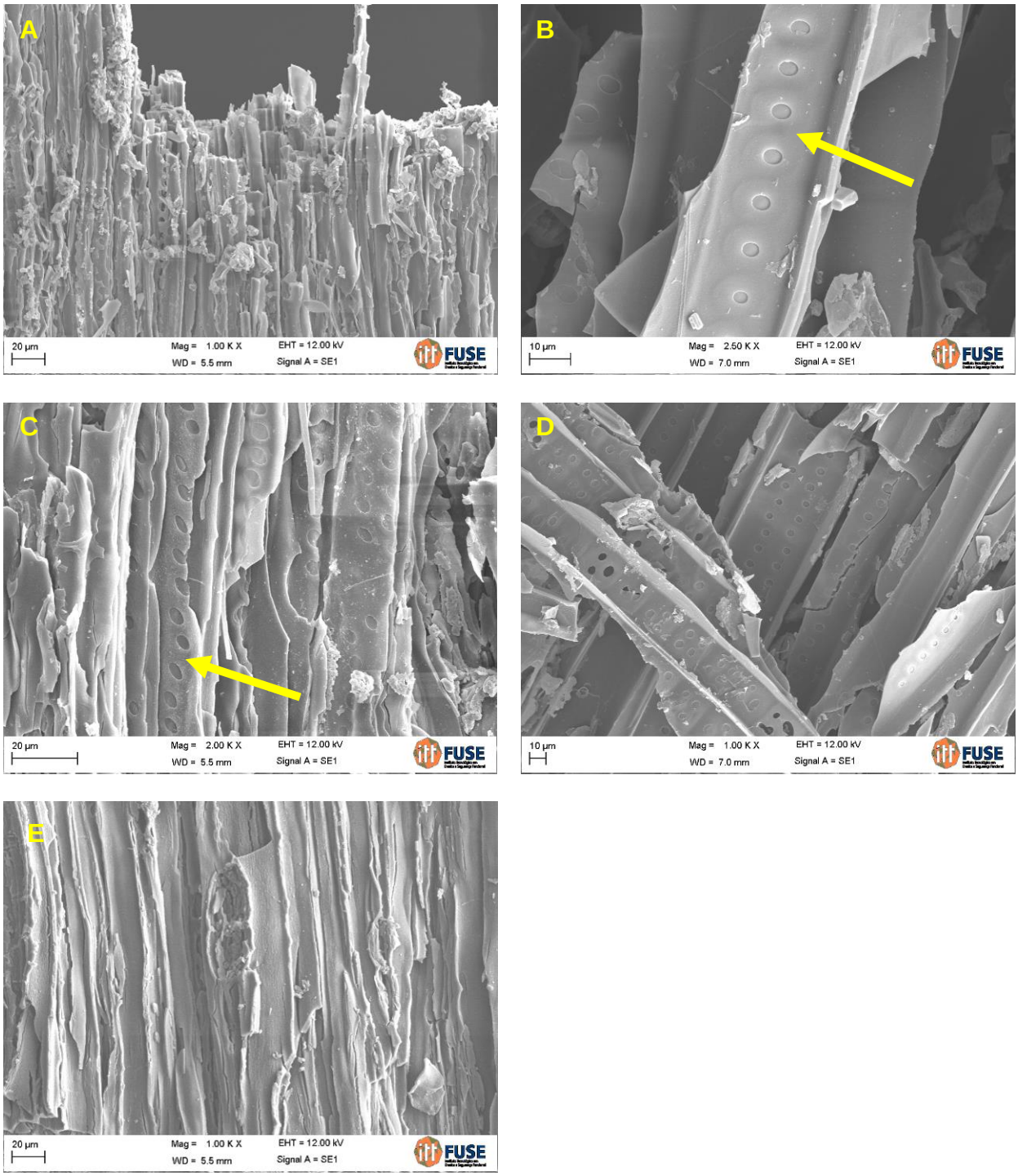


Organização: Bica, Manfroi, Silva e Jasper (2014).

4.2.6 Avaliação qualitativa da sucessão sedimentar 6

Os CVM encontrados nesta sucessão sedimentar apresentaram-se fortemente macerados. Os bordos das amostras são angulosos (FIGURA 24A). As paredes celulares variam entre não homogeneizadas (FIGURA 24B) e homogeneizadas (FIGURA 24C) e, nestes casos apresentam resquício de lamela média. Foram encontrados dois morfotipos, um caracterizado por pontoações unisseriadas (FIGURA 24B) e outro com pontoações bisseriadas (FIGURA 24C). Pode-se observar o detalhamento dos campos de cruzamento, onde são verificadas pontoações bisseriadas (FIGURA 24D). Observou-se ainda a caracterização morfológica das pontoções unisseriadas de raio (FIGURAS 24E). As amostras foram encontradas nos níveis CB6c, CB6d, CB6e, CB6g, CB6i, CB6j, CB6k, CB6l, CB6m, CB6n, CB6o e CB6p. A presença de CMin, onde predominam as vitrinitas, foram encontradas nos níveis CB6b, CB6f, CB6h e CB6i.

Figura 24 - Imagens sob MEV dos CVM´s encontrados na sucessão sedimentar 6 do Afloramento Curva do Belvedere: A) fragmento de CVM representando conjunto de traqueídeos fortemente macerados; B) fragmento de CVM com detalhamento das paredes celulares não homogeneizadas (seta); C) fragmento de CVM com detalhamento das paredes celulares homogeneizadas (seta); D) fragmento de CVM com pontoações bisseriadas nos campos de cruzamento; E) fragmento de CVM com detalhe de um raio unisseriado.



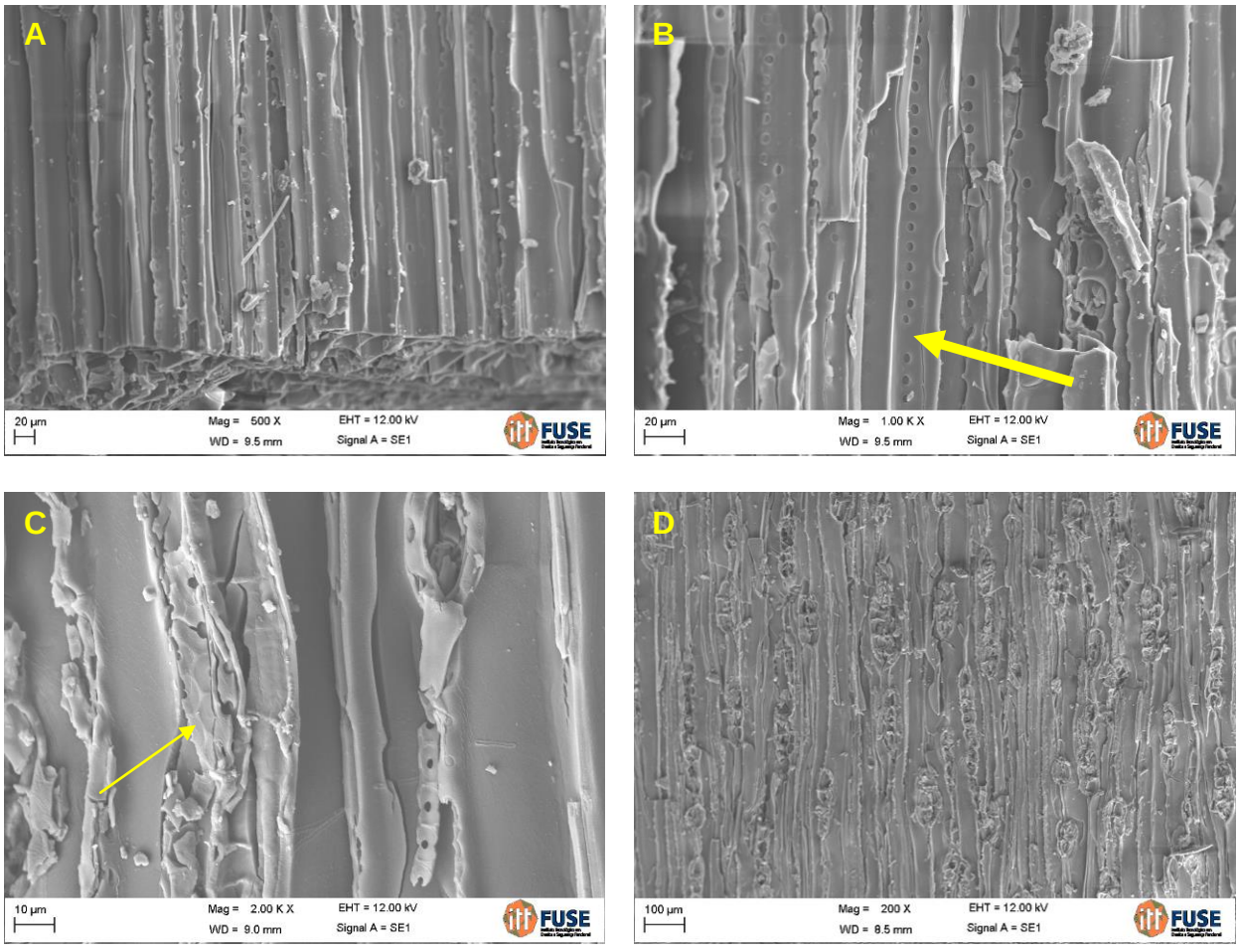
Organização: Bica, Manfroi, Silva e Jasper (2014).

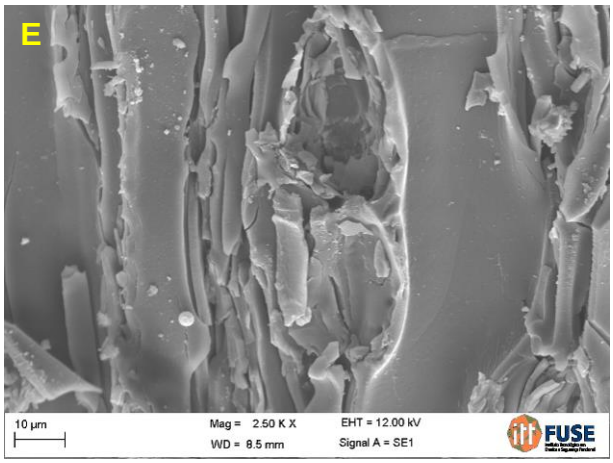
4.2.7 Avaliação qualitativa da sucessão sedimentar 7

Os CVM encontrados nesta sucessão sedimentar apresentaram-se fortemente macerados. Os bordos das amostras são angulosos (FIGURA 25A). As paredes celulares variam entre homogeneizadas (FIGURA 25B) a não homogeneizadas e, nestes casos, apresentam resquício de lamela média (FIGURA

25C). Foram encontrados dois morfotipos, um caracterizado por pontoações unisseriadas (FIGURA 25B) e outro com pontoações bisseriadas (FIGURA 25C). As amostras foram encontradas nos níveis CB7b, CB7c, CB7d, CB7f, CB7g, CB7h, CB7i, CB7l, CB7m e CB7r. A presença de CMin, onde predominam as vitrinitas, foi registrada no nível CB7k.

Figura 25 - Imagens sob MEV dos CVM´s encontrados na sucessão sedimentar 7 do Afloramento Curva do Belvedere: A) fragmento de CVM representando conjunto de traqueídeos fortemente macerados; B); fragmento de CVM com detalhamento das paredes celulares homogeneizadas (seta); C) fragmento de CVM com detalhamento das paredes celulares não homogeneizadas (seta); D) vista geral de fragmento de CVM com traqueídeos de raio com pontoações unisseriadas; E) detalhamento de CVM com traqueídeos de raio com pontoações unisseriada.



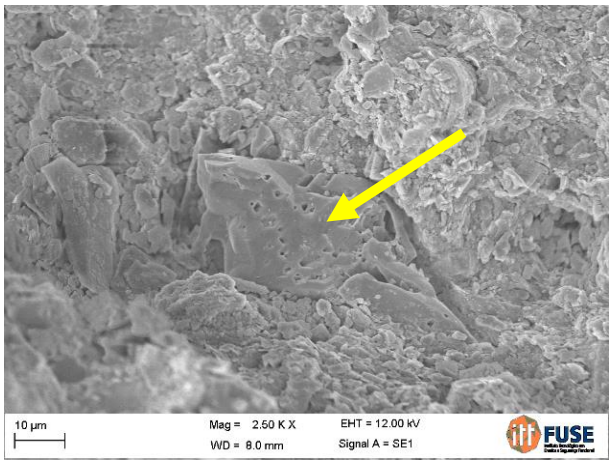


Organização: Bica, Manfroi, Silva e Jasper (2014).

4.2.8 Avaliação qualitativa da sucessão sedimentar 8

Os CVM encontrados nesta sucessão sedimentar apresentaram-se fortemente macerados (FIGURA 26A). As paredes celulares apresentam-se homogeneizadas e não apresentam resquício de lamela média. Devido ao estado de preservação das amostras encontradas não foi possível identificar associação a um morfotipo. As amostras foram encontradas nos níveis CB8c, CB8d, CB8e e CB8f.

Figura 26 - Imagens sob MEV do CVM encontrado na sucessão sedimentar 8 do Afloramento Curva do Belvedere: fragmento de CVM representando conjunto de traqueídeos fortemente macerados e as paredes celulares homogeneizadas (seta).



Organização: Bica, Manfroi, Silva e Jasper (2014).

4.3 Anatomia dos fragmentos de carvão vegetal macroscópico:

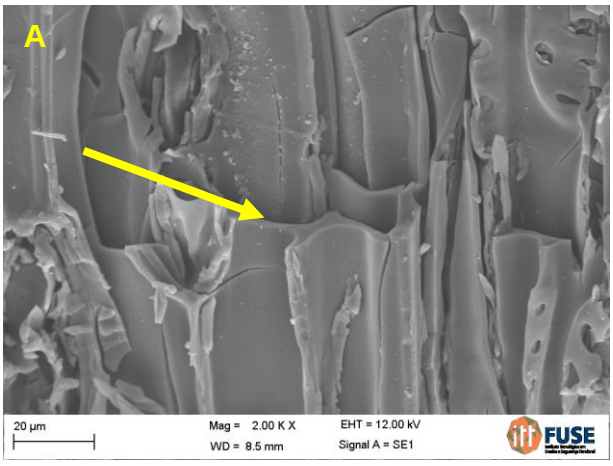
Os fragmentos de CVM estudados são visíveis a olho nu, com dimensões que variam entre 2 – 51,72 mm. Além disso, todos os fragmentos avaliados sob MEV

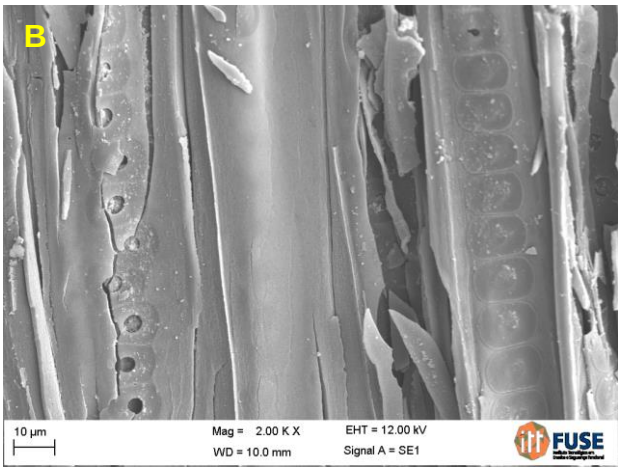
apresentaram homogeneização de suas paredes celulares e bordos retos ou dentados, sem desgaste aparente (FIGURA 3). A análise da anatomia dos CVM permitiu estabelecer a ocorrência de três morfotipos de lenhos carbonizados no Afloramento Curva do Belvedere.

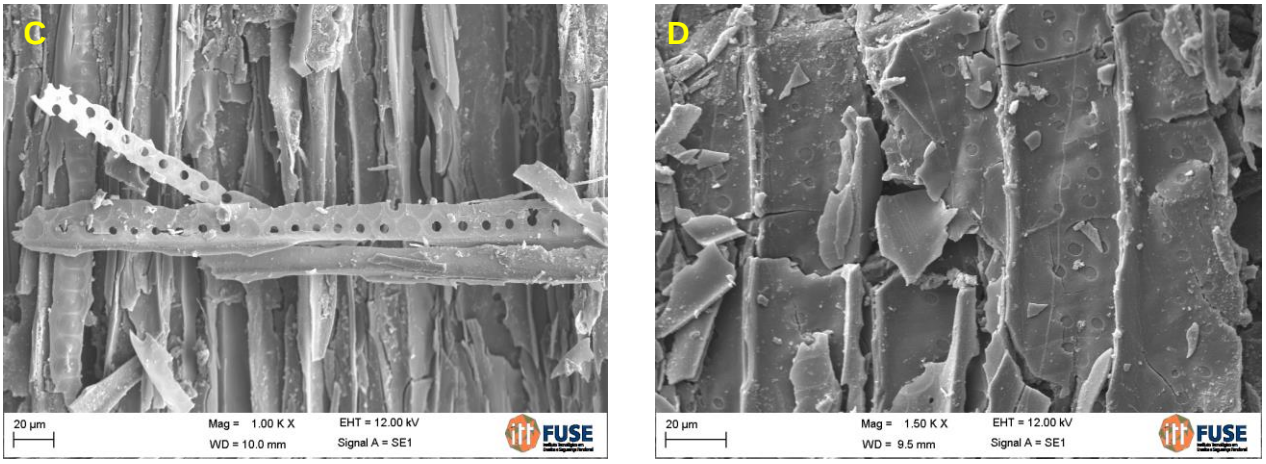
Morfotipo CuBe 1

Lenho picnoxílico secundário que, em plano radial, apresenta traqueídeos com 20,0 – 25,0 µm de largura (FIGURA 27A). Os traqueídeos possuem pontoações hexagonais areoladas, uni (FIGURA 27B) ou bisseriadas. Quando bisseriadas são distribuídas de forma alterna (FIGURA 27C). Ocorrem campos de cruzamento com 27,0 – 30,0 µm de largura, duas células de altura e pontoação araucarioide (FIGURA 27D).

Figura 27 – Imagens sob MEV acerca do detalhamento do Morfotipo CuBe1: A) estruturas anatômicas preservadas nos fragmentos com destaque para a homogeneização das paredes celulares (seta); B) detalhe de fragmento de CVM com pontoações hexagonais areoladas unisseriadas; C) pontoações areoladas uni e bisseriadas; D) campos de cruzamento apresentando pontoações araucarioide, com duas células de altura.





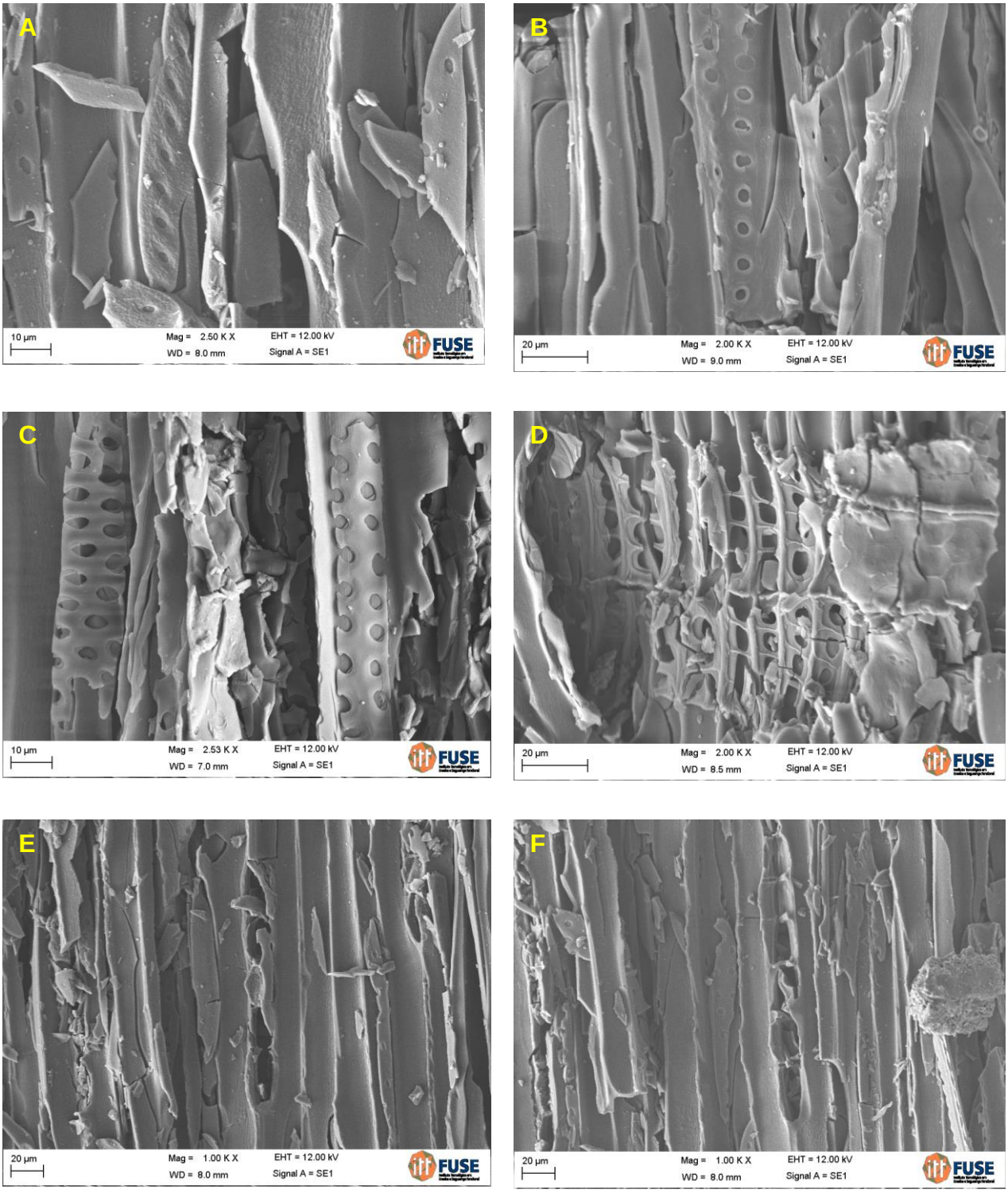


Organização: Bica, Manfroi, Silva e Jasper (2014).

Morfotipo CuBe 2

Lenho picnoxílico secundário que, em plano radial, apresenta traqueídeos com 13,0 – 17,0 µm de largura (FIGURA 28A). Os traqueídeos possuem pontoações uni (FIGURA 28A), bi (FIGURA 28B) ou trisseriadas (FIGURA 28C). Quando bisseriadas, as pontoações são alternas, podendo ser areoladas. Quando trisseriadas têm distribuição diagonal. Os campos de cruzamento possuem quatro células de altura e pontoação araucarioide (FIGURA 28D). Quando em plano tangencial, ocorrem raios unisseriados com cinco a sete células de altura (FIGURA 28E e 28F).

Figura 28 – Imagens sob MEV acerca do detalhamento do Morfotipo CuBe2: A) lenho secundário apresentando traqueídeos com pontuações unisseriadas; B) fragmento de CVM com traqueídeos de pontoações bisseriadas alternas; C) fragmento de CVM com traqueídeos de pontoações trisseriadas diagonais; D) campos de cruzamento apresentando pontoações araucarioide, com quatro células de altura; E) fragmento de CVM em vista tangencial com raio unisseriado com cinco células de altura; F) fragmento de CVM em vista tangencial com raio unisseriado com sete células de altura.

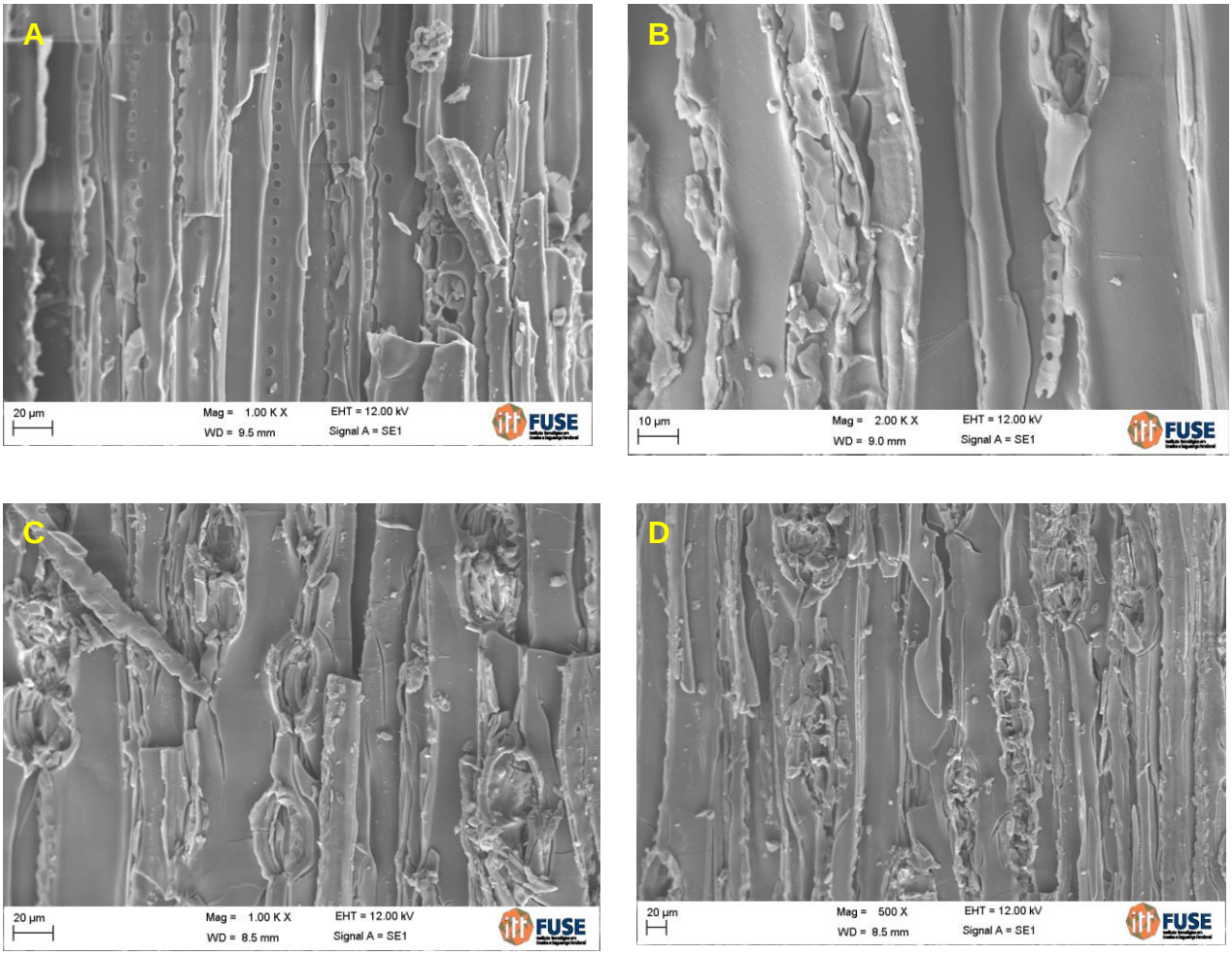


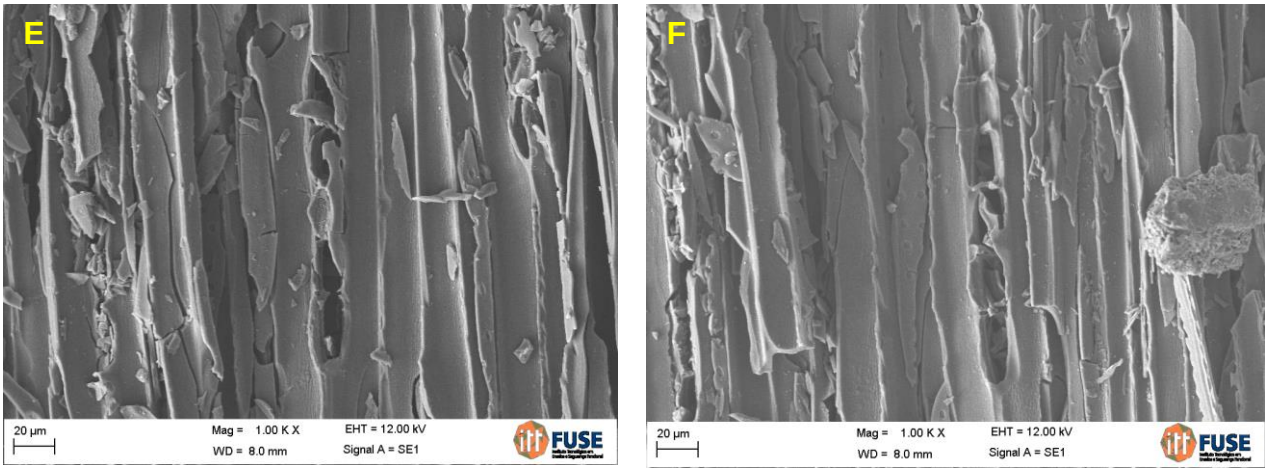
Organização: Bica, Manfroi, Silva e Jasper (2014).

Morfotipo CuBe 3

Lenho picnoxílico secundário que, quando em plano radial, apresenta traqueídeos com 23,0 – 27,0 µm de largura (FIGURA 29A). Os traqueídeos possuem pontoações unisseriadas circulares e contínuas (FIGURA 29A) ou, raramente, bisseriadas circulares ou poligonais, alternas, areoladas (FIGURA 29B) ou não. Quando em plano tangencial, ocorrem raios unisseriados variando de uma (FIGURA 29C) a oito células de altura (FIGURA 29D).

Figura 29 – Imagens sob MEV acerca do detalhamento do Morfotipo CuBe2: A) fragmento de CVM em vista radial com traqueídeos de pontoação unisseriada; B) detalhe de fragmento de CVM com traqueídeos de pontoação bisseriada alterna; C) fragmento de CVM em vista tangencial com raio preservado; D) fragmento de CVM em vista tangencial com raio preservado.





Organização: Bica, Manfroi, Silva e Jasper (2014).

Na análise em microscópio eletrônico de varredura foi possível identificar que os tecidos dos lenhos foram macerados, provavelmente comprimidos durante o processo diagenético, o que impossibilitou a observação de características histológicas completas que permitissem uma conexão taxonômica específica.

Os registros de paleoincêndios, através da presença de pelitos carbonosos e comprovados pela análise do carvão vegetal macroscópico sob MEV, foram verificados em oito dos nove níveis estratigráficos, caracterizando uma sucessão ou persistência de paleoincêndios no registro geológico deste afloramento.

4.4 Avaliação quantitativa dos carvões vegetais macroscópicos encontrados no Afloramento Curva do Belvedere

A análise detalhada do Afloramento Curva do Belvedere permitiu identificação de nove sucessões sedimentares agrupadas em três conjuntos arquiteturais e relacionadas com seus respectivos paleoambientes. Neste contexto foram identificados 133 níveis deposicionais, e destas, 62 camadas contendo CVM, cujas amostras variaram entre 2,00-51,72 mm (TABELA 1).

Tabela 1 - Comparativo entre as diferentes sucessões sedimentares do Afloramento Curva do Belvedere, suas litologias, morfotipos, tamanhos e densidades de CVM.

Sucessão sedimentar	Caracterização litológica	Morfotipo de CVM presente	Tamanho mínimo e máximo dos fragmentos (em mm)	Ocorrência mínima e máxima dos frag./cm^2
CB 9	Arenitos médios e argilito	Ausente	0	0
CB 8	Pelitos carbonosos, arenitos, areia com seixos e CMin	Não definido	2,00 – 6,72	0 – 3
CB 7	Pelitos carbonosos, arenitos e CMin	CuBe 2 e CuBe 3	2,00 – 35,79	0 – 2
CB 6	Pelitos carbonosos, arenitos e CMin	CuBe 1 e CuBe 2	2,00 – 21,15	0 – 3
CB 5	Pelitos carbonosos, arenitos e CMin	CuBe 1	2,67 – 9,36	0 – 2
CB 4	Pelitos carbonosos, arenitos e CMin	CuBe 1	2,00 – 20,90	0 – 4
CB 3	Pelitos carbonosos, arenitos e CMin	CuBe 2	2,00 – 40,85	0 – 12
CB 2	Pelitos carbonosos, arenitos e CMin	CuBe 1 e CuBe 2	2,00 – 26,12	0 – 9
CB 1	Pelitos carbonsos e CMin	CuBe 1	2,95 – 51,72	0 – 5

A seguir são apresentadas as características quantitativas dos CVM´s encontrados nas nove sucessões sedimentares que compõem a sucessão do afloramento Curva do Belvedere.

4.4.1 Avaliação Quantitativa da sucessão sedimentar 1

Os fragmentos encontrados variaram de 5,84 mm a 51,72 mm. Nas amostras onde se encontrou CVM, verificou-se uma densidade média de 3,06 fragmentos por cm^2. Os fragmentos foram resgatados dos níveis CB1a, CB1b e CB1d (FIGURA 10), caracterizados como pelitos carbonos.

4.4.2 Avaliação Quantitativa da sucessão sedimentar 2

Os fragmentos encontrados variaram de 2,01 mm a 26,12 mm. Nas amostras onde se encontrou CVM, verificou-se uma densidade média de 2,91 fragmentos por cm^2. Os fragmentos foram resgatados dos níveis CB2a, CB2b, CB2c, CB2e, CB2f, CB2g e CB2h (FIGURA 11), caracterizados como pelitos carbonos e siltitos carbonosos.

4.4.3 Avaliação Quantitativa da sucessão sedimentar 3

Os fragmentos encontrados variaram de 2,00 mm a 40,85 mm. Nas amostras onde se encontrou CVM, verificou-se uma densidade média de 3,47 fragmentos por cm^2. Os fragmentos foram resgatados dos níveis CB3a, CB3b, CB3c, CB3d, CB3f, CB3g, CB3h, CB3i, CB3j, CB3k, CB3l e CB3m (FIGURA 12), caracterizados como pelitos carbonosos.

4.4.4 Avaliação Quantitativa da sucessão sedimentar 4

Os fragmentos encontrados variaram de 2,00 mm a 20,90 mm. Nas amostras onde se encontrou CVM, verificou-se uma densidade média de 0,61 fragmentos por cm^2. Os fragmentos foram resgatados dos níveis CB4a, CB4c, CB4d, CB4f, CB4h, CB4i, CB4j, CB4k, CB4l, CB4n e CB4m (FIGURA 13), caracterizados como pelitos carbonos e siltitos carbonosos, paraconglomerados e CMin. Encontrou-se ainda fragmentos de CVM associados à paraconglomerados nos níveis CB4g e CB4h.

4.4.5 Avaliação Quantitativa da sucessão sedimentar 5

Os fragmentos encontrados variaram de 2,67 mm a 9,36 mm. Nas amostras onde se encontrou CVM, verificou-se uma densidade média de 0,5 fragmento por cm^2. Os fragmentos de CVM foram resgatados dos níveis CB5c e CB5d (FIGURA 14), caracterizados como siltitos carbonosos, associados a CMin, onde predominam as vitrinitas. Encontrou-se ainda siltitos carbonosos associados a paraconglomerados nos níveis CB5a e CB5b e siltitos carbonosos associados a areias finas no nível CB5d.

4.4.6 Avaliação Quantitativa da sucessão sedimentar 6

Os fragmentos encontrados variaram de 2,00 mm a 21,15 mm. Nas amostras onde se encontrou CVM, verificou-se uma densidade média de 0,43 fragmento por cm^2. Os fragmentos foram resgatados dos níveis CB6c, CB6d, CB6e, CB6g, CB6i,

CB6j, CB6k, CB6l, CB6m, CB6n, CB6o e CB6p (FIGURA 15), caracterizados como siltitos carbonosos. Encontrou-se ainda fragmentos de CVM associados à paraconglomerados nos níveis CB6d, CB6j e CB6o.

4.4.7 Avaliação Quantitativa da sucessão sedimentar 7

Os fragmentos encontrados variaram de 2,00 mm a 35,79 mm. Nas amostras onde se encontrou CVM, verificou-se uma densidade média de 0,40 fragmento por cm^2. Os fragmentos foram resgatados dos níveis CB7b, CB7c, CB7d, CB7f, CB7g, CB7h, CB7i, CB7l, CB7m e CB7r (FIGURA 16), caracterizados como pelitos carbonosos, siltitos carbonosos, siltitos carbonosos associados a paraconglomerados e argilito.

4.4.8 Avaliação Quantitativa da sucessão sedimentar 8

Os fragmentos encontrados variaram de 2,00 mm a 6,72 mm. Nas amostras onde se encontrou carvão vegetal macroscópico, verificou-se uma densidade média de 0,33 fragmento por cm^2. Os fragmentos foram resgatados dos níveis CB8c e CB8d (FIGURA 17), caracterizados como pelitos carbonosos e siltitos carbonosos.

4.4.9 Avaliação Quantitativa da sucessão sedimentar 9

Não foram encontrados fragmentos de CVM nesta sucessão sedimentar.

Sobre o embasamento cristalino se observa um conjunto de intercalações de pelitos carbonosos, camadas de vitrinita, lentes de conglomerados e arenitos grossos com seixos, compondo as sucessões sedimentares CB1 e CB2. Estas litologias podem ser atribuídas ao ambiente de turfeira constantemente perturbada por canais efêmeros, provavelmente relacionadas às fácies distais do leque aluvial. Os CVM´s encontrados nestas sucessões sedimentares apresentam-se macerados com bordos retos e angulosos. Na sucessão sedimentar CB1 ocorre CVM pertencente ao morofotipo CuBe1, enquanto que na sucessão sedimentar CB2 foram encontrados os morfotipos CuBe 1 e CuBe 2. Os fragmentos variam entre pequenos, médios, grandes e muito grandes (2,00 mm – 51,72 mm), sendo que sua densidade variou entre 0 – 9 fragmentos por cm^2.

A porção intermediária do afloramento é marcada por intercalação de arenitos grossos de cor cinza-esverdeada, amalgamados, com geometria lenticular, bem compactados e cimentados, constituindo, inclusive, um ressalto no afloramento.

Essas litologias são atribuídas a canais efêmeros, provavelmente relacionados à porção intermediária de um leque aluvial. Não foi encontrado CVM neste intervalo.

Acima deste intervalo é possível reconhecer um conjunto de camadas finas compostas pela intercalação de pelitos carbonosos, vitrinita, arenitos grossos com seixos e lentes de conglomerados (CB3 a CB7). Praticamente todos estes níveis contêm CVM, e caracterizam o estabelecimento de turfeiras. Algumas camadas preservam o sentido de paleocorrente para sudoeste e leste. Os CVM´s encontrados nesta sucessão sedimentar apresentaram-se macerados com os bordos retos e angulosos. O morfotipo CuBe 2 foi encontrado nas sucessões sedimentares CB3, CB6 e CB7. O morfotipo CuBe 1, foi encontrado nas sucessões sedimentares CB4, CB5 e CB6. Já o morfotipo CuBe 3 foi encontrado somente na sucessão sedimentar CB7. Os fragmentos variaram entre pequenos, médios, grandes e muito grandes (2,00 mm – 40,85 mm), sendo que sua densidade variou de 0 a 12 fragmentos por cm^2.

No topo do afloramento ocorre uma intercalação de areias às vezes com preservação de estratificação cruzada acanalada com seixos nos estratos e rara presença de pelitos carbonosos. As litologias mais finas foram definidas como CB8 e interpretadas como depósitos de transbordamento (*crevasse splay*[2]). Já as litologias mais grossas, que finalizam o perfil do afloramento, são relacionadas a canais efêmeros amalgamados com paleocorrentes para nordeste, noroeste, sul e sudoeste. Na sucessão sedimentar CB8 ocorrem fragmentos CVM's que variam de pequenos a médios (2,00 mm – 6,72 mm), sendo que sua densidade variou de 0 – 3 fragmentos por cm^2. Devido ao alto grau de maceração destes fragmentos não foi possível identificar elementos anatômicos que permitissem a sua inclusão em algum dos morfotipos aqui descritos. Todavia, paredes homogeneizadas são claramente visíveis.

Sobrepondo-se a todas as sucessões sedimentares, ocorre um nível (CB9) de arenitos médios e argilitos que representa o fim do ciclo deposicional do Afloramento

[2] Crevasse splay são depósitos sedimentares fluviais que se formam quando um fluxo quebra seus diques naturais ou artificiais e depositam sedimentos em uma planície de inundação. Essa quebra forma (depósito crevasse splay) depósitos de sedimentos em padrão semelhante a um depósito de leque aluvial (BOGGS, 2012).

Curva do Belvedere, no qual não são encontrados fragmentos de CVM.

4.5 Reconstrução Paleoambiental

A partir dos dados geológicos e paleobotânicos, é possível sugerir reconstruções paleoambientais para a área de estudo, em nível local às cercanias do afloramento Curva do Belvedere, e em nível regional para o sul da Bacia do Paraná, ao tempo da deposição destes níveis da Formação Rio Bonito.

Em uma escala local (FIGURA 30), sobre o embasamento cristalino se desenvolveu um leque aluvial, que lateral ou distalmente intercalava-se com uma turfeira. Esta turfeira sofria frequentemente a entrada de areia, onde se encontra uma sucessão sedimentar relativamente espessa de canais efêmeros. Logo após consolidou-se um ambiente de turfeira com eventuais canais efêmeros, de paleocorrente dominante para sudoeste. Por fim, passa a dominar um ambiente de canais entrelaçados, com depósitos de canal (paleofluxo médio para oeste) e de transbordamento (*crevasse splays*).

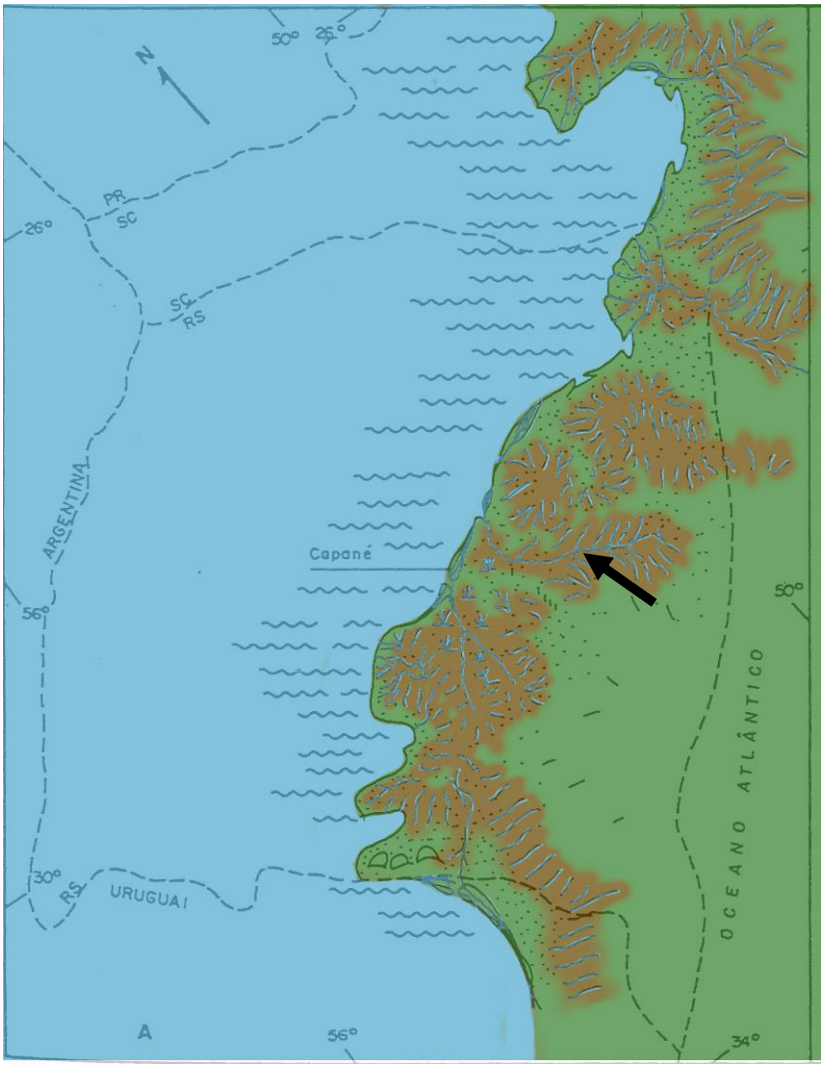
Figura 30 - Reconstrução paleoambiental do Afloramento Cerro do Belvedere, Encruzilhada do Sul, RS.

Organização: Bica, Manfroi, Silva e Jasper (2014).

Em escala regional (FIGURA 31), o afloramento Curva do Belvedere faz parte de um sistema costeiro, composto por depósitos de laguna/barreira, turfeiras e

canais fluviais, desenvolvidos entre o mar Permiano e o continente. No entanto, dadas as paleocorrentes dominantes para sudoeste e oeste, é possível sugerir que a deposição registrada neste afloramento se deu muito próxima à área fonte, em ambiente continental, sem depósitos de laguna/barreira associados.

Figura 31. Contexto paleogeográfico do afloramento Curva do Belvedere (seta), com relação aos depósitos da Formação Rio Bonito, em sua porção intermediária. Legenda: azul = mar permiano; marrom = embasamento cristalino; verde = depósitos costeiros e continentais.



Fonte: Modificado de Lavina e Lopes (1986).

5 DISCUSSÃO

O levantamento geológico permitiu verificar que o afloramento Curva do Belvedere encontra-se situado sobre o Batólito Encruzilhada do Sul. Segundo Fragoso-César (1991), o Batólito Encruzilhada do Sul é subdividido nas seguintes unidades: Gnaisses Chanã, Anortosito Capivarita, Monzogranito Pitangueiras, Suíte Granítica Encruzilhada do Sul, Sienito Piquiri e *stocks* graníticos tardios. A Suíte Granítica Encruzilhada do Sul é considerada a mais abundante, sendo composta por sienogranitos e monzogranitos com textura grossa e porfirítica, que localmente passa de forma gradacional para fácies equigranulares rosadas, similares às rochas graníticas da Suíte Dom Feliciano (FRAGOSO-CÉSAR, 1991). Pela falta de trabalhos específicos que permitam uma identificação concreta da unidade que sustenta o afloramento Curva do Belvedere, e, devido ao aspecto intemperizado da rocha granítica, não foi possível identificar a que unidade litológica em que o afloramento encontra-se suportado, sendo genericamente atribuído ao Batólito Encruzilhada do Sul.

Da base para o topo um conjunto de ortoconglomerados de seixos angulosos, intercalados com arenitos, diretamente sobre o embasamento, sugere uma deposição em ambiente de leque aluvial. Conforme Lavina e Lopes (1986) os leques aluviais são associados a relevos íngremes, com as margens dos vales maiores, adjacentes às terras baixas. A presença de encostas escarpadas permite um abundante suprimento de sedimentos de granulação grossa, imersos em matriz fina, em geral com pequena participação pelítica. Provavelmente relacionadas às fácies distais do leque aluvial, é possível observar um conjunto de intercalações de pelitos carbonosos, camadas de vitrinita e lentes de conglomerados e arenitos grossos com seixos que compõem as sucessões sedimentares CB1 e CB2.

Imediatamente acima das sucessões sedimentares CB1 e CB2, é observada a intercalação de arenitos grossos de cor cinza-esverdeada, amalgamados, com

geometria lenticular, bem compactados e cimentados, constituindo inclusive um ressalto no afloramento. Essas litologias são atribuídas a canais efêmeros, provavelmente relacionados à porção intermediária de um leque aluvial. Miall (1996) afirma que estas litofácies, de arenitos com laminação plano-paralela, geometria tabular a lenticular, são normalmente indicadores de sedimentação gerada por inundações instantâneas, um estilo de descarga típico de rios efêmeros.

Os pelitos carbonosos, são originados na planície adjacente aos leques aluviais, onde se implantaram em regiões de terras baixas, em ambiente palustre formador de turfeira, conforme descrito por Piccoli et al. (1991). As turfeiras podem ser classificadas como sistemas palustres e, conforme definido por Costa et al. (2003), apresentam um corpo de águas rasas, periodicamente ou permanentemente alagado, sem margens definidas e com o fundo coberto por vegetação e lodo orgânico. Ainda, mais detalhadamente, Villwock et al. (1980) e Damman French (1987), definem as turfeiras como o acúmulo no sedimento de matéria orgânica vegetal composta por celulose, lignina e outras substâncias com estrutura química cíclica de difícil degradação, combinado com condições desfavoráveis à decomposição aeróbica, como o excesso de água, ausência de oxigênio e reação ácida, facilitando o processo de humificação.

Mitsch e Gosselink (1986) afirmam que os solos formadores das turfeiras apresentam, frequentemente, teores de carbono iguais ou maiores do que 50% do peso seco do solo. Já para Glasspool (2003) o acúmulo de matéria orgânica nas turfeiras está associado à origem clástica dos materiais, geralmente hipoautóctone e autóctone. Em seu contexto geológico, Holz (1995) destaca que a formação de uma turfeira é controlada pelo equilíbrio entre a subida relativa do mar e a subsidência da bacia. Assim, quando ocorrem os processos de alternância dentro do sistema, é possível observar a suspenção e a retomada da deposição pelas múltiplas camadas de carvão intercaladas por níveis clásticos, como pode ser verificado nas turfeiras estabelecidas e representadas pelas sucessões sedimentares CB3, CB4, CB5, CB6 e CB7. Neste contexto, confirmando o que foi verificado com a presença de camadas finas compostas pela intercalação de pelitos carbonosos, CMin, arenitos grossos com seixos e lentes de conglomerados.

Todavia, em intervalos menores de tempo, Calder e Gibling (1994) afirmam

que podem ocorrer interrupções no processo de deposição de matéria orgânica causados por eventos localizados, como avulsão fluvial, enchentes ou incêndios. Considerando o fato de o Afloramento Curva do Belvedere se constituir em uma sucessão sedimentar contínua e claramente cíclica, com a presença de pelitos carbonosos intercalados a níveis de carvão (sucessões sedimentares CB3, CB4, CB5, CB6 e CB7), acredita-se que a suas características faciológicas estão associadas a processos de impacto local e não a processos que atingiram a Bacia como um todo.

Alves e Ade (1996), Holz (1998), Holz, Kalkreuth, Banerjee, (2002) afirmam que a formação das turfeiras da Formação Rio Bonito ocorreu de forma adjacente às deposições parálicas, estuarinas e deltaicas, nas áreas de ante e pós-praia, na barreira costal de ambientes pantanosos. Neste sentido, a presença de níveis de carvão, mesmo que bastante finos, no Afloramento Curva do Belvedere, permite inserir seu sistema deposicional em um paleoambiente dessa tipologia.

Apesar de a discussão acerca da temperatura mínima necessária para que ocorra a homogeneização de paredes celulares em tecidos vegetais ainda estar em aberto (GLASSPOOL; SCOTT, 2013), há uma definitiva concordância acerca do fato de que, quando tal processo ocorre, o material deve ser considerado como CVM (MCGINNES; SZOPA; PHELPS, 1971; SANDER; GEE, 1990; JONES; CHALONER, 1991; JONES; SCOTT; COPE, 1991; MCPARLAND et al., 2007; SCOTT, 2010). Assim, os fragmentos aqui estudados correspondem a CVM e, consequentemente, atestam a ocorrência de paleoincêndios vegetacionais na área de estudo (SCOTT, 2010) durante o Permiano Inferior.

Devido à sua fragilidade estrutural pós-queima, o CVM acaba por se fragmentar durante o transporte (UHL et al., 2008; SCOTT, 2010; ABU HAMAD et al., 2012). A preservação de porções grandes e muito grandes está restrita a uma deposição autóctone/para-autóctone. Além disso, a ocorrência, tanto em nível macroscópico quanto microscópico, de bordos retos ou denteados nos exemplares, indicam uma reduzida ação de desgaste, comum em deposições subaquáticas a longa distância.

A ocorrência de CVM’s autóctones/para-autóctones nas sucessões

sedimentares CB1 a CB7 segue a tendência que pode ser observada na grande maioria dos registros de CVM's do Permiano Gondwânico (JASPER et al., 2011a; 2011b; 2011c; 2012; 2013), indicando que os sistemas formadores de carvão, mesmo sendo predominantemente húmidos, podiam ser atingidos diretamente por eventos de paleoincêndios. Apesar de serem consideradas ambientes anóxicos, este fenômeno pode ser observado, também, em turfeiras atuais, nas quais o fogo atinge tanto a superfície quanto a sub-superfície, consumindo a matéria orgânica ali depositada (FLANNIGAN et al., 2009).

Neste sentido, reforça-se a ideia de que paleoincêndios vegetacionais atingiram diretamente as turfeiras formadoras das camadas de carvão mineral permianas da Bacia do Paraná. Estes fenômenos, portanto, podem estar relacionados à origem da alta concentração de inertinitas em alguns dos carvões minerais Gondwânicos (JASPER et al., 2013).

Quanto à presença de vitrinita em diferentes níveis do afloramento, Guerra-Sommer et al. (2008b) afirmam que a mesma pode ser um indicativo tanto da deposição localizada de caules de plantas quanto do acúmulo sucessivo de fragmentos vegetais em ambientes anóxicos com baixo índice de decomposição. Além disso, sua presença indica a ocorrência de vegetação arbórea nas áreas adjacentes às turfeiras (HOLZ; KALKREUTH; BANERJEE, 2002). Associado a isto, Corrêa da Silva (1984) afirma que os níveis de carvão do sul do Brasil foram formados em condições subaquáticas, sendo principalmente parautóctones, resultando de um aprimoramento da deposição de matéria inorgânica associada a tecidos vegetais.

A aceitação do conceito de que os macerais encontrados no afloramento Curva do Belvedere são vitrinitas é devido a sua relação à origem de carbonificação de tecidos parenquimatosos e lenhosas, como raízes, caules, cascas e folhas compostas de celulose e lignina, conforme descrito pelo ICCOP (1971; 1998). Além do fato de verificar-se o estabelecimento consolidado de turfeiras às áreas adjacentes aos leques aluviais ao longo da evolução do paleoambiente, que é representado nas amostras encontradas. Confirmando esta teoria, Kalkreuth et al. (2010) afirmam que o alto conteúdo de vitrinitas em um depósito de carvão está relacionado a um sistema deposicional transgressivo com alta umidade do ambiente

pantanoso.

A anatomia dos três morfotipos de lenhos descritos para o Afloramento Curva do Belvedere apresenta um padrão gimnospérmico araucorioide bastante homogêneo. A presença de traqueídeos com pontoações uni, bi e trisseriadas, além de raios unisseriados, possibilitam o estabelecimento de uma afinidade genérica com *Agathoxylon* (PHILIPPE; BAMFORD, 2008), o qual representa um grande número de formas gimnospérmicas do Permiano do Gondwana, incluindo as glossopterídeas (PREVEC et al., 2009).

A ocorrência de campos de cruzamento com pontoações araucarioides nos morfogêneros CuBe 1 e CuBe 2, permitem uma aproximação com as coníferas (PHILIPPE; BAMFORD (2008), as quais são elementos comuns em outras associações paleoflorísticas próximas à área de estudo (JASPER et al., 2005). Todavia, a composição da paleoflora atingida pelos eventos de paleoincêndios vegetacionais registrados no Afloramento Curva do Belvedere, não pode ser claramente definida com base somente nos CVM's ali preservados, necessitando de avaliações complementares (palinologia?) para a sua conclusão.

Autores como Guerra-Sommer e Bortoluzzi (1982), Anderson e Anderson (1985), Saxena; Bharadwaj; Savanur (1986), Pant e Singh (1987), Tiwari e Tripathi (1987), Cuneo (1996), Singh et al. (2003), Ricardi-Branco e Rösler (2004), Jasper et al. (2005) e Jasper et al. (2006) reportam o registro de coníferas em áreas de terras baixas, ou áreas úmidas, próximas às turfeiras. Além disso, trabalhos como os de Cuneo (1986), Guerra-Sommer e Cazzulo-Klepzig (1993), Iannuzzi (2010) e Mune Bernardes-de-Oliveira; Tewari (2012) apontam a dominância de equisetales e gimnospermas (glossopterídeas, coníferas, cordaitaleas e ginkgophyte) nestes mesmos sistemas. Assim, apesar da inexistência de dados palinológicos e megaflorísticos para o Afloramento Curva do Belvedere, e possível dizer que associações com estes grupos vegetais foram ali atingidos por eventos de paleoincêndios de forma regular.

Jones e Chaloner (1991) estabeleceram que os diferentes níveis de homogeneização das paredes celulares dos CVM's poderiam refletir diretamente a temperatura de queima a que os lenhos estiveram submetidos no momento da

combustão. Todavia, Scott e Glasspool (2006) e Glasspool e Scott (2013), baseados em experimentos laboratoriais em sistemas com baixo ingresso de oxigênio, argumentam que fases como o craqueamento das paredes celulares podem não ocorrer, mesmo em temperaturas constantes de 900°C por 24 horas. Assim, a ocorrência unicamente de paredes homogeneizadas nas amostras aqui estudadas, ao invés de indicar uma temperatura de queima entre 340°C e 600°C (com base em JONES; CHALONER, 1991), pode refletir uma combustão em baixos níveis de oxigênio a até 900°C Glasspool e Scott (2013).

O grande tamanho e a alta densidade dos CVMs nas sucessões sedimentares basais do afloramento e a sua gradativa diminuição ao longo dos níveis em direção ao topo podem demonstrar um distanciamento da fonte de origem deste tipo de material em relação ao local de deposição ali preservado. Tal processo tem suporte na litologia, sendo que os sistemas de turfeiras são substituídos por depósitos de transbordamento, com apenas fragmentos de CVM preservados (em CB8) e, finalmente, encobertos totalmente pela sucessão sedimentar de topo (CB9).

A presença do CVM em todas as sucessões sedimentares do afloramento corrobora com o que já foi descrito por Jasper et al. (2011a), demonstrando que os paleoincêndios eram eventos comuns durante todo o Paleozoico Superior, e também no afloramento Curva do Belvedere, quando do estabelecimento das turfeiras, correspondentes aos níveis CB3, CB4, CB5, CB6 e CB7. Alves e Ade (1996) e Holz et al. (2010) afirmam que os paleoincêndios, eventos formadores de CVM, ocorreram desde o Sakmariano em extensos pântanos de acumulação de turfa e os seus arredores, situados em sistemas de deposição de barreira de lagoa formada por barreiras da Bacia do Paraná. A preservação dos CVM´s gerados nos paleoincêndios nessas turfeiras, segundo Lavina e Lopes (1986), sugerem que estes ocorriam mais frequentemente nas planícies atrás das barreiras, devido aos grandes períodos de estabilidade.

6 CONSIDERAÇÕES FINAIS

As fácies e associações de fácies descritas no afloramento Curva do Belvedere permitiu a identificação de nove sucessões sedimentares, agrupados em três conjuntos arquiteturais e relacionados com seus respectivos paleoambientes. Estes foram interpretados como uma deposição gerada por sistemas aluviais representados por sistemas fluviais entrelaçados de alta energia, na base e topo, e depósitos de turfeira em sua porção intermediária. Na base da sucessão sedimentar, conjuntos de ortoconglomerados de seixos angulosos, intercalados com arenitos com geometria irregular, sugerem a deposição em ambiente de leque aluvial.

A consolidação das turfeiras em terras baixas, em uma planície adjacente aos leques aluviais, é caracterizada pela intercalação de pelitos carbonosos, vitrinita, arenitos grossos com seixos e lentes de conglomerados. A presença de CVM possibilitou identificar três morfotipos lenhosos próximos às turfeiras com afinidades gimnospérmicas, e estas podem estar associadas ao morfogênero *Agathoxylon*, o que corrobora com os atuais estudos taxonômicos do Permiano Superior da Bacia do Paraná. A presença de bordas angulosas permite inferir que o material não sofreu transporte, ou este foi de baixa energia, sendo soterrado no local de incêndio ou áreas adjacentes a eles. A redução do tamanho dos fragmentos e as densidades por cm^2, relacionado às litologias encontradas, permite concluir que a turfeira estabelecida entre a sucessão sedimentar CB3 e CB7 tornou a sofrer perturbação pelos transbordamentos dos sistemas fluviais, o que fez com que a turfeira fosse desaparecendo, como pode ser verificado nos registros entre o final da sucessão sedimentar CB7 e toda a sucessão sedimentar CB8.

Algumas camadas preservam o sentido de paleocorrente para sudoeste e oeste, indicando transporte sedimentar paralelo ou inverso em direção ao paleolitoral. No topo, a intercalação de areias às vezes com preservação de estratificação cruzada acanalada com seixos nos estratos e rara presença de pelitos

carbonosos sugerem um ambiente de alta energia e com pouca influência de turfeiras. Litologias mais finas contém raras amostras de CVM, correspondendo à camada CB8, interpretadas como depósitos de transbordamento (*crevasse splay*), que indicam um fluxo de quebra dos diques naturais ou artificiais e depositam sedimentos em uma planície de inundação. As litologias mais grossas, finalizando o perfil do afloramento, são relacionadas a canais efêmeros amalgamados com paleocorrentes para nordeste, noroeste, sul e sudoeste.

Pode-se confirmar uma persistente ocorrência de paleoincêndios sobre a vegetação lenhosa ao qual se identificou três morfotipos diferentes, associados ao morfogênero *Agathoxylon*. O presente estudo sugere que este gênero foi dominante e generalista durante o Paleozoico Supeior, como pode ser verificado em inúmeros relatos até então referidos para o Permiano Superior da Bacia do Paraná.

Por fim, considera-se que uma análise biológica da biomassa que compõe os pelitos carbonosos, principalmente entre os níveis CB3 a CB7, se faz necessária em maiores detalhes. A possível identificação palinológica de polimorfos, visando a identificação de espécies arborescentes e sub-aborescentes podem proporcionar um maior detalhamento sobre os ambientes das turfeiras ou próximos a elas.

7 CONCLUSÕES

Com base nas análises sedimentológicas, é possível sugerir que as turfeiras e a vegetação lenhosa que ocorriam próximas a elas se desenvolveram em um ambiente atrás de uma barreira montanhosa, em planícies que eram perturbadas por sistemas de leques aluviais que variaram entre alta e baixa energia.

Através das diversas evidências de CVM observadas ao longo de vários níveis das sucessões sedimentares estudadas, é possível afirmar que os paleoincêndios atuaram em vários ambientes associados à deposição do Afloramento Curva do Belvedere, sendo eventos relativamente comuns na área de estudo.

Os lenhos que compõem as amostras de CVM verificadas sob MEV, são de, pelo menos, três morfotipos diferentes, de origem gymnospérmica, e podem estar associados ao morfogênero *Agathoxylon*.

A presença de bordos angulosos e as características macroscópicas dos CVM estudados permitem afirmar que o material não sofreu transporte, ou este foi de baixa energia, atestando uma deposição autóctone/parautóctone, confirmando que a turfeira e suas áreas adjacentes sofreram a ação dos paleoincêndios, de forma persistente.

REFERÊNCIAS

ABU HAMAD, A. M. B.; JASPER, A; UHL, D. Charcoal remains from the Mukheiris Formation of Jordan - the first evidence of palaeowildfire from the Anisian (Middle Triassic) of Gondwana. **Jordan Journal of Earth and Environmental Sciences**, v. 5, p. 17-22, 2013.

ABU HAMAD, A. M. B..; JASPER, A; UHL, D. The record of Triassic charcoal and other evidence for palaeo-wildfires: Signal for atmospheric oxygen levels, taphonomic biases or lack of fuel? **International Journal of Coal Geology**, v. 96-97, p. 60–71, 2012.

ALVES, R. G. **Correlação estratigráfica de alta resolução aplicada ao Permiano Inferior da Bacia do Paraná na região de Candiota, Rio Grande do Sul.** 114 p., 1994. Dissertação (Mestrado) - Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 1994.

ALVES, R. G.; ADE, M. V. B. Sequence stratigraphy and organic petrography applied to the study of Candiota Coalfield, RS, South Brazil. **International Journal of Coal Geology,** v. 30, p. 231-248, 1996.

ANDERSON, J.M.; ANDERSON, H.M. **Palaeoflora of Southern Africa. Devonian to Lower Cretaceous.** A. A. Balkema, Rotterdam, The Netherlands, 423pp., 1985.

BEHLING, H.; JESKE-PIERUSCHKA, V.; SCHÜLER, L.; PILLAR, V. DE P. Dinâmica dos campos no sul do Brasil durante o Quaternário Tardio In: PILLAR et al. (ed.) **Campos Sulinos – Conservação e uso sustentável da biodiversidade.** Brasília: MMA. p. 13-25. 2009.

BEESTON, J.W. The application of coal petrology to source rock studies in the Denison Trough, Queensland, Permian Geology of Queensland. **Geological Society of Australia**, p. 53-56, 1983.

BELCHER, C. M.; MCELWAIN, J. C. Limits for Combustion in Low O_2 Redefine Paleoatmospheric Predictions for the Mesozoic. **Science**, v. 321, p. 1197-1200, 2008.

BELCHER, C. M.; YEARSLEY, J. M.; HADDEN, R. M.; MCELWAIN, J. C.; REIN, G. Baseline intrinsic flammability of Earth´s ecosystems estimated from palaeoatmospheric oxygen over the past 350 million years. **Proceedings of the National Academy of Sciences**, v. 107, p. 22448-22453, 2010.

BELLEN, S. V.; GARNEAU, M.; ALI, A. A.; BERGERON, Y. Did fires drive Holocene carbon sequestration in boreal ombrotrophic peatlands of eastern Canada? **Quaternary Research**, v. 78, Issue 1, p. 50–59, 2012.

BOCARDI, L. B.; ROSTIROLLA, S. P.; VESELY, F. F.; FRANÇA, A. B. Diagênese, contexto deposicional e história de soterramento da Formação Rio Bonito, Bacia do

Paraná. **Revista Brasileira de Geociências,** v. 39, n.3, p. 465-478, 2009.

BOGGS, S. JR. 2012. **Principles of Sedimentation and Stratigraphy**: New Jersey, Prentice Hall, 218 p.

BOND, W. J.; KEELEY, J. E. Fire as a global — herbivorell: the ecology and evolution os flammable ecosystems. **Trends in Ecology and Evolution,** v. 29, n. 7, p. 387-394, 2005.

BOND, W. J.; SCOTT, A. C. Fire and the spread of flowering plants in the Cretaceous. **New Phytologist,** v. 188, p. 1137–1150, 2010.

BORBA, R. F. Carvão Mineral. In: TUNES, M. R. **Balanço Mineral Brasileiro.** Brasília: **DNPM**, p. 01-19, 2001.

BORTOLUZZI, C. A.; AWDZIEJ, J.; ZARDO, S. M. Geologia da Bacia do Paraná em Santa Catarina. In: SILVA, L. C.; BORTOLUZZI, C. A. (Ed.). **Textos básicos de Geologia e recursos minerais de Santa Catarina:** Mapa geológico do Estado de Santa Catarina. Texto explicativo e mapa -Escala 1:500.000. Florianópolis: Departamento Nacional de Produção Mineral, n. 1, p. 135-167, 1987.

BOWMAN, D. M. J. S.; BALCH, J. K.; ARTAXO, P.; BOND, W. J.; CARLSON, J. M.; COCHRANE, M. A.; D'ANTONIO, C. M.; DEFRIES, R. S.; DOYLE, J. C.; ARRISON, S. P.; JOHNSTON, F. H.; KEELEY, J. E.; KRAWCHUK, M. A.; KULL, C. A.; MARSTON, J. B.; MORITZ, M. A.; PRENTICE, I. C.; ROOS, C. I.; SCOTT, A. C.; SWETNAM, T. W.; VAN DER WERF, G. R.; PYNE, S. J. Fire in the Earth System. **Science**, v. 324, p. 481-484, 2009.

BRADSTOCK, R. A. A biogeographic model of fire regimes in Australia: current and future implications. **Global Ecology and Biogeographiy**, v. 19, p. 145-158, 2010.

BUSTIN, R.M.; GUO, Y. Abrupt changes (jumps) in reflectance values and chemical compositions of artificial charcoals and inertinite in coals. **International Journal of Coal Geology**, v. 38, p. 237–260, 1999.

CALDER, J. H.; M. R. GIBLING. "The Euramerican coal province; controls on Late Paleozoic peat accumulation." **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v. 106(1-4), p.1-21, 1994.

CASTRO, J. C. **A evolução dos sistemas glacial, marinho e deltaico das formações Rio do Sul e Rio Bonito/Membro Triunfo (Eopermiano), sudeste da Bacia do Paraná.** 1991. 147 p. Tese (Doutorado) - Universidade Estadual Paulista, São Paulo, 1991.

CAZZULO-KLEPZIG, M.; MENDONÇA-FILHO, J.G.; PERALBA, M.C.R.; JASPER, A. Caracterização do carvão da localidade de Quitéria, Encruzilhada do Sul, RS, através de métodos palinológicos, petrográficos e organogeoquímicos. 51ª Reunião Nacional da Sociedade Brasileira para o Progresso da Ciência, Porto Alegre. **Anais da Academia Brasileira de Ciências** — Volume Especial, 71. Academia Brasileira de Ciências, Rio de Janeiro, p. 812–820, 1999.

CHALONER, W. G.; MCELWAIN, J. The fossil plant record and global climatic change. **Review of Palaeobotany and Palynology**, v. 95, p.73-82, 1997.

COHEN, A.D.; SPACKMAN, W.; RAYMOND, R. Interpreting the characteristics of coal seams from chemical, physical and petrographic studies of peat deposits. In:

SCOTT, A.C. **Coal and Coal-bearing Strata**: Recent Advances. Oxford: Geol. Soc. Spec. Publ. 32, 1987, p. 107-125.

COOK, A.C. Temporal variation of type in Australian coal seams. Bull. **Centres Rech. Explor. Prod. Elf-Aquitaine**, v. 5, p. 443–459, 1981.

COPE, M.J.; CHALONER, W.J. Wildfire, an interaction of biological and physical processes. In: TIFFNEY, B. **Geological Factors and the Evolution of Plants**. Hartford: Yale University Press, 1985, p. 257-277.

CORRÊA DA SILVA, Z. C. Petrography and facies analysis of Santa Rita Coal Measures, Rio Grande do Sul, South Brazil. In: INTERNATIONAL CONFERENCE ON COAL SCIENCE, 1983. Pittsburgh, PA. Proceedings, p. 403-408, 1984.

COSTA, C. S. B.; IRGANG, B. E.; PEIXOTO, A. R.; MARANGONI, J. C. Composição florística das formações vegetais sobre uma turfeira topotrófica da planície costeira do Rio Grande do Sul, Brasil. **Acta Botanica Brasilica**, São Paulo, v. 17, n. 2, June 2003.

CRUTZEN, P. J.; GOLDAMMER, J. G. Fire in the Environment: the Ecological, Atmospheric and Climatic Importance of Vegetation Fires. Dahlem Workshop Reports. **Environmental Science Research Reports,** Wiley, Chichester, n. 13, 1993.

CUNEO, R. Ecologia de las floras neopaleozoicas argentinas: 6th Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafia, **Actas**, 1, p. 195–204, 1986.

CUNEO, N. R. Permian phytogeography in Gondwana. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v. 125, p. 75–104, 1996.

DAMMAN, A. W. H.; FRENCH, T. W. 1987. **The ecology of peat bogs of the glaciated northeastern United States: a community profile**. Biological Report, 85: (7.16). US. Fish Wildlife Service, Washington.

DELLA FÁVERA, J.C.; CHAVES, H.A.F.; PEREIRA, E.; MEDEIROS, M. A. M.; CÂMARA FILHO, L.M. Evolução geológica da seqüência permiana da região de Candiota - RS - Brasil. **Acta Geologica Leopoldensia**, v. 39, p. 235-246, 1994.

DEMCHUK, T.; CAMERON, A. R.; HILLS, L. V. Organic petrology of an early Paleocene coal zone, Wabamun, Alberta: palynology, petrography and geochemistry. **Organic Geochemistry**, v. 20, p. 135-148, 1993.

DIESSEL, C. F. K. The stratigraphi distribuition of inertinite. **International Journal of Coal Geology**, v. 81, p. 251-268, 2010.

DIESSEL C.F.K. **Coal-bearingdepositional systems.** Berlin: Springer-Verlang, 1992.

DIESSEL, C.F.K.; SMYTH, M. Petrographic constituents of Australian coals. In: WARD, C.R.; HARRINGTON, H.J.; MALLETT, C.W.; BEESTON, J.W. **Geology of Australian Coal Basins.** Geological Society of Australia Incorporated Coal Geology Group, Special Publication n. 1, 1995, p. 63-81.

DIMICHELE, W. A.; HOOK, R. W.; NELSON, W. J.; CHANEY, D. S. An unusual Middle Permian flora from the Blaine Formation (Pease River Group: Leonardian–Guadalupian Series) of King County, West Texas. **Journal of Paleontology**, v. 78, p. 765–782, 2004.

EDWARDS, D.; AXE, L. Anatomical evidence in the detection of the earliest wildfires. **Palaios,** v. 19, p. 113–128, 2004.

FALCON, R.M.S. Macro and micro factors affecting coal-seam quality and distribution in southern Africa with particular reference to the No. 2 seam, Witbank coalfield, South Africa. **International Journal of Coal Geology**, v. 12, p. 681-731, 1989.

FALCON, R.M.S.; SNYMAN, C.P. An introduction to coal petrography: atlas of petrographic constituents in the bituminous coals of Southern Africa. **Geol. Soc. S. Africa**, Review Paper, n. 2, 27p., 1986.

FALCON-LANG, H.J. The impact of wildfire on an Early Carboniferous coastal system North Mayo, Ireland, **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v. 139, p. 121-138, 1998.

FALCON-LANG, H. J. Fire ecology of the Carboniferous tropical zone. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v. 164, p. 339–355, 2000.

FLANNIGAN, M. D.; KRAWCHUK, M. A.; DE GROOT, W. J.; WOTTON, B. M.; GOWMAN, L. M. Implications of changing climate for globalwildland fire. **Int J Wildl Fire**, v. 18, p. 483–507, 2009.

FOOTE, M.; MILLER, A.I. **Principles of Paleontology**, Third Edition. N.Y.: W.H. Freeman, 2007.

FRAGOSO-CÉSAR, A. R. S. 1991. Tectônica de Placas no Ciclo Brasiliano: as orogenias dos Cinturões Dom Feliciano e Ribeira no Rio Grande do Sul. **Tese de Doutoramento**, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 391 p.

GASTALDO, R. A.; DIMICHELE, W. A.; PFEFFERKORN H. W. Out of the Icehouse into the Greenhouse: a Late Paleozoic Analog for modern global vegetational change. **GSA,** v. 6, p. 2–7, 1996.

GLASSPOOL, I. A major fire event recorded in themesofossils and petrology of the Late Permian, Lower Whybrow coal seam, Sydney Basin, Australia. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v. 164, p. 373–396, 2000.

GLASSPOOL, I. J. Hypautochtonous–allochtonous coal deposition in the Permian, South Africa, Witbank Basin no. 2 seam; a combined approach using sedimentology, coal petrology and palaeontology. **International Journal of Coal Geology**, v. 53, p. 81–135, 2003.

GLASSPOOL, I. J.; EDWARDS, D.; AXE, L. Charcoal in the Silurian as evidence for the earliest wildfire. **Geology,** v. 32, p. 381–383, 2004.

GLASSPOOL, I.J., SCOTT, A.C. Phanerozoic concentrations of atmospheric oxygen reconstructed from sedimentary charcoal. **Nature Geosciences**, v. 3, p. 627–630, 2010.

GLASSPOOL, I. J.; SCOTT, A. C. Identifying Past Fire Events. *In:* Belcher, C.M. **Fire Phenomena and the Earth System: An Interdisciplinary Guide to Fire Science***.* 1st. ed. Oxford: John Wiley & Sons, 2013, p. 179-206.

GOMES, A. P.; CRUZ, P. R.; BORGES, L. P. Recursos Minerais Energéticos: Carvão e Urânio. In: BIZZI, L. A.; SCHOBBENHAUS, C.; VIDOTTI, R. M.; GONÇALVES, J. H. (Eds.). **Geologia Tectônica e Recursos Minerais do Brasil.** Brasília: CPRM, 2003, p. 577-601.

GUERRA-SOMMER, M., BORTOLUZZI, C.A. Conífera (?) com estrutura epidérmica preservada no Gondwana sul-rio-grandense (Formação Rio Bonito, Candiota). SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 32. Salvador: **Anais**, 4, pp. 1235–1245, 1982.

GUERRA-SOMMER, M.; CAZZULO-KLEPZIG, M. Biostratigraphy of the southern Brazilian neopaleozoic Gondwana sequence: a preliminary palaeobotanical approach. **International Congress of Carboniferous Permian Stratigraphy and Geology**, 12. Buenos Aires: Abstracts, v. 2, p. 61–72, 1993.

GUERRA-SOMMER, M.; CAZZULO-KLEPZIG, M.; JASPER, A.; KALKREUTH, W.; MENEGAT, R.; BARBOZA,E.G. Paleoecological patterns at the coal–roof shale transition in an outcrop of the Permian Brazilian Gondwana. **Revista Brasileira de Paleontologia**, v. 11, p. 11–26, 2008a.

GUERRA-SOMMER, M.; CAZZULO-KLEPZIG, M.; SANTOS, J. O. S.; HARTMANN, L. A.; KETZER, J. M.; FORMOSO, M. L. L. Radiometric age determination of tonstein and stratigraphic constrains for the Lower Permian coal succession in southern Paraná Basin, Brazil. **International Journal of Coal Geology,** v. 74, p. 13–27, 2008b.

GUO, Y., BUSTIN, R. M. FTIR spectroscopy and reflectance of modern charcoals and fungal decayed woods: implications for studies of inertinite in coals. **International Journal of Coal Geology**, v. 37, p. 29–53, 1998.

HARRIS, T.M. A Liasso–Rhaetic flora in South Wales. **Proc. R. Soc. B**, **v.** 147, p. 289–308, 1957.

HOLZ, M. 1995. O intervalo gondwânico basal (Eo-Permiano) da Bacia do Paraná na região nordeste do Rio Grande do Sul - um exercício de estratigrafia. 255p., 2ºvol. Tese de doutorado em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

HOLZ, M. The Eopermian coal seams of the Paraná Basin in southernmost Brazil: an analysis of the depositional conditions using stratigraphy concepts. **International Journal of Coal Geology,** v. 36, p. 141–163, 1998.

HOLZ, M. Sequence stratigraphy of a lagoonal estuary system – an example from the lower Permian Rio Bonito Formation, Paraná Basin, Brazil. **Sedimentary Geology**, v. 162, p. 305-331, 2003.

HOLZ, M.; FRANÇA, A., B.; SOUZA, P., A.; IANNUZZI, R.; ROHN, R. Stratigraphic chart of the Late Carboniferous/Permian succession of the eastern border of the Paraná Basin, Brazil, South America. **Journal of South American Earth Sciences,** v. 29, p. 382–399, 2010.

HOLZ, M.; KALKREUTH, W. Sequence stratigraphy and coal petrology applied to the Early Permian coal-bearing Rio Bonito Formation, Paraná Basin, Brazil. In: PASHIN, J.; GASTALDO, R. (Eds.). **Sequence Stratigraphy, Paleoclimate, and Tectonics of Coal-bearing Strata.** AAPG Studies in Geology, v. 51, 2004, p. 147-167.

HOLZ, M.; KALKREUTH, W.; BANERJEE, I. Sequence stratigraphy of paralic coal bearing strata: an overview. **International Journal of Coal Geology,** v. 48, p. 147-179, 2002.

HOLZ, M.; VIEIRA, P. E.; KALKREUTH, W. The Early Permian coal-bearing succession of the Paraná Basin in southernmost Brazil: depositional model and sequence stratigraphy. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 30, p. 424-426, 2000.

HOWER, J. C.; O'KEEFE, J. M. K.; WAGNER, N. J.; DAI, S.; WANG, X.; XUE,W. An investigation of Wulantuga coal (Cretaceous, Inner Mongolia) macerals: paleopathology of faunal and fungal invasions into wood and the recognizable clues for their activity. **International Journal of Coal Geology**, v. 114, p. 44–53, 2013a.

HOWER, J. C.; O'KEEFE, J. M. K.; WATT, M. A.; PRATT, T. J.; EBLE, C. F.; STUCKER, J. D.; RICHARDSON, A. R.; KOSTOVA, I. J. Notes on the origin of inertinite macerals in coals: observations on the importance of fungi in the origin of macrinite. **International Journal of Coal Geology**, v. 80, p.135–143, 2009.

HOWER, J. C.; STANTON, R. W.; GAMMIDGE, L. C.; HUTTON, A. C. Coal Petrology. In: PAPP, A.R.; HOWER, J.C.; PETERS, D.C. **Atlas of Coal Petrology.** AAPG Studies in Geology, v. II, n. 45 (CD-ROM), 1998.

HOWER, J.C., HOFFMAN, G.K., GARRISON, T.M. Macrinite and funginite forms in Cretaceous Menefee Formation anthracite, Cerrillos coalfield, NewMexico. **International Journal of Coal Geology**, v. 114, p. 54–59 (in press), 2013b.

HOWER, J. C.; MISZ-KEENAN, M.; O'KEEFE, J. M. K.; MASTALERZ, M.; EBLE, C. F.; GARRISON, T. M.; JOHNSTON, M. N.; STUCKER, J. D. Macrinite forms in Pennsylvanian coals. **International Journal of Coal Geology**, v. 116–117, p. 172–181, 2013c.

IANNUZZI, R. The flora of Early Permian coal measures from the Paraná Basin in Brazil: A review. **International Journal of Coal Geology**, v. 83, p. 229-247, 2010.

ICCP. International Committee for Coal Petrology, **International Handbook of Coal Petrology**, 2. ed., Paris: Centre National de la Recherche Scientifique, 1963.

ICCP. International Commitee for Coal and Organic Petrology. **International Handbook of Coal Petrography.** 2.ed. Paris: Centre National de La Recherche Scientific. Supplement. 1971.

ICCP. International Commitee for Coal and Organic Petrology. The new vitrinite classification (ICCP System 1994), **Fuel**, v.77, n. 5, p. 349-358, 1998.

ICCP. International Commitee for Coal and Organic Petrology. The new vitrinite classification (ICCP System 1994), **Fuel**, v. 80, p. 459-471, 2001.

JASPER, A.; RICARDI-BRANCO, F.; GUERRA-SOMMER, M. Coricladus quiteriensis gen. et. sp. nov., a new conifer in Southern-Brazil Gondwana (Lower Permian, Paraná Basin). **Anais da Academia Brasileira de Ciências,** v. 77 (1), p. 157–168, 2005.

JASPER, A.; GUERRA-SOMMER, M.; ABU HAMAD, A. M. B.; BAMFORD, M.; BERNARDES-DE-OLIVEIRA, M. E. C.; TEWARI, R.; UHL, D. The burning of Gondwana: Permian fires on the southern continent - A paleobotanical approach. **Gondwana Research**, v. 24, Issue 1, p. 148-160, 2013.

JASPER, A.; GUERRA-SOMMER, M.; UHL, D.; BERNARDES-DE-OLIVEIRA, M. E. C.; GHOSH, A. K.; TEWARI, R.; SECCHI, M. I. Palaeobotanical evidence of wildfires in the Upper Permian of India: macroscopic charcoal remains from the Raniganj Formation, Damodar Valley Basin. **The Palaeobotanist**, v. 61, p. 75–82, 2012.

JASPER, A.; GUERRA-SOMMER, M.; UHL, D.; MACHADO, N. T. G.; SECCHI, M. I.; MANFROI, J. Análise de carvão vegetal como evidência direta de paleoincêndios vegetacionais: registros no Permiano da Bacia do Paraná. In: CARVALHO, I. S.,

SRIVASTAVA, N. K., STROHSCHOEN JR, O.; LANA, C. C. **Paleontologia**: Cenários de Vida. 1 ed. Rio de Janeiro: Interciência, 2011a. p. 23-32. ISBN: 978-85-7193-274-6.

JASPER, A.; GUERRA-SOMMER, M.; UHL, D.; SALVI, J.; KAUFFMANN, M.; OSTERKAMP, I. C.; GONÇALVES, C. V. A ocorrência de incêndios vegetacionais durante Paleozoico Superior da Bacia do Paraná. In: CARVALHO, I. de S.; CASSAB, R. de C. T.; SCHWANKE, C.; CARVALHO, M. de A. C.; FERNANDES, A. C. S.; RODRIGUES, M. A. da C.; CARVALHO, M. S. S.; ARAI, M.; OLIVEIRA, M. E. Q. O. (Org.). **Paleontologia:** Cenários de Vida. 1 ed. Rio de Janeiro: Interciência, v. 1, p. 15-24, 2007.

JASPER, A.; MANFROI, J.; SCHMIDT, E. O.; MACHADO, N. T. G.; KONRAD, O.; UHL, D. Evidências paleobotânicas de incêndios vegetacionais no afloramento Morro Papaléo, Paleozoico Superior do Rio Grande do Sul, Brasil. **Geonomos,** v. 19, p 18-27, 2011b.

JASPER, A.; MENEGAT, R.; GUERRA-SOMMER, M.; CAZZULO-KLEPZIG, M.; SOUZA, P. A. Depositional cyclicity and paleoecological variability in an outcrop of Rio Bonito formation, Early Permian, Paraná Basin, Rio Grande do Sul, Brazil. **Journal of South American Earth Sciences,** v. 21, p. 276–293, 2006.

JASPER, A.; UHL, D.; GUERRA-SOMMER, M.; BERNARDES-DE-OLIVEIRA, M. E. C.; MACHADO, N. T. G. Upper Paleozoic charcoal remains from South America: Multiple evidences of fire events in the coal bearing strata of the Paraná Basin. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology,** v. 306, p. 205-218, 2011c.

JASPER, A.; UHL, D.; GUERRA-SOMMER, M.; MOSBRUGGER, V. Palaeobotanical evidence of wildfires in the Late Palaeozoic of South America – Early Permian, Rio Bonito Formation, Paraná Basin, Rio Grande do Sul, Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 26, p. 435-444, 2008.

JONES, T. P.; CHALONER, W. G. Fossil charcoal, its recognition and palaeoatmospheric significance. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, (Global Planet. Change Sect.), v. 97, p. 39-50, 1991.

JONES, T. P.; SCOTT, A. C.; COPE, M. Reflectance meansurements against temperature of formation for modern charcoals and their implications for the study of fusain. **Bulletin de la Societe Geologique de France**, v. 162, p. 193-200, 1991.

JONES, T. P.; SCOTT, A. C.; MATTEY, D. P. Investigations of ‘fusain transition fossils’ from the Lower Carboniferous: comparisons with modern partially charred wood, **International Journal of Coal Geology**, v. 22, p. 37-59, 1993.

KALKREUTH, W.; HOLZ, M.; MEXIAS, A.; BALBINOT, M.; LEVANDOWSKI, J.; WILLETT, J.; FINKELMANN, R.; BURGER, H. Depositional Setting, Petrology and Chemistry of Permian Coals from the Paraná Basin: 2 South Santa Catarina Coalfield, Brazil. **International Journal of Coal Geology**, v. 84, p. 213-236, 2010.

KEIDEL, J. **La geología de las sierras de la Provincia de Buenos Aires y sus relaciones con las montañas del Cabo y los Andes**. Buenos Aires: Ministerio de Agricultura Nacional, 1916.

LAVINA, E. L.; LOPES, R. C. A transgressão marinha do Permiano Inferior e a evolução paleogeográfica do Supergrupo Tubarão no Estado do Rio Grande do Sul. **Paula Coutiana**, Porto Alegre, n. 1, p. 51-103, 1986.

LOPES, R.C.; LAVINA, E.L.C. Estratigrafia de Sequencias nas formações Rio Bonito e Palermo (Bacia do Paraná), na região carbonífera do Jacuí, RS. In: RIBEIRO, S.H.J.P. (ed.) **Estratigrafia de Sequencias -** Fundamentos e Aplicações. São Leopoldo: EDUNISINOS, 2001, p. 391-419.

MACDONALD, G., M.; LARSEN, C. P. S.; SZEICZ, J. M.; MOSER, K., A. The reconstruction of boreal forest fire history from lake sediments-a comparison of charcoal, pollen, sedimentological, and geochemical indexes. **Quat. Sci. Rev.,** v. 10, p. 53–71, 1991.

MCGINNES, E. A.; SZOPA, P. S.; PHELPS, J. E. 1974. Use of Scanning Electron Microscope in Studies of Wood Charcoal Formation. Scanning Electron Microsc., 1974, Part II, ITT Res. Inst. Chicago, p. 469-476.

MCPARLAND, L. C; COLLINSON, M. E.; SCOTT, A. C.; STEART, D. C.; GRASSINEAU, N. V.; GIBBONS, S.J. Ferns and fires: experimental charring of ferns compared to wood and implications for paleobiology, paleoecology, coal petrology, and isotope geochemistry. **Palaios**, v. 22, p. 528-538, 2007.

MENEZES, J. R. C. Estratigrafia do Neopermiano da Bacia do Paraná no Rio Grande do Sul. In: HOLZ, M., DE ROS, L. F. (Eds.). **Geologia do Rio Grande do Sul**. Porto Alegre: Cigo-UFRGS, 2000, p. 323–334.

MIALL, A. D. The geology of fluvial deposits: Sedimentary facies, Basin analysis and petroleum geology. Springer-Verlang Berlin Heidelberg, New York, 582 pp., 1996.

MILANI, E. J. **Evolução tectono-estratigráfica da Bacia do Paraná e seu relacionamento com a geodinâmica fanerozóica do Gondwana sul-ocidental.** 2 v. Tese (Doutorado) - Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 1997.

MILANI, E. J. Comentários sobre a origem e a evolução tectônica da Bacia do Paraná. In: MONTESSO-NETO, V., BARTORELLI A., CARNEIRO C.D.R., BRITO-NEVES B.B. **Geologia do Continente Sul-Americano** – evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida. [s.l.]: Becca, 2004, p.265-279.

MILANI, E. J.; FRANÇA, A. B.; SCHNEIDER, R. L. Bacia do Paraná. **Boletim de Geociências da PETROBRÁS**, Rio de Janeiro, v. 8, n. 1, p. 69-82, jan./mar. 1994.

MILANI, E. J.; MELO, J. H. G.; SOUZA, P. A.; FERNANDES, L. A.; FRANÇA, A. B. Bacia do Paraná. **Boletim de Geociências da PETROBRÁS**, v. 15, n.2, p. 265–287, 2007.

MILANI, E. J.; RAMOS, V. A. Orogenias Paleozoicas no Dominio Sul -Ocidental do Gondwana e os Ciclos de Subsidencia da Bacia do Parana. **Revista Brasileira de Geociências**, V. 28, 4 ed., p. 473-484, 1998.

MITSCH, W. J.; GOSSELINK, J. G. 1986. **Wetlands**. Van Nostrand Reinhold, New York.

MOORE, T. A.; SHEARER, J. C.; MILLER, S. L. Fungal origin of oxidized plant material in the Palangkaraya peat deposit, Kalimantan Tengah, Indonesia: implications for ‘inertinite’ formation in coal, **International Journal of Coal Geology**, v. 30, p. 1-23, 1996.

MUNE, S. E.; BERNARDES-DE-OLIVEIRA, M. E. C.; TEWARI, R. Upper Pennsylvanian lycopsids from interglacial taphoflora of Itararé Group, Paraná Basin, Brazil. **Palaeobotanist** (Lucknow), v. 61, p. 27–42, 2012.

NORTHFLEET, A. A.; MEDEIROS, R. A.; MÜHLMANN, H. Reavaliação dos dados geológicos da Bacia do Paraná. **Boletim Técnico da PETROBRAS**, Rio de Janeiro, v.12, n.3, p. 291-346, jul./set. 1969.

O'KEEFE, J. M. K.; BECHTEL, A.; CHRISTANIS, K.; DAI, S.; DIMICHELE, W. A.; EBLE, C. F.; ESTERLE, J. S.; MASTALERZ, M.; RAYMOND, A. L.; VALENTIM, B. V.; WAGNER, N. J.; WARD, C. R.; HOWER, J. C. On the fundamental difference between coal rank and coal type. **International Journal of Coal Geology**, v. 118, p. 58–87, 2013.

PACHECO, E. T. **Estudo do beneficiamento a seco do carvão da Mina de Candiota - RS.** 78f. 2008. Tese (Doutorado em Engenharia de Minas, Metalúrgica e Materiais) - Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 2008.

PANT, D. D.; SINGH, V. K. Xylotomy of some woods from Raniganj Formation (Permian), Raniganj Coalfield, India. **Palaeontographica**, Abteilung B 203 (1–3), 1–82, 1987.

PHILIPPE, M.; BAMFORD, M.K. A key to morphogenera used for Mesozoic conifer-like woods. **Review of Palaeobotany and Palynology,** v. 148, p. 184-207, 2008.

PIRES, E. F.; GUERRA-SOMMER, M.; SCHERER, C. M. S.; DOS SANTOS, A. R.; CARDOSO, E. Early Cretaceous coniferous woods from a paleoerg (Paraná Basin, Brazil). **Journal of South American Earth Sciences**, v. 32, Issue 1, p. 96-109, 2011.

PICCOLI, A. E.; MENEGAT, R.; GUERRA-SOMMER, M.; MARQUES-TOIGO, M.; PORCHER, C. C. Faciologia da Seqüência Sedimentar nas Folhas de Quitéria e Várzea do Capivarita, Rio Grande do Sul. **Pesquisas em Geociências** (UFRGS. Impresso), Porto Alegre, v. 18, n.1, p. 31-43, 1991.

PRESTON, C. M.; SCHMIDT, M. W. I. Black (pyrogenic) carbon: a synthesis of current knowledge and uncertainties with special consideration of boreal regions. **Biogeosciences**, v. 3, p. 397-420, 2006.

PREVEC, R.; LABANDEIRA, C.C.; NEVELING, J.; GASTALDO, R.A.; LOOY, C.V.; BAMFORD, M. Portraid of a Gondwanan ecossystem: a new Late Permian fossil locality from KwaZulu – Natal, South Africa. **Review of Palaeobotany and Palynology**, Amsterndam, v. 156, p. 454-493, 2009.

PYNE, S. J. **Fire in America: a cultural history of wildland and rural fire.** New Jersey: Princeton University Press, 1982.

PYNE, S. J. **World Fire.** The Culture of Fire on Earth. New York: Henry Holt, 1995.

RAYNER, A.D.M.; BODDY, L. **Fungal Decomposition of Wood.** Chichester: Wiley, UK, 1988.

REES, P.M. Land-plant diversity and the end-Permian mass extinction. **Geology**, v. 30, p.827–830, 2002.

REES, P. M.; GIBBS, M. T.; ZIEGLER, A. M.; KUTZBACH, J. E.; BEHLING, P. J. Permian climates: evaluating model predictions using global paleobotanical data. **Geology,** v. 27, p. 891-894, 1999.

RICARDI-BRANCO, F. S.; RÖSLER, O. The paleoflora of Figueira in the context of the Neopaleozoic of the Paraná basin, Brazil. **Terrae**, v. 1 (1), p. 44–51, 2004.

SANDER, P. M. Taphonomy of the Lower Permian Geraldine bonebed in Archer County, Texas. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v. 61, p. 221–236, 1987.

SANDER, P. M.; GEE, C. T. Fossil charcoal: techniques and applications. **Review of Palaeobotany and Palynology**, v. 63, p. 269–279, 1990.

SAXENA, R.; BHARADWAJ, D.C.; SAVANUR, R.V. 1986. Geological and biostratigraphic studies of Permian sediments in West Bokaro Basin, Bihar, India. Abstracts Volume, **National Symposium on Coal Resources of India**, Banaras.

SCHNEIDER, R. L.; MÜHLMANN, H.; TOMMASI, E.; MEDEIROS, R. A.; DAEMON, R. F.; NOGUEIRA, A. A.; Revisão Estratigráfica da Bacia do Paraná. **Anais do 28° Congresso Brasileiro de Geologia**, v. 1, p. 41–65, 1974.

SCHÖNENBERGER, J. Rise from the ashes – the reconstruction of charcoal fossil flowers. **Trends in Plant Science**, v. 10, Issue 9, September, p. 436-443, 2005.

SCOTESE, C. R.; BOUCOT, J. J.; MCKERROW, S. Gondwanan palaeogeography and palaeoclimatology. **Journal of African Earth Sciences**, v. 28, n. 1, p. 99-114, 1999.

SCOTESE, C.R., 2002. Paleomap project (s.n.t.). Publicado em www.scotese.com (acessado em 15.01.2014).

SCOTT, A. C. Charcoal recognition, taphonomy and uses in palaeoenvironmental analysis. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v. 291, Issues 1–2, p. 11-39, 2010.

SCOTT, A. C. Coal petrology and the origin of coal macerals: a way ahead? **International Journal of Coal Geology**, v. 50, p. 119–134, 2002.

SCOTT, A. C. Observations on the nature and origin of fusain. **International Journal of Coal Geology,** v. 12, p. 443–475, 1989.

SCOTT, A. C. Preservation, Evolution and Extinction of Plants in Lower Carboniferous Volcanic Sequences in Scotland. In: Lockley, M.G., Rice, A. (Eds.), Volcanism and Fossil Biotas. **Geological Society of America**, v. 244, p. 25–38, 1990.

SCOTT, A. C. The Pre-Quaternary history of fire. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v. 164, p. 281–329, 2000.

SCOTT, A. C.; DAMBLON, F**.** Charcoal: Taphonomy and significance in geology, botany and archaeology. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v. 291, Issues 1–2, p. 1-10, 2010.

SCOTT, A. C., GLASSPOOL, I. J. The diversification of Paleozoic fire systems and fluctuations in atmospheric oxygen concentration. **Proc. Natl. Acad. Sci. U. S. A.,** v. 103, p. 10861–10865, 2006.

SCOTT, A. C.; GLASSPOOL, I. J. Observations and experiments on the origin and formation of inertinite group macerals. **International Journal of Coal Geology**, v.70, p.53–66, 2007.

SCOTT, A. C. JONES, T. P. The nature and influence of fires in Carboniferous

ecossystems. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology,** v. 106, p. 92-112, 1994.

SCOTT, A. C.; STEA, R. Fires sweep across the Mid-Cretaceous landscape of Nova Scotia. **Geoscientist,** v. 12, n. 1, p. 4-6, 2002.

SEN, S. A new model of coal seam formation vis-a-vis banded structure and distribution of minerals in coal seams. **Energy Sources**, v. 21, p. 573–580, 1999.

SHEN, W.; SUN, Y.; LIN, Y.; LIU, D.; CHAI, P. Evidence for wildfire in the Meishan section and implications for Permian–Triassic events. **Geochimica et Cosmochimica Acta,** v. 75, Issue 7, p. 1992–2006, 2011.

SINGH, K. J.; ROTHWELL, G. W.; MAPES, G.; CHANDRA, S. Reinvestigation of the coniferophyte morphospecies Buriadia heterophylla Seward and Sahni, with reinterpretation of vegetative diversity and putative seed attachments. **Review of Palaeobotany and Palynology**, v. 127, p. 25–43. 2003.

STACH, E.; MACKOWSKY, M. T. H.; TEICHMÜLLER, M.; TAYLOR G. H.; CHANDRA, D.; TEICHMÜLLER, R. **Stach's Textbook of Coal Petrology**. Third revised and enlarged edition. Berlin: Gebrüder Bortraeger, 1982.

STOPES, M. C. On the petrology of banded bituminous coals. **Fuel**, **v.** 14, p. 4 –13, 1935.

TAYLOR, G. H.; LIU, S. Y.; DIESSEL, C. F. K. The cold-climate origin of inertinite-rich Gondwana coals, **International Journal of Coal Geology**, v. 11, p. 1-22, 1989.

TAYLOR, T. N.; TAYLOR, E. L.; KRINGS, M. **Paleobotany. The Biology and Evolution of Fossil Plants.** New York: **Elsevier/Academic Press Inc.**, 2009.

TEICHMÜLLER, M. Über neue Macerale der Liptinit-Gruppe und die Entstehung von Micrinit. Fortsch. **Geol. Rheinlnd. und Westf.**, v. 24, p. 37–64, 1974.

TIWARI, R. S.; TRIPATHI, A. Palynological zones and their climatic inference in the coal-bearing Gondwana of peninsular India. **The Palaeobotanist**, v. 36, p. 87–101, 1987.

UHL, D.; ABU HAMAD, A. M. B.; KERP, H., BANDEL, K. Evidence for palaeo-wildfire in the Late Permian palaeotropics—charcoalified wood from the Um Irna Formation of Jordan. **Review of Palaeobotany and Palynology**, v. 144, p. 221–230, 2007.

UHL, D.; JASPER, A. Und es brannte doch! Fossile Holzkohle als Nachweis von Bränden in Perm und Trias - ein Gelehrtenstreit? **Fossilien Zeitschrift für Hobbypaläontologen**, v. 28, p. 106-111, 2011.

UHL, D.; JASPER, A.; ABU HAMAD, A. M. B.; MONTENARI, M. Permian and triassic wildfires and atmospheric oxygen levels. **1st WSEAS International Conference on ENVIRONMENTAL and GEOLOGICAL SCIENCE and ENGINEERING (EG'08)** Malta, September, p. 11-13, 2008.

UHL, D., JASPER, A., SCHINDLER, T., WUTTKE, M. First evidence of palaeo-wildfire in the early Middle Triassic (early Anisian) Voltzia Sandstone Fossil-Lagerstätte — the ldest post-Permian macroscopic evidence of wildfire discovered so far. **Palaios**, v. 25, p. 837–842, 2010.

UHL, D.; JASPER, A.; SCHWEIGERT, G. Charcoal in the Late Jurassic (Kimmeridgian) of Western and Central Europe — palaeoclimatic and

palaeoenvironmental significance. **Palaeobiodiversity and Palaeoenvironments**, v. 92, p. 329–341, 2012.

UHL, D.; KERP, H. Wildfires in the Late Palaeozoic of Central Europe – The Zechstein (Upper Permian) of NW – Hesse (Germany). **Palaeo,** v. 199, p. 1-15, 2003.

UHL, D.; LAUSBERG, S.; NOLL, R.; STAPF, K. R. G. Wildfires in the Late Palaeozoic of Central Europe – an overview of the Rotliengend (Upper Carboniferous – Lower Permian) of the Saar – Nahe Basin (SW – Germany). **Palaeo,** v. 207, p. 23-35, 2004.

VAIL, P. R.; MITCHUM, R. M.; THOMPSON, S. Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 3: relative changes of sea level from coastal onlap. In: PAYTON, C. E. (Ed.). **Seismic stratigraphy: applications to hydrocarbon exploration. Tulsa: American Association of Petroleum Geologists,** p. 63-81, 1977.

VILLWOCK, J. A.; DEHNHARDT, E. A.; LOSS, E. L.; HOFMISTER, T. 1980. Turfas da província costeira do Rio Grande do Sul - Geologia do depósito Águas Claras. Pp. 500-512. In: **Anais do XXXI Congresso Brasileiro de Geologia.**Volume 1. Sociedade Brasileira de Geologia, Balneário Camboriú.

WANG, Z.; CHEN, A. Traces of arborescent lycopsids and dieback of the Forest vegetation in relation to terminal Permian mass extinction in North China. **Rev. Palaeobot. Palynol.**, v. 117, p. 217–243, 2001.

WATSON, A.; LOVELOCK, J. E.; MARGULIS, L. Methanogenesis, fires and the regulation of atmospheric oxigen. **BioSystems,** v. 10, p. 293-298, 1978.

WHITE, I. C. **Relatório final da comissão de estudos das minas de carvão de pedra no Brasil.** Rio de Janeiro: [s.e.], 1908, 617 p.

WILLIS, K. J.; MACELWAIN, J. C. **The Evolutions of plants.** New York: **Oxford University Press Inc.**, 2002.

XIN, W. High temperature as a mechanism for plant cytoplasm preservation in fossils. **Acta Geologica Sinica**, v. 81, n. 2, p. 183-193, 2007.

ZACHARIAS, A. A.; ASSINE, M. L. Modelo de preenchimento de vales incisos por associações de fácies estuarinas, Formação Rio Bonito no Norte do Estado do Paraná. **Revista Brasileira de Geociências,** v. 35, n. 4, p. 573–583, 2005.

ZALÁN, P. V.; WOLF, S.; CONCEIÇÃO, J. C. J.; ASTOLFI, M. A. M.; VIEIRA, I. S.; APPI, V. T.; ZANOTTO, O. A. Tectônica e Sedimentação da Bacia do Paraná. In: **SIMPÓSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA, III,** Curitiba: Sociedade Brasileira de Geologia, v.1, p. 441-473, 1987.

ZALÁN, P. V.; WOLFF, S.; CONCEICAO, J. C. J.; MARQUES, A.; ASTOLFI, M. A.; VIEIRA, I. S.; APPI, C. J.; ZANOTO, O. A. Bacia do Paraná. In: CABAGLIA, G. P. R.; MILANI, E. J. (Ed.). **Origem e evolução das bacias sedimentares**. Rio de Janeiro: Petrobras, 1990, p. 135-168.