

**UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOGRAFIA**

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

**EVIDÊNCIA DE INCÊNDIOS EM TURFEIRA COSTEIRA DO RIO GRANDE DO
SUL-BRASIL E RELAÇÃO COM FLUTUAÇÕES CLIMÁTICAS NO
QUATERNÁRIO**

VERIDIANA RIBEIRO

ORIENTADOR: PROF. DR. NELSON LUIZ SAMBAQUI GRUBER

CO-ORIENTADORA: PROF. DR^a. MARGOT GUERRA SOMMER

PORTO ALEGRE, MAIO DE 2015

**UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOGRAFIA**

**EVIDÊNCIA DE INCÊNDIOS EM TURFEIRA COSTEIRA DO RIO GRANDE DO
SUL-BRASIL E RELAÇÃO COM FLUTUAÇÕES CLIMÁTICAS NO
QUATERNÁRIO**

VERIDIANA RIBEIRO

**Orientador: Prof. Dr. Nelson Luiz Sambaqui Gruber
Co-orientadora: Profa. Dra. Margot Guerra Sommer**

Banca Examinadora:

**Prof. Dr. André Jasper
(PPG em Ambiente e Desenvolvimento/UNIVATES)**

**Prof. Dr. Roberto Verdum
(PPG em Geografia/ UFRGS)**

**Profa. Dra. Luana Carla Portz
(PPG em Geociências/UFRGS)**

**Dissertação apresentada ao
Programa de Pós-Graduação em
Geografia como requisito para a
obtenção do título de Mestre em
Geografia.**

PORTO ALEGRE, MAIO DE 2015

AGRADECIMENTOS

Muitas são as pessoas a quem quero agradecer pela participação neste trabalho, para mim, tão importante.

Começo pelos meus pais, Ademar e Noemi, que sempre estiveram do meu lado (mesmo de longe) e foram de extrema importância nos momentos de nostalgia, me encorajando a seguir em frente, incentivando e apoiando a minha escolha. Quero agradecer também, a minha irmã Juliana e meu cunhado Rafael, pela companhia, carinho, paciência e por confiarem em mim. Agradeço por tudo, vocês são muito especiais.

Também quero agradecer a Universidade Federal do Rio Grande do Sul e ao Programa de Pós-Graduação em Geografia, pelo apoio institucional.

À Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) pelo auxílio financeiro na forma de bolsa de pesquisa, nível de mestrado.

Ao meu orientador Nelson, que me aceitou como orientada e “afilhada”, me apoiando e incentivando sempre, oportunizando um trabalho integrativo e possibilitando o embasamento de novas reflexões, muito importantes para a conclusão desta pesquisa.

À minha co-orientadora Margot, acima de tudo por acreditar em mim, pegar a minha mão e me guiar, acompanhando comigo minhas angústias e minhas descobertas, me dando direção e inspiração, não só na carreira profissional, mas acima de tudo, em minha vida. Quero dizer que minha admiração aumenta a cada dia.

Ao senhor Luciano Wachilevski, proprietário das terras onde foram realizados os trabalhos de sondagem e coleta.

Ao grupo do Centro de Estudos de Geologia Costeira e Oceânica da UFRGS, Diretor Dr. Iran Corrêa, pelo auxílio e explicações referente à plataforma continental, Professor Dr. Eduardo Barboza, pelo apoio nas saídas de campo, auxílio nas datações desta pesquisa e principalmente, pela participação e incentivo fundamental neste trabalho, ao Coordenador Assistente do Laboratório de Gerenciamento Costeiro Ricardo Braga, pelas conversas que foram superimportantes e deram-me orientação nesta pesquisa, ao Técnico em Geologia Gilberto Santos, pelas informações sedimentológicas, aos colegas e amigos Michel Ivanoff, Danilo Tomasi,

Eduardo Salgado, Anderson da Silva, Frederico Scarelli, pelo apoio na sondagem e coleta do material, em especial Rogério Manzolli, que me ajudou a organizar as saídas de campo e as relevantes informações em relação ao perfil estudado.

À professora Dra. Maria Luiza Camara Rosa, pelo apoio na descrição e documentação do perfil estudado.

À professora Dra. Silvia Copé, pelo fornecimento de dados e por suas valiosas sugestões relacionadas à ocupação pré-histórica do Rio Grande do Sul.

À Diretora do Museu da UFRGS, Claudia Aristimunha, pela autorização para a utilização dos dados e imagens do Catálogo “12.000 anos de História: Arqueologia e Pré-história do Rio Grande do Sul”.

Ao professor Rualdo Menegat, pelas informações e fornecimento de bibliografias aqui utilizadas.

Ao professor André Jasper, pelo incentivo constante, auxílio e fornecimento de materiais necessários para a descrição das amostras.

Ao Departamento Tecnovates do Centro Universitário UNIVATES, pela possibilidade de fotografar as amostras em microscopia eletrônica de varredura.

Aos colegas da Pós-Graduação em Ambiente e Desenvolvimento da UNIVATES, especialmente à Mariela e Joseline, que sempre me auxiliaram nas minhas dúvidas.

Às colegas da Paleobotânica, Miriam, Isabela e Gabrielli, pela amizade e incentivo nestes dois anos, sempre me ajudando nos momentos importantes, não só com sugestões científicas, mas também pessoais.

Aos meus amigos Diniz Carvalho, pelo apoio na elaboração dos mapas e Roger Zamparette, pelo auxílio na interpolação das datações.

À minha “amizade” Laura Prestes, que não me abandonou nem nos “piores momentos”, estando sempre presente para me ouvir, conversar e principalmente para comemorar a conclusão desta pesquisa.

Às minhas amigas Andreza Lopes, pela companhia, preocupação e os convites de almoço nestes dias de intenso estudo e Karolina da Paixão, pelas longas conversas e os tão necessários momentos de descontração.

Aos meus amigos da CEUPA (Casa Estudantil Universitária de Porto Alegre) pela amizade, incentivo e apoio na formatação deste trabalho.

Mesmo que a palavra “obrigado” signifique tanto, não expressará por inteiro a gratidão em compartilhar esta conquista com este grande grupo.

"Toda revolução começa com uma faísca".

Suzanne Collins

RESUMO

A análise de carvão vegetal macroscópico na turfeira do distrito de Águas Claras, município de Viamão, Rio Grande do Sul, Brasil, foi efetuada com o objetivo de detectar a ocorrência efetiva de incêndios vegetacionais, tentando relacionar a origem desses eventos a processos naturais decorrentes de fatores climáticos ou a fatores antrópicos. As análises em estereomicroscópio e microscópio eletrônico de varredura centraram-se na obtenção de resultados relativos à dimensão, concentração e morfologia dos fragmentos de lenho, além da definição de padrões de homogeneização das paredes celulares. Incêndios vegetacionais foram detectados em fases distintas dos Sistemas Deposicionais Laguna-Barreira vigentes na Planície Costeira do Rio Grande do Sul. O primeiro pico de incêndio (25.400 anos AP) de idade Pleistoceno superior foi detectado em sedimentação lagunar (Sistema Laguna-Barreira III) e está relacionado com o clímax da glaciação Wisconsiniana, que atingiu mais severamente o Hemisfério Norte e o sul do Hemisfério Sul, gerando na zona tropical da América do Sul, um clima muito frio e seco. O segundo pico de incêndio (4.016 a 4.232 anos AP) detectado na turfeira sobrejacente, originou-se ao final da Última Grande Transgressão Pós-glacial do Holoceno (Sistema Laguna-Barreira IV) e ocorreu durante vigência do Ótimo Climático Atlântico. Esse evento é coincidente com intervalos de início de ressecamento concomitantes, identificados anteriormente na própria turfeira de Águas Claras e em alagados de altitude no planalto Sul-rio-grandense, os quais poderiam estar relacionados a registros decorrentes do fenômeno El Niño/La Niña entre 4200–3800 anos AP, cuja ocorrência provocou oscilações climáticas rápidas no Hemisfério Sul, caracterizadas por resfriamento polar, aridez nas faixas tropicais e importantes modificações na circulação atmosférica. Os padrões morfológicos dos fragmentos de carvão vegetal macroscópico permitiram detectar que a vegetação dominante ao longo da deposição do perfil estudado era constituída por angiospermas mono e dicotiledôneas, sugerindo afinidade com vegetação eminentemente campestre, herbácea a arbustiva. O nicho ecológico em que essa associação se desenvolveu estava afastado da área de deposição lagunar durante a ocorrência do pico de incêndio pleistocênico, no entanto, o pico de incêndio holocênico ocorreu quando

esse nicho se encontrava próximo à área de deposição da turfa. Evidências do impacto humano como causador do segundo pico de incêndio (4.016 a 4.232 anos A.P) não foram estabelecidas, dado que, os primeiros povoadores do litoral do Rio Grande do Sul, constituída por caçadores-coletores-pescadores, que instalou-se por volta de 4.000 anos AP, não tinham como protótipo cultural a utilização do fogo para cultivos e agricultura, tornando-se esta prática comum, somente a partir da colonização dos europeus. Apesar das incertezas quanto aos limites temporais dos resultados obtidos no nível de solo que capeia a turfa, os dados indicam a rara ocorrência de incêndios vegetacionais. Essa evidência pode estar racionada ao fato de que os processos recentes da interferência antrópica na turfeira de Águas Claras estão mais relacionados à drenagem do que a queimadas. Desta forma, pode-se concluir que a ocorrência de incêndios regionais na área da turfeira de Águas Claras tem sido regulada muito mais pelo clima do que pela ação antrópica, permitindo inferir que o fogo tem atuado como elemento fundamental na ecologia regional.

Palavras-chave: Pleistoceno/Holoceno. Carvão vegetal macroscópico. Paleoclima. Interferência Antrópica

ABSTRACT

The macroscopic charcoal analysis in the peatlands in the District of Águas Claras, the Viamão municipality in Rio Grande do Sul, Brazil, was conducted in order to detect the actual occurrence of vegetation fires, trying to relate the origin of these events whether resulting from natural processes climatic factors or anthropic (human) factors. The analysis in stereomicroscope and scanning electron microscope focused on achieving results relating to the size, concentration and morphology wood fragments and the definition of homogenization of the cell walls standards. Vegetation fires were detected at different stages of Depositional Systems at the existing lagoon barrier in the coastal plain of Rio Grande do Sul. The first peak fire, (25.400 BP) was detected in a settling lagoon (high sea level, Lagoon/Barrier System III) and is related to the climax of Wisconsin Glaciation, which hit hardest the north hemisphere and south of the Southern Hemisphere, generating in the tropical zone of South America, a very cold and dry climate. The second peak of fire during (4016-4232 BP) detected in the peat lands overlying, was originated at the end of the Last Great Transgression Post-glacial Holocene (Lagoon/Barrier System IV) and occurred during the term of Great Climate Atlantic. This event coincides with the beginning of concomitant drying intervals, previously identified in the own peat lands of Águas Claras and altitude wetlands of the *Planalto Sul-rio-grandense*, which could be related to records resulting from the El Niño/La Niña between (4200-3800 BP), whose occurrence caused rapid climatic oscillations in the Southern Hemisphere, characterized by polar cooling, aridity in the tropical bands and important changes in atmospheric circulation. The morphological patterns of macroscopic charcoal fragments enabled detects the dominant vegetation along the deposition profile of the study consisted of mono and dicotyledonous angiosperms, suggesting affinity with vegetation eminently pleasant, herbaceous to shrubby. The ecological niche in which this association was evolved away from the lagoon deposition area during the occurrence of the peak Pleistocene fire, however, the peak holocenic fire occurred when this niche was near to the deposition area of peat. Evidence of human impact to the cause of the second peak fire during the period of (4016-4232 BP) have not been established, since the first coastal plains settlers of the Rio Grande do Sul, were initially occupied by groups of hunter, gatherers, fishermen (with no agricultural

tradition) making this a common practice only from the colonization of Europe. Despite the uncertainty about the temporal limits of results obtained on the ground level of the peat, the data indicates the occurrence of vegetation fires at the topsoil level of the turf profile. This evidence may be rationed to the fact that the recent cases of human interference in Águas Claras peat land are more related to drainage than burned. Thus, it can be concluded that the occurrence of regional fires in the area is been regulated more by the weather than by human action, leading to the conclusion that the fire has been acting as a key element in the regional ecology.

Key words: Pleistocene/ Holocene. Macroscopic Charcoal. Paleoclimate. Anthropic Interference

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

1	Mapa de localização turfeira de Águas Claras.....	26
2	Geomorfologia da Província Costeira do Rio Grande do Sul.....	28
3	Perfil esquemático transversal dos sistemas deposicionais da Planície Costeira do Rio Grande do Sul na latitude de Porto Alegre.....	31
4	Vegetação da turfeira de Águas Claras em 1980.....	34
5	Carvão vegetal em ambientes atuais.....	38
6	Tipos de incêndios e de combustível.....	41
7	Lenhos após incêndios recentes.....	42
8	Carvão vegetal produzido a partir de serrapilheira após incêndios.....	42
9	Lenhos carbonizados em depósitos vulcânicos modernos: Taupo Ignimbrito, Nova Zelândia.....	43
10	Micrografias de madeira carbonizada artificialmente, gênero <i>Sequoia</i>	44
11	Carvão vegetal destacado de um tronco abatido por incêndio, potencialmente transportável por diferentes agentes, inclusive água.....	46
12	Transporte de carvão vegetal por escoamento superficial e deposição após chuva seguinte a incêndios recentes.....	47
13	Formação e preservação de fósseis de troncos.....	48
14	Lenho carbonificado, Formação Irati, Permiano, RS.....	49
15	Carvão vegetal (seta) em carvão marrom, localidade de Colônia, Alemanha.....	50
16	Aparência fibrosa e brilho sedoso do carvão vegetal, mostrando a orientação alongada dos traqueídeos, observado em lupa de mão.....	51
17	Carvão vegetal fóssil em arenito.....	51
18	Superfície de acamamento de siltito com densa associação de carvão vegetal macroscópico de ramos e frondes de pteridófitas (Cretáceo, EEUU).....	52
19	Mistura de fragmentos de carvão vegetal de diferentes dimensões com fragmentos de lenho não carbonizado, preservado em siltito fino (Cretáceo, EEUU).....	52
20	Exemplificação de fragmentos de carvão vegetal em vista desarmada e em MEV. Procedência camada de carvão Bonito, Permiano, Bacia do Paraná.....	53

21	Carvão vegetal em camada de carvão subbetuminoso, ocorrendo como Inertinita, mostrando a estrutura celular e alta refletância em seção polida.....	54
22	Microscopia eletrônica de varredura mostrando aglomerados de esporos.....	56
23	Amostra de mão de fragmento de lenho carbonizado proveniente do Sítio Arqueológico RST- 101.....	58
24	Dispersão do homem moderno entre os continentes.....	63
25	As três ondas migratórias do Rio Grande do Sul.....	67
26	Escala cronológica da ocupação pré-colonial do Rio Grande do Sul.....	69
27	Área de dispersão dos sítios arqueológicos dos sambaquis.....	71
28	Ilustração pescador-coletor.....	72
29	Detalhe da Tabela Cronoestratigráfica Internacional envolvendo os Períodos: Paleogénico (Paleógeno), Neogénico (Neógeno) e Quaternário.....	74
30	Evolução em longo prazo da temperatura média da Terra a partir do Mesozóico e amplitudes das flutuações de média e alta frequências ao longo dos últimos 800.000 anos.....	76
31	Curva de tendência climática no Holoceno.....	77
32	Curva global composta para a série temporal dos últimos 21.000 anos, evidenciando anomalias globais nos teores de carvão vegetal.....	79
33	Os diferentes fatores de controle do clima terrestre, classificados em função da duração de sua ação e do intervalo de variação da temperatura que podem provocar.....	91
34	Aplicação da técnica de GPR.....	94
35	Localização das linhas percorridas pelo GPR e os pontos das coletas.....	95
36	Local de coleta.....	96
37	Sondagem na turfeira de Águas Claras.....	97
38	Abertura do testemunho da turfeira de Águas Claras.....	98
39	Material para datação.....	100
40	Coleta de material para análise de carvão vegetal macroscópico.....	101
41	Observação em estereomicroscópio.....	103
42	Perfil sedimentar coletado em Águas Claras.....	107
43	Análises prévias (estereomicroscópio) de fragmentos de lenhos	

	carbonizados da turfeira de Águas Claras.....	108
44	Fragmentos de carvão vegetal macroscópico da turfeira de Águas Claras-RS, fotografados em MEV.....	111
45	Fragmentos de carvão vegetal macroscópico da turfeira de Águas Claras-RS fotografados em MEV.....	112
46	Fragmentos de carvão vegetal macroscópico da turfeira de Águas Claras-RS fotografados em MEV.....	114
47	Gráficos dos resultados quantitativos e qualitativos de CVM.....	115
48	Evolução em longo prazo da temperatura média da Terra a partir do Mesozóico e amplitudes das flutuações de média e alta frequências ao longo dos últimos 800.000 anos, com dados plotados.....	119
49	Reconstituição dos ambientes deposicionais dos CVM.....	121

LISTA DE QUADROS

1	Dimensões de carvão vegetal.....	20
2	Médias do teor de matéria orgânica do testemunho sedimentar da turfeira de Águas Claras.....	104
3	Idades calibradas, interpoladas e da taxa de sedimentação do perfil sedimentar da turfeira de Águas Claras.....	106
4	Quantidade e dimensão (comprimento) dos fragmentos de carvão vegetal macroscópico (CVM) em cada amostra.....	109

LISTA DE ABREVIATURAS

MEV	Microscópio eletrônico de varredura
CV	Carvão vegetal
CVM	Carvão vegetal macroscópico
RS	Rio Grande do Sul
AP	Antes do presente
PCRS	Planície Costeira do Rio Grande do Sul
CECO	Centro de Estudos de Geologia Costeira e Oceânica
UFRGS	Universidade Federal do Rio Grande do Sul
UGT	Última grande transgressão
CPRM	Serviço Geológico do Brasil
CE	Depois da Era Cristã
Ma	Milhões de anos
PT	Portugal
UMG	Último Máximo Glacial
GPR	<i>Ground-penetrating radar</i>
PVC	Policloreto de vinila
MO	Matéria orgânica
RCC	<i>Rapid Climatic Change</i>
ENOS	El Niño/La Niña Oscilação Sul

SUMÁRIO

CAPÍTULO 1

1	INTRODUÇÃO	18
1.1	HIPÓTESE	22
1.2	OBJETIVOS	23
1.3	JUSTIFICATIVA	24
1.4	ÁREA DE ESTUDO	25
1.4.1	<i>Aspectos Gerais da Área de Estudo</i>	25
1.4.2	<i>Planície Costeira do Rio Grande do Sul</i>	27
1.4.3	<i>Turfeira de Águas Claras</i>	31

CAPÍTULO 2 REFERENCIAL TEÓRICO CARVÃO VEGETAL

2	CARVÃO VEGETAL	37
2.1	Carvão Vegetal Macroscópico, Mesoscópico e Microscópico	37
2.2	Formação do Carvão Vegetal	37
2.3	Incêndios Vegetacionais	39
2.4	Carvão Vegetal Associado a Vulcanismo	43
2.5	Modificação na Estrutura Celular	44
2.6	Transporte e Deposição	45
2.6.1	<i>Ar</i>	45
2.6.2	<i>Água</i>	45
2.7	Reconhecimento e Estudo	47
2.8	Fragmentos Carbonizados em Turfeiras	53
2.9	Degradação e Maceração de Rochas.....	54
2.10	Observação Microscópica do Carvão Vegetal	55
2.11	Carvão Vegetal como Indicador Paleoclimático e Atmosférico	57
2.12	Carvão Vegetal Arqueológico	58
2.13	História do Fogo	59

CAPÍTULO 3 REFERENCIAL TEÓRICO OCUPAÇÃO PRÉ-COLONIAL

3	OCUPAÇÃO PRÉ-COLONIAL DO RIO GRANDE DO SUL	61
3.1	Hipóteses da Dispersão do Homem Moderno	61
3.2	Ocupação Pré-colonial no Brasil	65
3.3	Ocupação Pré-colonial no Rio Grande do Sul	65
3.4	A Pré-colonização no Município de Viamão	70

CAPÍTULO 4 REFERENCIAL TEÓRICO EVOLUÇÃO CLIMÁTICA

4	A EVOLUÇÃO CLIMÁTICA GLOBAL NO QUATERNÁRIO E A HISTÓRIA DOS INCÊNDIOS VEGETACIONAIS	73
4.1	Inferências Paleoclimáticas para o Quaternário no Brasil	83

CAPÍTULO 5

5	MATERIAS E MÉTODOS	93
5.1	Trabalho de Campo	93
5.1.1	<i>Escolha do Local de Coleta</i>	93
5.1.2	<i>Local Definitivo da Coleta</i>	96
5.1.3	<i>Técnica de Sondagem</i>	96
5.2	Preparação das Amostras em Laboratório	97
5.2.1	<i>Abertura do Testemunho Sedimentar</i>	97
5.2.2	<i>Descrição do Perfil</i>	98
5.2.3	<i>Coleta de Material</i>	100
5.2.3.1	<i>Coleta de Material para Datação Radiocarbônica</i>	100
5.2.3.2	<i>Coleta de Material para Detecção de Carvão Vegetal Macroscópico</i>	101
5.2.3.3	<i>Desagregação das Amostras e Isolamento dos Fragmentos Macroscópicos de Lenho</i>	102
5.3	Identificação de Carvão Vegetal Macroscópico e Descrição do Matei	102
5.3.1	<i>Estereomicroscópio</i>	102

5.3.2	<i>Microscopia Eletrônica de Varredura</i>	103
5.3.3	<i>Representação Gráfica dos Resultados</i>	103

CAPÍTULO 6

6	RESULTADOS	104
6.1	Descrição do Testemunho Sedimentar	104
6.2	Datações Radiocarbônicas	105
6.3	Idades Interpoladas e Taxa de Sedimentação	105
6.4	Carvão Vegetal Macroscópico	108
7	DISCUSSÃO	117
8	CONSIDERAÇÕES FINAIS	126
9	CONCLUSÃO	129
9	RECOMENDAÇÕES	130
	REFERÊNCIAS	131

ANEXOS

	ANEXO A - Relatório das análises das datações radiocarbônicas	156
	ANEXO B- Modelo do Termo de Responsabilidade para utilização dos textos/imagens do Catálogo da exposição “12.000 Anos de História: Arqueologia e Pré-história do Rio Grande do Sul” - Acervo do Museu da UFRGS	159

1 INTRODUÇÃO

Atualmente, o fogo é um elemento comum, integrante de muitos dos ecossistemas terrestres. Incêndios vegetacionais naturais ocorrem regularmente em ecossistemas caracterizados por uma estação seca bem definida, podendo inclusive, ocorrer ciclicamente (BROWN, 2000; PAYSEN *et al.*, 2000; JASPER *et al.*, 2007). Mesmo nas florestas úmidas tropicais, os incêndios vegetacionais naturais são comuns e tendem a ocorrer após secas severas (JOHNSON, 1984; JASPER *et al.*, 2007). Em sistemas com formação de turfeiras, os incêndios são considerados comuns, pois esses ambientes possuem consideráveis reservas de matéria orgânica, que é material inflamável (SCOTT *et al.*, 2000).

As relações entre variação climática, incêndios vegetacionais naturais e padrões de desenvolvimento da vegetação são bastante estreitas, existindo evidências de que o fogo vem destruindo, às vezes, ciclicamente a vegetação, desde que esta se estabeleceu em ambiente terrestre (PYNE, 1982). Dessa forma, os paleoincêndios destacam-se entre os eventos mais comuns ocorridos ao longo do tempo geológico e o fogo tem sido considerado como um dos principais impulsores das diferentes dinâmicas dos biomas terrestres e ecossistemas de ambientes modernos (SCOTT & STEA, 2002; PRESTON & SCHMIDT, 2006).

A origem dos incêndios vegetacionais naturais tem sido vinculada por alguns autores a eventos de mudanças climáticas (PYNE, 1982). Outras possíveis causas naturais para os incêndios têm sido também atribuídas a atividades vulcânicas (KEMP, 1981; RÖSSLER & STERZELEANUM, 2001; SCOTT *et al.*, 2000, 2003) e meteoríticas (SAITO *et al.*, 1986; TSCHUDY & TSCHUDY, 1986). Embora incêndios individuais aparentemente impactem diretamente áreas reduzidas da paisagem, em períodos de tempo relativamente curtos (dias, semanas ou meses), o cômputo anual, revela que essas escalas locais têm consequências globais (POWER, 2013).

A ocorrência de incêndios naturais é controlada pelo clima, que por sua vez, afeta o tipo de vegetação e sua produtividade, além da diversidade da paisagem. Diversos componentes da vegetação atual, em diferentes paisagens naturais, foram influenciados por regimes de incêndios no passado (SCOTT, 2010).

As modificações climáticas globais em amplas escalas têm consequências diretas e indiretas nas atividades de fogo: diretamente por influenciar a frequência da ignição e a probabilidade de propagação do fogo e indiretamente por modificar o tipo e a produtividade da vegetação, além das quantidades de potencial combustível (PYNE *et al.*, 1996). Os estudos até agora realizados têm foco, essencialmente, na importância do clima, mais do que na atividade antrópica, como fatores preponderantes na geração de incêndios em escalas regional e global.

Embora localmente desenvolvidas, histórias de incêndios em regiões que suportaram grande população humana parecem sugerir que os povos foram críticos em influenciar regimes de incêndios. Todavia, evidências diretas de impacto humano são mínimas, tanto em escala continental quanto global, antes do período industrial (POWER, 2013).

É importante ressaltar, que análises antracológicas realizadas em território brasileiro, em sítios arqueológicos de Sambaquis, nos Estados do Rio de Janeiro e em Santa Catarina em idade de 5.500 anos AP, não evidenciaram a presença de extensos incêndios regionais e demonstraram que o material utilizado por estas populações como combustível de ignição para **fogueiras domésticas**, provinha da coleta aleatória de fragmentos de lenho, proveniente de madeira morta (tombada). (SCHEEL-YBERT, 2001).

Leonel (2000), a partir do trabalho sobre “O uso do fogo: o manejo indígena e a piromania da monocultura”, afirma que o uso indiscriminado do fogo torna-se uma prática comum a partir da colonização dos europeus, para dominar a agricultura brasileira através de sistemas de fazendas de cultivos para exportação (*plantations*).

Evidências de incêndio atribuídas a fatores antrópicos, relacionados ao aumento das populações indígenas em florestas de Araucária no Planalto Central e no Sistema Campos no sul do Brasil (BEHLING *et al.*, 2001, 2004, 2005; BAUERMANN, 2003; BAUERMANN *et al.*, 2008), foram estabelecidas nos últimos 6.000 anos AP. Essas evidências de incêndio, estabelecidas a partir de **partículas escuras**, opacas, identificadas em microscopia de luz transmitida (método não recomendado para permitir a identificação segura de carvão vegetal) todavia, não apresentam consistência estatística e causal que justifiquem as inferências antrópicas para o fogo.

Evidências incontestáveis de paleoincêndios vegetacionais são obtidas por estudos quantitativos e qualitativos de resíduos carbonizados de matéria vegetal,

caracterizados por Scott (2010) como “**charcoal**”, sendo denominados no presente estudo como “**carvão vegetal**” (**CV**) (JASPER *et al.*, 2011). Esses resíduos são identificados por microscopia eletrônica de varredura (MEV) e/ou petrografia orgânica e têm sido amplamente aceitos como indicadores diretos de eventos de fogo (SCOTT & GLASSPOOL, 2007) ocorrendo em abundância desde o Siluriano (GLASSPOOL; EDWARDS; AXE, 2004), até o Quaternário (MADONALD *et al.*, 1991; SCOTT, 1989, 2000; SCOTT & GLASSPOOL, 2006; FLANNIGAN *et al.*, 2009).

Fragmentos de carvão vegetal podem ocorrer em diferentes tipos de rochas, em uma gama muito ampla de dimensões, dependendo do processo tafonômico a que foram submetidos. Scott (2010) define três tipos básicos de fragmentos de carvão vegetal com base em suas dimensões, caracterizadas no Quadro 1.

Quadro 1: Dimensões de carvão vegetal.

Carvão vegetal macroscópico*	Carvão vegetal mesoscópico*	Carvão vegetal microscópico
carvão vegetal macroscópico* - maiores do que 1 mm	carvão vegetal mesoscópico* - 180 µm até 1 mm	carvão vegetal microscópico - menores do que 180 µm

Dimensões de fragmentos carvão vegetal segundo os critérios de Scott, 2010.

* Fragmentos reconhecíveis à vista desarmada.

O presente estudo centrou-se no reconhecimento e análise de fragmentos de **carvão vegetal macroscópico (CVM)** potencialmente identificáveis a vista desarmada. A escala de abrangência das dimensões desses fragmentos tem levado a inferir uma relação mais proximal com a área fonte dos incêndios, refletindo condições mais locais (SCOTT, 2010).

Kauffmann (2008) já comprova a existência de fragmentos de CVM, através da aplicação da técnica de MEV, em material procedente de testemunho de turfeira com idade de 31.764,71 anos AP até o presente no Planalto das Araucárias, caracterizando este material como indicativo da ocorrência de incêndios vegetacionais durante o Quaternário nessa região do Estado do Rio Grande do Sul, caracterizando as queimadas como um evento natural.

Com base em estudos de **palinologia** e de **palinofácies** em ponto amostrado na turfeira de Águas Claras-RS, Medeanic & Silva (2010) caracterizam o domínio de uma vegetação autóctone como dominante nos intervalos temporais mais antigos

(12.610±70 anos AP). A porção superficial da sondagem com idade 470 ± 60 anos AP, é marcada pela intervenção significativa do fator antrópico, dado o marcante aumento de plantas introduzidas estrangeiras. A presença de microfragmentos de lenho queimado é referida pelas autoras em diferentes estágios do intervalo temporal estudado, porém, a importância desses elementos não é considerada na avaliação da evolução climática e ambiental local e regional.

A presente dissertação foi estruturada em 6 Capítulos.

No Capítulo 1 além da Introdução, é estabelecida a Hipótese a ser testada ao longo do trabalho, definindo os Objetivos que nortearam a pesquisa e a Justificativa que envolve os diferentes campos de aplicação, além de caracterizar a Área de Estudo.

Os Capítulos 2, 3 e 4 envolvem o Referencial Teórico necessário ao desenvolvimento da pesquisa.

O Capítulo 5 caracteriza as diferentes Metodologias utilizadas em trabalho de campo e laboratório.

O Capítulo 6 envolve os Resultados obtidos com a aplicação das diferentes metodologias, a Discussão e as Considerações Finais que envolvem a interpretação dos dados obtidos, além de Recomendações de futuros trabalhos. Ao final do Capítulo 6, apresentam-se as Referências utilizadas para esta pesquisa.

Por fim, são apresentados os Anexos contendo os relatórios das datações radiocarbônicas e a autorização para a utilização dos textos/imagens do Acervo do Museu da Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

1.1 HIPÓTESE

A possibilidade de identificar a presença de carvão vegetal macroscópico na turfeira de Águas Claras-RS permitirá detectar a ocorrência efetiva de incêndios vegetacionais ao longo da totalidade do perfil estudado, que compreende um intervalo basal de areia siltosa e uma camada delgada de turfa sobreposta. Esses incêndios podem estar vinculados a processos naturais como derivativos de fatores decorrentes de eventos climático/ambientais regionais ou globais ou a fatores antrópicos. O controle estabelecido pela obtenção de idades radiocarbônicas associado à consulta de dados arqueológicos regionais permitirá relacionar mais efetivamente a origem de incêndios a causas naturais ou antrópicas.

1.2 OBJETIVOS

- Identificar a ocorrência de carvão vegetal macroscópico ao longo do intervalo de deposição das diferentes fácies identificadas no testemunho, que envolve um intervalo temporal Pleistoceno superior- Holoceno superior, através de observação em microscopia eletrônica de varredura.
- Obter dados quantitativos sobre a ocorrência de carvão vegetal macroscópico em distintos níveis da turfeira, controlados por idades radiocarbônicas calibradas.
- Relacionar as ocorrências de carvão vegetal macroscópico com incêndios vegetacionais ocorridos no Quaternário e já detectados no sul do Brasil.
- Relacionar indicadores de maior incidência de incêndios a modificações climáticas e ambientais de caráter regional e global.
- Caracterizar padrões morfo-anatômicos preservados nos carvões vegetais macroscópicos, que permitam definir os grandes grupos vegetais representantes da vegetação contemporânea aos incêndios vegetais.
- Relacionar níveis de incidência de carvão vegetal macroscópico, calibrados com datações radiocarbônicas e informações arqueológicas sobre a ocupação da região.
- Inferir, quando possível, a influência antrópica na origem de incêndios vegetacionais ao longo da fase de estabilização e degradação da turfa.

1.3 JUSTIFICATIVA

O estabelecimento de estudos inéditos em carvão vegetal macroscópico, proveniente de testemunho de sondagem em turfeira de ambiente costeiro do Quaternário do Estado do Rio Grande do Sul, Brasil, é relevante, pois, oportuniza informações pertinentes para **(i) a paleoclimatologia**, pela indicação de prováveis anomalias climáticas ocorrentes no intervalo estudado; **(ii) a paleofitoecologia**, pela possibilidade de oferecer subsídio a reconstituição da vegetação vigente na área estudada, tendo como fator importante, a ocorrência de incêndios vegetacionais no Quaternário; **(iii) a Geologia Costeira**, pelo fornecimento de informações pertinentes sobre a evolução da turfeira de Águas Claras (RS) durante o Quaternário e também de dados sobre os processos que atuaram na evolução da vegetação costeira; **(iv) a Geografia**, pelos aspectos paleogeográficos a partir das relações entre os elementos atuantes na queima vegetal e os grupos humanos pré-coloniais que se estabeleceram na região.

1.4 ÁREA DE ESTUDO

1.4.1 Aspectos Gerais da Área de Estudo

A escolha da turfeira de Águas Claras se justifica, principalmente, pelo fato de que as turfeiras se constituem em arquivos importantes de eventos climáticos. Dadas as condições ambientais de umidade constante necessária para a geração de turfa, extremos climáticos serão aí registrados somente quando intensos. Considerando, portanto, que o fogo é um agente sistêmico, o registro de carvão vegetal macroscópico na turfeira será evidência incontestável da ocorrência de incêndios de caráter local ou regional na Planície Costeira do Rio Grande do Sul.

Adicionalmente, a área foi escolhida tendo em vista o arcabouço geológico bem detalhado, que inclui os diferentes sistemas deposicionais e o reconhecimento de características composicionais da turfeira, em termos paleofitocológicos e taxonômicos.

A escolha da área foi também efetuada, tendo em vista que pesquisas arqueológicas já existentes comprovam a ocupação pré-colonial da região.

A área de estudo está localizada no município de Viamão-RS, na porção centro-oeste da Folha Passo do Vigário (50° 45' 00"W e 30° 00' 15"S) e corresponde a um pequeno vale situado no Sistema Depositional Laguna-Barreira I da Planície Costeira do Rio Grande do Sul. O perfil estudado em Águas Claras (50°49'4.90"O e 30°6'24.39"S) corresponde a um intervalo basal de areia siltosa que está inserida no Sistema Depositional Laguna-Barreira III e uma delgada camada de turfa estabelecida no Sistema Depositional Laguna-Barreira IV. A turfeira constitui-se num corpo delgado, lenticular e alongado na direção nordeste-sudoeste (Figura 1).

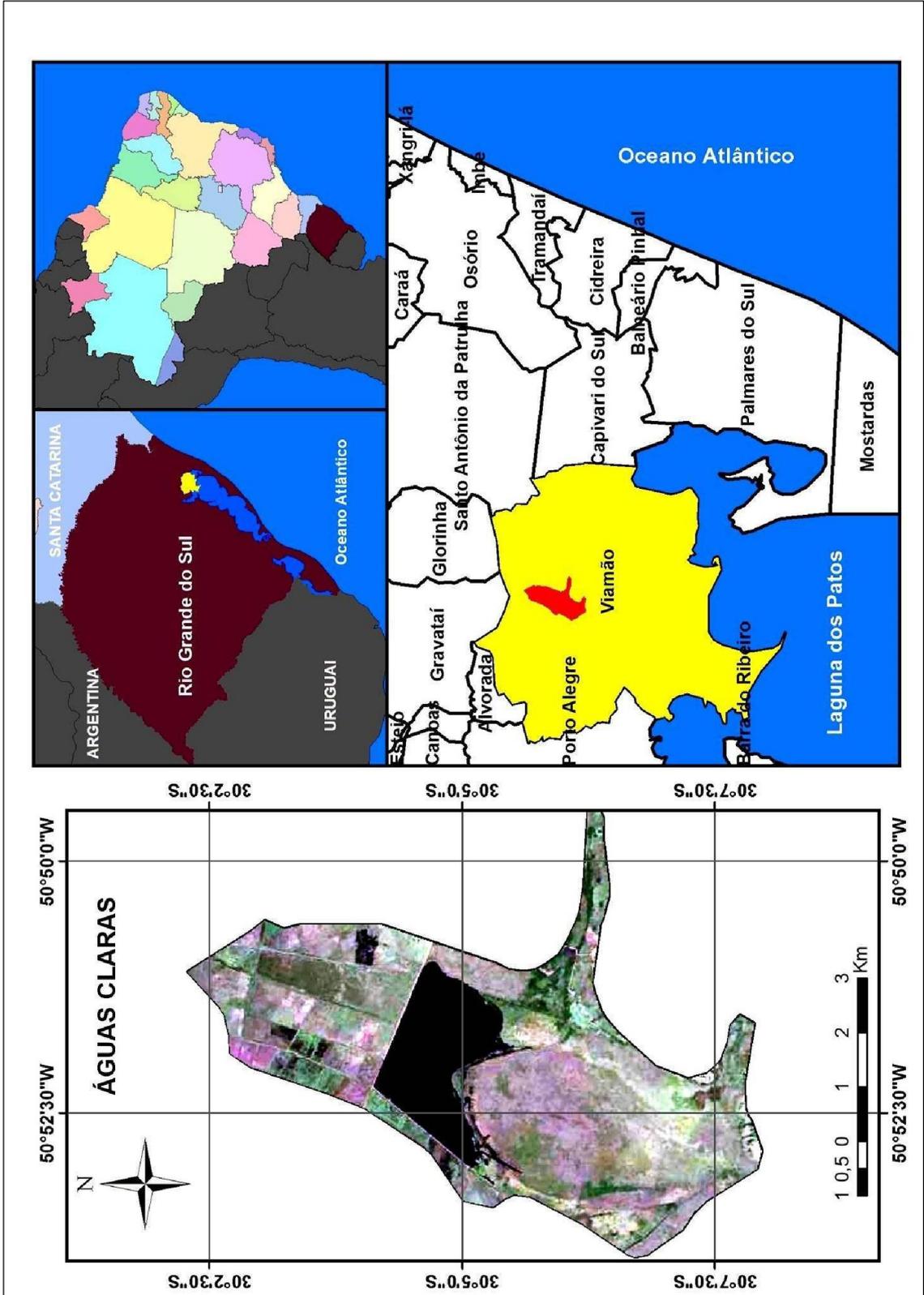


Figura 1: Mapa de localização da turfeira de Águas Claras.

1.4.2 Planície Costeira do Rio Grande do Sul

A Planície Costeira do Rio Grande do Sul (PCRS) corresponde a uma feição fisiográfica, onde estão expostos os sedimentos da porção superficial da Bacia de Pelotas, ou seja, sedimentos depositados desde o Terciário sob a influência de oscilações glácio-eustáticas do nível do mar e de acentuadas variações climáticas (DAVIS & HAYES, 1984).

A geomorfologia desta região costeira é o resultado da prolongada exposição aos agentes modeladores do clima, da dinâmica costeira e das oscilações relativas do nível do mar, desde o Pleistoceno médio até o superior. Durante este período de tempo, muitas configurações morfológicas representando antigos sistemas deposicionais costeiros, foram produzidas, erodidas e muitas delas preservadas na paisagem da planície (BARBOZA *et al.*, 2005).

Na Província Costeira, a geologia regional configura-se em dois compartimentos: terras altas e terras baixas (VILLWOCK *et al.*, 1984; VILLWOCK & TOMAZELLI, 1995). Horizontalmente, ocorrem as terras baixas, aflorando na Província Costeira respectivamente a planície costeira e a plataforma continental. As terras altas estão representadas por afloramentos esparsos do Escudo Uruguaio-sul-rio-grandense e por basaltos oriundos da seqüência vulcânica do Planalto Meridional.

Segundo Villwock *et al.* (1984) e Villwock & Tomazelli (1995) a compartimentação geomorfológica da PCRS compreende (Figura 2):

- **Planície aluvial interna:** formada por um sistema de leques aluviais a partir dos maciços cristalinos e basálticos circunjacentes das terras altas, em regimes de fluxos gravitacionais e de retrabalhamentos torrenciais, a partir do Terciário.
- **Barreira das Lombas:** corresponde ao Sistema Barreira I, Barreira (Coxilha) das Lombas que se desenvolveu em um sistema inicialmente de ilha-barreira, com depósitos eólicos, por vezes ancorados e interdigitados aos leques aluviais da planície aluvial interna ou dos maciços cristalinos das terras altas.
- **Sistema lagunar Guaíba - Gravataí:** é associado aos eventos de afogamento de um ambiente que esteve relacionado ao Sistema Barreira I, em transição dos terrenos cristalinos e dos leques aluviais na borda das terras altas, sendo contato da Bacia de Pelotas e dos sedimentos antigos da Bacia do Paraná. Constituiu-se num

sistema fechado, face ao isolamento da composição do Sistema Barreira I (Barreira das Lombas).

- **Sistema lagunar Patos - Mirim:** foi isolado a partir do desenvolvimento do Sistema Barreira II (Lagoa Mirim) e completado posteriormente no Sistema Barreira III (Laguna dos Patos).
- **Barreira múltipla complexa:** isolou a ambos os sistemas anteriores, configurado-se pela justaposição e superposição de depósitos transgressivos e regressivos dos Sistemas Barreira II e III pleistocênicos e do Sistema Barreira IV, holocênico.
- **Rosário de lagoas e lagunas costeiras:** distribui-se sobre a barreira múltipla complexa, situado entre os Sistemas Barreira III e IV que correspondem aos ambientes de lagoas de retro-barreira afogadas no máximo transgressivo holocênico de 5.100 anos AP.

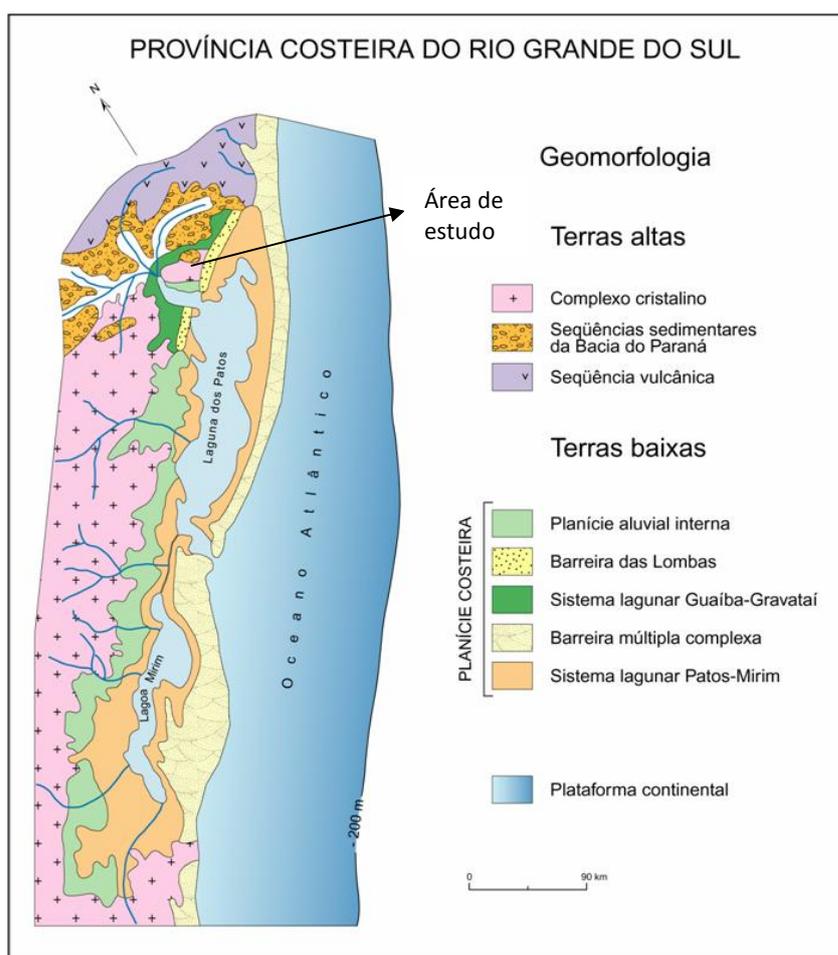


Figura 2: Geomorfolgia da Província Costeira do Rio Grande do Sul.

Fonte: Modificado de Villwock, 1984.

A base do conhecimento evolutivo e geomorfológico da PCRS é derivada dos trabalhos de Villwock e colaboradores, junto ao CECO/UFRGS, os quais são sintetizados em Villwock, (1972, 1977 e 1984) e Villwock & Tomazelli (1995). Segundo estes autores, os mecanismos formadores dos sistemas deposicionais seguem a seguinte forma:

- **Sistema Depositional de Leques Aluviais:** este sistema deposicional reflete a correlação geomorfológica da planície aluvial interna com os maciços cristalinos circunjacentes das terras altas, sido formada em um sistema de leques aluviais em regimes de fluxos gravitacionais e de retrabalhamentos torrenciais, iniciados a partir do Terciário (VILLWOCK *et al.*, 1984). A sua origem se reporta a um clima mais seco e frio, em período de mar baixo, mediante a mobilização por enxurradas de sedimentos grossos para estas fácies, que posteriormente, em regimes de menor competência, são enriquecidas por argila.

As partes mais internas da planície costeira e no sopé das terras altas ocorrem estruturas sedimentares com canais e truncamentos. Suas porções mais distais foram parcialmente retrabalhadas por processos marinhos e lagunares, durante os eventos transgressivos posteriores, produzindo terraceamento e interdigitação entre fácies de origens marinha, eólica, lagunar e fluvial.

- **Sistemas Depositionais Laguna-Barreira:** no Pleistoceno, houve o desenvolvimento de Sistemas Depositionais Laguna-Barreira na borda leste da planície costeira, cuja origem, está associada aos sucessivos eventos transgressivo-regressivos pleistocênicos e holocênicos, que configuraram os quatro principais Sistemas Depositionais Laguna-Barreira I, II, III e IV, identificados por Villwock *et al.* (1984). Cada um desses sistemas corresponde a cada ciclo transgressivo-regressivo, formado pela elevação do nível do mar durante o processo transgressivo, o que configura os Sistemas de Laguna-Barreira e posteriormente isolados pela regressão forçada do rebaixamento do nível do mar. Em cada evento transgressivo subsequente não eram atingidas as cotas alcançadas pelo evento anterior, permitindo uma preservação parcial da barreira em quatro sistemas principais:

Sistema Depositional Laguna-Barreira I: sistema associado ao primeiro grande ciclo transgressivo-regressivo pleistocênico com idade absoluta de 4000.000 anos AP, no qual uma barreira arenosa isolou o continente, originando a formação de depósitos

lagunares e paludiais, inclusive o Sistema lagunar Guaíba-Gravataí, e os registros eólicos do conjunto de ilha-barreira da Barreira das Lombas. A morfoescultura do relevo resulta do retrabalhamento dos leques com o afogamento da área no primeiro episódio transgressivo após a regressão pliocênica.

Sistema Depositional Laguna-Barreira II: o segundo grande ciclo transgressivo-regressivo pleistocênico, de idade atribuída a 325.000 anos AP, acumulou sedimentos predominantemente ao sul, aparecendo como um antigo sistema de ilha-barreira. Esse sistema foi responsável pelo isolamento da Lagoa Mirim.

Sistema Depositional Laguna-Barreira III: os sedimentos produzidos no terceiro grande evento transgressivo-regressivo pleistocênico são constituídos por fácies quartzosas de areias finas bem selecionadas, com icnofósseis de tubos de *Callichirus*, de origem praial e marinho rasa, recobertas por areias eólicas. Vários ambientes deposicionais do tipo lagunar, paludial e fluvial se estabelecem nas depressões isoladas dos Sistemas Depositionais Laguna-Barreira II e III. Segundo Martin *et al.* (1982), esses depósitos, com idade de 120.000 anos AP, têm sido mapeados como correlacionáveis à Transgressão Cananéia (SUGUIO, 1978) ou à Penúltima Transgressão (BITTENCOURT *et al.*, 1979) e descritos ao longo de toda a costa brasileira.

Sistema Depositional Laguna-Barreira IV: o último grande ciclo transgressivo-regressivo é holocênico e controlou o Sistema Depositional Laguna-Barreira IV na Última Grande Transgressão (UGT) que se estendeu até os sedimentos do Sistema Depositional Laguna-Barreira III, erodindo-os numa falésia em sua borda leste. Segundo Suguio (1978) e Martin *et al.* (1984), para a costa sul-sudeste, o nível do mar ultrapassou o atual em 7.100 anos AP, com seu pico em 5.100 anos AP, em ± 5 m acima do nível atual. Angulo *et al.* (1996) defendem um nível de +2 m para a região do sul do Brasil. A regressão que se seguiu possibilitou o desenvolvimento Sistema Depositional Laguna-Barreira IV, que isolou, do lado do continente, um novo sistema lagunar (Figura 3).

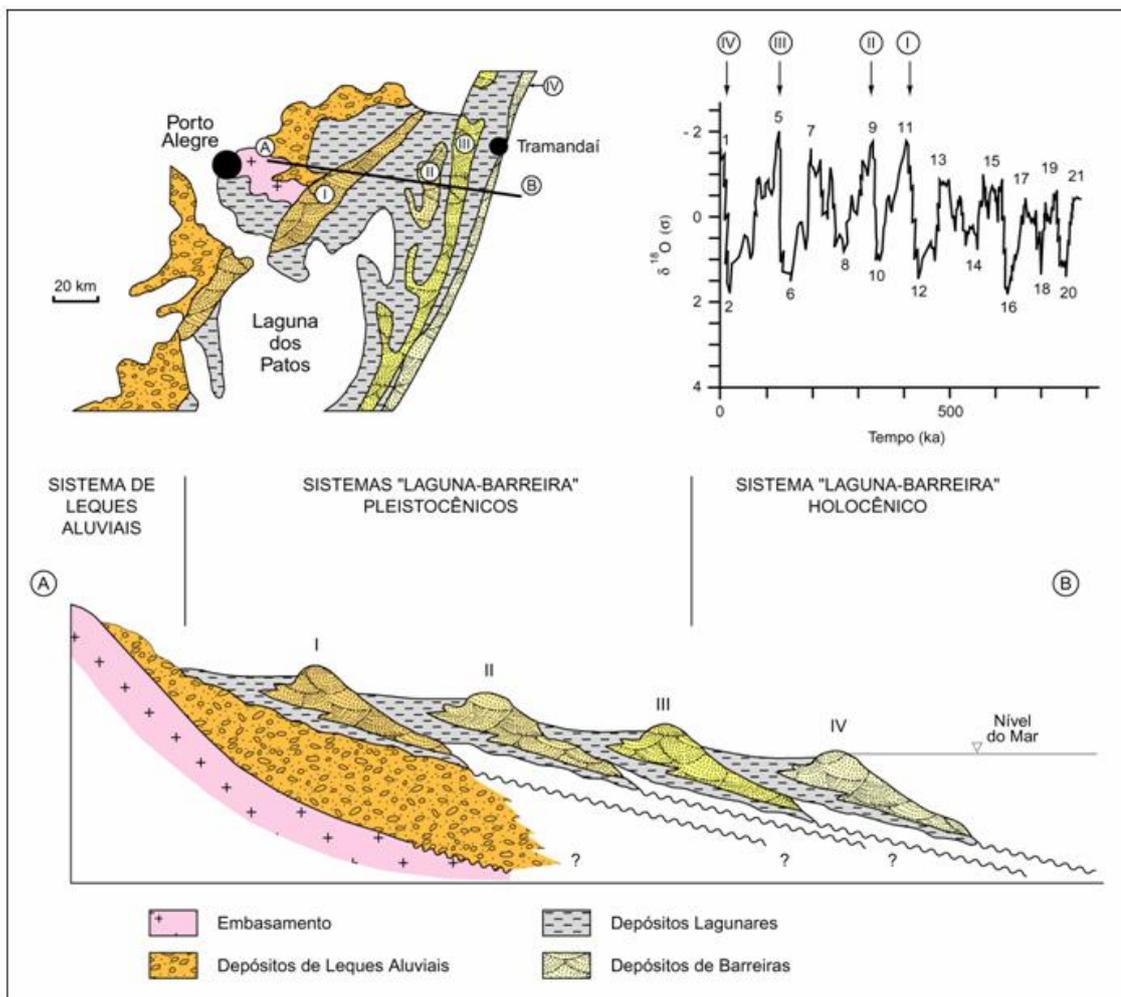


Figura 3: Perfil esquemático transversal dos sistemas deposicionais da Planície Costeira do Rio Grande do Sul na latitude de Porto Alegre. As barreiras são correlacionadas aos últimos e maiores picos na curva isotópica de oxigênio.

Fonte: Tomazelli & Villwock, 1999.

Dentre os eventos transgressivo-regressivos do nível do mar, os Sistemas Depositionais Laguna-Barreira III e IV apresentam maior interesse para esta pesquisa, devido ao perfil estudado apresentar idades entre 38.900-38.155 anos cal AP e 4.232-4016 anos AP.

1.4.3 Turfeira de Águas Claras

A turfeira objeto do presente estudo localiza-se no distrito de Águas Claras, administrativamente vinculado ao município de Viamão (Lei Municipal nº 736/62) e possui uma população estimada de 239.384 habitantes (IBGE, 2010). Essa localidade é remanescente da estrutura fundiária que se configurou através das idas

e vindas pelos chamados “Caminhos de Viamão”, desde meados do século XVIII, que compreendiam as terras entre o litoral norte do continente de São Pedro e a região de Porto Alegre, limitadas pela lagoa dos Patos e a escarpa do planalto (SILVA, 2008).

A história da ocupação regional demonstra que, apesar de apresentar um crescimento urbano intenso somente nas duas últimas décadas, as condicionantes da presença humana remontam à interação entre os povos indígenas e os colonizadores europeus, estes inicialmente em litígio sobre a abrangência geográfica de seus domínios na região do atual estado do Rio Grande do Sul (MARTINS, 2011).

Ocorrem na região muitos capões e áreas de mata nativa, sobretudo onde a terra ainda não está sendo destinada a transformação em espaço urbano (MARTINS, 2011). Nas unidades implantadas há mais tempo, observam-se muitas áreas verdes, resultantes do plantio de árvores pelos novos proprietários, porém, sendo na maioria, espécies exóticas.

De acordo com Rossato (2011), vigora atualmente na região o clima Subtropical, sendo que na área estudada, segundo a autora, o clima é classificado como Subtropical IV caracterizado como muito úmido, com invernos frios e verões frescos. As chuvas são abundantes e oscilam entre 1700-2000 mm anuais, bem distribuídas em 130-150 dias. A temperatura média do mês mais frio oscilando entre 8-14°C e a temperatura média do mês mais quente variando entre 17-23°C, apresentando o conjunto de médias de temperaturas mais baixo do Rio Grande do Sul (RS).

A turfeira de Águas Claras situa-se a 35 km a leste da capital Porto Alegre e localiza-se na borda sul da extensa bacia de inundação do rio Gravataí, com altitudes entre 10 m e 15 m. A turfeira é alongada de SW para NE, acompanhando a drenagem principal da região. Nos pontos SW, S e ESE há elevações arenosas de 50 m a 150 m que constituem a Coxilha das Lombas. Tem área conhecida de 32,1 km², ficando em aberto possíveis extensões de reduzido porte. Espessuras médias em torno de 1,6m têm sido relatadas para a camada de turfa (SÜFFERT, 1998). Todavia, dados levantados no presente estudo (Quadro 2) revelaram que grande parte do pacote sedimentar caracterizado no conjunto como turfa corresponde ao intervalo de areia siltosa, com baixo teor de matéria orgânica.

A turfeira compõe a Unidade de Conservação Refúgio da Vida Silvestre Banhado dos Pachecos e representa um sítio de alta biodiversidade de fauna e flora, incluindo espécies ameaçadas de extinção (SEMA, 2003). Todavia, é importante salientar que a turfeira de Águas Claras vem sendo destruída por aterros e drenagens para o desenvolvimento residencial, agrícola, bem como pela extração de solo orgânico. Na década de 1970, a turfeira de Águas Claras foi objeto de quatro Pedidos de Pesquisa pela CPRM (1976), tendo em vista seu aproveitamento como fonte alternativa de energia. No entanto, este aproveitamento mostrou-se inviável e os projetos foram desativados ao final do século XX.

Villwock *et al.* (1980b), através do projeto “Geologia dos Recursos Minerais do Sul do Brasil: Turfas da Província Costeira do Rio Grande do Sul: geologia do depósito de Águas Claras” (FINEP/UFRGS), estabeleceu as características geológicas do depósito, das propriedades físico químico dos materiais, inferindo também os processos geológicos que levaram a acumulação dos depósitos de turfa, dentro do quadro evolutivo da região costeira do RS. Essas análises serviram de base a estudos posteriores realizados por Villwock (1984); Villwock *et al.* (1986); Villwock & Tomazelli (1995); Tomazelli & Villwock (2000); Arejano (2006).

Semelhante a outras turfeiras ocorrentes na planície costeira do sul do Brasil, Águas Claras é classificada como uma **Turfeira Topotrófica** ou **Turfeira Rasa**, dadas as características relativas á forma de captação de nutrientes e evolução. Essas turfeiras necessitam para seu equilíbrio, de abastecimento do aquífero via lençol freático (LENZ, 1984).

A vegetação recente vigente na área da turfeira em 1980 foi caracterizada por Irgang & Longhi-Wagner (1979), através de “Levantamento expedito da vegetação das turfeiras da região de Águas Claras, município de Viamão-RS” por espécies como: *Blechnum imperiale*, *Eriocaulon kunthii*, *Sphagnum* sp. e *Eryngium floribundum*, além da gramínea *Panicum aristella*. Também são relatadas espécies de *Blechnum serrulatum*, *Dryopteris*, *Eryngium pandanifolium*, *Eriocaulon kunthii*. É descrito o predomínio absoluto da espécie *Pteridium aquilinum* (samambaia), comum em solos degradados e ácidos (Figura 4). Nesta pesquisa relata-se que a drenagem, mais do que o fogo, foi a causa de alterações na flora, eliminando espécies típicas, substituindo por outras secundárias.

Estudo palinológico desenvolvido por Burjack & Marques-Toigo (1980) no material proveniente de sondagens efetuadas por Villwock *et al.* (1980b) relaciona o

domínio de esporos de Pteridophyta ao ambiente muito úmido no local de formação da turfa no intervalo Holoceno. Análises ecológicas com base em populações de diatomáceas em diferentes níveis da turfeira, efetuadas nas mesmas sondagens, definiram a ocorrência de variações bem demarcadas no ambiente de sedimentação, variando desde águas muito rasas, com pH baixo, até níveis mais espessos de lâminas d'água (CALLEGARO, 1995).



Figura 4: Vegetação na turfeira de Águas Claras em 1980. a) Canais de drenagem na área ocupada pelos depósitos de turfa. b, c) Aspecto da turfa em afloramento. d, e, f) Vegetação em diferentes pontos da turfeira.

Fonte: Adaptado Villwock *et al.*, 1980.

Os resultados de análises de imagens orbitais de TM/LANDSAT 5, de 24.01.1986, realizados por Frantz *et al.* (1990), em ambientes paludiais propícios a geração de depósitos turfáceos na PCRS, especificamente no Banhado dos Pachecos (turfeira de Águas Claras) mostraram que, na porção ao norte foram observadas maiores evidências da presença de solos e uma vegetação mais xerofítica (adaptada a ambiente mais seco) enquanto que na porção sul, a presença de ambientes mais úmidos e de maior espessura de turfa pode ser detectada.

As análises realizadas por Bauermann *et al.* (2003,) quase vinte anos após o estudo de Villwock *et al.* (1980b) demonstraram que a vegetação atual que se

desenvolvia na superfície da turfeira era do tipo mata de **Restinga Paludial**, cujos principais componentes arbóreos são relacionados as famílias Myrsinaceae, Araliaceae, Myrtaceae, Flacourtiaceae, Moraceae, Meliaceae, Arecaceae, Nyctaginaceae, Euphorbiaceae, Theaceae e Sapindaceae.. O estrato arbustivo foi caracterizado pela presença de Piperaceae, Rubiaceae, Melastomataceae, Verbenaceae, Loranthaceae, Solanaceae, Asteraceae e Mimosaceae. A hegemonia dos táxons florestais no ambiente atual de deposição da turfa é enfatizada. Dentre os elementos herbáceos, a família Poaceae é a melhor representada. A ausência de táxons de hábito palustre é justificada, em decorrência da instalação da mata de restinga e da ausência de lâmina de água permanente, dada à remoção da cobertura vegetal e alteração pela drenagem. Essas ações levariam à degradação superficial, pois foram eliminadas condições básicas para o desenvolvimento dos ambientes palustres.

As análises palinológicas de Bauermann *et al.* (2008) indicaram que durante a deposição do intervalo pleistocênico na turfeira, a paisagem era dominada por vegetação campestre e os raros táxons arbóreos deveriam estar restritos a matas de galeria subtropical. A partir do Holoceno médio (6.700 anos AP) houve um suave e contínuo aumento nos índices percentuais dos táxons florestais, inicialmente com continuidade do domínio de formações campestres, representadas por Poaceae e Cyperaceae. Ao longo desta zona, os táxons arbóreos apresentam um significativo aumento na frequência relativa, sendo representados por Myrtaceae, Myrsine, Arecaceae.

Barboza *et al.* (2003) a partir de sondagem (50°45'00"W e 30°00'15"S), controladas por datações radicarbonicas obtidas em diferentes níveis da turfeira de Águas Claras, estabelecem três zonas palinológicas relacionadas às fases principais de evolução ambiental da turfeira a partir da datação de 12.610 ± 70 anos AP. O caráter oscilatório presente na relação entre a frequência de algas e fungos, como também entre os elementos da comunidade de plantas superiores, é relacionado a mudanças nas precipitações atmosféricas, a alterações de nível freático e a elevação da temperatura.

A base de dados para esse testemunho foi mais detalhada por Medeanic & Silva (2010), sendo associados dados de análise de palinofácies ao estudo palinológico, que passou a ser focado nas relações entre palinomorfos do tipo não-pólen (algas e fungos) visando obter dados de natureza ambiental.

Os resultados de Barbosa *et al.* (2003) e Medeanic & Silva (2010) indicaram a dominância de táxons angiospérmicos herbáceos sobre arbustivos e arbóreos durante a deposição do intervalo holocênico na turfeira, associados à importante ocorrência de esporos de pteridófitas e elementos algálicos.

2 CARVÃO VEGETAL

2.1 Carvão Vegetal Macroscópico, Mesoscópico e Microscópico

O fogo é um dos mais importantes processos do sistema Terra e o carvão vegetal (CV) (JASPER *et al.*, 2011) ocorre predominantemente como um produto de incêndios florestais (SCHMITD & NOACK, 2000). Os fragmentos de CV sejam eles, macro, meso ou microscópicos apresentam duas características fundamentais: a anatomia da planta é sempre preservada, permitindo frequentemente identificação taxonômica, e o material é inerte, que facilita sua preservação no registro fóssilífero (SCOTT, 2000).

Esses fragmentos apresentam uma alta concentração de carbono (60% a 90%). Dada a sua capacidade de flutuação, podem ser transportados a longas distâncias antes de serem incorporados a sedimentos. Portanto, CV pode ser reconhecido não somente em sedimentos terrestres (não-marinhos), mas também em sedimentos costeiros, marinhos rasos e até em marinhos profundos (FORBES *et al.*, 2006; POWER *et al.*, 2010).

Os raros registros de CV em sequências sedimentares podem ser atribuídos à dificuldade de geólogos e paleontólogos em reconhecer esses fragmentos no campo. Por outro lado, conforme refere Scott (2010) os escassos registros desses materiais devem-se também, ao desconhecimento do potencial dessa ferramenta na interpretação climática e ambiental.

2.2 Formação de Carvão Vegetal

A grande maioria dos CV são produtos de incêndios, porém alguns tipos são gerados a partir de ignição por atividade vulcânica. Em geral esses fragmentos são resultados da combustão incompleta das plantas, no entanto, partes de animais, preferencialmente invertebrados, também podem se preservar como carvão vegetal (SCOTT *et al.*, 2000).

Segundo Gutsell & Jonhson (2007) para que exista a combustão, é necessária a ação conjunta de três elementos básicos ao início do incêndio, sendo eles:

oxigênio, fonte de ignição e material combustível, formando o chamado **triângulo do fogo**.

Embora os incêndios necessitem de oxigênio para propagar-se, o CV é formado na ausência de oxigênio (SCOTT & JONES, 1991a). Grande parte dos incêndios em florestas inicia-se a partir de descargas elétricas provocadas por relâmpagos. No processo de queima, a planta é submetida a um aquecimento rápido que provoca o colapso da celulose nos tecidos, produzindo voláteis como CO, CO₂, CH₄ que se misturam à atmosfera e queimam (PYNE *et al.*, 1996). Essa reação aumenta o aquecimento e perpetua o fogo. O aquecimento atinge os tecidos vegetais, onde não existe praticamente oxigênio, em reação de pirólise. O calor provoca o colapso das moléculas, liberando gases voláteis que entram em combustão ao entrarem em contato com o oxigênio. Se essa reação é interrompida antes da completa combustão, fragmentos de carvão vegetal são deixados como resíduo (SCOTT, 2010).

Em incêndios florestais de grande proporção, as partes externas dos troncos das árvores maiores entram em combustão enquanto as partes internas não carbonizam. Nesse caso, a superfície dos lenhos aparece frequentemente craquelada (Figura 5). No caso de carbonização por lava vulcânica piroclástica, o oxigênio é excluído do processo, portanto a totalidade do lenho entra em combustão e carboniza.



Figura 5: Carvão vegetal em ambientes atuais. a) Lenho carbonizado, mostrando padrão craquelado típico. b) Lenho carbonizado incluído em fluxo piroclástico de 21 de junho de 1997, próximos ao aeroporto de Bramble EEUU.

Fonte: Adaptado Scott, 2010.

O processo de carbonização envolve diferentes degraus de alteração, dependentes da temperatura atingida. Entre as temperaturas de 20 e 110°C, o lenho absorve calor, é ressecado, emitindo vapor úmido. Entre 100 e 270°C, os traços finais de água são liberados e o lenho começa a se decompor, liberando monóxido de carbono, dióxido de carbono, ácido ascético e metanol. A decomposição exotérmica do lenho inicia entre 270 e 290°C, gases mistos continuam sendo liberados e algum betume também. Entre 290 e 400°C, o processo continua, e o domínio de alcatrão começa a predominar à medida que a temperatura aumenta (McPARLAND *et al.*, 2007).

A transformação de lenho em CV completa-se aos 400°C, quando o CV ainda contém apreciáveis teores de alcatrão (aproximadamente 30%). Beaumont (1985) descreve em detalhe o processo de carbonização especificamente em lenhos, mas uma grande gama de tecidos vegetais segue o mesmo padrão. Todavia, os fragmentos perdem massa durante o processo, e reduzem consideravelmente seu peso (McPARLAND *et al.*, 2007), reduzindo inclusive seu tamanho (LUIA, 1995). O conteúdo de carbono nos tecidos aumenta consideravelmente e os domínios de carbono na parede celular se ordenam, tornando o tecido mais resistente a degradação (ASCOUGH *et al.*, 2010).

2.3 Incêndios Vegetacionais

A produção de CV em incêndios florestais depende de um amplo leque de fatores. O **carvão vegetal microscópico**, geralmente originado a partir da combustão de vegetação viva e também de serrapilheira, é disperso na atmosfera pelo vento (PETERS & HIGUERA, 2007). Sua distribuição tem sido amplamente utilizada para relacionar incêndios com alterações climáticas e o impacto antrópico no Quaternário e Recente (POWER *et al.*, 2010). Todavia, essa abordagem (de carvão vegetal microscópico) não é objetivo do presente estudo.

A produção e dispersão de **carvão vegetal macroscópico** (<1mm) é mais complexa (ECKMEIER *et al.*, 2007a, b). Os campos, embora sejam frequentemente submetidos a incêndios, produzem relativamente poucas quantidades de CV, frequentemente a partir de plantas já mortas ao momento do incêndio. Em áreas

pantanosas, porém, grandes quantidades de CV são produzidos por incêndios em vegetação viva e potencialmente todos os tecidos podem gerar carvão.

Em sistemas de florestas a produção de CV depende de dois fatores respectivamente, do combustível e da natureza do incêndio. Dessa forma, podem ocorrer, de forma independente ou mesmo continuada: **(i) incêndios de dossel**, que se propagam a partir dos caules em direção à copa das árvores; **(ii) incêndios de superfície**, atingindo a vegetação herbácea e arbustiva além da folhada, que pode atingir também a copa das árvores e **(iii) incêndios subterrâneos** ocorrem em nível de raízes (Figura 6).



Figura 6: Tipos de incêndios e de combustível. A) Incêndios de superfície. B) Incêndios de dossel. C) Incêndios subterrâneos.

Fonte: Scott, 2000, adaptado de Davis, 1959.

Em incêndios de dossel são produzidas grandes quantidades de carvão vegetal microscópico, enquanto que a produção de carvão vegetal macroscópico é reduzida (PYNE *et al.*, 1996). Isso fica bem ilustrado quando se observa florestas após incêndios de copa, quando somente as folhas e os ramos terminais são atingidos e os troncos estão queimados apenas externamente (Figura 7).



Figura 7: Lenhos após incêndios recentes. a) Ramos parcialmente carbonizados. b) Corte transversal em tronco carbonizado com coloração típica da ação do fogo, mostrando que apenas a parte exterior do lenho foi carbonizada.

Fonte: Adaptado Scott, 2010.

Em incêndios de florestas apenas os lenhos já anteriormente tombados sofrem carbonização considerável. Todavia, pode haver uma considerável produção de CV a partir da camada de serrapilheira, produzida predominantemente por incêndios de superfície (Figura 8).



Figura 8: Carvão vegetal produzido a partir de serrapilheira após incêndios (a, b).

Fonte: Adaptado: Scott, 2010.

Fator de fundamental importância é o tipo de combustível sobre o qual o incêndio está agindo (neste caso a vegetação), pois a propagação do fogo é dependente das condições de cada ambiente. Conforme Trabaud (1992), o teor de umidade das plantas, através da água presente nos seus tecidos, retarda o aumento da temperatura, e conseqüentemente atraso na ignição. Silva (1998) ressalta que esta relação modifica a velocidade de ignição e o tempo de queima.

Em sistemas de turfeiras a produção de CV pode estar ligada não somente a vegetação viva, mas também a incêndios na própria turfa (SCOTT, 2010).

2.4 Carvão Vegetal Associado a Vulcanismo

CV pode ocorrer associado a uma grande variedade de rochas vulcânicas, desde fluxo piroclástico até lavas. Nesse caso, a planta é abatida pela lava vulcânica na ausência de oxigênio e o processo de carbonização se inicia (Figura 9).



Figura 9: Lenhos carbonizados em depósitos vulcânicos modernos: Taupo Ignimbrito, Nova Zelândia. a) Lenhos carbonizados em ignimbrito, corte beira de estrada, ao sul de Taupo. b) Tronco carbonizado, mesma localidade descrita acima.

Fonte: Adaptado Scott, 2010.

A temperatura em ambiente gerador de rochas ígneas pode variar desde algumas centenas de graus até mil graus centígrados. O contato entre a planta e a lava pode ser mínimo, minutos, ou horas. No caso de depósitos de cinza, o contato em alta temperatura, superior a 300°C, pode ser por meses (SCOTT & GLASSPOOL, 2005). Esse processo pode levar à origem de troncos completamente carbonizados. Tais CV podem ser retrabalhados em depósitos resultantes de

deslizamentos, onde podem ser distinguidos de CV provocados por incêndios em florestas pelo seu tamanho.

2.5 Modificações na Estrutura Celular

A literatura que aborda a produção experimental de CV é considerável (BUSTIN & GUO, 1999; POOLE *et al.*, 2002; SCOTT & GLASSPOOL, 2005, 2007; BRAADBAART & POOLE, 2008).

Experimentos controlados (na ausência de ar) têm proporcionado melhor compreensão dos processos físicos e químicos que ocorrem na carbonização (HAMMES *et al.*, 2006). Neste contexto dois principais aspectos são evidenciados:

- Modificações fundamentais ocorrem na estrutura da parede celular, com duas implicações importantes: o CV torna-se gradativamente mais resistente à degradação, com o aumento da temperatura, conseqüentemente, carvões originados em altas temperaturas, muito dificilmente degradam (ASCOUGH *et al.*, 2010). Todavia, propriedades fundamentais, tais como, composição isotópica, não são significativamente alteradas, podendo levar a classificações taxonômicas mais amplas (C3 x C4) (ASCOUGH *et al.*, 2008).
- As alterações na parede celular atingem a lamela média, que se homogeneiza em temperaturas a partir de 300 a 325°C.
- Ocorre um aumento gradativo da refletância, como consequência do aumento da temperatura (BRAADBAART & POOLE, 2008). A relação temperatura-refletância tem uma ampla aplicação nos diferentes campos da geologia, mas estudos com esta ênfase são ainda restritos (McPARLAND *et al.*, 2009) (Figura 10).

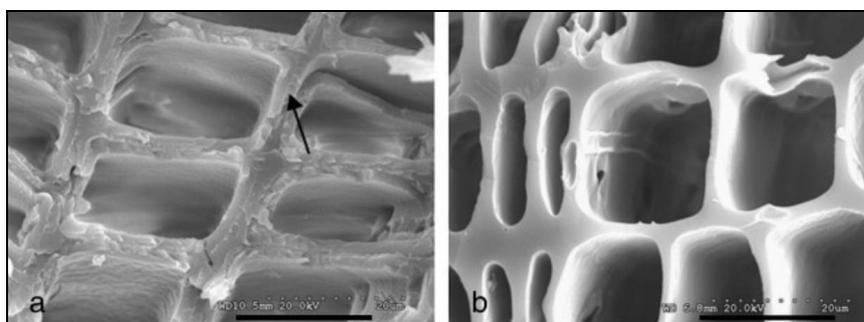


Figura 10: Micrografias de madeira carbonizada artificialmente, gênero *Sequoia*. a) Observação microscopia eletrônica de varredura, sem modificações na estrutura da parede celular (presença de lamela média). b) Observação em microscopia eletrônica de varredura, lamela média homogeneizada.

Fonte: Adaptado Scott, 2010.

2.6 Transporte e Deposição

2.6.1 Ar

Estudos desenvolvidos em incêndios vegetais e em experimentos acompanharam o deslocamento do **carvão vegetal microscópico** com auxílio do vento. Esses estudos comprovaram que partículas maiores precipitam antes que as menores e diferentes partículas podem ser transportadas a distâncias oceânicas (PETERS & HIGUERA, 2007). Nesse contexto, pode-se considerar que carvões vegetais microscópicos refletem dados regionais (CLARK & PATTERSON, 1997).

Por outro lado, tem sido inferido de forma geral, que **carvões vegetais macroscópicos**, estão relacionados a incêndios de caráter mais local. Todavia, Scott (2010), afirma que isso pode acontecer em pequenas bacias isoladas, mas carvões vegetais macroscópicos são frequentemente transportados pela água e podem ser depositados em considerável distância da área onde houve o incêndio, ao invés de serem incorporados no solo local (OHLSON & TRYTERUD, 2000).

2.6.2 Água

O CV, embora originado a partir de queima da vegetação de determinado local, permanece apenas em pequenas proporções na área de origem. A temperatura do fogo pode afetar o solo, produzindo uma camada superficial repelente à água (De BANO *et al.*, 1998). Tempestades após os incêndios podem provocar o transporte extensivo através da água (MOODY & MARTIN, 2009). Apenas pequenas quantidades de CV permanecem no solo, e mesmo assim, corresponde a fragmentos pouco carbonizados e menos resistentes. Usualmente, paleosolos não são as maiores fontes de **carvões vegetais macroscópicos**.

O CV tem alta capacidade de flutuação, demorando muito tempo para assentar na coluna d'água. Isso tem algumas conseqüências:

- O CV em meio aquático não sofre abrasão, desse modo, o estado de preservação pode não refletir necessariamente a distância de transporte (NICHOLS *et al.*, 2000).
- O CV pode percorrer longas distâncias antes de ser depositado. Isso implica na conclusão de que a ocorrência de grandes fragmentos de CV, não significa

obrigatoriamente que esses fragmentos representem material procedente de um incêndio local.

- Alguns parâmetros podem ter significado com relação a inferências sobre o transporte. Dessa forma, uma associação composta exclusivamente por fragmentos equidimensionais de lenho carbonizado indica seleção no transporte, enquanto que uma associação compreendendo diferentes tipos e tamanhos de CV incluindo carvão **macroscópico** (<1 mm) **mesoscópico** (180 µm a 1 mm) e **microscópico** (>180 µm) implica em mínimo transporte e indica incêndios locais.
- A ruptura de fragmentos de CV pode estar mais relacionada à temperatura original de queima do que ao transporte (VAUGHAN & NICHOLS, 1995). Com o aumento da temperatura, os tecidos vegetais tornam-se mais quebradiços e podem fragmentar-se mais durante o transporte, e mesmo ser esmagados quando sepultados no sedimento (McPARLAND *et al.*, 2007) (Figura 11).



Figura 11: Carvão vegetal destacado de um tronco abatido por incêndio, potencialmente transportável por diferentes agentes, inclusive água.

Fonte: Adaptado Scott, 2010.

Deve-se observar que chuvas associadas a tempestades, podem transportar grandes quantidades de CV e sedimento por fluxos superficiais até sistemas fluviais, podendo então, ser sedimentados em um canal, em planícies de inundação ou mesmo no mar (Figura 12).



Figura 12: Transporte de carvão vegetal por escoamento superficial e deposição após chuva seguinte a incêndios recentes. a, b) fluxos ricos em carvão vegetal após a tempestade, resultante de um incêndio florestal por escoamento superficial do Rodeio-Chediski, Apache-Sitgreaves National Forest, Arizona, EUA, 2002. c) canal de acúmulo de carvão vegetal.

Fonte: Adaptado Scott, 2010.

2.7 Reconhecimento e Estudo

Incêndios vegetacionais atuais liberam muitos produtos com a combustão. A fumaça pode incluir fuligem e hidrocarbonetos aromáticos policíclicos. O resíduo sólido desse processo é conhecido como **cinza**, a qual é composta por um grande leque de resíduos orgânicos e inorgânicos, alguns dos quais, são solúveis em água (CANTI, 2003). A cinza pode apresentar coloração desde negra até cinzenta ou branca, e pode conter fragmentos vegetais carbonizados e não carbonizados. A coloração branca tem sido relacionada à maior intensidade de incêndio do que a cinzenta ou preta, todavia, não existe uma definição formal de tipos de cinza.

Em associações modernas de CV, o material carbonizado pode ser identificado pela alteração de cor marrom para preto. Todavia, a distinção entre fragmentos carbonizados e não carbonizados pode ser feita apenas por padrões anatômicos. Somente quando a parede celular está homogeneizada pode-se afirmar que um fragmento é CV e que passou por temperaturas superiores a 325°C. É possível por outro lado, que apenas partes externas dos lenhos estejam carbonizadas, enquanto que as internas permanecem inalteradas (JONES, 1993).

A fragmentação do CV obedece a determinados padrões. O lenho por exemplo, pode fragmentar em cubos de 1 cm (SCOTT, 2000) e sob observação em lupa de mão pode-se observar bons padrões de preservação anatômica. Os fragmentos são frágeis e produzem riscos negros, podendo quebrar-se facilmente sob pressão.

A presença de CV é muito comum em seqüências sedimentares, todavia, fragmentos carbonizados têm sido muito confundidos com **fragmentos carbonificados** por processos de diagênese (SCOTT, 2010) (Figura 13).

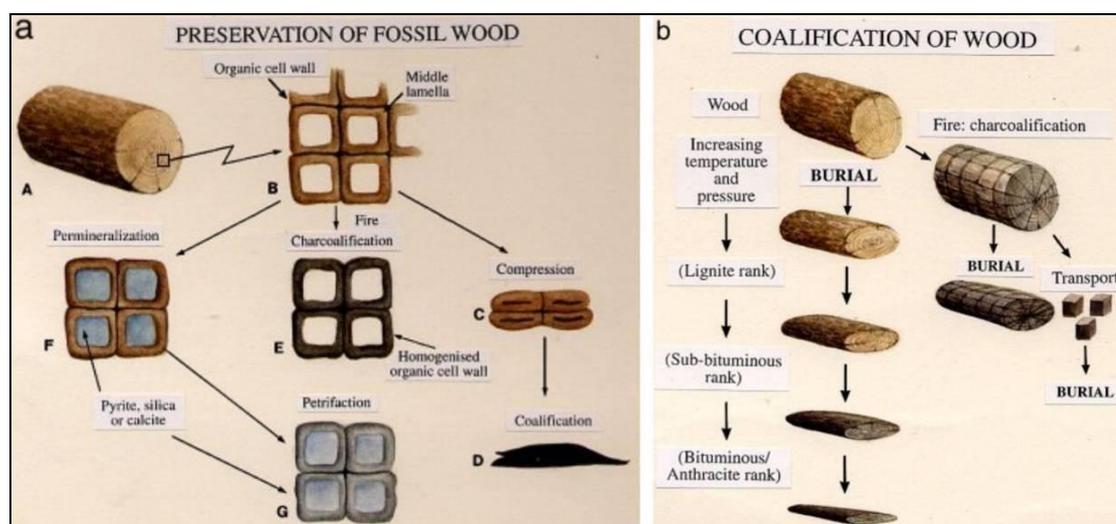


Figura 13: Formação e preservação de fósseis de troncos. a,b) Preservação da madeira fóssil: processos de carbonização/carbonificação da madeira.

Fonte: Scott, 2010.

Na carbonificação (*coalification*), com o sepultamento e aumento gradativo da temperatura, os tecidos vegetais compactam-se e carbonificam, ocorrendo então alterações na composição química da matéria orgânica e na sua coloração (HATCHER & CLIFFORD, 1997) (Figura 14).



Figura 14: Lenho carbonificado, Formação Irati, Permiano, RS.

O teor de carbono no lenho aumenta, e conseqüentemente sua propriedade, modificando também sua coloração de marrom para negro (TAYLOR *et al.*, 1998). Os estágios de alteração nas propriedades que ocorrem no lenho individualmente, também ocorrem na **turfa** como um todo: com o passar do tempo e os processos diagenéticos, através da evolução de **linhito** para carvão **sub-betuminoso** e finalmente para **antracito**. Um lenho que atingiu a qualidade de carvão sub-betuminoso será negro. A correspondência desse estágio em análises de petrografia orgânica será com o litotipo **vitrênio**. Lenho com essa propriedade, caracteristicamente fratura-se em fragmentos milimétricos conchoidais e as partículas fraturadas não mostram estrutura anatômica sob observação em lentes de mão (Figura 15).

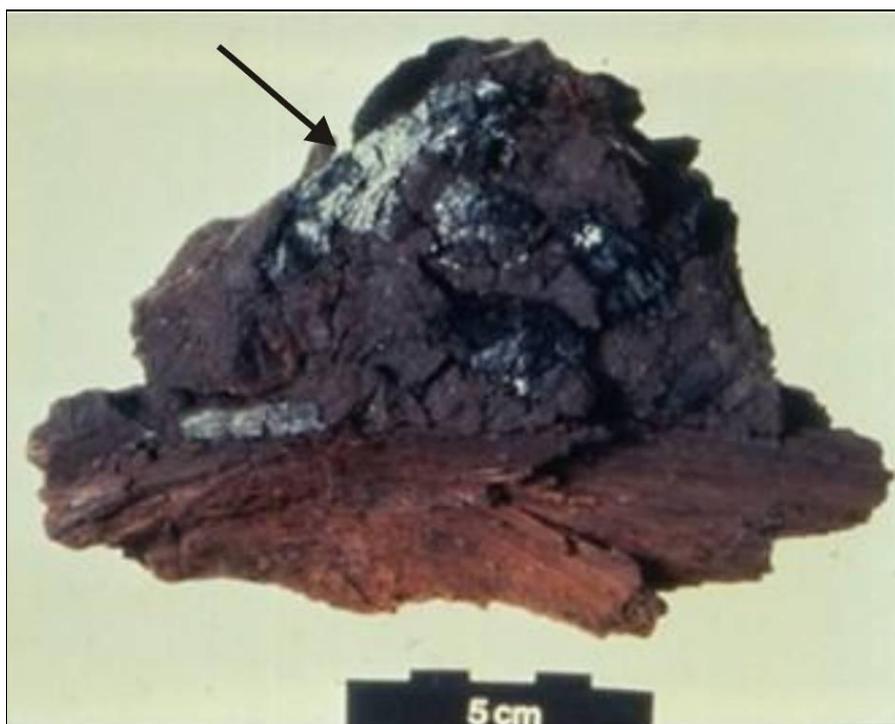


Figura 15: Carvão vegetal (seta) em carvão marrom, localidade de Colônia, Alemanha. Destaca-se o brilho sedoso preto de carvão vegetal em contraste com o tom marrom do lenho preservado em rank de linhito.

Fonte: Adaptado Scott, 2010.

Em alguns casos, como quando inclusos em carvão mineral e em sedimentos clásticos finos, os fragmentos podem ser triturados na preparação, mas de maneira geral, apresentam as características típicas: brilho lustro e fragilidade que deixa risco negro e os padrões anatômicos são visíveis em lupa de mão (Figura 16).

No presente estudo optou-se por analisar fragmentos de carvão vegetal macroscópico, não sendo objetivo das análises aqui efetuadas, a identificação de carvões vegetais mesoscópicos e microscópicos.

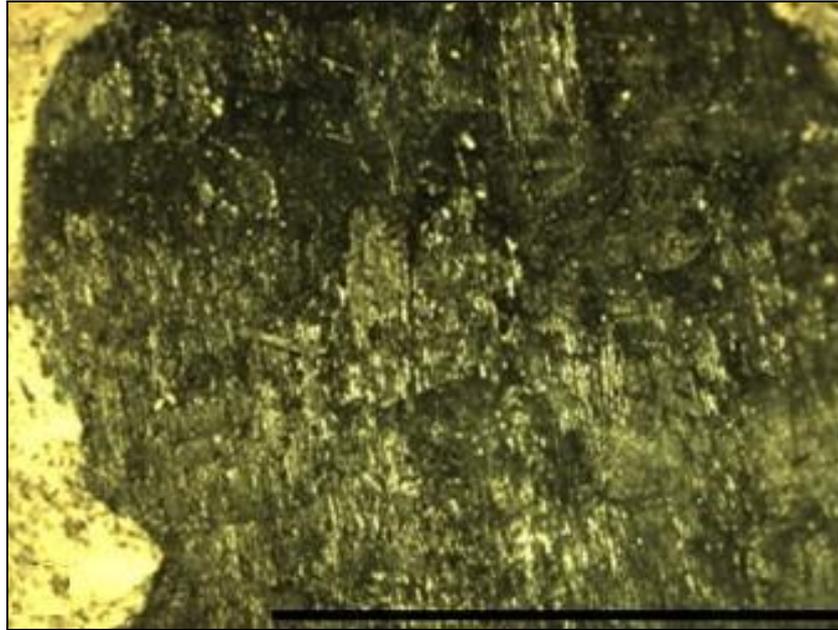


Figura 16: Aparência fibrosa e brilho sedoso do carvão vegetal, mostrando a orientação alongada dos traqueídeos, observado em lupa de mão.
Fonte: Adaptado Scott, 2010.

Em arenitos, fragmentos de CV podem ocorrer em leitos nas estratificações cruzadas, e nas superfícies de acamamento, cubos típicos de CV de lenho podem ser observados (Figura 17).

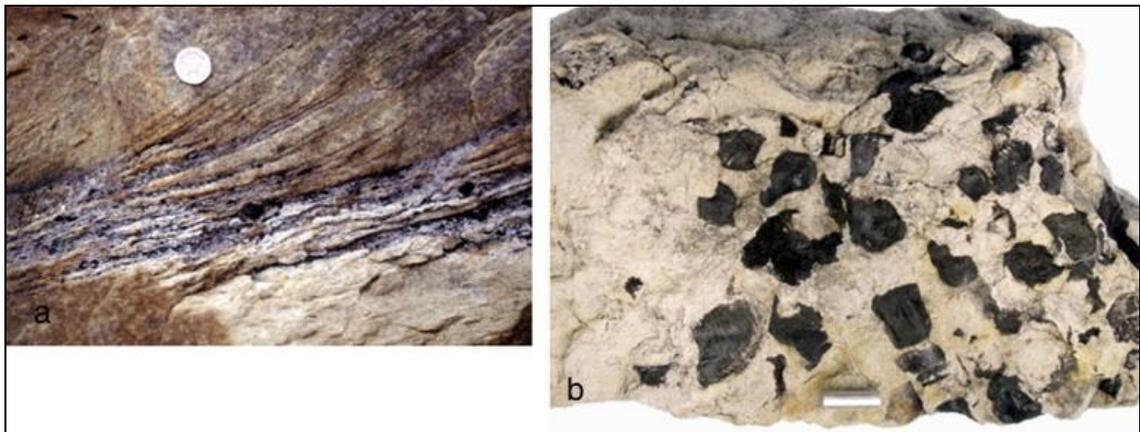


Figura 17: Carvão vegetal fóssil em arenito. a) Fragmentos de carvão vegetal ao longo de estratificação cruzada, Moor Grit, Mid Jurassic, Yorkshire, Inglaterra. b) Detalhe da foto anterior em corte transversal mostrando cubos de carvão vegetal. Escala de 1 cm.
Fonte: Adaptado Scott, 2010.

Fragmentos carbonizados de folhas podem ser reconhecidos em planos de acamamento de sedimentos finos (Figura 18).



Figura 18: Superfície de acamamento de siltito com densa associação de carvão vegetal macroscópico de ramos e frondes de pteridófitas (Cretáceo, EEUU).
Fonte: Adaptado Scott, 2010.

Em sedimentos clásticos finos de planície de inundação, CV pode ocorrer misturado com fragmentos não carbonizados, indicando que eles procedem de sítios não muito distantes (Figura 19).

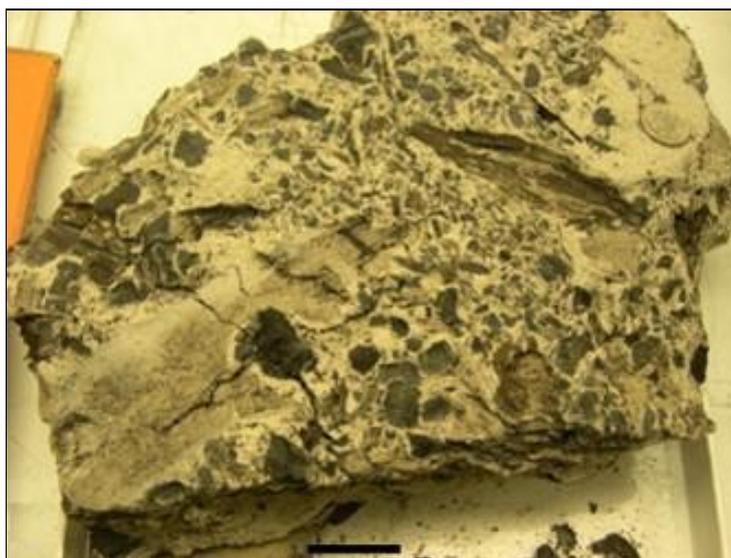


Figura 19: Mistura de fragmentos de carvão vegetal de diferentes dimensões com fragmentos de lenho não carbonizado, preservado em siltito fino (Cretáceo, EEUU).
Fonte: Adaptado Scott, 2010.

2.8 Fragmentos Carbonizados em Turfeiras

CV pode ser abundante em turfas e em carvão mineral. Na rocha “carvão” é reconhecido como o macrolitotipo **fusênio**, correspondente a um dos macerais da **fusinita**, ou, de forma mais ampla, da **inertinita** (SCOTT & GLASSPOOL, 2007), que é caracterizada por apresentar estrutura celular e alta refletância. Essa caracterização também é reconhecida similarmente nas turfas (SCOTT, 1989) (Figura 20).

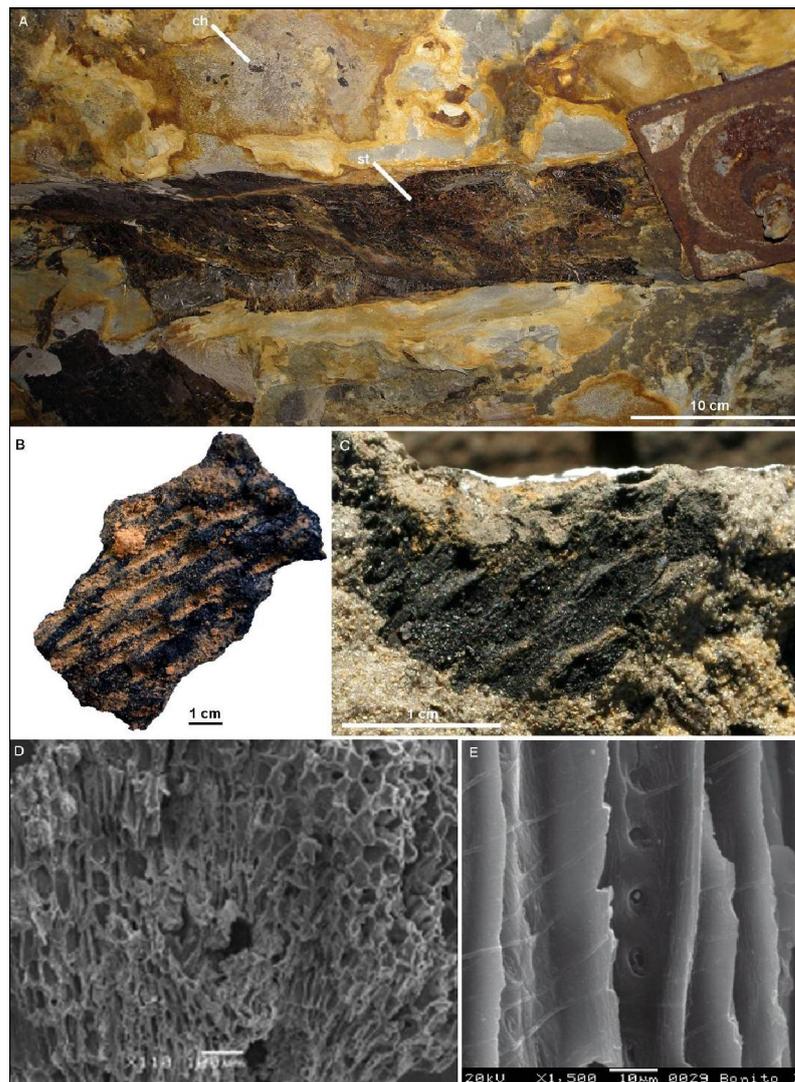


Figura 20: Exemplificação de fragmentos de carvão vegetal em vista desarmada e em MEV. Procedência camada de carvão Bonito, Permiano, Bacia do Paraná. a) Lenho carbonizado no teto da camada de carvão; b, c) Fragmento de carvão vegetal macroscópico em vista desarmada. d, e) Detalhe microscópico (MEV) de carvão vegetal macroscópico.

Fonte: Mendonça Filho, et al, 2013.

A presença de CV em camadas de carvão mineral tem sido relatada mais recentemente por diferentes autores (JONES & CHALONER, 1991; GLASSPOOL, 2003; HAMAD; JASPER; UHL, 2014). Esses fragmentos são retirados dos carvões por maceração oxidativa e estudados em MEV. Todavia, os fragmentos de CV podem ser esmagados durante o processo de compactação, resultando em pedaços muito pequenos e não identificáveis.

O estudo de CV através de observação de seções polidas em blocos de carvão, em luz refletida, tem permitido melhor reconhecimento de sua afinidade com a inertinita e a identificação de detalhes anatômicos de plantas carbonizadas (COLLINSON *et al.*, 2007) (Figura 21).

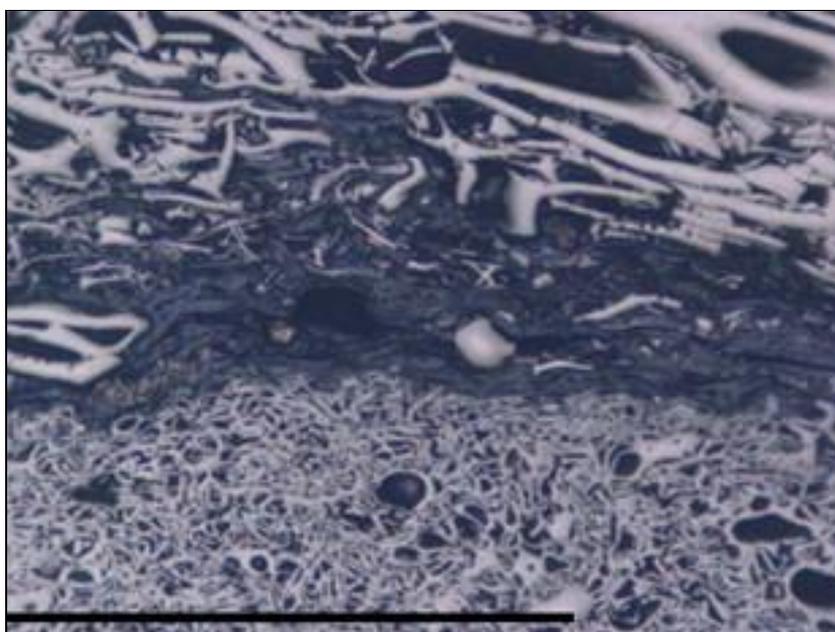


Figura 21: Carvão vegetal em camada de carvão subbetuminoso, ocorrendo como Inertinita, mostrando a estrutura celular e alta refletância em seção polida. Escala de 1 cm.

Fonte: Scott, 2010.

2.9 Desagregação e Maceração de Rochas

Sedimentos inconsolidados podem ser processados através de diversas técnicas. O processo mais simples consiste, no peneiramento em água quente, com malha de 180 μ m para resgate de meso e macro fragmentos (PEARSON & SCOTT, 1999). Para desagregação mais rápida, pode-se utilizar solução diluída de peróxido de hidrogênio, seguida de limpeza com ácido hidrófluorídrico (HF).

Em carbonatos a desagregação é efetuada em diferentes concentrações de ácido hidrocloreto, na dependência da quantidade de carbonato concentrado na rocha, durante aproximadamente uma semana.

Para rochas consolidadas, após ataque de ácido clorídrico (HCl), caso ocorra carbonato na composição, o ataque é com HF a 40% com finalidade de liberar o CV e não para ataque aos silicatos. O resíduo então passa por HCl aquecido e é guardado em água destilada.

O resgate de CV em amostras de carvão mineral requer oxidação com ácido nítrico (HNO₃) e, às vezes, clorato de potássio (KClO₃) durante seis dias e após, imersão em amônia por 12hs, sendo então as amostras lavadas por diversas vezes com água destilada.

2.10 Observação Microscópica de Carvão Vegetal

A **Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV)** corresponde à melhor técnica de observação de CV (SCOTT, 2010). A técnica de preparação do material tem sido amplamente divulgada, e está bem detalhada em Collinson (1999).

A **Microscopia Tomográfica de Raios X** tem sido recentemente aplicada no estudo de CV (BIRD *et al.*, 2008). A técnica tem a vantagem de permitir a observação e obter imagens de detalhes anatômicos de maneira não destrutiva. A possibilidade de obter imagens do mesmo fragmento em múltiplas direções permite a construção de imagens projetadas, complexas, tridimensionais.

Todavia, a resolução é menor do que utilizando MEV e seu uso tem se restringido a identificação e quantificação de contaminantes que podem afetar a utilização de fragmentos de CV em análises, tais como datação radiocarbônica (Figura 22).

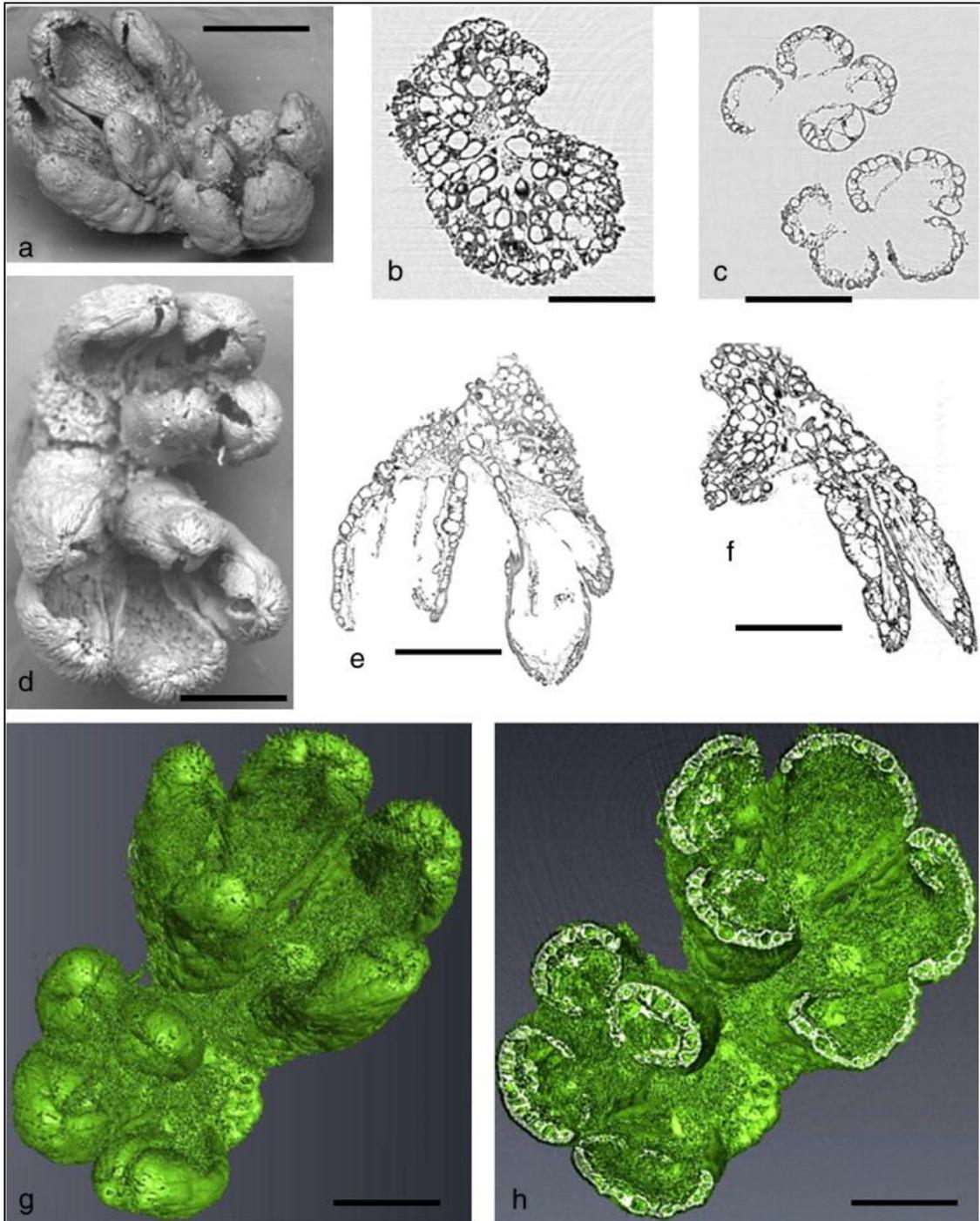


Figura 22: Microscopia eletrônica de varredura mostrando aglomerados de esporos. a, b, c, d, e, f) Seções digitais utilizando radiação microscopia tomográfica de raios-X síncrotron (SRXTM). b, c) Seções tangenciais. e, f) Cortes longitudinais. g, h) Composição de imagens digitais. h) Corte de imagem com dados anatômicos.
Fonte: Scott, 2010.

2.11 Carvão Vegetal como Indicador Paleoclimático e Atmosférico

Análises baseadas em carvão vegetal microscópico em sedimentos recentes, indicaram que sua abundância pode estar relacionada à ocorrência de alteração climática (MARLON *et al.*, 2009), quando incêndios ocorreriam crescentemente em épocas de modificações globais rápidas. Todavia, mesmo considerando a interferência antrópica, tem sido identificada tendência global de resfriamento nos últimos 2.000 anos e uma reduzida ação de incêndios a partir de 1.870 CE (MARLON *et al.*, 2008).

A presença de anéis de crescimento em CV, mesmo em fragmentos pequenos, permite o estabelecimento de inferências climáticas. Nesse sentido Falcon-Lang (1999), chega a identificar um clima monsonal no Mississipiano com base em anéis presentes no lenho de gimnospermas.

A composição isotópica do CV pode indicar não somente a composição vegetacional (C3xC4) de uma associação, mas também, a disponibilidade hídrica e alterações no padrão de chuvas. Esse tipo de estudo, porém, ainda se encontra em estágios muito incipientes (VAN BERGEN & POOLE, 2002).

Os modelos quantitativos que têm sido usados para calcular níveis de oxigênio atmosférico ao longo do tempo geológico baseiam-se, em suportes químicos e de experimentação, que concluem que o nível mais baixo de oxigênio a suportar a propagação do fogo varia entre 12% a 15 % (BELCHER & McELWAIN, 2008). A ocorrência de CV em sedimentos pressupõe, portanto, no mínimo esses níveis de base de oxigênio atmosférico.

No início do **Devoniano superior** ocorre o *Devonian Gap*, assim definido por Scott & Glasspool (2006) relacionado a baixos teores de oxigênio, comprovados por diferentes *proxies* nos modelos de Berner (2006). Por outro lado, a presença de CV no **Triássico e Jurássico** leva a inferir que os níveis de oxigênio nesses intervalos do Mesozóico não eram tão baixos quanto o presentemente apregoado (SCOTT, 2010).

Scott (2010) especula se a propagação de incêndios do **Jurássico ao Cretáceo**, sugerida pelo acréscimo de CV poderia ser relacionada à evolução e propagação das **angiospermas**. Isso seria possível porque as angiospermas basais, herbáceas e pouco robustas, pioneiras, viviam em ambientes perturbados

(TAYLOR & HICKEY, 1996) e o fogo era um dos componentes frequentes nesses ambientes (SCOTT, 2010).

2.12 Carvão vegetal Arqueológico

CVM também podem ser preservados em sítios arqueológicos ou em solos, oportunizando estudos sobre a vegetação, o clima e as diversas atividades realizadas pelo homem (SCHEEL-YBERT *et al.*, 2005, 2006) (Figura 23). A Antracologia é o campo de estudo que faz a análise e interpretação de CV provenientes eminentemente de escavações arqueológicas, com o objetivo de se fazer a reconstituição paleoambiental de determinado local, além de fornecer informações sobre a exploração de madeiras pelas populações pré-coloniais (CHABAL *et al.*, 1999; SCHEEL, 1996; SCHEEL-YBERT, 2000; SECCHI, 2012).

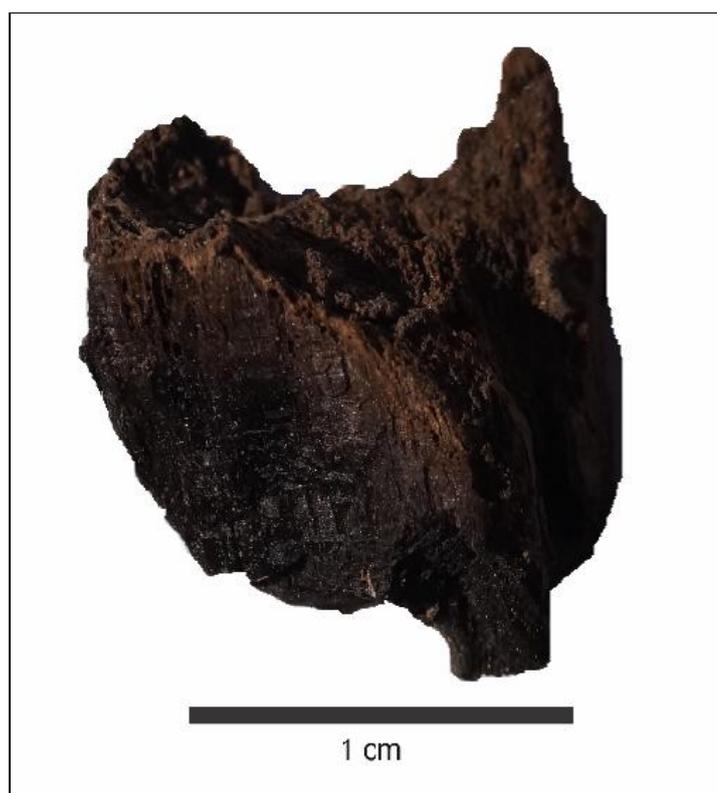


Figura 23: Amostra de mão de fragmento de lenho carbonizado proveniente de Sítio Arqueológico do Rio Grande do Sul.

Fonte: Secchi, 2012.

Todavia, **diferentemente** do objetivo do presente estudo, que relaciona a análise de CVM e sua relação com incêndios vegetacionais em caráter mais amplo, regional ou local, considera-se, **nas pesquisas antracológicas**, todos os restos vegetais que possam ser encontrados nos sítios arqueológicos. São incluídos então tanto os **macro-restos** (principalmente material carbonizado em forma de carvão, ou restos de folhas, frutos, sementes) quanto **micro-restos** (fitólitos e grãos de amido). Esses vestígios fornecem dados relevantes sobre o ambiente, os quais servem para interpretar as características das áreas de atividade, como era a dieta das populações pretéritas e de que forma a vegetação era utilizada pelas comunidades do passado (PEARSALL, 2000; SCHEEL-YBERT, 2001, 2006).

De acordo com estudos realizados por Haberle *et al.* (2001), os carvões arqueológicos podem ser usados para analisar as mudanças no ecossistema, geradas pelos povos pré-coloniais, enfatizando a forte relação entre a ocupação humana e a vegetação do entorno (SECCHI, 2012).

No Brasil, os estudos antracológicos têm se caracterizado por desenvolver análises paleoecológicas concomitantemente com as paleoetnobotânicas, a partir do mesmo material (SCHEEL-YBERT, 2001, 2004).

No Rio Grande do Sul, os estudos antracológicos realizados em Sítios Arqueológicos evidenciam que os CVM são derivados de lenhos angiospérmicos e que a temperatura de combustão dos materiais vegetais não ultrapassou os 340°C (SCHMIDT, 2010; SECCHI, 2012). Para o Sítio RS-T-114, os lenhos foram derivados de “madeira morta” (tombada), resultante da ocorrência de **fogueiras** no local de habitação (SCHMIDT, 2010).

2.13 História do Fogo

Os mais antigos registros de incêndios datam do **Siluriano superior-Devoniano inferior** (EDWARDS & AXE, 2004), mas são raros até o Devoniano superior (PRESTIANNI *et al.*, 2010). No limite com o Carbonífero, fragmentos de CV tornam-se muito frequentes (SCOTT & GLASSOOL, 2006) e no **Pensilvaniano** são abundantes, tanto em rochas clásticas quanto em carvões (FALCON-LANG, 2000).

Evidências de incêndios no Permiano do Hemisfério Norte são registradas por diferentes autores (SCOTT & JONES, 1994; FALCON-LANG, 2000; UHL & KERP, 2003; UHL *et al.*, 2004, 2008; DiMICHELE *et al.*, 2004; WANG & CHEN, 2001). No

Permiano do Gondwana são encontradas em todas as áreas, tanto no oeste quanto no leste do continente (JASPER *et al.*, 2013) em carvões e rochas clásticas. Alguns dos carvões chegam a conter 70% de CV (GLASSPOOL, 2000).

Registros esparsos têm sido efetuados para o **Triássico inferior** (UHL *et al.*, 2008), tornando-se mais comuns no **Triássico superior** (MARYNOWSKY & SIMONEIT, 2009) e muito abundantes no **Jurássico** (BELCHER & McELWAIN, 2008) sendo alguns estudados taxonomicamente.

As associações de CV do **Cretáceo inferior** constituem-se, por fragmentos de coníferas e samambaias (SCOTT & STEA, 2002) e raros registros de carvões fósseis de angiospermas, que passam a ser comuns no **Cretáceo superior** (FRIIS *et al.*, 2006).

A presença de raras associações de CV no **limite K-T**, não comprovam as teorias que inferem a ocorrência de incêndios muito intensos nesse estágio (BELCHEER *et al.*, 2009).

Para o **Paleoceno**, existem registros de CV, mas nenhum estudo sistemático das ocorrências foi estabelecido. A rara ocorrência de CV no **Eoceno** deve, segundo Scott (2010) a um reflexo da combinação de alterações climáticas com alteração no padrão vegetacional.

Com relação ao **Quaternário** e especialmente ao **Holoceno** existem muitos registros de CV (FIGUEIRAL & MOSBRUGGER, 2000) e já foi desenvolvida uma análise integrada do sistema através do *International Multiproxi Paleofire Database* (<http://www.ncdc.noaa.gov/paleo/impd/paleofire.html>), cujos resultados são sintetizados em curvas de incêndio por Power (2013). No entanto, ainda remanescem lacunas regionais e continentais muito expressivas.

3. A OCUPAÇÃO PRÉ-COLONIAL DO RIO GRANDE DO SUL

Os dados e as imagens aqui referidos estão baseados principalmente, no Catálogo concebido a partir da exposição “12.000 Anos de História: Arqueologia e Pré-história do Rio Grande do Sul” resultante de pesquisas arqueológicas desenvolvidas por Copé *et al.* (2013-2014) em parceria com o Museu da UFRGS e no Relatório Técnico-científico Arqueológico do Município de Viamão-RS desenvolvido por Copé (2012), mediante autorização dos autores.

As pesquisas arqueológicas realizadas no Rio Grande do Sul resgatam uma História de 12.000 anos, começando com a chegada dos desbravadores, que no sudoeste atravessaram o rio Uruguai e rapidamente se espalharam por quase todo o território, deixando vestígios dos padrões culturais adotados na relação com os variados ambientes. Esses registros foram deixados no planalto pela construção de abrigos nas escarpas, no litoral pela construção de sambaquis, ao sudeste pela elevação de pequenos cerros nas margens das lagoas e também pela construção de grandes casas em aldeias a oeste, na campanha missioneira (Acervo Museu da UFRGS/COPÉ *et al.*, 2013-2014).

Neste capítulo, é enfatizado o aprofundamento teórico no grupo que colonizou o litoral do Rio Grande do Sul por volta de 4.000 anos AP, tendo como critérios a ocupação territorial próxima à área de estudo e a possível relação com o pico de incêndio holocênico definido no presente estudo.

Para entendermos o contexto de ocupação dos pré-coloniais no Rio Grande do Sul é necessário também, conhecermos as hipóteses de dispersão destes desbravadores entre os continentes do Velho Mundo.

3.1 Hipóteses de Dispersão do Homem Moderno

O homem moderno, *Homo sapiens* surgiu na África entre 300.000 e 200.000 anos atrás e se dispersou pelos demais continentes chegando a Oceania e América em torno de 50 a 40.000 anos AP. No entanto, ainda não se tem resposta de como e porque ocorreu essa dispersão do gênero humano pelo planeta (Acervo Museu da UFRGS/COPÉ *et al.*, 2013-2014).

Quanto às ondas migratórias que povoaram o continente americano na pré-história e quais as rotas adotadas na migração Acervo Museu da UFRGS/Copé et al. (2013-2014) propõe basicamente três hipóteses (Figura 24).



Figura 24: Dispersão do homem moderno entre os continentes.
Fonte: Acervo do Museu da UFRGS/Canto, 2013-2014.

- 1- Hipótese Asiática: migrações via estreito de Bering- esta hipótese é a mais aceita pelos arqueólogos para explicar o povoamento inicial das Américas. O estreito de Bering emerso forma um verdadeiro continente, a Beríngia, que os primeiros americanos atravessaram caminhando pelo seu interior, passando por um corredor livre de gelo entre as grandes geleiras, que cobriam o norte do continente, seguindo rumo ao sul da América do Norte. Neste momento estava ocorrendo a última glaciação do Pleistoceno (Wisconsin), quando as baixas temperaturas permitiam que espessas camadas de gelo se formassem sobre os continentes. A grande precipitação de neve, decorrência do intenso frio e da evaporação da água dos oceanos, rebaixou o nível dos mesmos e expôs as plataformas continentais e as pontes terrestres hoje submersas. Como as espessas camadas de gelo mostravam-se como um grande obstáculo, outra possibilidade é que teriam iniciado a colonização através do litoral, por meio da navegação de cabotagem (navegação através da costa, não a perdendo de vista). Dessa forma conclui-se também, que o deslocamento em direção a América do Sul teria se dado através de navegação pela costa pacífica, explicada pela existência de sítios arqueológicos tão ou mais antigos que na América do Norte.
- 2- Hipótese Asiático-Australiana: migrações transpacificas- Essa hipótese não é muito aceita pela comunidade científica. Tal hipótese foi levantada a partir dos esqueletos humanos mais antigos (11.000 anos AP) encontrados no Brasil, Chile, Colômbia e México, apresentando características cranianas mais semelhantes a dos atuais africanos subsaarianos e australianos, de tipo “australo-melanésia”, e mais similar a dos primeiros *Homo sapiens* que surgiram na África, do que a dos povos asiáticos, chamada “mongoloide”.
- 3- Hipótese Europeia: migrações transatlânticas- hipótese mais recente, não muito aceita pela comunidade científica. Os primeiros povoadores da América teriam migrado da Europa para a América do Norte (20.000 anos AP). Esta hipótese baseou-se na semelhança estilística entre os artefatos líticos encontrados na costa leste dos Estados Unidos da denominada cultura Clóvis e as da cultura Solutrense, que existiu no norte da Espanha e da França entre 26.000 e 19.000 anos AP.

3.2 Ocupação Pré-colonial no Brasil

Para o Brasil, desde os trabalhos pioneiros de Couto (1950) e Lund (1842, 1844) a questão da temporalidade da ocupação humana é muito debatida nos meios acadêmicos, ainda não havendo um consenso e colocando-se como um dos problemas mais antigos da arqueologia brasileira.

Evidências bem documentadas da ocupação humana no Brasil datam do final do Pleistoceno (KIPNIS, 1998; PROUS, 1992; PROUS & FOGAÇA, 1999; ROOSEVELT, 1998; ROOSEVELT *et al.*, 1996; SCHMITZ, 1987). Os principais sítios datados do Pleistoceno superior estão localizados na Amazônia, Mato Grosso, Goiás, Minas Gerais, Pernambuco e no Piauí (ROOSEVELT, 1998; ROOSEVELT *et al.*, 1996, 2002; VILHENA-VIALOU & VIALOU, 1994; VILHENA-VIALOU *et al.*, 1995; SCHMITZ, 1987).

Segundo Schmitz (1984, 1987), durante o Holoceno inferior, o Brasil Central, foi ocupado por caçadores-coletores com uma dieta alimentar baseada na caça de grandes animais, suplementada por animais menores. No Holoceno médio, ocorreu um aumento na exploração de pequenos vertebrados e de plantas, que culminou próximo ao Ótimo Climático (± 5.000 AP) com a incorporação de plantas domesticadas à dieta alimentar. Com o aumento da umidade no Ótimo Climático, a vegetação ficou mais densa, os mamíferos mais dispersos, e conseqüentemente a sociedade de caçadores-coletores modificou sua subsistência, com maior ênfase nos recursos vegetais.

Scheel-Ybert (2000) descreve que populações de **pescadores-coletores**, que ocuparam o litoral brasileiro ao longo do Holoceno superior, deixaram como principais vestígios, os sítios arqueológicos conhecidos como “sambaquis”. A origem dessas populações mais antigas e aceitas por toda a comunidade científica é atribuída aos territórios circunscritos atualmente aos estados do Pará (7.090 ± 80 AP) e do Paraná (6.540 ± 105 AP) (GASPAR, 1992).

3.3 Ocupação Pré-colonial do Rio Grande do Sul

De acordo com Acervo Museu da UFRGS/Copé *et al.* (2013-2014) a história da ocupação do RS pode ser contada através de três grandes ondas migratórias (Figura 25).

- Primeira Onda Migratória- caçadores-coletores (12.000 AP) que viviam de forma igualitária em pequenos bandos dispersos por diversas áreas. Inicialmente a ocupação restringe-se ao oeste gaúcho, mas com o tempo e conforme as mudanças climáticas alteravam o clima, a fauna e a flora do estado, outras regiões tornavam-se atrativas. A partir de 10.000 AP, os grupos que se encontravam restritos às mediações do rio Uruguai e seus afluentes têm à sua disposição toda a imensidão pampiana. Nessa época, seguindo o curso dos grandes rios passaram a habitar os abrigos sob rocha da encosta do planalto, sendo que por volta de 6.000 AP começam a habitar os campos de cima da serra e o litoral. Por volta de **4.000 anos AP** começam a serem construídos os **sambaquis no litoral norte**. Para o RS a datação mais antiga é do **Sambaqui do Camping (3.500 anos AP)** localizado no município de Capão da Canoa. A partir de 3.000 anos AP, no litoral sul e no sudoeste gaúcho, são edificadas as cerâmicas, incluindo a cerâmica aos demais utensílios a partir de 2.500 anos AP.
- A Segunda Onda Migratória- chega ao estado por volta de 2.000 anos AP, representada pelos grupos falantes das línguas Tupi-Guarani (oriundo da Amazônia) e Macro-Jê (oriundo planalto central), caracterizados por um maior sedentarismo, vivendo em aldeias fixas e praticantes da agricultura/horticultura. Apresentam indícios da formação de sociedades complexas emergentes. Como inovação tecnológica, surge a cerâmica, destacando-se as grandes urnas funerárias dos Guaranis. Os grupos Jê destacam-se por sua complexa engenharia de terra com a construção de casas semisubterrâneas, montículos funerários e grandes estruturas anelares cerimoniais.
- A Terceira Onda Migratória- é do colonizador europeu, que altera radicalmente o modo de vida das populações nativas, causando conflitos e provocando genocídio dos grupos Charrua e Minuano, enquanto o Guarani e os Jês são absorvidos pela cultura do europeu.

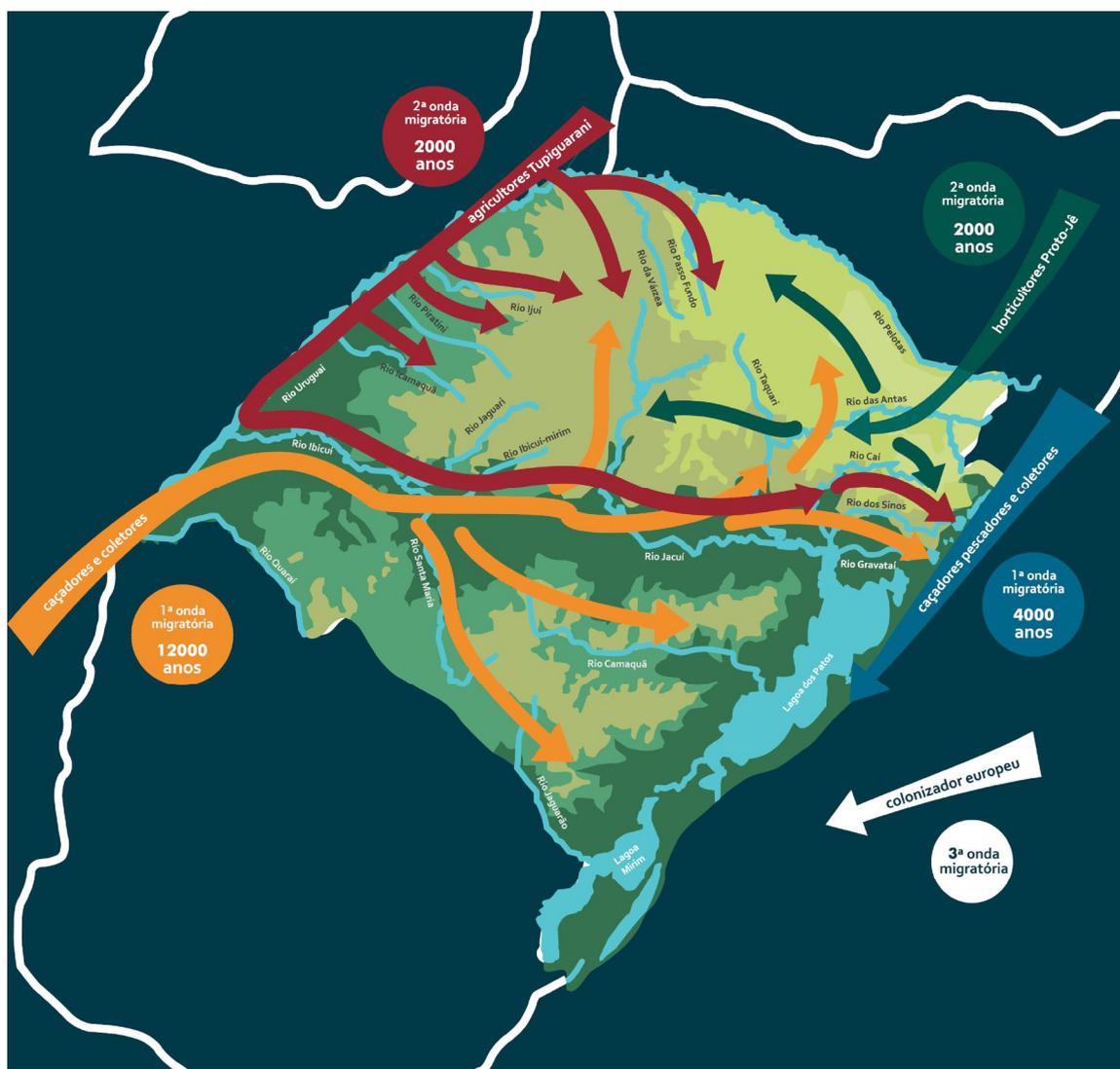


Figura 25: As três ondas migratórias do Rio Grande do Sul.

Fonte: Acervo do Museu da UFRGS/Canto, 2013-2014.

Ao relatar a cronologia dos sítios arqueológicos, a partir de materiais das atividades humanas do passado (artefatos, estruturas, restos orgânicos) que ressaltam a idéia de associação e o mesmo período de deposição (Acervo Museu da UFRGS/Copé *et al.* 2013-2014) é estabelecida uma escala cronológica de ocupação pré-colonial do Rio Grande do Sul (Figura 26).

Pode-se observar que o grupo dos caçadores-coletores do pampa e dos abrigos rochosos (9.900 anos AP) são posteriores ao grande grupo dos antigos caçadores-coletores do rio Uruguai, que ocupou o RS a partir de 12.700 anos AP. Após são estabelecidos os grupos dos caçadores-coletores do planalto (6.000 anos AP) e dos pescadores-coletores dos sambaquis (3.500 anos AP). Estes dois grupos

se dispersaram por diferentes localizações dentro do território gaúcho, adaptando sua alimentação de acordo com o ambiente. A partir de 2.500 anos AP, é inferida a ocupação territorial do grupo caçadores-coletores dos cerritos no sul e sudeste do estado. Os horticultores Tupiguarani e aos horticultores do planalto, surgem respectivamente em 1.900 anos AP e 1.800 anos AP. Por fim, os povos Charrua, Minuano, Jê e os Guaraní iniciam a ocupação do território riograndense, em torno de 500 anos AP.

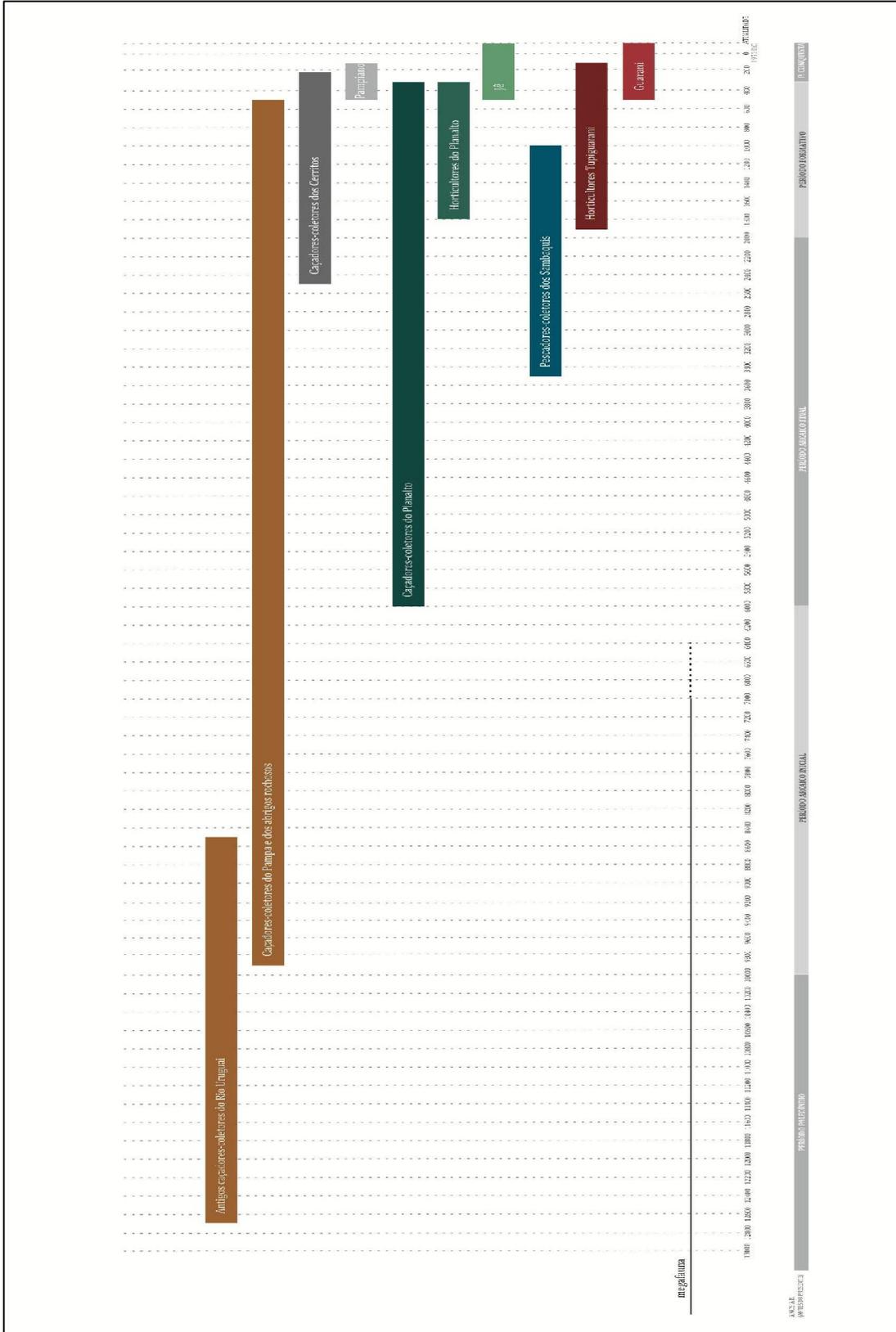


Figura 26: Escala cronológica da ocupação pré-colonial do Rio Grande do Sul.
Fonte: Acervo Museu da UFRGS/Canto, 2013-2014.

3.4 A Pré-colonização do Município de Viamão-RS

A região de Viamão-RS está localizada no encontro de diversas paisagens continentais, tendo planícies situadas junto ao litoral atlântico e usadas como corredor terrestre para o interior entre a Laguna dos Patos e as encostas do Planalto meridional, sendo utilizada pelos ameríndios como “corredor de circulação” (SOUZA, 2008; COPÉ, 2012).

A pré-colonização da área de Viamão apresenta indícios de caçadores-coletores de paisagens abertas (Tradição Umbu), conhecidos através de alguns artefatos líticos e ossos fossilizados esparsamente encontrados, além de **caçadores-pescadores-coletores**, grupos que viviam da caça, pesca e coleta de moluscos, nas **cercanias do Banhado Chico Lomã** (CARLE, 2008; COPÉ, 2012).

Outro grupo que também ocupou essa região foram os Guarani, sendo estes, caracterizados pela preferência em habitar na proximidade de rios, identificados pelos vestígios de terra preta e muitos fragmentos de cerâmica (COPÉ, 2012).

A partir dessas informações, pode-se inferir que o grupo humano que melhor representa a ocupação territorial próxima à área estudada é dos **caçadores-coletores-pescadores** da planície litorânea. Os registros arqueológicos (sambaquis) deste grupo podem ser observados na figura 27.

Os sambaquis são montes de conchas que formam “colinas” artificiais. O porquê esses antigos pescadores do litoral acumulavam esses montes de conchas ainda é desconhecido, no entanto, uma inferência seria de que poderiam ser monumentos funerários, onde cada um enterrava seus mortos acrescentando um pouco mais de conchas (Acervo Museu da UFRGS/COPÉ *et al.*, 2013-2014).

Museu da UFRGS/COPÉ *et al.*, 2013-2014), não sendo citada a utilização do fogo para nenhum tipo de ritual.



Figura 28: Ilustração pescador-coletor.

Fonte: Acervo Museu da UFRGS/Koehler, 2013-2014.

Em relação à utilização do fogo pelo grupo dos pescadores-coletores, análises antracológicas (que tem objetivo diferente das análises estabelecidas no presente estudo) e paleoambientais, realizadas em dez sambaquis do Sudeste e do Sul brasileiros, com datações que variam entre 6.190-5760 e 1380-1180 cal anos AP, sustentam a hipótese, de que os carvões arqueológicos correspondem à coleta aleatória de madeira morta (tombada) em torno dos sítios, principalmente para uso doméstico, o que leva a inferir inclusive a utilização de fogueiras (SCHEEL-YBERT *et al.*, 2010).

4. A EVOLUÇÃO CLIMÁTICA GLOBAL NO QUATERNÁRIO E A HISTÓRIA DOS INCÊNDIOS VEGETACIONAIS

Embora o Pleistoceno (1.8 Ma até 10.000 anos AP) represente um intervalo não muito extenso do tempo geológico (Figura 29) ele inclui detalhados registros de modificações no clima e na paisagem. As flutuações climáticas desse intervalo culminaram com a expansão continental das geleiras. Nesse período ocorre uma significativa expansão geográfica de diferentes espécies do gênero *Homo* constituindo o que os antropologistas caracterizam como a Cultura Paleolítica, e o surgimento do *Homo sapiens*, como também, seu desenvolvimento cultural e os processos migratórios no Pleistoceno tardio para a Austrália e Américas.

O registro geológico do Pleistoceno evidencia vinte ciclos de avanço e retração de geleiras continentais especialmente em altas latitudes e altitudes no Hemisfério Norte, quando aproximadamente 30% da superfície da Terra estiveram periodicamente recoberta por gelo. Na América do Sul, todavia, o aumento do manto de gelo foi limitado ao continente Antártico. E a região da Patagônia foi parte das capas de gelo antárticas, ocasionando um rebaixamento do nível do mar de aproximadamente 140 metros.

As causas dos repetidos episódios glaciais e interglaciais no Pleistoceno ainda são debatidas e têm sido relacionadas a um conjunto de variáveis tais como, paleolatitudes continentais, padrões de circulação oceânica, flutuação de energia solar, e ciclos orbitais da Terra. Alterações na concentração de gases *greenhouse*, têm sido consideradas como parcialmente responsáveis pelas amplas oscilações de temperatura global (5° a 7°C) entre os períodos glaciais e os períodos interglaciais.

O Holoceno caracteriza-se pelo início de uma fase interglacial global, que preserva arquivos climáticos com alta resolução temporal e espacial, que tem permitido estabelecer premissas sobre a influência das variações climáticas na paisagem, na biota e nas adaptações humanas. Esse intervalo se constitui como único, quando as civilizações humanas mais complexas e a agricultura se desenvolveram (MAYEWSKY *et al.*, 2004).

Eonotema / Eon		Eratema / Era		Sistema / Período		Série / Época	Andar / Idade	GSSP	Idade (Ma)			
Fanerozoico	Cenozoico	Quaternário	Holocénico					↙	0.0117			
			Pleistocénico		<i>Superior</i>						0.126	
					<i>Médio</i>						0.781	
					Calabriano				↙		1.806	
					Gelasiano				↙		2.588	
		Pliocénico		Piacenziano				↙		3.600		
				Zancleano				↙		5.333		
		Neogénico	Miocénico		Messiniano				↙		7.246	
					Tortoniano				↙		11.62	
					Serravalliano				↙		13.82	
					Langhiano						15.97	
					Burdigaliano						20.44	
					Aquitano				↙		23.03	
				Oligocénico		Chattiano						28.1
						Rupeliano				↙		33.9
		Paleogénico	Eocénico		Priaboniano						38.0	
					Bartoniano						41.3	
					Lutetiano				↙		47.8	
					Ypresiano				↙		56.0	
Paleocénico		Thanetiano				↙		59.2				
		Selandiano				↙		61.6				
		Daniano				↙		66.0				

Figura 29: Detalhe da Tabela Cronoestratigráfica Internacional envolvendo os Períodos: Paleogénico (Paleógeno), Neogénico (Neógeno) e Quaternário.

Fonte: Adaptado Cohen *et al.*, 2013 (atualizada). Tradução para Português (PT) efetuada por Sá *et al.*, 2013 em colaboração com o Comitê Português para o Programa Internacional de Geociências (IGCP/UNESCO) e o Laboratório Nacional de Energia e Geologia, I.P.

A curva climática composta por Pomerol *et al.* (2013) construída com base em diferentes *proxies* leva a um consenso de que no Holoceno de maneira geral, as condições climáticas mantiveram-se globalmente estáveis quando comparadas às flutuações detectadas no período glacial precedente, com exceção de um curto intervalo de tempo em que é detectado o evento de resfriamento conhecido como *Young Dryas* (11.000 a 10.500 anos AP). Após esse evento, é detectado um intervalo em que vigoraram condições mais quentes (8.000 até 4.000 anos AP), durante o Holoceno, identificado como **Ótimo Climático Atlântico**, cuja magnitude tem sido discutida, no entanto, tem sido mais detectado no Hemisfério Norte (Figura 30- 4). Todavia, a curva de tendência climática estabelecida por Rohde *et al.*, 2013, estabelece oscilações que estão relacionadas a anomalias climáticas ao longo de todo o Holoceno (Figura 31).

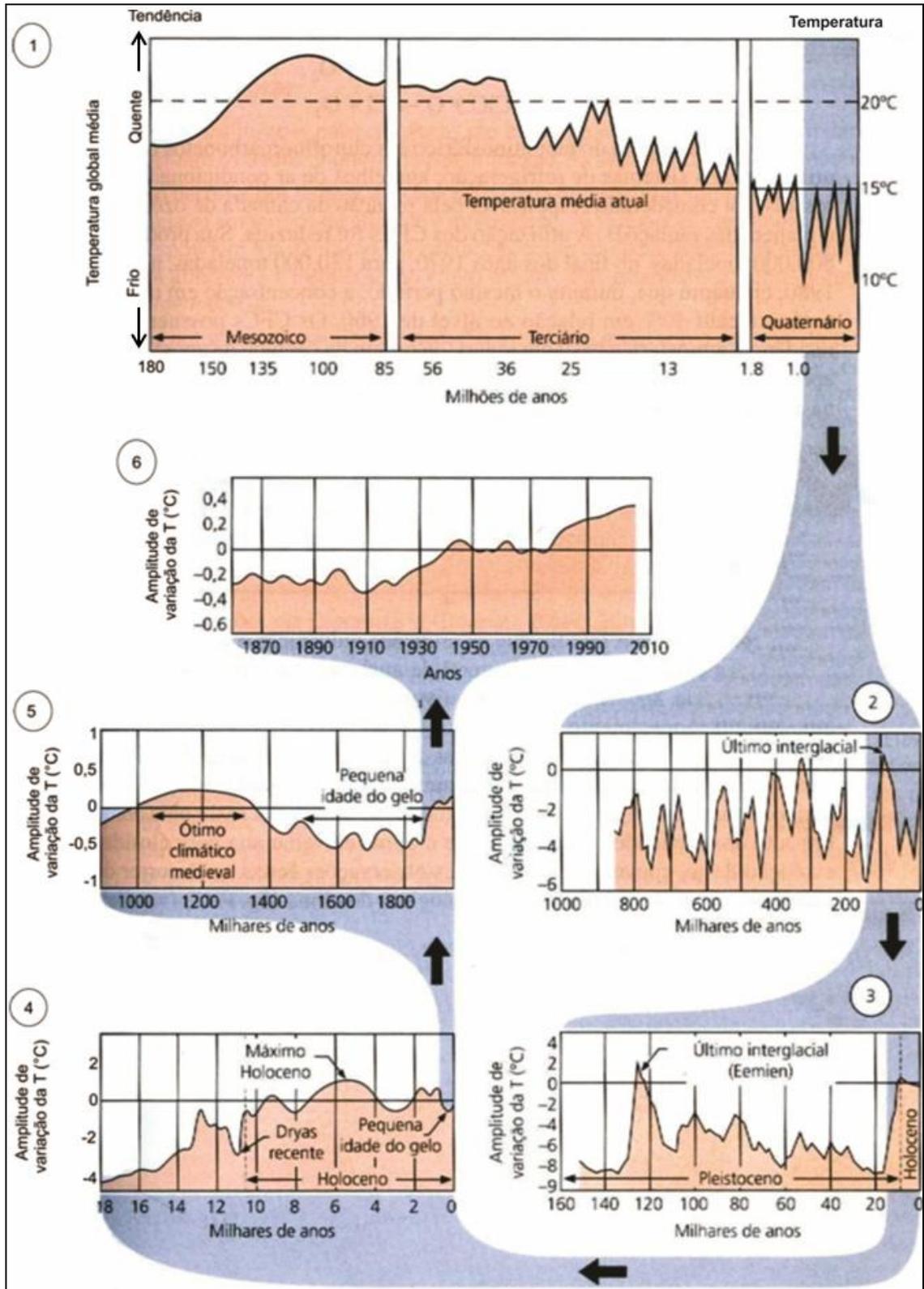


Figura 30: Evolução em longo prazo da temperatura média da Terra a partir do Mesozoico e amplitudes das flutuações de média e alta frequências ao longo dos últimos 800.000 anos. Os diferentes modelos postulam uma diferença de temperatura da ordem de 5 a 12°C entre o presente e o Cretáceo.

Fonte: Pomerol *et al.*, 2013.

Rohde *et al.* (2013), a partir de oito tipos de dados selecionados com base em sua resolução temporal incluindo os últimos 12.000 nos AP (Figura 31) caracteriza o declínio generalizado da temperatura a partir de 8.000 anos AP. Todavia, muitos períodos quentes e frios que se intercalam, incluindo-se a Pequena Idade do Gelo (entre 1.850 a 1.500 anos AP) (Figura 30-5) a muitos períodos quentes incluindo-se o Minuano Romano, Medieval e Moderno.

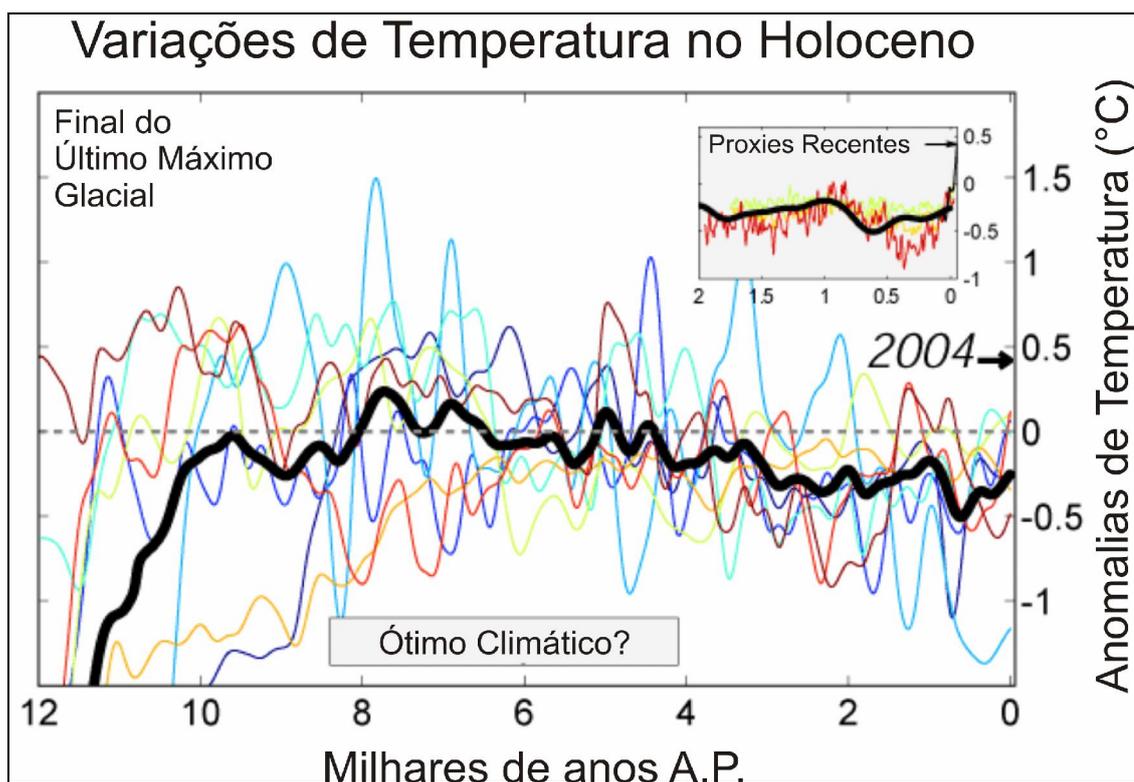


Figura 31: Curva de tendência climática no Holoceno.

Fonte: Rohde *et al.*, 2013.

Considerando as idades calibradas delimitadas entre 38.900-38.155 a 5.640-5.435 anos cal AP para o intervalo estudado e que as evidências arqueológicas da ocupação do território rio-grandense ocorrem partir de 12.000 anos AP (Acervo Museu da UFRGS; COPÉ *et al.*, 2013-2014) é aqui analisada a evolução de incêndios no Pleistoceno superior ao Holoceno superior e sua consequente relação com mudanças climáticas.

Com base no *International Multiproxi Paleofire Database* (<http://www.ncdc.noaa.gov/paleo/impd/paleofire.html>) Power (2013) estabelece uma cronicidade de intervalos temporais para os últimos 21.000 anos desde o clímax do

Último Máximo Glacial (UMG), com base na evidência de controles paleoclimáticos de ampla escala. As considerações sobre paleoincêndios são apresentadas através de uma abordagem que contempla escalas globais a regionais, espaciais e temporais. As atividades de incêndio são caracterizadas para quatro grandes intervalos temporais onde atuaram controles paleoclimáticos de grande escala, identificados como: **Glacial (21.000 a 16.000 anos cal AP)**, **Glacial superior (15.000 a 12.000 anos cal AP)**, **Holoceno inferior (11.700 a 7.000 anos cal AP)**, **Holoceno médio a superior (6.000 até o presente)**.

Os resultados globais para os diferentes estágios estão sintetizados na figura 32-a. Tendo em vista os objetivos do presente estudo e a localização geográfica da área estudada (latitude 30°) são aqui abordados com ênfase, os dados relacionados à faixa tropical das Américas nos diferentes intervalos, registrados na figura 32-b.

De maneira geral, os dados analisados para os últimos 21.000 anos indicam que modificações climáticas globais em amplas escalas têm consequências diretas e indiretas nas atividades de fogo: diretamente por influenciar a frequência da ignição e a probabilidade de propagação do fogo e indiretamente por modificar o tipo e a produtividade da vegetação, além das quantidades de potencial combustível (PYNE *et al.*, 1996).

A atividade de incêndios foi de forma geral pouco intensa durante o UMG (21.000 a 16.000 anos cal AP) e permaneceu baixa durante o intervalo Glacial superior (15.000 a 12.000 anos cal AP).

Durante o UMG as calotas de gelo continentais atingiram o máximo de extensão (PELTIER, 2004) durante o estágio Máximo da Glaciação de Würn (Wisconsin), quando o congelamento continental atingiu praticamente todo o Hemisfério Norte e os níveis do mar estavam 120 metros abaixo do que os atuais, e consequentemente as áreas terrestres expandiram-se particularmente nas terras baixas tropicais. As taxas de gases aerossol eram altas (KOFELD & HARRINSON, 2001), mas a concentração dos gases *greenhouse* era baixa, quando comparada com dados da fase pré-industrial (RAYNAUD *et al.*, 2003). O clima mais frio e seco limitou a produção de biomassa terrestre e consequentemente a disponibilidade de combustível (BRACONNOT *et al.*, 2007; FRANÇOIS *et al.*, 2000).

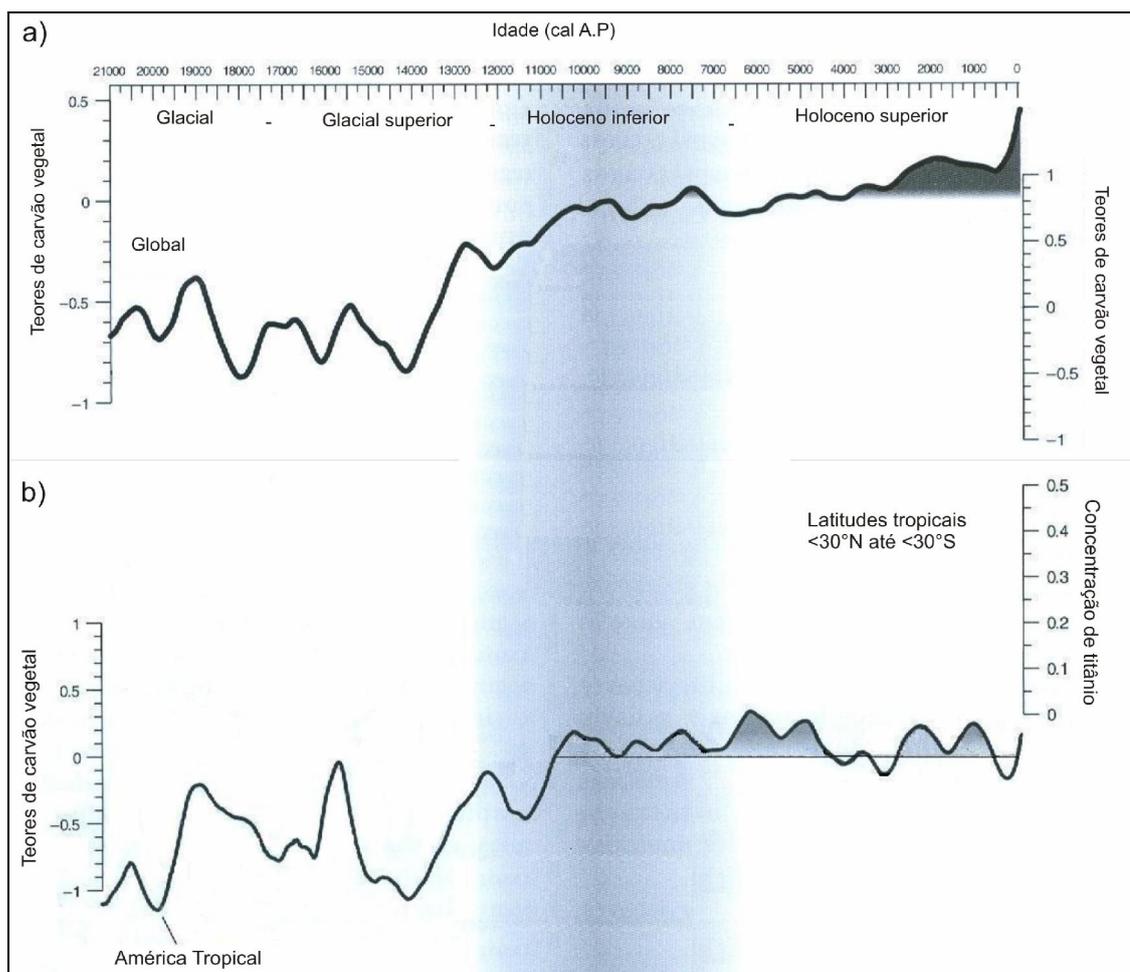


Figura 32: a) Curva global composta para a série temporal dos últimos 21.000 anos, evidenciando anomalias globais nos teores de carvão vegetal. b) Registros de fogo em latitudes tropicais na América (em janelas de 500 anos). Holoceno inferior é indicado pelo sombreamento vertical.

Fonte: Adaptado Power, 2013.

Globalmente o clima era mais frio e seco do que atualmente (BRACONNOT *et al.*, 2007). Os tores de CO₂ eram inferiores aos atuais e a vegetação terrestre muito reduzida (FRANÇOIS *et al.*, 2000). Uma troposfera mais fria e mais seca geralmente limita atividades convectivas e de raios e combinada com uma redução no combustível, proporcionando mecanismos de prolongamento do período glacial, quando ocorre baixa intensidade de incêndios de forma global. Como as camadas de gelo no Hemisfério Norte diminuíram, a concentração de CO₂ atmosférico aumentou e conseqüentemente a vegetação terrestre se expandiu até altas latitudes proporcionando a expansão das atividades de incêndio (MORENO *et al.*, 1999).

Para Power (2013) os fatores mais importantes a influenciarem climas regionais a partir do UMG são: (1) a distribuição sazonal e latitudinal da insolação; (2) o desaparecimento das calotas de gelo do Hemisfério Norte; (3) modificações na

paleogeografia relacionadas a recuos isostáticos e aumento do nível do mar; (4) modificações nas capas de gelo nos trópicos e no Hemisfério Sul; (5) modificações na temperatura superficial dos mares; (6) modificações na composição atmosférica. Todos esses aspectos do sistema climático global têm influenciado direta ou indiretamente os padrões de circulação atmosférica e concomitantes mudanças na história regional do fogo.

Dessa forma, determinados padrões regionais sugerem uma maior complexidade em relação a gradientes latitudinais. Exemplificando dados sobre as regiões tropicais da América do Sul na figura 32-b, indicam grande variação nas atividades de incêndio após o UMG. Embora durante o intervalo glacial os incêndios fossem menos intensos do que atualmente nos trópicos, os registros de CV sugerem ocorrências em escala de milhares de anos variável, com intensificação de incêndios por volta de 19.000 anos cal AP e novamente depois de 16.000 anos cal AP.

A expansão espacial heterogênea dos fragmentos de CV durante o final do intervalo Glacial superior (15.000 a 12.000 anos cal AP) reflete o progressivo afastamento de padrões relacionados a um clima glacial global, quando quantidades restritas de biomassa limitavam a atividade de incêndios.

Todavia, a transição de condições glaciais para interglaciais foi assíncrona nos dois hemisférios (SCHAEFER *et al.*, 2006) sendo que o Hemisfério Sul antecipou-se em relação ao Hemisfério Norte em cerca de dois mil anos nessa transição (LABEYRIE *et al.*, 2003). Por volta de 15.000 anos cal AP, antes que as condições quentes e úmidas associadas ao *Bølling-Allerød* (período de calor extremo) ocorrentes no Hemisfério Norte por volta de 14.700 anos cal AP se estabelecessem, as atividades de fogo decresceram globalmente.

De acordo com Paduano *et al.* (2003), na América do Sul tropical, dados do lago Titicaca (16- 20°S), localizado nos Andes, na fronteira entre o Peru e a Bolívia, sugerem uma transição climática abrupta depois de 17.700 anos cal AP comprovado pelo decréscimo do fogo na região em um período em que o combustível esteve limitado a altas elevações na bacia do Titicaca.

Controles regionais do regime de fogo em 15.000 anos cal AP na América do Sul tropical podem ter sido relacionados a alterações na temperatura superficial do mar e a influência dos Andes na redução na difusão da umidade do Atlântico tropical (COOK & VIZY, 2006). Dessa forma, as baixas frequências de incêndios na América tropical, contrastam com atividades de fogo mais intensas do que as atuais,

registradas em 14.500 anos cal AP na Australásia, apesar das semelhanças latitudinais. Esse contraste tem sido atribuído a forçantes climáticos e também a atividades humanas (HABERLE & DAVID, 2004).

As grandes alterações climáticas que ocorreram no Holoceno (11.700 anos cal AP) até o presente de acordo com WALKER *et al.* (2009) caracterizam-se pelo início de uma fase interglacial global. As temperaturas terrestres e também as temperaturas superficiais dos mares aumentaram em resposta a alteração na distribuição da insolação sazonal, a cobertura vegetal expandiu-se e o fogo tornou-se cada vez mais heterogêneo, como um processo dominante no sistema Terra.

É esse, reconhecidamente o período em que o homem moderno inicia sua interação com os diferentes ambientes no planeta, caracterizado por pequenos avanços e recuos de fases mais frias, os quais interferiram regionalmente e globalmente no clima (CRUMLEY, 1994).

As alterações na distribuição da insolação sazonal foram o maior condutor das atividades de fogo, gerando respostas climáticas diferenciadas no Hemisfério Norte em relação ao Hemisfério Sul. Adicionalmente, as alterações detectadas em padrões de incêndios durante o Holoceno superior têm sido atribuídas a modificações nos tipos de vegetação, geradas por anomalias climáticas, além da possibilidade de incêndios mais localizados devido ao aumento da população de forma global.

No Holoceno inferior (11.700 a 7.000 anos cal AP) embora globalmente o fogo tenha contribuído para a expansão de gases *greenhouse* atmosféricos (VAN AARDENE *et al.*, 2001) as alterações na distribuição da insolação sazonal foram o maior condutor das atividades de fogo, gerando respostas climáticas diferenciadas no Hemisfério Norte em relação ao Hemisfério Sul (LIU *et al.*, 2004). Rápidas alterações em condições limítrofes incluíram diminuição no nível e temperatura dos mares, diminuição das calotas polares e modificações na produtividade da vegetação em regiões anteriormente recobertas por gelo, contribuindo para uma modificação regional no padrão de fogo (PETTER, 2004; WILLIAMS *et al.*, 2004).

Dessa forma, os registros da diminuição de CO₂ atmosférico de ~265 para ~260 ppm (detectados em testemunhos antárticos) entre 9.000 e 8.500 anos cal AP, causados por resfriamento climático, podem ser vinculados à redução do fogo em altas latitudes. Por outro lado, a baixa variabilidade registrada nas atividades de fogo na faixa tropical durante o Holoceno inferior, tem sido atribuída a um clima mais estável (HABERLE & LEDRU, 2001).

Os padrões espaciais de fogo no Holoceno médio a superior (6.000 até o presente) refletem histórias de incêndios muito variáveis. A intensificação regional de incêndios na faixa tropical das Américas e nas altas latitudes da Austrália e nordeste da América do Norte ilustram a complexidade espacial gerada por **escalas de controle muito específicas**, tais como, **modificação no tipo e quantidade de combustível, sazonalidade na umidade e proximidade a grandes corpos d'água**.

Estudos recentes de (MARCOTT *et al.*, 2013) comprovam que globalmente o aquecimento evidenciado no Holoceno inferior (11.700 até 7.000 anos cal AP) foi seguido por um período de declínio em longo prazo de resfriamento de $\sim 0.7^{\circ}\text{C}$, desde o Holoceno médio a superior (6.000 até o presente) culminando com as temperaturas mais frias da Pequena Idade do Gelo. Um abrupto aumento de incêndios foi detectado nos últimos 250 anos entre 1.750 A.D e 1.870 A.D, seguido por um declínio no século XX (MARLON *et al.*, 2008).

As alterações detectadas em padrões de incêndios durante o Holoceno superior tem sido atribuídas a modificações nos tipos de vegetação (e conseqüentemente no tipo de combustível) geradas por anomalias climáticas vinculadas ao aumento da variabilidade de El Niño/La Niña- Oscilação Sul (ENOS) e relacionadas a circulação Walker (HABERLE & LEDRU, 2001).

El Niño é um fenômeno atmosférico-oceânico caracterizado por um aquecimento anormal das águas superficiais no oceano Pacífico Tropical, e que pode afetar o clima regional e global, mudando os padrões de vento a nível mundial, e afetando assim, os regimes de chuva em regiões tropicais e de latitudes média. Para a região sul do Brasil no último século, esse fenômeno provocou chuvas intensas no período de sua ocorrência (OLIVEIRA, 1999).

La Niña representa um fenômeno oceânico-atmosférico com características opostas ao El Niño, e que se caracteriza por um esfriamento anormal nas águas superficiais do Oceano Pacífico Tropical, esse fenômeno, com ocorrência cíclica de 2-7 anos (com períodos de 9-12 meses), tem provocado secas severas na região sul do Brasil e ocorrido em menor expressão do que El Niño nas últimas décadas (OLIVEIRA, 1999).

Remanescem atualmente debates sobre o quanto alterações regionais nos padrões de incêndio podem ter sido resultado do aumento do uso antropogênico do fogo no Holoceno médio e superior. Australásia, Mooney *et al.* (2011) concluem que

a variabilidade observada nos incêndios foi eminentemente controlada pelo clima e por conseqüentes alterações no crescimento vegetacional. Tentativas de vincular o crescimento populacional com alterações nos regimes de fogo são consideradas ambíguas para os últimos 21.000 anos.

Todavia Bowman *et al.* (2009) referem que além dos forçantes climáticos, o aumento da população de forma global, principalmente em regiões costeiras e ilhas, gera histórias de incêndios mais localizados em relação às tendências globais. Adicionalmente Sadori *et al.* (2008) referem que as populações européias entre 4.000 e 3.500 anos AP, na Idade do Bronze e Idade do Ferro usavam o fogo para desflorestamento, além do uso da madeira para fundição dos metais e isso pode explicar parcialmente o aumento de registros de atividade de incêndios nesse intervalo na Europa.

4.1 Inferências Paleoclimáticas para o Quaternário no Brasil

Estudos climáticos integrados que envolvam dados de natureza palinológica e sedimentar, análise de mecanismo de circulação atmosférica e oceânica da Terra (THOMAS *et al.*, 2007) e de escala astronômica, incluindo variações na atividade solar, são ainda incipientes (BOND *et al.*, 2001). No Brasil, as informações paleoclimáticas têm sido fortemente baseadas na sensibilidade que dados palinológicos apresentam para identificar padrões de vegetação que por sua vez refletem padrões climáticos.

O estudo das variações climáticas ocorridas no Quaternário superior no Brasil embora muito implementado nas últimas décadas, ainda tem enfoques regionais. De acordo com Oliveira Filho & Ratter (2002) a região nuclear do cerrado, a região sul e a região amazônica são as mais estudadas quanto a características paleofitoecológicas (reconstituição vegetal pretérita) relacionadas a fatores climáticos. Determinadas áreas, como a floresta atlântica e a caatinga são muito pouco conhecidas.

Dados provenientes do extremo **oeste da Amazônia** (COLINVAUX *et al.*, 1996; De OLIVEIRA, 1996) indicam que no intervalo entre 40.000 a 21.000 anos AP, houve um resfriamento climático compatível com o Glacial Máximo do Hemisfério Norte, caracterizado por climas frios, porém úmidos. Esses resultados encontram apoio em estudos paleoclimáticos baseados em análises de sedimentos de

aquíferos (STUTE *et al.*, 1995; BUSH *et al.*, 2001, 2002) que demonstraram uma sincronia de eventos climáticos do Máximo Glacial com ciclos Milankowich e com resfriamentos climáticos ocorrentes em zonas neotropicais. Todavia, a indicação da vigência de climas mais secos para o mesmo intervalo **no leste amazônico** é referida, também com base palinológica efetuada por Absy *et al.* (1991). A construção de modelos climáticos (BUSH, 1994; VAN DER AMNEM & ABSY, 1994) torna coerente esses dados, aparentemente assíncronicos, ao caracterizar teores de umidade muito importantes na porção **oeste da bacia Amazônica**, enquanto que no leste ocorreu um decréscimo de precipitações causado pelo decréscimo de temperatura média anual (5°C) o qual alterou o funcionamento da Zona de Convergência Intertropical. Todavia Colinvaux *et al.* (1999, 2000, 2001) não concordam que a redução de precipitações no leste da bacia amazônica tenha sido um fator desencadeante na fragmentação de florestas e surgimento de áreas abertas como apregoam Absy *et al.* (1991).

Para o Holoceno inferior, é caracterizada para as regiões leste e oeste a vigência de um clima estável, que proporcionou o desenvolvimento de floresta tropical com características também estáveis sem indícios de abertura de dossel (vegetação de maior porte) (HABERLE, 1997).

Evidências de incêndios vegetacionais na área de **Carajás (PA)** entre 7.000 e 4.000 anos AP, indicam vigência de climas regionais mais secos (SIFEDINE *et al.*, 1994; CORDEIRO, 1995) que teriam gerado padrões sucessionais com estágios de floresta aberta (LEDRU *et al.*, 2001). Todavia, a coincidência entre o intervalo temporal desses registros de incêndio com os incêndios também detectados no leque do Amazonas (LEDRU *et al.*, 2001) e no sudeste do Brasil (BEHELING, 1995) sugere para Oliveira *et al.* (2005) condições de clima mais seco durante o Holoceno médio.

O declínio de plantas de tipo *Podocarpus* ao longo do Holoceno nessa região indica para Beheling (2001), que táxons não tolerantes a temperaturas mais altas desapareceram gradualmente de terras baixas restringindo-se a locais mais frios, tornando-se alopatricas (De OLIVEIRA, 1996).

O registro de Pleistoceno superior em testemunho marinho indica que a vegetação semi árida da **caatinga** no **nordeste** predominou entre 42.000 e 8.500 anos AP (BEHELEING *et al.*, 2000). Todavia entre 15.500 e 11.800 anos AP, um expressivo aumento de precipitação indica que o clima era mais úmido e frio do que

o vigente atualmente. Essas condições favoreceram o desenvolvimento de uma floresta tropical semelhante a da Amazônia e Costa Atlântica, que caracterizaria o corredor florestal defendido por De Oliveira (1999), para esse intervalo. Um gradual dessecamento climático teria eliminado esse tipo de vegetação aproximadamente em 6.700 anos AP, sendo que no campo de dunas da Bahia é registrado em 4.535 anos AP o surgimento da vegetação moderna do nordeste.

Em uma síntese sobre a evolução de associações vegetais de tipo **campo no sul e sudeste** do Brasil Beheling (2002), indica seu domínio durante o Pleistoceno superior, estendendo-se até aproximadamente 14.000 anos AP, onde hoje ocorrem diferentes ecossistemas de florestas em latitudes 28°S até 20°S. Os resultados indicam a vigência de temperaturas marcadamente mais frias 5°C a 7°C e clima mais seco, durante o final da fase glacial. No Holoceno médio ainda remanesce a vegetação do tipo campo no sul do Brasil, com *Araucárias* dispersas, refletindo condições climáticas secas e períodos de seca anual de ao menos três meses. O autor sugere que as condições modernas de clima úmido só se estabelecem no Holoceno superior quando a floresta de *Araucária* substituiu os campos em grandes áreas depois de 3.000 anos AP, especialmente depois de 1.500-1.000 anos AP.

Condições climáticas semelhantes (BEHELEING *et al.*, 2002) foram detectadas para o Sudeste no intervalo entre 48.000 e 18.000 anos AP, sendo inferida uma vegetação composta prioritariamente por vegetação herbácea.

Entre 17.000 e 10.000 anos AP, é proposta uma expansão de *Araucária* para regiões de maior altitude, embora predominassem nas terras baixas (OLIVEIRA *et al.*, 2005).

No Holoceno médio, segundo Beheling (2001), o domínio de vegetação tipo campo em altitude indica a vigência de climas quentes e secos com estação seca de três meses (BEHELING, 1997). Por volta de 3.000 anos AP à vigência de um clima mais úmido teria ocasionado a expansão das florestas de *Araucária* para as matas galeria e posteriormente, por volta de 1.000 anos AP, ocorre à expansão das florestas de altitude de *Araucária*.

Para a **região sudeste**, grandes áreas de **cerrado** no Holoceno inferior até o Holoceno médio (5.500 anos AP) refletiram climas secos com extensos períodos de estiagem (DE OLIVEIRA, 1996) e evidências de incêndios vegetacionais. A mudança climática gradativa é revelada pela substituição desse padrão por florestas

semidecíduais e decréscimo na ocorrência de incêndios vegetacionais (RODRIGUES FILHO *et al.*, 2002; PARIZZI *et al.*, 1998; DE OLIVEIRA, 1996).

Turfeiras atuais ocorrentes na Serra do Mar (RJ-SC), Serra da Mantiqueira, vale do rio Paraíba do Sul, com origem no Pleistoceno superior, indicam a presença de oscilações climáticas no Holoceno (GARCIA *et al.*, 2004).

Especificamente para o vale do Rio Paraíba do Sul (RJ/SP) é caracterizada por Barros (2003) a vigência de climas frios e secos no intervalo 30.000 a 21.000 anos AP e a vigência de florestas que evoluem para um mosaico de savana floresta, entre 21.000 e 12.000 anos AP. Na transição Pleistoceno- Holoceno é inferida grande instabilidade climática e vegetacional, caracterizada inicialmente, por um ambiente pantanoso e úmido que evolui para um ambiente de savana.

Os diferentes estudos realizados com ênfase palinológica nas diferentes regiões do estado do Rio de Janeiro para o Holoceno inferior indicam um clima seco e frio, tornando-se quente e úmido por volta de 8.000 anos AP, com padrão de vegetação similar ao atual. Um intervalo de clima seco sucede esse intervalo úmido, até cerca de 2.500 anos AP com expansão dos campos e paisagens abertas e novamente retornam as condições úmidas que persistem até a atualidade. A presença de pólen de plantas exóticas após (4.000 anos AP) Idade do Bronze sugere a influência antrópica no sistema (BARROS *et al.*, 2000).

No **Pantanal** sul-mato-grossense, estudos sedimentológicos realizados por Bezerra (1999) na Lagoa Negra sugerem que o período entre 10.200 e 14.870 anos AP indica uma época com estação seca mais longa que a atual, e a transição Pleistoceno/Holoceno foi caracterizada por sedimentos com alto teor de material mineral, indicando períodos mais úmidos e com forte influência do rio Paraguai.

Análises palinológicas realizadas por De Oliveira *et al.* (1999b) na Lagoa Negra mostraram que por volta de 10.200 a 8.770 anos AP, houve predomínio de pólen de plantas aquáticas. No Holoceno superior (8.770 anos AP) os elementos arbóreos sobressaem, em pelo menos duas vezes mais que durante a transição Pleistoceno/Holoceno, indicando uma grande expansão de vegetação de floresta de terra firme e matas de galeria, enquanto que as gramíneas e as ciperáceas dominam o espectro de macrófitas aquáticas. Por volta de 7.840 anos AP, ocorre um aumento de plantas aquáticas e redução dos elementos de floresta e de algas, sugerindo redução na precipitação, concordando com observado em vários outros registros do

Brasil central. No período de 5.190 anos AP, ocorre um retorno expressivo de elementos arbóreos, redução de plantas aquáticas e um aumento de algas.

O registro da Lagoa Negra evidencia a sincronia climática entre o Pantanal e a região nuclear do cerrado, observando-se um declínio de precipitação por volta de 7.500 anos AP no cerrado da região de Brasília (FERRAZ VICENTINI, 1993; BARBERI, 2001) e um aumento de macrófitas e algas características de lagoas rasas no Pantanal.

Os cerrados atualmente correspondem à importante bioma constituído por uma série de formações vegetais ricas em espécies endêmicas em seis áreas fitogeográficas (OLIVEIRA FILHO & RATTER, 2002) sul, sudeste, centro, centro-oeste, norte e em enclaves na Amazônia.

A evolução das regiões **central** e **sudeste** no Quaternário superior foram distintos daquela inferida para a região norte. Na região central há 32.000 anos AP (BARBIERI *et al.*, 2000) é detectada a presença de fase climática úmida, caracterizada pela presença de elementos arbóreos mas também outros típicos de cerrado, sendo evidenciada a presença de incêndios vegetacionais. Um hiato de sedimentação entre 25.000 e 18.000 anos AP é evidenciado regionalmente (LEDRU *et al.*, 1998). A presença de *Podocarpus* no intervalo 17000 a 11000 anos AP indica condições climáticas úmidas e frias. Um hiato de sedimentação também é registrado no intervalo 10.000 e 7.000 anos AP. Após esse intervalo aumentam os indicadores da presença de cerrado, matas ciliares e veredas, aumentando também as evidências de incêndios vegetacionais, sugerindo um clima estacional no Planalto Central (SALGADO-LABOURIAU *et al.*, 1997).

Na região norte (MA) no final da vigência do Glacial Máximo registra-se elementos de vegetação arbustiva e estépica típicos de climas áridos, entre 15.000 e 11.000 anos AP ocorre à expansão da vegetação úmida, particularmente no intervalo entre 13.000 e 12.500 anos A. P caracteriza um intervalo climático frio e úmido pela presença de *Podocarpus*, semelhante ao que ocorre no sul de Minas Gerais.

O desaparecimento da mata úmida é marcado no início do Holoceno substituída por vegetação aberta, gramíneas e árvores pioneiras indicadoras de matas degradadas. O primeiro registro de prováveis queimadas é efetuado nesse intervalo. A ocorrência de elementos típicos de cerrado inicia-se em entre 10.000 e 7.000 anos A. P e a partir daí expande-se em direção ao Holoceno superior.

De forma geral, considerando os dados existentes para as regiões central e norte do Brasil, onde dominaram e dominam os cerrados, Oliveira Filho (2002) observa que entre 22.000 e 18.000 anos AP a umidade e temperatura começam a decrescer atingindo o pico entre 14.000 e 10.500 anos AP. Todavia, o início da fase de ressecamento é retardado em latitudes maiores (SALGADO LABOURIAU *et al.*, 1997). Após a fase de ressecamento observa-se a partir de 8.000 anos AP uma tendência ao aumento oscilatório, não sincrônico, de umidade em regiões de maior e menor latitude, vinculado provavelmente às mudanças de localização da zona de convergência intertropical para latitudes mais baixas provocando aumento de precipitação nas latitudes mais altas (MARTIN *et al.*, 1997). O aumento acentuado do nível do mar também deve ter contribuído, de acordo com Oliveira Filho (2002), para diminuir o caráter de continentalidade das terras baixas interiores e consequentemente de condições climáticas extremas.

Estudos ambientais na **Planície Costeira do Brasil** ainda são muito regionais para que se tenha uma síntese das características da evolução climática no **Holoceno**. Nesse sentido, Scheel-Ybert (2000, 2001), a partir de reconstituições paleoambientais na zona costeira do litoral do Rio de Janeiro (22°53'-22°57'S, 42°03'-42°33'W) e Santa Catarina (28°36'S, 48°57'W) indicou uma homogeneidade de constituição na vegetação de **restinga** e formações florestais como a **mata seca** no intervalo 5.500 anos AP até depois de 1.400 anos AP sendo alteradas recentemente por atividade antrópica.

Já na vegetação de mangue Scheel-Ybert (2000) o clima regional na região leste no Holoceno superior era semi-árido, sendo registrados quatro episódios de seca acentuada (3.600-3.500; 3.100-3.000; 1.200-1.100; e 600- 500 anos AP) e dois episódios mais úmidos nos intervalos (2.300-2.100; 700-600 anos AP).

Para a **Planície Costeira do Rio Grande do Sul** inferências baseadas em dados palinológicos centrados na análise de padrões de alternância entre elementos marinhos pantanosos e continentais em testemunhos lagunares (Laguna dos Patos, Laguna de Tramandaí e Vale do Rio Maquiné) indicaram oscilações climáticas significativas.

Para o início da transgressão marinha pós-glacial de terminada laguna de Tramandaí foi obtida datação radiocarbônica de 9.620 ± 160 anos AP. (MEDEANIC & DILLEMBURG, 2001). Uma importante transgressão que corresponde aos estágios

de inundação da área da Laguna dos Patos na vigência de um clima relativamente mais seco foi registrada para a idade 7.370 ± 150 anos AP.

A transgressão máxima (6.000- 5.500 anos AP) na planície costeira do sul do Brasil coincidiu com o **Ótimo Climático Atlântico**, caracterizado por maiores taxas de precipitações e médias anuais de temperaturas mais altas no Hemisfério Norte. Medeanic *et al.*, (2001) registram um aumento da diversidade de plantas arbóreas, pteridófitas e plantas herbáceas mesófilas durante esse evento transgressivo.

O impacto antropogênico na planície costeira é identificado inicialmente pelo registro de plantas introduzidas (*Pinus*, *Eucalyptus*, *Cereale*) em análises palinológicas no fundo da laguna de Tramandaí (MEDEANIC & DILLENBURG, 2001) em testemunhos datados com idade de 85 anos. As plantas exóticas têm seu registro em amostras correspondentes aos últimos 30 anos (SARAIVA & PURPER, 1986).

Stevaux (2000) apresenta um enfoque diferenciado, estabelecendo inferências climáticas com base em testemunhos de sondagem ao longo do **rio Paraná** no estado homônimo, e através de análises sedimentológicas associadas a dados palinológicos e datações radiocarbônicas, estabelece uma história climática evolutiva do **Pleistoceno superior e Holoceno** caracterizando quatro episódios climáticos. Esses eventos climáticos estão, segundo o autor, em consonância com estudos prévios desenvolvidos no sul do Brasil e Argentina e são assim caracterizados:

Primeiro episódio seco (40.000 a 8.000 anos AP): Pleistoceno superior a Holoceno inferior. O registro sedimentar fragmentário impede a obtenção de dados mais consistentes para esse intervalo. Um **clima seco** é inferido com base em dados sedimentológicos e palinológicos que indicam uma associação vegetal do tipo **savana**. Esse episódio é correlacionado com o Último Máximo Glacial evidenciado também nas regiões central-sul do Brasil e nordeste da Argentina (RIONDO & GARCIA, 1993).

Primeiro episódio úmido (8.000 a 3.500 anos AP): os testemunhos de lagos e aluviais do rio Paraná mostram variações faciológicas que são interpretadas como paleohidrológicas e climáticas. Esses dados associados aos de natureza palinológica indicam um acréscimo de florestas representando um aumento da cobertura vegetal e diminuição na atividade eólica. Correlações com outras áreas do sul do Brasil e nordeste da Argentina sugerem condições semelhantes (THOMAS &

THORP, 1995; BARBOSA *et al.*, 1990; SERVANT *et al.*, 1989; IRIONDO & GARCIA, 1993; JABUR, 1992; STEVAUX *et al.*, 1997).

Segundo episódio seco (3.500 a 1.500 anos AP): Esse intervalo reduzido de condições mais áridas não foi tão severo quanto o indicado no primeiro episódio seco (STEVAUX *et al.*, 1995). Esse intervalo climático foi correlacionado com evidências climáticas no Brasil central e nordeste da Argentina. Coltrinari (1993) ao discutir os efeitos globais da mudança climáticas na América do Sul reconhece esse evento seco generalizado e uma recessão da floresta úmida da Amazônia entre 5.000 a 4.000 anos AP, sugerindo que a concentração de incêndios inferida nesse intervalo seria induzida pelo homem.

Segundo episódio úmido (1.500 anos AP até o presente): caracteriza o clima úmido que ocorre na região até o presente.

Estudos mais recentes tem tentado enquadrar determinadas alterações climáticas detectadas no Pleistoceno e Holoceno brasileiros com flutuações globais do clima terrestre caracterizadas como **Flutuações Climáticas de Quarta Ordem** por Pomerol *et al.* (2013) as quais ocorrem com variações mínimas de temperatura (entre 1 e 5 °C) e em intervalos de tempo muito curtos (Figura 33).

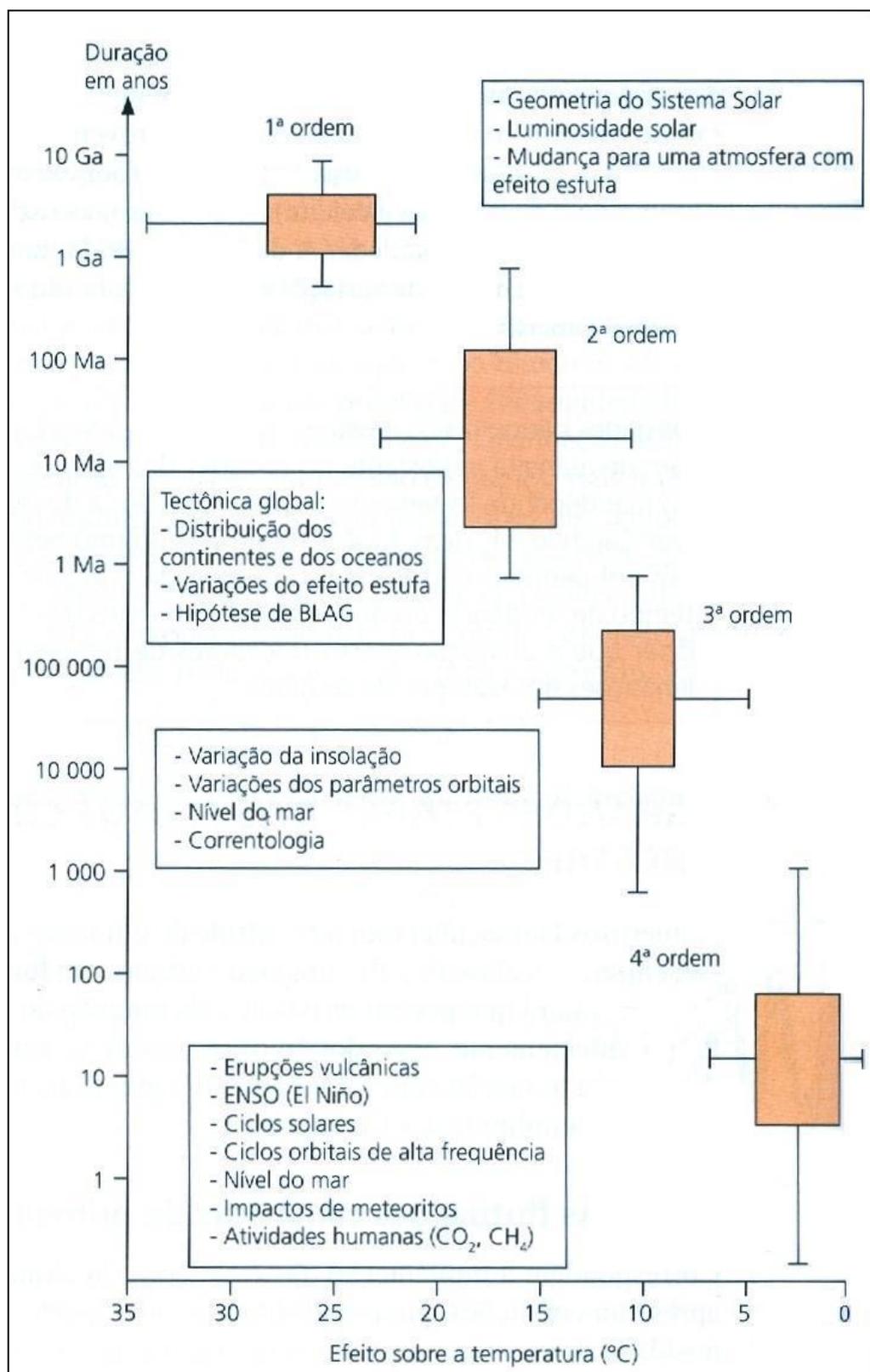


Figura 33: Os diferentes fatores de controle do clima terrestre, classificados em função da duração de sua ação e do intervalo de variação da temperatura que podem provocar.

Fonte: Pomerol *et al.*, 2013.

Cruz *et al.* (2005) já relata tentativas de correlacionar os eventos Bond (BOND *et al.*, 1997) com alterações climáticas na América do Sul, em sua grande maioria a partir de registros de isótopos de oxigênio em espeleotemas.

Os Eventos Bond (BOND *et al.*, 1997) no Holoceno foram estabelecidos a partir de evidências constatadas em testemunhos marinhos profundos que permitiram revelar mudanças pontuais em sequências que hipoteticamente deveriam revelar um padrão climático relativamente estável no Holoceno. Esses eventos correspondem a manifestações mais recentes de ciclos climáticos intensos que operaram independentemente de estágios glaciais- interglaciais. Em cada um dos episódios (9.400; 8.200; 7.400; 5.900; 2.700; 2.300 anos AP) águas frias, portadoras de *icebergs* do norte da Islândia foram transportados por difusão para latitudes mais baixas (Inglaterra). Simultaneamente os padrões de circulação atmosférica alteram-se bruscamente acima da Groenlândia.

Strikes *et al.* (2011) com base em estudos de espeleotemas no Estado de Minas Gerais (10.200-1.300 anos AP) demonstraram que a queda nos valores de $\delta^{18}\text{O}$ estão associadas com o aumento de precipitação no centro-leste do Brasil, sendo síncronas e análogas com os bruscos períodos anômalos frios no Atlântico Norte durante os eventos Bond.

Estudos em paleo-lagoa do Sudeste brasileiro desenvolvidos por Sallum *et al.* (2012) demonstraram oscilações em escalas decenais entre 9.400 a 7.500 cal AP permitindo uma correlação com o Evento Bond 8.200 AP, que apesar de ter sua maior efetividade no Atlântico Norte, afetou significativamente o equilíbrio das condições ambientais na América do Sul.

Gadens-Marcon (2013) considera a possível relação entre eventos de maior precipitação, inferidos através de análises palinofaciológicas em alagado de altitude na região do Alto Uruguai, ocorrentes entre 7.963-7.220 anos AP com Eventos Bond, especialmente os de 7.400 a 8.200 anos AP. O início do processo de acumulação do corpo d' água seria consequência do aumento de chuvas na região.

Conforme refere Gadens-Marcon (2014a, b) existem muitos dados *proxy* para esse intervalo no Brasil, tais como os de Cordeiro *et al.* (2008); Salgado Labouriau *et al.* (1997); Beheling (1998); Barbieri *et al.* (2000); Cruz *et al.* (2005) todavia, esses dados em sua maioria (não calibrados) não foram ainda correlacionados aos eventos Bond.

5 MATERIAIS E MÉTODOS

A partir do embasamento teórico, foi estabelecida a sequência dos procedimentos metodológicos do trabalho de campo e de laboratório.

O local de coleta foi próximo à área de trabalhos já desenvolvidos na turfeira por Medeanick & Silva (2010), Barboza *et al.* (2003), Bauermann *et al.* (2003), tendo como importante ferramenta, o Radar de Penetração no Solo (GPR) para a detecção do pacote de turfa de maior espessura, aumentando a possibilidade da presença de carvão vegetal macroscópico.

As análises do carvão vegetal macroscópico foram realizadas em microscopia eletrônica de varredura, visto que essa técnica é mais eficiente na determinação de parâmetros anatômicos.

5.1 Trabalho de Campo

5.1.1 Escolha do local de coleta

A escolha do ponto para a realização do testemunho de sondagem foi estabelecida a partir da perfilagem geofísica do solo, através da técnica de GPR (*ground-penetrating radar*).

O GPR é um método geofísico de aquisição de dados que revela um registro longo, contínuo e de alta resolução, que permite a visualização da geometria dos corpos sedimentares em subsuperfície. Este método é o mais indicado para investigações de depósitos sedimentares rasos como, por exemplo, os depósitos holocênicos. É uma técnica não destrutiva, caracterizada por um método de sondagem indireta, isto é, não necessita a abertura de trincheiras ou até mesmo de perfurações para o reconhecimento do subsolo.

Os levantamentos foram realizados com um GPR modelo SIR-3000 da empresa GSSI (Geophysical Survey Systems, Inc.), sendo empregada uma antena aérea com frequência central de 150 MHz. O processamento realizado utilizou os programas ReflexWin[®] e RADAN[™], que possibilitou a análise e interpretação dos perfis adquiridos. A técnica de GPR viabilizou a detecção da maior espessura do pacote de turfa, delimitando o melhor local de coleta para o testemunho sedimentar.

Foram realizados dois levantamentos com GPR, um experimental e outro definitivo (Figura 34).



Figura 34: Aplicação da técnica de GPR. a,b) Técnica experimental de GPR. c,d) Sondagem definitiva de GPR.

As áreas percorridas pelo GPR juntamente com os dois pontos de sondagens estão ilustrados a seguir (Figura 35).

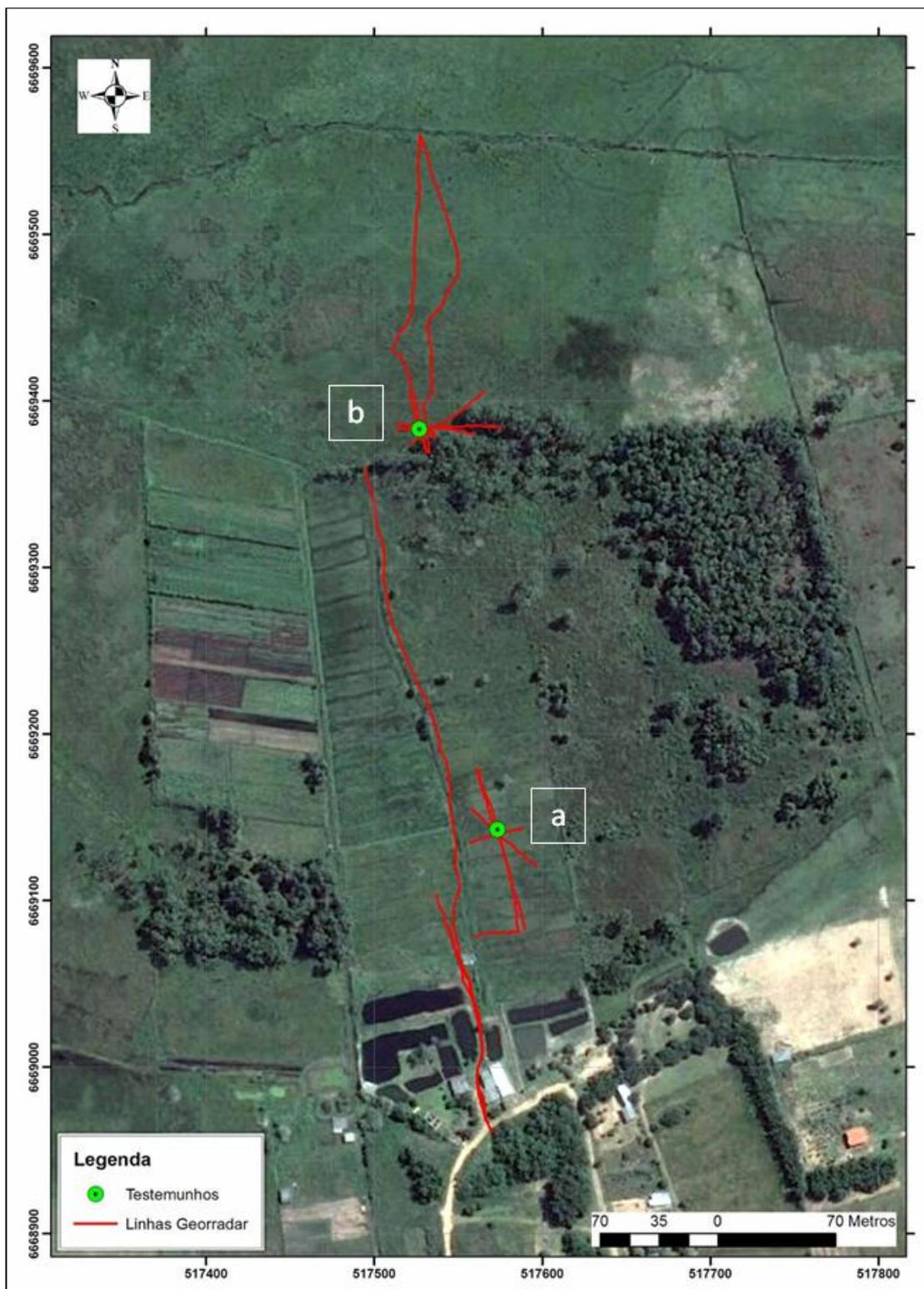


Figura 35: Localização das linhas percorridas pelo GPR e os pontos das coletas. Ponto a, coleta experimental. Ponto b, coleta definitiva.

5.1.2 Local Definitivo da Coleta

Após as análises de GPR, o local escolhido para a coleta deste estudo, corresponde às coordenadas (50°49'4.90"O e 30°6'24.39"S). Localiza-se na propriedade de Luciano Wachilevski, com o seguinte endereço: Rua Capão da Canoa nº 51, distrito de Águas Claras, Viamão, RS (Figura 36).



Figura 36: Local de coleta.

5.1.3 Técnica de Sondagem

Para a coleta do testemunho sedimentar foi utilizada a técnica de sondagem a percussão. Para tanto, foi utilizado um tubo de policloreto de vinila (cano de PVC) com 6m de comprimento e diâmetro de 75mm para se obter a amostra. O cano foi introduzido no solo com o auxílio de braçadeiras que deram sustentabilidade e base para que, através de repetidas batidas, o Martelo Batente (7,5kg) forçasse o cano a entrar no solo e no sedimento.

Após, o testemunho (aqui identificado como T3), foi fechado com tampas apropriadas para o cano de PVC, impedindo assim, a contaminação e degradação da amostra (Figura 37).



Figura 37: Sondagem na turfeira de Águas Claras. a) Local escolhido para sondagem. b,c,d,e) Técnica de sondagem. f) Testemunho fechado para impedir contaminação.

5.2 Preparação das Amostras em Laboratório

5.2.1 Abertura do Testemunho Sedimentar

A abertura do testemunho sedimentar (2,30m) ocorreu imediatamente após a coleta, nas dependências da litoteca do CECO-IG-UFRGS em bancada apropriada. Para a abertura do cano de PVC, utilizou-se uma serra circular e fio de nylon para dividir o testemunho em duas seções longitudinais (Figura 38).



Figura 38: Abertura do testemunho da turfeira de Águas Claras. a) Testemunho em bancada apropriada. b) Utilização de serra circular. c, d) Fio de nylon para dividir o testemunho. e) Testemunho dividido em duas seções longitudinais.

5.2.2 Descrição do Perfil

O perfil foi descrito posteriormente a abertura do testemunho, estando o sedimento já seco, a partir de características sedimentológicas, utilizando-se a

Tabela de Cores de Rochas (*Rock Color Chart*) para estabelecer o padrão de diferenciação das cores do sedimento.

Devido o objetivo do presente estudo, optou-se por descrever mais detalhadamente o perfil a partir de 118 cm, quando há uma mudança significativa no sedimento, com coloração escura.

A determinação do teor de matéria orgânica (M.O) total foi obtida por meio de queima de 3 g de sedimento em estufa durante 24hs e posteriormente em mufla, a 550°C por 4,5 h. A relação percentual entre o peso inicial (anterior à queima) e o peso final (após a queima) corresponde ao teor de matéria orgânica total da amostra, conforme descrito por Wetzel (1975), sendo determinada pela expressão:

$$\% \text{ M. O.} = \frac{P. A. \times 100}{P. a.}$$

Dessa forma, % M.O. é o percentual de matéria orgânica, *P.A.* é o peso da amostra queimada e *P.a.* o peso da amostra antes da queima.

Para a análise de M.O. do intervalo de 118cm a 25cm, foram coletadas 6 amostras, da base em direção ao topo, nos seguintes níveis: T3 (118 cm), T3 (102cm), T3 (66cm), T3 (49cm), T3 (40cm), T3 (25cm).

As análises granulométricas foram realizadas no Laboratório de Sedimentologia do CECO/IG/UFRGS, sendo estabelecida com base na diferença de sedimento, determinada pela distribuição do tamanho das partículas em classes denominadas de areia, silte e argila, a partir da textura e características composicionais das amostras do testemunho, utilizando o Analisador de Tamanho de Partícula por Difração a Laser (modelo LA-950V2- Laser Scattering).

Para a análise granulométrica também foram processadas 6 amostras do intervalo de 118cm a 23cm, nos seguintes níveis: T3 (118cm), T3 (101cm), T3 (66cm), T3 (51cm), T3 (40cm), T3(23cm).

Para este testemunho o índice de compactação média foi de 2,20 m.

5.2.3 Coleta de Material

5.2.3.1 Coleta de material para datação

A coleta de material para datação radiocarbônica (^{14}C) foi estabelecida a partir de controle sedimentar. Foram retiradas 3 amostras de 1 cm de espessura no nível inferior (113-112cm), porção mediana (53-52cm) e próximo ao topo (23-22cm) do testemunho, este último, rico em raízes. Cada amostra retirada foi colocada em recipientes fechados e posteriormente aquecida em estufa a aproximadamente 40°C, por cinco dias. Após a secagem, as amostras apresentaram o seguinte peso: T3 base (113 cm)- 32 gr, T3 meio (53 cm)- 22 gr, T3 topo (23 cm)- 2 gr (Figura 39).

As idades interpoladas foram estabelecidas pelo programa Microsoft Office Excel, através do método de regressão linear, onde os dados são plotados gerando uma curva de tendência.

Para obter a idade aproximada da amostra de 17cm, utilizou-se como referência, a taxa de sedimentação mínima (0,377mm) e máxima (0,430mm) anual de matéria orgânica em turfeiras holocênicas do sul do Brasil (AMARAL, 2008) com idade, ambiente deposicional e latitude correlacionáveis.



Figura 39: Material para datação. a) Coleta de amostras para datação. b) Material seco em estufa.

5.2.3.2 Coleta de material para detecção de carvão vegetal macroscópico

A técnica de coleta de material, visando a identificação de CVM, consistiu na retirada de 1 cm de espessura de material em intervalos de 10 cm ao longo do testemunho, iniciando-se na base do pacote sedimentar, ao final do intervalo de areia e início de sedimento com coloração escura, correspondente ao intervalo de (117 cm de profundidade) e finalizando próximo ao topo da turfa em 7 cm de profundidade, totalizando 12 amostras. Em intervalos onde houve uma mudança significativa da cor ou textura do perfil, respectivamente nos níveis de 11 cm e 2 cm, também foram coletadas amostras objetivando verificar, se as alterações de coloração e textura poderiam fornecer informações significativas, com relação aos objetivos propostos (Figura 40).



Figura 40: Coletas de material para análise de carvão vegetal macroscópico. a,b,c) Coleta de amostras de turfa. c, d) Amostras dentro do recipiente para posterior aquecimento em estufa.

5.2.3.3 Desagregação das amostras e isolamento de fragmentos macroscópicos de lenho

O pacote sedimentar é aqui considerado como sedimento inconsolidado, neste caso, o processo de separação de material orgânico macroscópico, em cada amostra com 1 cm de espessura de sedimento, consistiu inicialmente, na secagem do material em placas de petri, em temperatura ambiente. Após foi feita a pesagem do material obtendo o seguinte peso final: T3-117cm= 45,5g, T3-107cm= 27,2g, T3-97cm= 41,9g, T3-87cm= 37g, T3-77cm= 33,1g, T3-67cm= 16,6g, T3-57cm= 19,9g, T3-47cm= 15,7g, T3-37cm= 14,2g, T3-27cm= 4,3g, T3-17cm= 3,4g, T3-11cm= 11,5g, T3-07cm= 10,2g, T3 0-2cm= 6,9g.

Seguidamente, o sedimento foi desagregado manualmente, para preparação e observação em estereomicroscópio.

5.3 Identificação de carvão vegetal macroscópico e descrição do material

5.3.1 Estereomicroscópio

Após a secagem e desagregação das amostras, o material contido na placa de petri foi observado sob estereomicroscópio (modelo LEICA S8APO) no Departamento de Estratigrafia e Paleontologia, Setor Paleobotânica/UFRGS. Utilizou-se a técnica de varredura para a distinção prévia entre fragmentos de lenhos carbonizados e não carbonizados, utilizando inicialmente o critério de coloração, além de (quando possível) os demais critérios de Jones & Chaloner (1991).

Os fragmentos de lenho escuros foram removidos mecanicamente do sedimento com auxílio de espátula, pinça e principalmente agulha histológica. Nos casos de intensa agregação do material orgânico ao sedimento, foi necessário umedecer a amostra com água destilada e aderir o fragmento de lenho na agulha histológica. Os fragmentos isolados foram acondicionados em eppendorf, devidamente numerados e catalogados. Após, o material pré-classificado como fragmentos de lenho carbonizado, procedente dos diferentes níveis da turfeira, foi aderido a stub (Figura 41).



Figura 41: Observação em estereomicroscópio. a) Observação da amostra. b) Fragmentos de lenho pré-classificados como carbonizados acondicionados em eppendorf. c) Fragmento de lenho pré-classificado como carbonizados aderido a stub.

5.3.2 Microscopia Eletrônica de Varredura

As técnicas de estudo adequadas para reconhecimento e identificação de CVM são respectivamente, a microscopia eletrônica de varredura (MEV) e a tomografia de raios x microscópica, sendo esta última menos invasiva, porém a primeira, mais eficiente na determinação de parâmetros anatômicos.

A microscopia eletrônica de varredura permite observar as alterações na parede celular quando a lamela média se homogeniza, em temperaturas a partir de 300 a 325°C.

O material pré-classificado como fragmentos de lenho carbonizado, procedente dos diferentes níveis da turfeira, foi aderido a stubs e após, observado no microscópio eletrônico de varredura (modelo CARL ZEISS EVO/LS10) no Departamento Tecnovates do Centro Universitário UNIVATES.

Os espécimes analisados e identificados como carvão vegetal macroscópico, que apresentaram melhor preservação, foram então fotografados, visando demonstrar sua afinidade com carvão vegetal e com padrões de lenho que permitam atribuição a determinados grupos vegetais.

5.3.3 Representação gráfica dos resultados

A representação gráfica dos resultados foi estabelecida pelo programa Microsoft Office Excel, onde os dados foram incluídos na planilha, resultando em **gráficos de dispersão.**

6 RESULTADOS

6.1 Descrição do Testemunho Sedimentar

As médias do teor de matéria orgânica do testemunho sedimentar em cada amostra corresponderam aos seguintes valores (Quadro 2):

Quadro 2: Médias do teor de matéria orgânica do testemunho sedimentar de Águas Claras.

Profundidade (cm)	% de matéria orgânica por amostra
T3-25	65.53%
T3-40	11.56%
T3-49	11.74%
T3-66	6.98%
T3-102	13.51%
T3-118	4,87%

De acordo com esses resultados, o material analisado se caracteriza como turfa apenas no nível superior do perfil entre 34 a 11cm. O termo turfa de acordo com Whinam & Hope (2005), caracteriza sedimentos terrestres nos quais a matéria orgânica excede teores de 20%.

Tendo em vista os resultados aqui obtidos, optou-se, portanto, por utilizar a identificação das fácies os seguintes códigos: **fácies F1** para identificar o nível mais inferior, de areia sem conteúdo orgânico (230 a 119 cm), **fácies F2** para identificar o nível inferior do testemunho de coloração escura, teores de matéria orgânica entre 4,87 e 13,95%, porém com matriz arenosa (118 a 35cm), **fácies F3** para a turfa (34 a 11cm) e **fácies F4** corresponde ao nível de solo atual (10 a 0cm) com presença de pequenas raízes (1mm de diâmetro) não queimadas, verticalizadas (Figura 42).

As análises granulométricas mostraram uma predominância dos valores de areia média em relação à silte no intervalo entre 118 a 40 cm, sobressaindo os teores de silte na porção correspondente a turfa. (Figura 42).

6.2 Datações Radiocarbônicas

As idades radiocarbônicas calibradas (Quadro 3) obtidas pelo laboratório *Beta Analytic Inc.*, Flórida, USA. (www.radiocarbon.com) (ANEXO A), indicaram que o início do processo de deposição sedimentar representado pela fácies F2 ocorreu em 38.900-38.155 anos cal AP relacionado ao Pleistoceno superior, de acordo com os critérios da Comissão Internacional de Estratigrafia (2014). A idade radiocarbônica 21.545-21.270 anos cal AP obtida também em sedimentos da fácies F2, da mesma forma inclui-se no Pleistoceno superior. Já a idade 5.640-5.635 anos cal AP obtida na porção mediana da fácies F3 vincula-se ao Holoceno, de acordo com a Comissão Internacional de Estratigrafia (2014), mais especificamente ao Holoceno superior.

6.3 Idades Interpoladas e Taxa de Sedimentação

As idades interpoladas (Quadro 3) foram estabelecidas a partir da média das idades radiocarbônicas calibradas da base (38.900-38.155 anos cal AP) e mediana 21.545-21.270 cal AP da fácies F2, gerando a equação:

$$\text{Idade} = 285,3 \text{ Profundidade} + 6285$$

Tendo em vista a impossibilidade de estabelecer idades interpoladas para a porção superior do perfil, visto que o padrão sedimentar da turfa (fácies F3) na qual foi obtida apenas uma idade radiocarbônica calibrada (profundidade 23cm), é distinto daquele encontrado na fácies F2 (profundidade 53cm), utilizou-se como base a taxa de sedimentação mínima e máxima anual de matéria orgânica em turfeiras holocênicas do sul do Brasil (AMARAL, 2008). Os resultados obtidos a partir destas comparações permitiram inferir uma idade aproximada entre 4.016 e 4.232 anos AP para a profundidade de 17cm (Quadro 3).

Quadro 3: Idades calibradas, interpoladas e da taxa de sedimentação do perfil sedimentar da turfeira de Águas Claras-RS.

Profundidade no testemunho (cm)	Idades interpoladas (AP) *Idade taxa de sedimentação (AP)	Idades calibradas (Cal AP)
0-2	-	
7	-	
11	-	
17	*4.016 até 4.232	
23	-	5.640 até 5.635
27	-	
34	-	
37	-	
47	-	
53		21.545 até 21.270
57	22.547	
67	25.400	
77	28.253	
87	31.106	
97	33.959	
107	36.812	
113		38.900 até 38.155
117		
118		

Os dados integrativos da descrição do perfil estão organizados na figura 42.

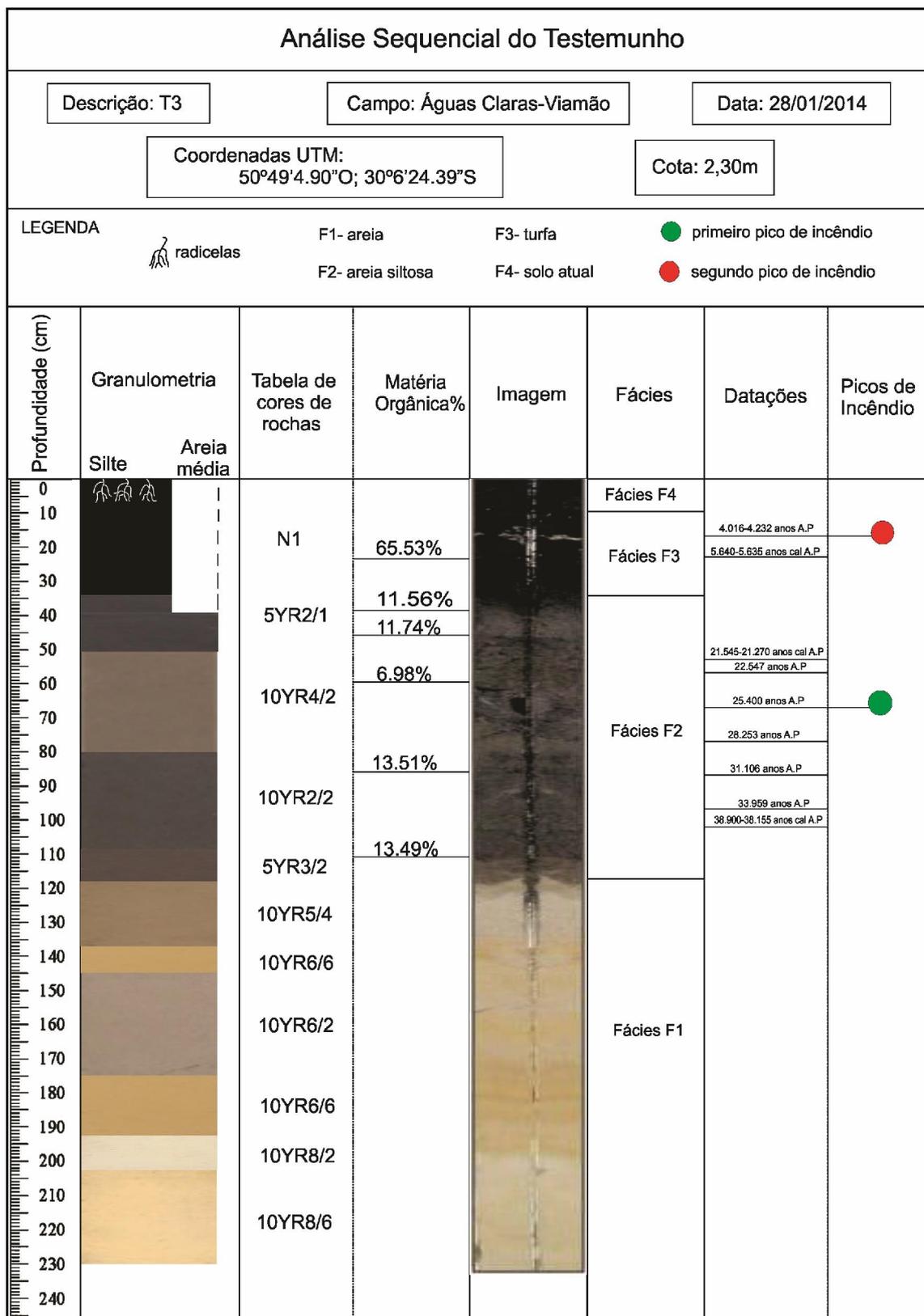


Figura 42: Perfil sedimentar coletado em Águas Claras.

6.4 Carvão Vegetal Macroscópico

As análises em estereomicroscópio permitiram a pré-classificação dos fragmentos como lenhos queimados de acordo com os critérios de Jones & Chaloner (1991) (Figura 43). A afinidade dos fragmentos com carvão vegetal foi efetuada posteriormente a partir da observação em microscópio eletrônico de varredura.

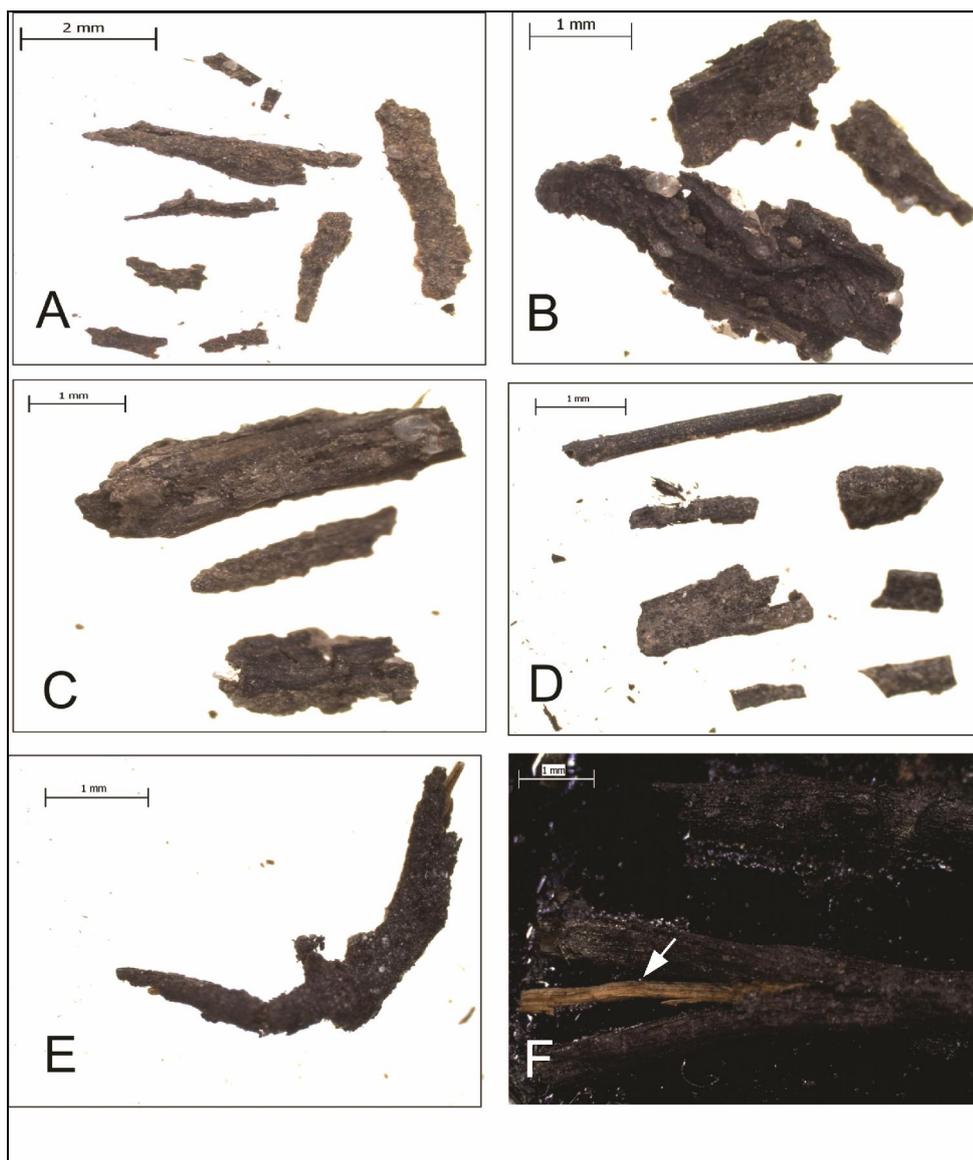


Figura 43: Análises prévias (estereomicroscópio) de fragmentos de lenhos da turfeira de Águas Claras. A) Amostra 117cm, fragmentos de lenho densamente associados a sedimento. B) Amostra 107cm, fragmentos de lenho associado a sedimento. C) Amostra 87cm, fragmentos de lenho densamente associados a sedimento. D) Amostra 67cm, fragmentos de lenho associado a sedimento. E) Amostra 27cm, fragmento de lenho externamente queimado. F) Amostra 17cm, fragmento de lenho queimado externamente e internamente não queimado (seta).

Ao estabelecer os critérios de dimensão em estereomicroscópio, foram considerados apenas os valores relativos à maior dimensão, aqui considerada como comprimento, não importando a orientação do tecido em cada fragmento (Quadro 4).

A variação na concentração dos fragmentos é acentuada ao longo de todo o perfil, e o padrão de variação nas dimensões em cada amostra também é evidenciado, constituindo amostras heterotípicas.

Quadro 4: Quantidade e dimensão (comprimento) dos fragmentos de carvão vegetal macroscópico (CVM) em cada amostra.

Amostras profundidade	Quantidade de fragmentos de CVM	Dimensão CVM (maior comprimento)
T3- 0-2 cm	9	1,86mm
T3-7 cm	39	3,91mm
T3-11 cm	175	20 mm
T3-17 cm	189	34 mm
T3-27 cm	111	5,17 mm
T3-37 cm	87	1,73 mm
T3-47 cm	108	1,35 mm
T3-57 cm	111	4,93 mm
T3-67 cm	153	3,18 mm
T3-77 cm	121	5 mm
T3-87 cm	122	5,95 mm
T3-97 cm	106	6,95 mm
T3-107 cm	103	3,86 mm
T3-117 cm	76	5,34 mm

Os fragmentos de CVM quando identificados em microscópio eletrônico de varredura (MEV) mostraram a dominância da preservação de tecido condutor (traqueídeos e vasos) (Figura 45- C e E) em relação a tecido parenquimático (Figura 44-E, F). A homogeneização de paredes ocorreu tanto em CVM composto por tecido

xilemático (Figura 45-D) que tem paredes celulares mais complexas, como também em tecido parenquimático, cujas paredes são menos complexas.

Alguns fragmentos demonstram uma queima parcial, indicando no mesmo fragmento de lenho, a preservação de paredes homogeneizadas e não homogeneizadas (Figura 44-C).

As características anatômicas do material permitiram determinar a predominância de fragmentos de lenho relacionados a tecido condutor de angiospermas (Figura 45-C e 46-F). A presença de grande quantidade de parênquima associado a tecido condutor na grande maioria dos fragmentos de CVM parece sugerir uma afinidade com monocotiledôneas. Essas características, todavia, não permitiram o estabelecimento de afinidades taxonômicas mais precisas.

O estágio de preservação dos fragmentos CVM de maneira geral é muito bom, porém, entre o nível de profundidade de 117 a 77 cm, observou-se que os fragmentos de CVM estavam densamente agregados ao sedimento, que preenchem frequentemente os lumens celulares, dificultando também, seu isolamento nas amostras (Figura 44-A, B e D). Nesse intervalo a textura sedimentar é dominada pela presença de areia (95.91 a 78.37%) e o teor de matéria orgânica oscila entre (13,51 e 4,87%).

Na amostra de 67cm, devido aos fragmentos de CVM estarem bem preservados, foi possível observar o eixo condutor composto por parênquima com pontoações simples (Figura 44- E e F). Também foi possível observar feixes de tecido condutor com paredes homogeneizadas (Figura 45-A) e paredes parcialmente homogeneizadas (Figura 45-B).

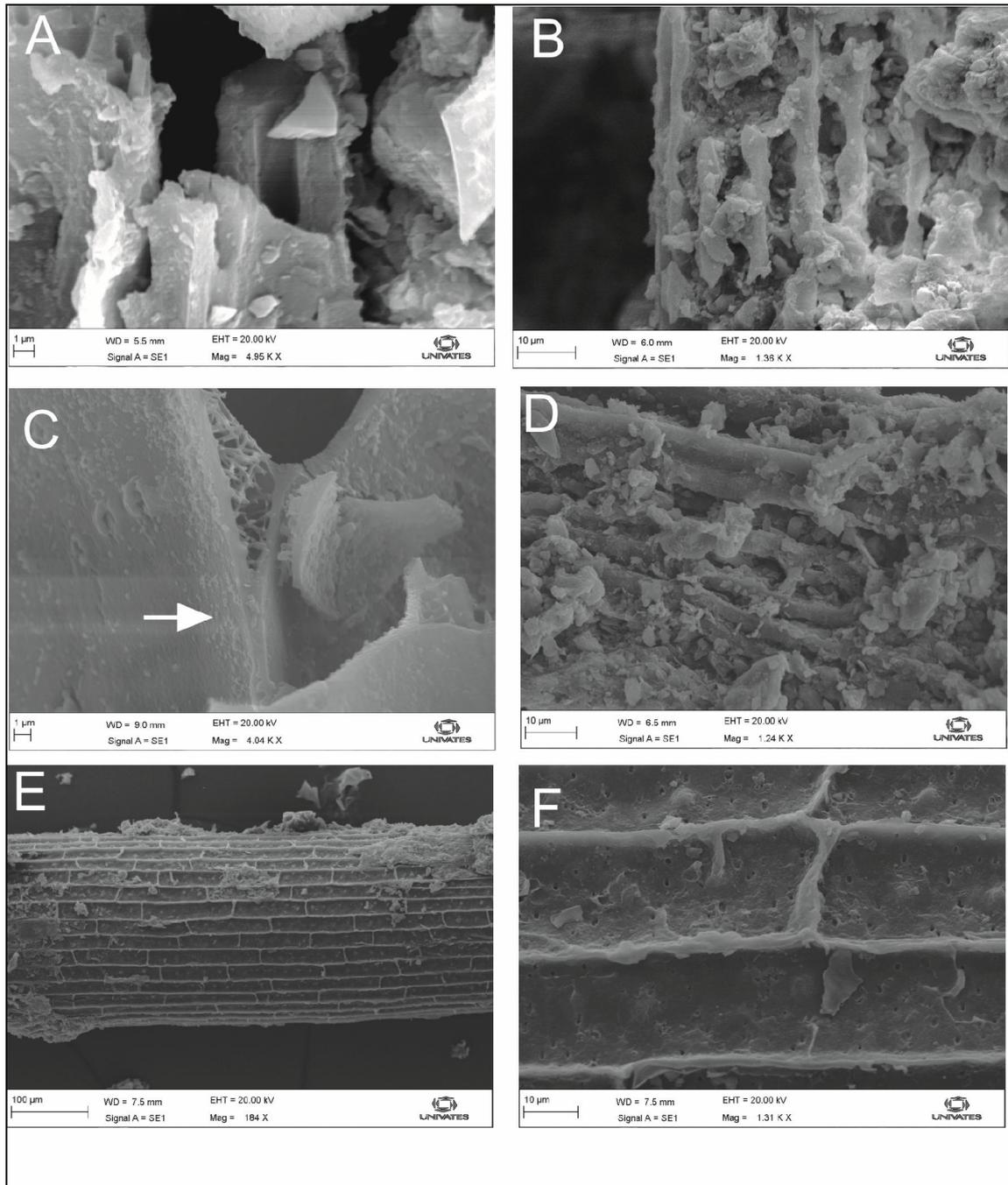


Figura 44: Fragmentos de carvão vegetal macroscópico da trufeira de Águas Claras-RS, fotografados em MEV. A) Amostra 117 cm, vista longitudinal com paredes celulares totalmente homogeneizadas por combustão. B) Amostra 117 cm, vista longitudinal de tecido condutor com paredes celulares totalmente homogeneizadas densamente associadas a partículas de sedimento. C) Amostra 107 cm, vista longitudinal de tecido condutor, mostrando parede celular homogeneizada (seta) que evolui para nível em que a lamela media não está homogeneizada. D) Amostra 77 cm, vista longitudinal de tecido condutor com paredes celulares totalmente homogeneizadas densamente associadas a partículas de sedimento. E) Amostra 67 cm, vista longitudinal de eixo composto por tecido parenquimático mostrando paredes parcialmente homogeneizadas e pontoações simples. F) Amostra 67cm, detalhe da E.

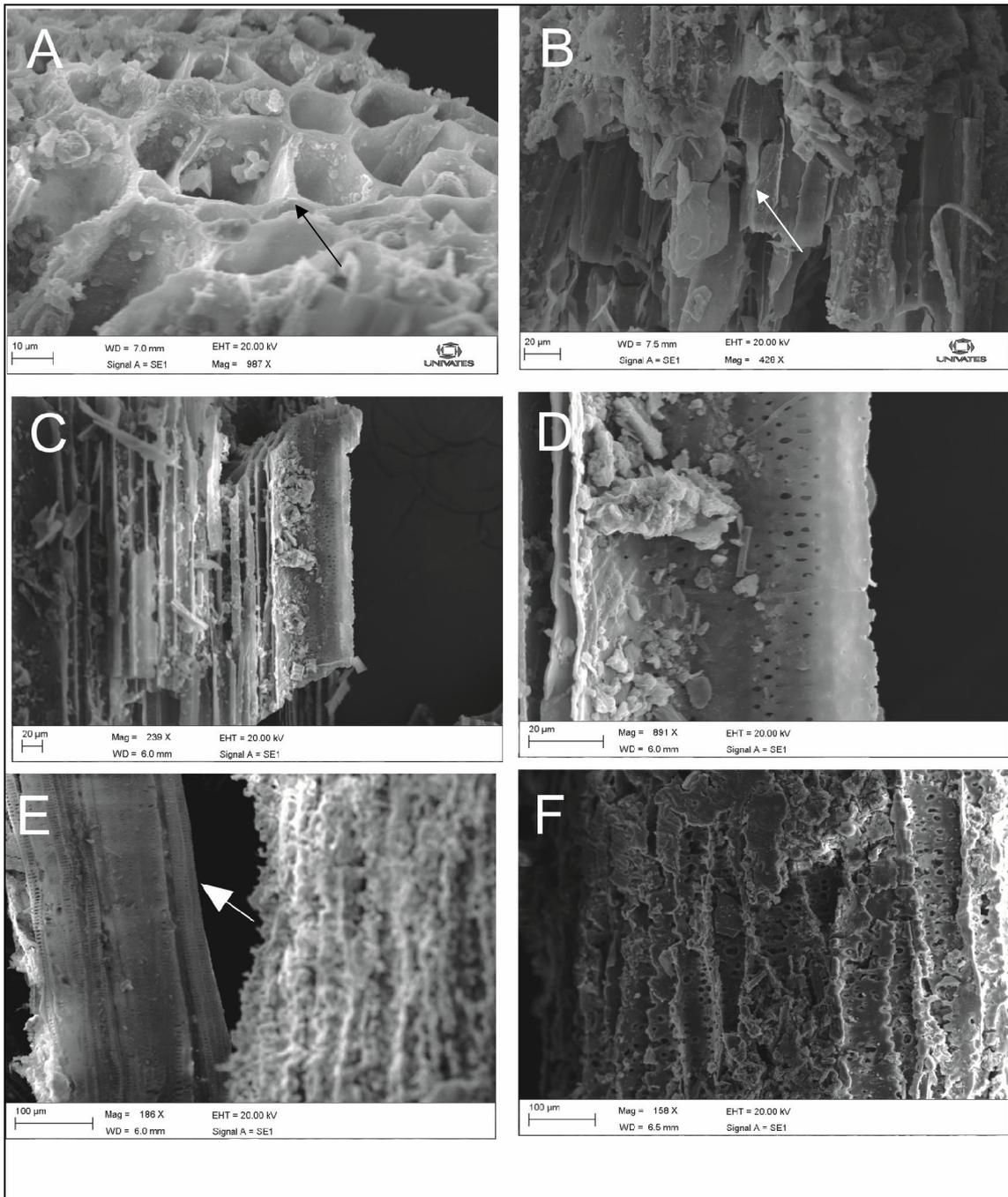


Figura 45: Fragmentos de carvão vegetal macroscópico da trufeira de Águas Claras-RS fotografados em MEV. A) Amostra 67 cm, vista transversal de provável feixe condutor, paredes homogeneizadas. B) Amostra 67 cm, vista longitudinal de feixe de tecido condutor, parcialmente homogeneizadas. C) Amostra 27 cm, tecido condutor de angiosperma, com detalhe para elemento de vaso (xilema), traqueídeos e parênquima adjacente, mostrando paredes parcialmente homogeneizadas. D) Amostra 27 cm, detalhe da figura C. E) Amostra 17 cm, lenho parcialmente queimado, apresentando paredes celulares externas totalmente homogeneizadas e paredes celulares internas não homogeneizadas (seta). F) Amostra 17 cm, detalhe da figura E, em que se observam pontuações nas paredes dos traqueídeos e paredes totalmente homogeneizadas.

No nível de 17cm de profundidade em um fragmento com dimensões expressivas (34mm de comprimento) foi possível identificar em estereomicroscópio a presença de lenho queimado só externamente (Figura 43-F). Após a observação em MEV, foi possível confirmar a presença de paredes homogeneizadas na porção externa do lenho enquanto que, nas porções internas do mesmo exemplar as paredes não estavam homogeneizadas o que indica processo parcial de queima (Figura 45-E, F). Neste nível também foi possível identificar tecido condutor mostrando típico reforço escalariforme (Figura 46-A).

Na amostra de 11cm de profundidade, foi identificada provável seção transversal de microfilo (Figura 46-C) com abundante tecido parenquimático formado por células isodiamétricas, observando-se claramente os espaços intercelulares (Figura 46-D).

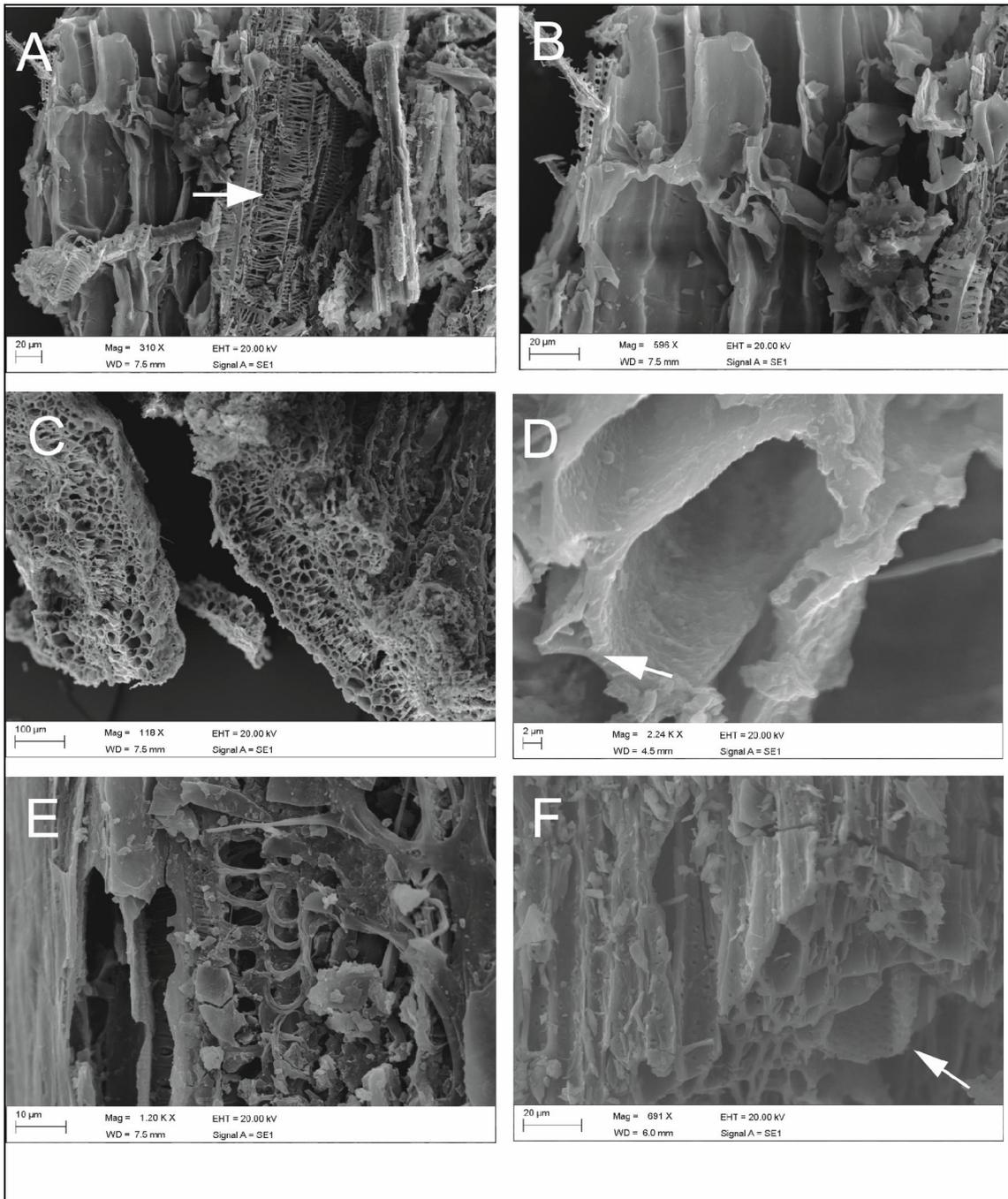


Figura 46: Fragmentos de carvão vegetal macroscópico da trufeira de Águas Claras-RS fotografados em MEV. A) Amostra 17 cm, vista longitudinal de tecido condutor (pteridófito?) mostrando típico reforço escalariforme (seta), e tecido parenquimático; paredes parcialmente homogeneizadas. B) Amostra 17 cm, detalhe da figura A. C) Amostra 11 cm, lenho parcialmente queimado, vista bidimensional de provável microfilo onde se observam as paredes de tecido condutor em vista longitudinal e denso nível mais periférico de tecido parenquimático, em vista longitudinal tecido condutor. D) Amostra 11cm, detalhe da figura C, observando-se claramente espaços intercelulares (seta) e paredes parcialmente homogeneizadas. E) Amostra 7 cm, vista longitudinal de tecido condutor com paredes parcialmente homogeneizadas. F) Amostra 2 cm, vista longitudinal de tecido condutor de angiosperma mostrando vaso (seta) e parênquima associado.

Os dados quantitativos obtidos com relação à quantidade (concentração) e qualitativos (dimensão) de fragmentos CVM por nível, demonstrados graficamente na (Figura 47-a, b) permitiram verificar algumas variáveis.

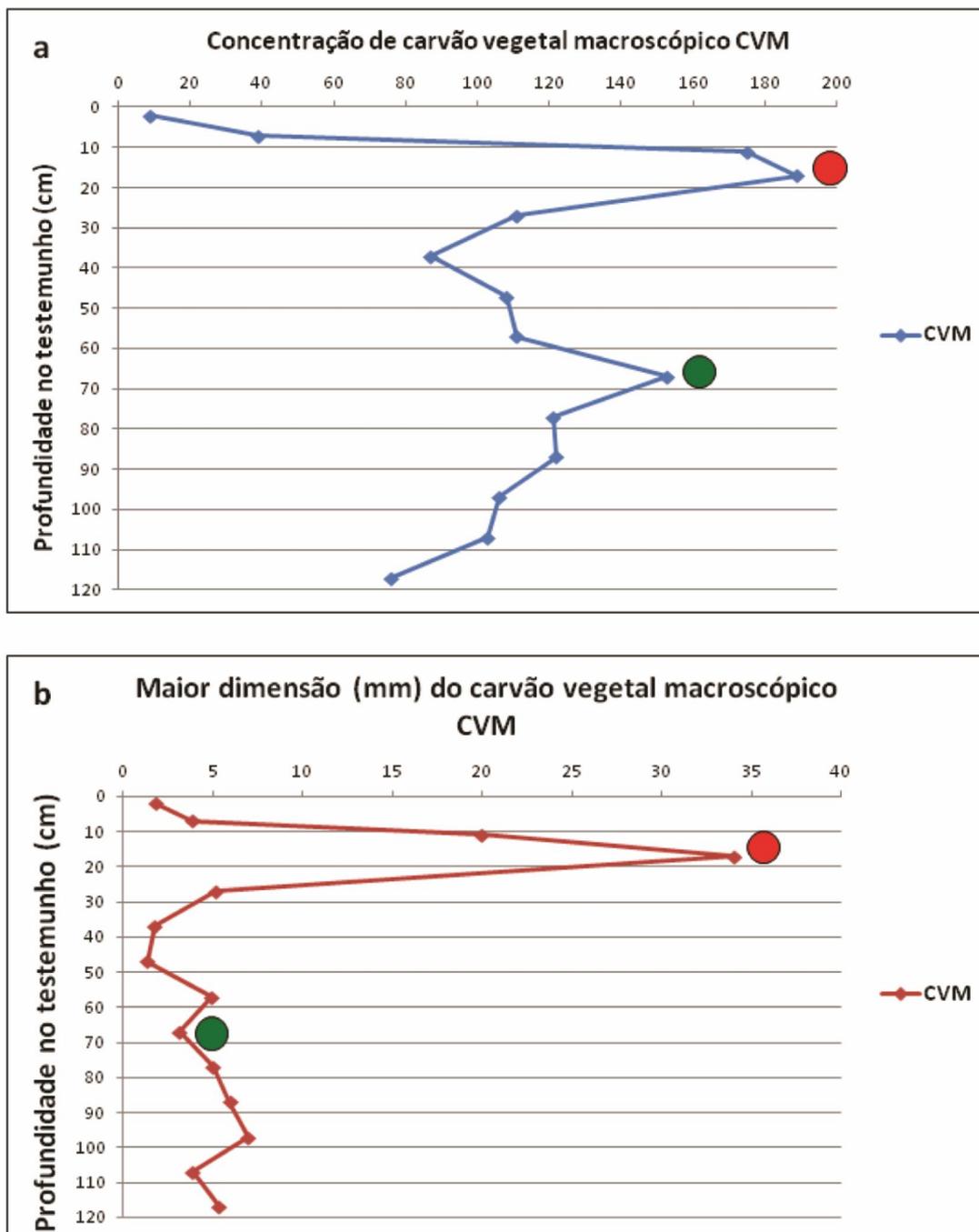


Figura 47: Gráficos dos resultados quantitativos e qualitativos de CVM do perfil. a) Concentração de CVM por amostra; b) Dimensão de CVM por amostra.

No intervalo basal de deposição da fácies F2, na profundidade de 117 cm, quando são expressivas as percentagens de areia no sedimento (95,91%), ocorre baixa concentração de CVM, e a dimensão não ultrapassa 5,5mm (Figura 47a, b). A partir da base, os fragmentos de CVM dispersos no sedimento, tendem a reduzir suas dimensões, enquanto que a concentração de CVM aumenta significativamente atingindo um pico em 67 cm (25.400 anos AP) (Figura 47a, b). Uma redução acentuada na concentração de fragmentos foi então observada até a profundidade de 37 cm, mantendo também dimensões reduzidas dos CVM (Figura 47a, b).

Quando a fácies F2 evolui para a fácies F3 (a partir de 34 cm de profundidade) a textura sedimentar passa a ser dominada por silte e caracterizada por percentagens muito altas de matéria orgânica que chegam a atingir (65.53%), evidenciado o aumento mais extensivo nas dimensões e na concentração dos fragmentos de CVM, com valores expressivos no intervalo de 27 a 11cm, nível limítrofe (11 cm) da ocorrência da fácies F3 com a fácies F4. O pico de incêndios é registrado em 17cm, quando os fragmentos de CVM atingem dimensões e concentração máximas ao longo de todo o perfil estudado (Figura 47-a, b). Os fragmentos de CVM, embora em concentração expressiva, não constituem bandas individualizadas observáveis a vista desarmada.

Nas amostras procedentes da fácies F4 (10 a 0 cm) a concentração de fragmentos de CVM torna-se muito discreta, em um alto contraste com os níveis que a antecedem, sendo o tamanho dos fragmentos de CVM expressivamente reduzido (Figura 47-a, b).

7 DISCUSSÃO

As curvas de frequência relativas aos incêndios detectadas no presente estudo confirmam a ocorrência de incêndios vegetais ao longo de todo um intervalo que se estende desde o Último Máximo Glacial do Pleistoceno até o Holoceno superior. Desse modo, pode-se afirmar que incêndios vegetais eram eventos comuns nos Sistemas Laguna-Barreira instalados na Planície Costeira do Rio Grande do Sul no Quaternário.

A turfeira de Águas Claras, objeto do presente estudo, tem sido incluída no Sistema Depositional Laguna-barreira IV que corresponde à última grande transgressão pós-glacial, de idade holocênica (pico transgressivo em 5.100 anos cal AP). As idades radiocarbônicas aqui obtidas, definem porém, um espectro temporal mais amplo, que abrange o Pleistoceno superior (38.900-38.155 anos cal AP) na base da deposição da fácies F2 (areia siltosa), que tem espessura total de 84 cm e é composta predominantemente por areia e silte variando os teores de matéria orgânica entre 13,51% e 4,87%. No entanto, a delgada camada da fácies F3 (turfa) sobreposta, muito rica em matéria orgânica (65,53%) com espessura de 24 cm, depositou-se em intervalo temporal holocênico (5.640-5.635 cal AP).

Tentativas de correlacionar os dados temporais aqui obtidos com o modelo deposicional estabelecido para a Planície Costeira do Rio Grande do Sul por Villwock, (1984), Villwock *et al.*, (1986), Villwock & Tomazelli (1995), Tomazelli & Villwock, (2000) levam a sugerir a hipótese de que a fácies F2 pleistocênica originou-se a partir de sedimentação lagunar e que a turfa subjacente formou-se ao final da Última Grande Transgressão Pós-glacial do Holoceno.

Determinados parâmetros intrínsecos apresentados pelos fragmentos de CVM preservados tanto na fácies F2 como na fácies F3 fornecem informações importantes sobre a gênese dos incêndios vegetacionais.

De uma forma geral, a presença de fragmentos de CVM impregnados com grãos sedimentares e alta incidência de sedimento arenoso (95,91 a 78,37%), se estende do nível **117 até o nível 77 cm de profundidade** (Figura 44-B e D), indicando processo de retrabalhamento a partir de deposição inicial em ambiente intermediário, considerando-se também, a possibilidade de inclusão do fragmento de lenho em meio sedimentar previamente a queima (GLASSPOOL, 2003), o que

poderia sugerir a ocorrência de incêndios em paleosolos, previamente à inclusão no ambiente final de deposição.

No entanto, no intervalo basal da fácies F2 (**117 cm**) informações fornecidas pelas pequenas dimensões dos fragmentos, associadas a paredes totalmente homogeneizadas, indica, além do transporte mais expressivo desde a área fonte, a ocorrência de incêndios em alta temperatura, com espectro regional (Figura 44-A). Todavia, distintamente, no intervalo de **107 até 77 cm**, as paredes celulares dos fragmentos de CVM encontram-se parcialmente queimadas, indicando a atuação de incêndios de baixa intensidade e/ou curta duração (Figura 44-C).

Ao longo da deposição da fácies F2 até a profundidade de **67-37cm** a identificação de paredes celulares **homogeneizadas** (temperatura de homogeneização a partir de 300 a 325°C) e de paredes celulares **não homogeneizadas** em tecidos de um mesmo fragmento indica, material apenas parcialmente queimado (Figura 44-C e Figura 45-E). Essas características remetem à hipótese de baixas temperaturas de queima (em torno de 400°C) e/ou um curto intervalo de tempo de queima (OWENS, 1998). Adicionalmente, o teor elevado de matéria orgânica, a textura do sedimento, **maior homogeneidade** dos fragmentos, são características que indicam a ocorrência de incêndios superficiais em caráter regional e transporte seletivo do material, em ambiente aquático, provavelmente através de fluxos superficiais. Estes fragmentos podem ser transportados pela água, por consequência de chuvas associadas a tempestades e por fluxos superficiais, sendo depositados a uma considerável distância da área onde houve o incêndio (OHLSON & TRYERUD, 2000).

O **primeiro pico de incêndio** detectado em 67 cm (25.400 anos AP) está relacionado ao Sistema Depositional Laguna-Barreira III.

Esse evento de incêndio ocorreu, portanto, em fase de última transgressão pleistocênica que culminou com o Último Máximo Glacial, que teve seu clímax em 21.000 anos AP (POWER, 2013) (Figura 48-3).

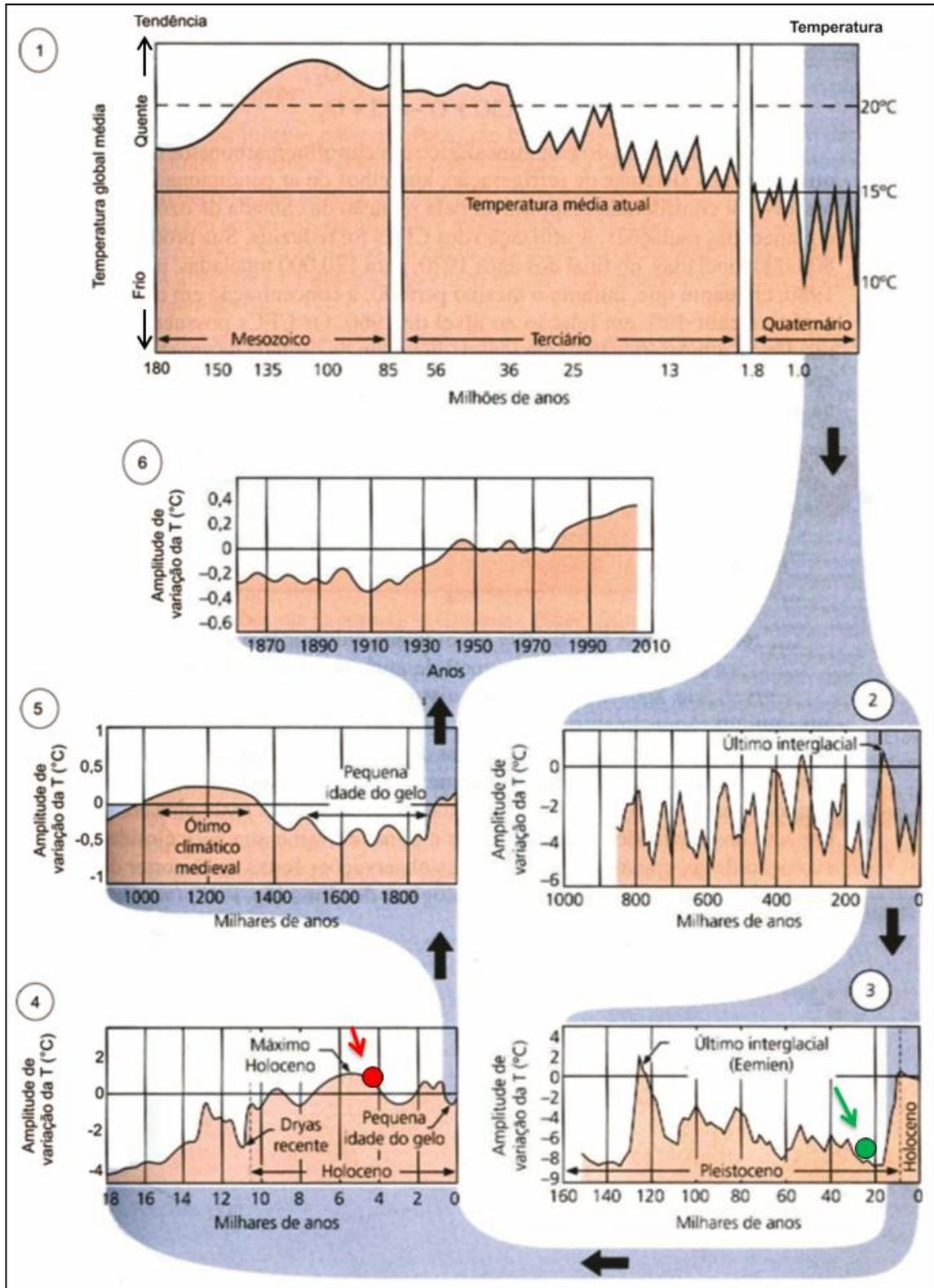


Figura 48: Evolução em longo prazo da temperatura média da Terra a partir do Mesozoico e amplitudes das flutuações de média e alta frequências ao longo dos últimos 800.000 anos.

- relaciona o primeiro pico de incêndio
- relaciona o segundo pico de incêndio

Fonte: Adaptado Pomerol *et al.*, 2013

Esse evento de fogo estaria relacionado a evolução rápida do Último Máximo Glacial durante a vigência da glaciação Wisconsiana. Nesse intervalo um clima muito frio proporcionando congelamento superficial (*permafrost*) desenvolvia-se na metade norte da Europa central, sendo as planícies ocupadas por uma vegetação de tundra e estepes e conseqüentemente um clima muito frio, porém, condições ambientais secas vigoravam no Hemisfério Sul.

A detecção de incêndios em limite de cinturão tropical (30°S) aqui estabelecida pode estar relacionada a ignição por descargas elétricas geradas por raios secos em vegetação desenvolvida em ambiente extremamente frio, mas seco. Os “raios secos”, não associados à chuva, seriam os agentes mais importantes na origem de incêndios, dado o maior aquecimento ao atingir o solo não umedecido (SCOTT, 2010).

O fogo só se propagará a partir da disponibilidade de oxigênio atmosférico (mínimo 17%, segundo SCOTT, 2010) em associações vegetais tanto arbóreas quanto arbustivas, se o grau de umidade dos tecidos da biomassa a ser queimada for muito baixo. Nesse sentido, quanto mais xerofíticas forem às condições (no caso, geradas por ambiente seco em clima frio), menor umidade estará contida nos tecidos vegetais e mais fácil será o desenvolvimento do fogo.

Após o pico de incêndio, no intervalo de (57-37cm) a detecção de raras ocorrências de CVM com pequenas oscilações (Figura 47-a,b), indicam restrições de incêndio em caráter regional, relacionada à mudanças generalizadas no ambiente associadas ao Último Máximo Glacial e a deglaciação no final do Pleistoceno, conforme indicado na figura 48.

A partir do estabelecimento de condições de geração de turfa (fácies F3) na profundidade de 34 cm, o brusco aumento nas dimensões e na concentração dos fragmentos (Figura 47-a,b) e a preservação das paredes celulares, que se apresentam parcial ou totalmente homogeneizadas sugere, a ocorrência de incêndios de baixa temperatura (inferior a 400C°), não muito intensos, próximos ou na própria área da turfeira. Detectou-se nesse intervalo, uma significativa curva de CVM (Figura 47-a,b) em 17cm, estabelecendo o **segundo pico de incêndio** (4.016-4.232 anos AP).

Esse pico de incêndio ocorreu sob a vigência de francas condições interglaciais vigentes no Holoceno durante o Ótimo Climático Atlântico caracterizado como ocorrente, entre 8.000 e 4.000 anos AP (Figura 48-4).

A comparação entre os padrões de CVM aqui registrados, que envolvem resultados de características mais locais da vegetação, do que o espectro polínico (potencialmente mais apto a transporte efetivo pelo vento e pela água) e a vegetação considerada dominante na época da deposição da turfa, conforme inferido por Bauermann *et al.* (2008), ratifica a ocorrência de incêndios em vegetação eminentemente angiospérmica. Todavia, uma afinidade maior com plantas herbáceas e arbustivas, como define Bauermann *et al.* (2008) com base na palinologia, não pode ser efetuada a partir da análise de padrões anatômicos do CVM, tanto no intervalo Pleistoceno quanto no nível holocênico.

Uma tentativa de reconstituir os ambientes deposicionais em que se depositaram os fragmentos de CVM durante os picos de incêndio e de estabelecer uma relação com a área fonte de ignição dos incêndios está representada na figura 49.

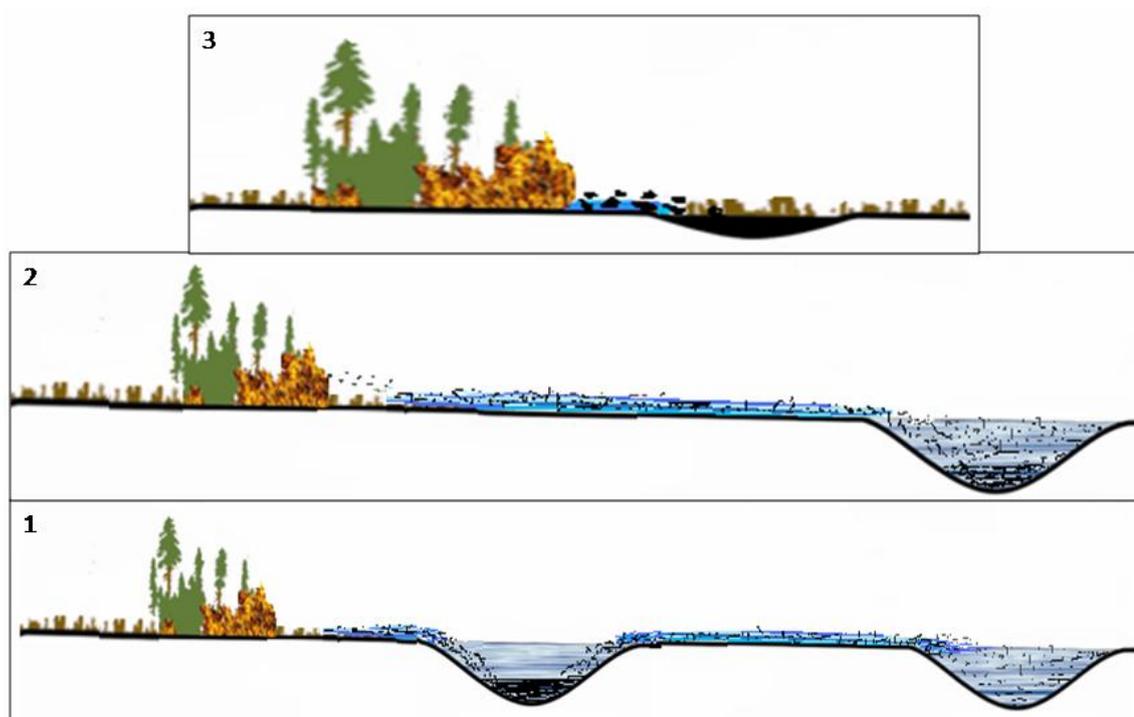


Figura 49: Reconstituição dos ambientes deposicionais dos CVM. 1) Base do perfil sedimentar (nível 117 cm), retrabalhamento de CVM em ambientes lagunares, tempo (?) decorrido entre a deposição e a redeposição não definido; 2) Primeiro pico de incêndio (nível 67 cm) deposição de CVM em ambiente lagunar; 2) Segundo pico de incêndio (nível 17 cm), deposição de CVM em ambiente de turfeira.

Confrontando os resultados aqui obtidos com o zoneamento proposto por Medeanick & Silva (2010) para a turfeira de Águas Claras (12.610 ± 70 e 470 ± 60 anos

AP), embora uma correlação estratigráfica estreita não possa ser efetuada, observa-se uma semelhança com a zona IV (idade mais jovem que 5.930 ± 50 anos AP), caracterizada pela vigência de condições climáticas oscilantes, mas tendendo a ressecamento progressivo em direção ao topo da deposição da turfa. Nesse intervalo também é inferida a contribuição mais importante das angiospermas monocotiledôneas sobre as dicotiledôneas por Medeanick & Silva (2010), evidenciando conforme já referido, que não pode ser confirmada por parâmetros anatômicos dos CVM. É interessante ressaltar, o registro de *Neurospora*, fungo colonizador de lenhos queimados para o intervalo aqui discutido, de acordo com Medeanick & Silva (2010).

Os resultados obtidos no presente estudo podem, também, ser correlacionados com os resultados obtidos por Kauffmann (2008) que indica uma ciclicidade da presença de incêndios vegetacionais em turfeira no Planalto das *Araucárias*, com idade entre 31.764,71 anos AP até o presente. No presente estudo, a ausência de lenhos queimados de *Araucárias* parece sugerir a ausência dessa planta no nicho vegetacional onde ocorreram os incêndios vegetacionais aqui determinados.

Os eventos climáticos aqui obtidos concordam com as análises palinofaciológicas em testemunhos de sondagem realizadas por Gadens-Marcon *et al.* (2014 a, b), em banhados efêmeros de altitude no Noroeste do Planalto Sul Rio-grandense (região do Alto Uruguai) com idade média respectivamente de 9.542 anos AP e 7.963 anos AP. Os resultados obtidos por Gadens-Marcon *et al.* (2014 a, b) indicam, uma contínua redução na pluviosidade local e aumento ou prolongamento dos períodos de estiagem, projetando um estresse hídrico progressivo para aquela região, mais expressiva a partir de aproximadamente 5.500 anos AP. Essa anomalia é atribuída a eventos climáticos locais ou a reflexos de eventos globais relatados a aquecimento climático.

É importante ressaltar que indícios de ressecamento climático são evidenciados na América do Sul equatorial para esse período por SHOWERS & Bevis (1988) não somente pela redução do débito do rio Amazonas, mas pelos frequentes incêndios de florestas pluviais (TURK *et al.*, 1998), considerados contemporâneos ao Ótimo Climático Atlântico.

Uma comparação, também pode ser estabelecida com flutuações climáticas de quarta ordem (Sensu POMEROL *et al.*, 2013) que têm como característica comum sua ocorrência em intervalos de tempo curtos e consequentes alterações muito

pequenas nas temperaturas regionais. Dentre essas flutuações sintetizadas na figura 31, relações estreitas podem ser ensejadas com o fenômeno La Niña (ENOS), que teria provocado secas cíclicas severas no Hemisfério Sul, mais especificamente na região sul do Brasil.

Martin *et al.* (1992), com base em processos de reversão de transporte de areia, propõem um modelo conceitual que sugere a existência de condições de eventos El Niño para a Amazônia, altiplano boliviano e norte do Peru que produziram perturbações climáticas semelhantes as ocorrentes em eventos El Niño para o presente. Para o intervalo de tempo anterior a 3.600 anos AP, é sugerida uma série de eventos secos no altiplano boliviano, simultaneamente, a eventos úmidos no deserto Sechura do norte do Peru, com duração em escala de dez anos.

Outras evidências da ocorrência desse fenômeno em sua frequência atual são inferidas na América do Sul a partir do Holoceno superior (6.000 anos AP) no registro de sedimentos laminados da laguna de Pallcacocha (RODBELL *et al.* 1999; MOY *et al.*, 2002) e na margem continental de Narinos (MARIN & BAYONA, 2007; MARTÍNEZ *et al.*, 2009) dos Andes equatorianos.

Mais recentemente, Mayewsky *et al.* (2004) a partir da análise de mais de 50 registros paleoclimáticos globais indicaram a ocorrência de seis períodos de mudanças climáticas rápidas (RCC- *Rapid Climatic Change*) durante os intervalos de tempo de 9000–8000, 6000–5000, 4200–3800, 3500–2500, 1200–1000, e 600–150 cal anos AP. A maior parte desses eventos de alterações climáticas são caracterizados por resfriamento polar, aridez nas faixas tropicais e importantes modificações na circulação atmosférica. A distribuição global de mudanças no balanço da umidade e da circulação atmosférica durante os eventos RCCs é sugestiva para Mayewsky *et al.* (2004) da ocorrência de fenômeno em escala global compatível com a magnitude de eventos ENSO, quando a Terra é submetida a maciça redistribuição de umidade e calor.

O pico de incêndio aqui registrado é compatível ao evento RCC ocorrido entre 4200–3800 anos AP, que tem registros mais restritos, porém sincrônicos com amplo espectro de distribuição espacial, sugerindo, portanto, correlações globais. Para a América do Sul o registro desse evento foi obtido em sedimentos de lagos chilenos que indicam flutuações climáticas e secas para este intervalo que parece justificar a vigência de condições de congelamento dos pólos e de aridez nos trópicos conforme explica Mayewsky *et al.* (2004)

De maneira geral, as características morfológicas dos fragmentos de CVM ao longo de todo o perfil estudado evidenciaram a predominância de tecido condutor de angiospermas, caracterizado pela presença de vasos e traqueídeos (Figura 43-F). Esses fragmentos, associados a outros, compostos exclusivamente por parênquima (Figura 43-C) são provavelmente procedentes de plantas arbustivas ou herbáceas.

Tomando-se como referência a concentração, a dimensão e os padrões morfológicos dos fragmentos de CVM, é sugerido que a associação vegetal que constituiu a biomassa combustível, estava afastada da área de deposição (laguna) durante a ocorrência do pico de incêndio pleistocênico. O pico de incêndio holocênico ocorreu em associação vegetal semelhante aquela referida para o pico de incêndio pleistocênico, no entanto, mais próxima da área de deposição da turfa.

A evidência fornecida por radículas não carbonizadas em posição de crescimento no topo da turfa indicam o desenvolvimento concomitante de vegetação autóctone higrófila, apontando a deposição em lamina d'água rasa. Todavia, a ausência de bandas densas e espessas de CVM neste nível, afasta a hipótese da ocorrência de incêndios na própria turfeira.

Tentativas de correlacionar a ignição dos picos de incêndio detectados no presente estudo, com foco na atividade antrópica como fator preponderante, não foram possíveis. Os estudos arqueológicos (Acervo Museu da UFRGS/COPÉ *et al.*, 2013-2014) inferem que os primeiros pré-coloniais estabelecidos no Rio Grande do Sul chegaram aproximadamente em 12.000 anos AP, sendo o litoral gaúcho, por volta de 4.000 anos AP habitado pelo grupo de caçadores-coletores-coletores. Todavia, as características culturais deste grupo não são relacionáveis a ocorrência de grandes incêndios.

Segundo Gaspar (1996), Kipnis & Scheel-Ybert (2005) e Acervo Museu da UFRGS/Copé *et al.* (2013-2014), este grupo tinha um padrão de alimentação derivada da pesca, da caça de pequenos animais e coleta de vegetais, utilizando o fogo para fogueiras domésticas, proveniente da coleta de madeira morta (tombada) em torno da área onde estavam estabelecidos.

A partir destas informações pode-se inferir a ocorrência de fogueiras domésticas, não evidenciando incêndios de maior escala, normalmente relacionados ao desflorestamento para a agricultura.

É importante enfatizar que, embora no presente estudo, a fácies solo atual (10-0cm) não foi considerada para estabelecimento de parâmetros climáticos, dadas a

incertezas temporais que esse nível oferece, as pequenas dimensões e a baixa concentração dos fragmentos queimados presentes nesse nível, sugerem que, a área da turfeira não sofreu queimadas expressivas e que a interferência antrópica recente, de um modo geral, não utilizou o fogo como finalidade de desflorestamento para cultivos.

Leonel (2000), a partir do trabalho sobre “O uso do fogo: o manejo indígena e a piromania da monocultura”, afirma que o uso indiscriminado do fogo torna-se uma prática comum a partir da colonização dos europeus, para dominar a agricultura brasileira através de sistemas de fazendas de cultivos para exportação (*plantations*). Embora localmente desenvolvidas, histórias de incêndios em regiões que suportaram grande população humana parecem demonstrar, que os povos foram críticos em influenciar regimes de incêndios, todavia, evidências diretas do impacto humano são mínimas em escala continental e global antes do período industrial. Uma análise crítica do papel dos humanos como causadores e supressores de incêndios recentes, numa escala de mil anos, requer desenvolvimento de pesquisas focadas em mecanismos diretos e indiretos que afetem os regimes de fogo locais e regionais e sua relação com desenvolvimento cultural e inovação (POWER, 2013).

Segundo Irgang & Longhi-Wagner (1979), a drenagem, mais do que o fogo, foram às causas das alterações recentes na flora da turfeira de Águas Claras, eliminando espécies típicas, substituindo por outras secundárias. Bauermann *et al.* (2008) também refere que a ausência de táxons de hábito palustre na turfeira é justificada, em decorrência da instalação da mata de restinga e da ausência de lâmina de água permanente, devido à remoção da cobertura vegetal e alteração pela drenagem (lençol freático). Essas ações levariam à degradação superficial da turfa, pois foram eliminadas condições básicas para o desenvolvimento dos ambientes palustres.

8 CONSIDERAÇÕES FINAIS

A integração dos resultados obtidos na análise de carvão vegetal macroscópico em um testemunho na turfeira de Águas Claras (RS), composto em sua base por um nível de areia siltosa e em seu topo por uma delgada camada de turfa (24 cm) sucedida por um nível de solo atual, associada a dados arqueológicos referentes à ocupação da área estuda, permitiu concluir que:

- Incêndios vegetais com distintas intensidades ocorreram regionalmente na planície costeira do sul do Brasil em todo o intervalo temporal estudado desde o Pleistoceno superior até o Holoceno superior.
- Fases distintas dos sistemas costeiros no sul do Brasil, que compõem os Sistemas Depositionais Laguna-Barreira, foram afetadas por incêndios vegetacionais. Enquanto que o primeiro pico de incêndio, de idade Pleistoceno superior, foi detectado no Sistema Depositional Laguna/Barreira III, o segundo pico, ocorrente na turfeira sobrejacente originou-se durante o Sistema Depositional Laguna/Barreira IV.
- O primeiro pico de incêndio, em idade de 25.400 anos AP, foi detectado em curva climática global descendente que culminou com Último Máximo Glacial (21.000 anos AP) da glaciação Wisconsiana. O segundo pico, entre 4.017 a 4.232 anos AP, ocorreu durante a vigência do Ótimo Climático Atlântico.
- O primeiro pico de incêndio (25.400 anos AP) relacionado à porção média da fácies F2 (areia siltosa), com parâmetros anatômicos (pequenas dimensões do carvão vegetal macroscópico e homogeneização parcial das paredes celulares) indicam a vigência de incêndios de superfície, de caráter regional, porém de baixa intensidade (em torno de 400°C), que se propagaram rapidamente e se extinguíram em intervalos curtos de tempo. Esse pico de incêndio pode ser relacionado à vigência de um clima frio e seco nos trópicos do Hemisfério Sul, que culminou com o clímax da glaciação Wisconsiana, que atingiu mais severamente todo o Hemisfério Norte e o extremo sul do Hemisfério Sul.

- Durante a fase de geração de turfa, após a transição Pleistoceno/Holoceno, o aumento expressivo das dimensões e concentração dos fragmentos de carvão vegetal macroscópico associado à homogeneização parcial das paredes celulares ratifica a ocorrência de incêndios em baixas temperaturas, ocorrentes na área da turfeira, caracterizando eventos de características locais.
- O registro do segundo pico de incêndio é coincidente com os intervalos de início de ressecamento detectados palinologicamente para esta turfeira e também em alagados de altitude no planalto Sul-rio-grandense. Sugere-se que esses eventos podem estar relacionados a flutuações climáticas locais e a vigência de condições oscilantes de temperatura neste intervalo.
- O segundo pico de incêndios, ocorrente na porção superficial da delgada camada de turfa, foi detectado durante a vigência do Ótimo Climático Atlântico. Esse importante evento de incêndio pode estar relacionado a registros da ocorrência do fenômeno El Niño/La Niña (ENOS) entre 4200–3800 anos AP, cuja ocorrência provocou mudanças climáticas rápidas no Hemisfério Sul caracterizados por resfriamento polar, aridez nas faixas tropicais e importantes modificações na circulação atmosférica.
- A confirmação da vinculação entre o incêndio detectado localmente com fenômeno El Niño/La Niña (ENOS) necessita ratificação através do aumento da amostra estatística regional. A alta concentração, mas a ocorrência ainda dispersa dos fragmentos de lenho vegetal macroscópico e a presença de radículas *in situ*, não queimadas, são indicadores que excluem a ocorrência de combustão da própria turfa.
- Os padrões morfológicos dos fragmentos de carvão vegetal macroscópico permitiram detectar que a vegetação dominante ao longo da deposição do perfil estudado era constituída por angiospermas mono e dicotiledôneas.
- A integração dos diferentes resultados permitiu inferir que a associação vegetal eminentemente angiospérmica que constituiu a biomassa combustível para os

incêndios, estava afastada da área de deposição (laguna) durante a ocorrência do pico de incêndio pleistocênico. O pico de incêndio holocênico ocorreu em associação vegetal com características composicionais semelhantes a vegetação suscetível a incêndios no Pleistoceno, localizando-se porém, mais próxima à área de deposição da turfa.

- Evidências diretas do impacto humano como causador dos incêndios não foram estabelecidas no presente estudo, tendo em vista que as populações pré-coloniais instaladas no litoral do Rio Grande do Sul, que iniciaram o processo ocupação territorial em torno 4.000 anos AP, não utilizavam o fogo visando o desflorestamento para preparo do terreno para agricultura, uma vez que se incluíam no grupo de caçadores- coletores- pescadores.
- Mesmo considerando que o uso indiscriminado do fogo torna-se uma prática comum a partir da colonização dos europeus, muito posterior ao intervalo analisado, os resultados obtidos no nível de solo atual que capeia a turfa indicam, apesar das incertezas quanto aos limites temporais, a rara ocorrência de incêndios vegetacionais. Essa evidência pode estar racionada ao fato de que os processos recentes de interferência antrópica na turfeira de Águas Claras, estão mais relacionados à drenagem (lençol freático) do que a queimadas.

9 CONCLUSÃO

A integração dos diferentes resultados obtidos na turfeira de Águas Claras-RS, permitiu inferir que ocorreram incêndios vegetacionais na planície costeira do sul do Brasil, em ambientes de deposição lagunar e de deposição de turfa, tanto em estágios de clima globalmente frio (Último Máximo Glacial, Glaciação Wisconsiana) como também em condições climáticas amenas (Ótimo Climático Atlântico). Flutuações climáticas que geraram condições de incêndios intensos podem estar vinculadas a eventos regionais e mesmo globais, destacando-se possíveis relações com eventos El Niño/La Niña (ENOS). Essas evidências confirmam que o fogo foi um agente sistêmico nos processos que atuaram na planície costeira do sul do Brasil durante o Pleistoceno/Holoceno. Indícios do impacto humano como causador dos incêndios não foram estabelecidos, justificados pelas informações arqueológicas que indicam que o grupo dos caçadores-coletores-pescadores instalado no litoral do Rio Grande do Sul em torno 4.000 anos AP, não utilizava o fogo visando o desflorestamento. A rara ocorrência de incêndios vegetacionais na fácies solo atual indica, que a interferência antrópica recente está mais relacionada à drenagem do que a queimadas. Desta forma, pode-se concluir que a ocorrência de incêndios regionais na área da turfeira de Águas Claras tem sido regulada muito mais pelo clima do que pela ação antrópica, permitindo inferir que o fogo tem atuado como elemento fundamental na ecologia regional.

10 RECOMENDAÇÕES

Para confirmar os resultados aqui apresentados, referentes à vinculação de picos de incêndios regionais com eventos climáticos globais, é necessária a ampliação de amostragem em outras turfeiras da Planície Costeira do Rio Grande do Sul e ambientes continentais internos, depositados em um intervalo de idade correlacionável.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

AARDENNE, J. V. et al. A 1× 1 resolution data set of historical anthropogenic trace gas emissions for the period 1890–1990. **Global Biogeochemical Cycles**, v. 15, n. 4, p. 909-928, 2001.

ABSY, M. et al. Mise en évidence de quatre phases d'ouverture de la forêt dense dans le sud-est de l'Amazonie au cours des 60 000 dernières années. Première comparaison avec d'autres régions tropicales. **Comptes rendus de l'Académie des sciences. Série 2, Mécanique, Physique, Chimie, Sciences de l'univers, Sciences de la Terre**, v. 312, n. 6, p. 673-678, 1991.

ACERVO MUSEU DA UFRGS; COPÉ et al. 12.000 Anos de História: Arqueologia e Pré-história do Rio Grande do Sul. Exposição realizada no Museu da UFRGS de 22 de abril de 2013 a 14 de março de 2014. **Catálogo organizado e editado pelo Museu da UFRGS/PROEXT**. Textos de Sílvia Moehlecke Copé; Ilustrações de Ana Luiza Koehler; Fotografias de Rafael Antunes do Canto; Identidade visual de Adriana Tazima. 116p., 2013-2014.

AMARAL, P. G. C. do. **Evolução da sedimentação lagunar holocênica na região de Jaguaruna, Estado de Santa Catarina**: uma abordagem sedimentológica-micropaleontológica integrada. 2008. Tese (Doutorado em Geotectônica) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2008. Disponível em: <<http://www.teses.usp.br/teses/disponiveis/44/44141/tde-19122008-160829/>>. Acesso em: abr. 2015.

ANGULO, R. et al. Variação do nível relativo do mar nos últimos 5500 anos na região de Laguna-Imbituba (Santa Catarina), com base em datações radiocarbônicas de tubos de vermetídeos. **Anais do 39º Congresso Brasileiro de Geologia** 5: 281-285, 1996.

AREJANO, T. B. **Geologia e evolução holocênica do sistema lagunar da “Lagoa do Peixe”, litoral médio do Rio Grande do Sul, Brasil**. 2006. 94 p. Tese (Doutorado em Geociências). Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2006.

ASCOUGH, P. et al. Influence of production variables and starting material on charcoal stable isotopic and molecular characteristics. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, v. 72, n. 24, p. 6090-6102, 2008.

ASCOUGH, P. L. et al. Charcoal reflectance measurements: implications for structural characterization and assessment of diagenetic alteration. **Journal of Archaeological Science**, v. 37, n. 7, p. 1590-1599, 2010.

BARBERI, M. **Mudanças paleoambientais na região dos cerrados do Planalto Central durante o Quaternário tardio: o estudo da Lagoa Bonita, DF**. 2001. Tese (Doutorado em Geociências). Universidade de São Paulo, São Paulo, 2001.

BARBERI, M.; SALGADO-LABOURIAU, M. L.; SUGUIO, K. Paleovegetation and paleoclimate of “Vereda de Águas Emendadas”, central Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 13, n. 3, p. 241-254, 2000.

BARBOSA, A. S., RIBEIRO, Schimitz, P. I. Cultura e ambiente em áreas de cerrado do Sudoeste de Goiás. In: Pinto, M.N. (Ed.), **Cerrado- Caracterização, ocupação e perspectivas**. Universidade de Brasília, pp. 67–100, 1990.

BARBOZA, E. G. et al. Paleocanal Pleistocênico na Barreira III entre o Chuí e o Balneário Hermenegildo-Rio Grande do Sul. **X Congresso da ABEQUA**, 2005.

BARBOZA, E. G. et al. Aplicação da palinologia como subsídio para o estudo estratigráfico da turfeira de Águas Claras, RS. **IX Congresso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário**, 2003.

BARROS, M. **Transição Pleistoceno/Holoceno, médio vale do rio Paraíba do Sul (SP/RJ): uma abordagem palinológica**. 2003. Tese. Programa de Pós-Graduação em Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2003.

BARROS, M. A. *et al.* **História recente da vegetação e uso da terra no médio vale do rio Paraíba do Sul-Brasil: uma abordagem palinológica**. Leandra, 15: 47-57, 2000.

BAUERMANN, S. G. **Análises palinológicas e evolução paleovegetacional e paleoambiental das turfeiras de Barrocas e Águas Claras, Planície Costeira do Rio Grande do Sul, Brasil**. 2003. 137 p. Tese (Doutorado em Geociências). Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2003.

BAUERMANN, S. G. et al. Dinâmicas vegetacionais, climáticas e do fogo com base em palinologia e análise multivariada no Quaternário tardio do sul do Brasil. **Revista Brasileira de Paleontologia**, v. 11, n. 2, p. 87-96, 2008.

BEAUMONT, E. Industrial charcoal making. **FAO Forestry Paper**, v. 63, 1985.

BEHLING, H. A high resolution Holocene pollen record from Lago do Pires, SE Brazil: vegetation, climate and fire history. **Journal of Paleolimnology**, v. 14, n. 3, p. 253-268, 1995.

_____. Late Quaternary vegetation, climate and fire history of the Araucaria forest and campos region from Serra Campos Gerais, Paraná State (South Brazil). **Review of Palaeobotany and Palynology**, v. 97, n. 1, p. 109-121, 1997.

_____. Late Quaternary vegetational and climatic changes in Brazil. **Review of Palaeobotany and Palynology**, v. 99, n. 2, p. 143-156, 1998.

BEHLING, H. et al. Late Quaternary vegetational and climate dynamics in northeastern Brazil, inferences from marine core GeoB 3104-1. **Quaternary Science Reviews**, v. 19, n. 10, p. 981-994, 2000.

_____. Late Quaternary vegetational and climate dynamics in southeastern Brazil, inferences from marine cores GeoB 3229-2 and GeoB 3202-1. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v. 179, n. 3, p. 227-243, 2002.

BEHLING, H.; BAUERMANN, S. G.; PEREIRA NEVES, P. C. Holocene environmental changes in the São Francisco de Paula region, southern Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 14, n. 6, p. 631-639, 2001.

BEHLING, H.; PILLAR, V. D.; BAUERMANN, S. G. Late Quaternary grassland (Campos), gallery forest, fire and climate dynamics, studied by pollen, charcoal and multivariate analysis of the São Francisco de Assis core in western Rio Grande do Sul (southern Brazil). **Review of Palaeobotany and Palynology**, v. 133, n. 3, p. 235-248, 2005.

BEHLING, H. et al. Late Quaternary *Araucaria* forest, grassland (Campos), fire and climate dynamics, studied by high-resolution pollen, charcoal and multivariate analysis of the Cambará do Sul core in southern Brazil. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v. 203, n. 3, p. 277-297, 2004.

BELCHER, C.; MCELWAIN, J. Limits for combustion in low O₂ redefine paleoatmospheric predictions for the Mesozoic. **Science**, v. 321, n. 5893, p. 1197-1200, 2008.

BELCHER, C. M. et al. Geochemical evidence for combustion of hydrocarbons during the KT impact event. **Proceedings of the National Academy of Sciences**, v. 106, n. 11, p. 4112-4117, 2009.

BERNER, R. A. GEOCARBSULF: A combined model for Phanerozoic atmospheric O₂ and CO₂. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, v. 70, n. 23, p. 5653-5664, 2006.

BETA ANALYTIC- Radiocarbon Dating. Flórida, USA. Disponível em: <www.radiocarbon.com>. Acesso em: 15 mar. 2014.

BEZERRA, M. **O uso de multi-traçadores na reconstrução do Holoceno no Pantanal Mato-Grossense, Corumbá, MS**. 1999. 214 p. Tese (Doutorado em Ecologia e Recursos Naturais–Centro de Ciências Biológicas e da Saúde). Universidade Federal de São Carlos, São Carlos, 1999.

BEZERRA, M. A. O. **O uso de multi-tracadores na reconstrucao do Holoceno no Pantanal Mato-Grossense, Corumba, MS**. 2000. 214 p. Tese de Doutorado. (Centro de Ciências Biológicas e da Saúde). Universidade Federal de São Carlos: UFSCar, São Carlos, 2000. **Biblioteca(s)**: Embrapa Pantanal.

BIRD, M. I. et al. X-ray microtomographic imaging of charcoal. **Journal of Archaeological Science**, v. 35, n. 10, p. 2698-2706, 2008.

BITTENCOURT, A. D. S. et al. Quaternary marine formations of the coast of the State of Bahia (Brazil). 1979.

BOND, G. et al. Persistent solar influence on North Atlantic climate during the Holocene. **Science**, v. 294, n. 5549, p. 2130-2136, 2001.

BOND, G. et al. A pervasive millennial-scale cycle in North Atlantic Holocene and glacial climates. **science**, v. 278, n. 5341, p. 1257-1266, 1997.

BOWMAN, D. M. et al. Fire in the Earth system. **science**, v. 324, n. 5926, p. 481-484, 2009.

BRAADBAART, F.; POOLE, I. Morphological, chemical and physical changes during charcoalification of wood and its relevance to archaeological contexts. **Journal of archaeological science**, v. 35, n. 9, p. 2434-2445, 2008.

BRACONNOT, P. et al. Results of PMIP2 coupled simulations of the Mid-Holocene and Last Glacial Maximum–Part 1: experiments and large-scale features. **Climate of the Past**, v. 3, n. 2, p. 261-277, 2007.

BROWN, J. K.; SMITH, J. K. eds. **Wildland fire in ecosystems: effects of fire on flora**. Gen. Tech. Rep. RMRS-GTR-42-vol. 2. Ogden, UT: U.S. Department of Agriculture, Forest Service, Rocky Mountain Research Station. 257 p, 2000.

BURJACK, M. I. A. & MARQUES-TOIGO, M. **Caracterização palinológica da turfeira da região de Águas Claras, município de Viamão, RS, Brasil.** Bol. IG 5(11): 180-189, 1980.

BUSH, M. B. et al. Paleotemperature estimates of the lowland Americas between 30S and 30N at the last glacial maximum. In **Interhemispheric Climate Linkages**, V. Markgraf (Ed.), Academic Press, New York, 293-306, 2001.

BUSH, M. et al. Orbital forcing signal in sediments of two Amazonian lakes. **Journal of Paleolimnology**, v. 27, n. 3, p. 341-352, 2002.

BUSH, M. B. Amazonian speciation: a necessarily complex model. **Journal of Biogeography**, p. 5-17, 1994.

BUSTIN, R.; 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, n. 3, p. 237-260, 1999.

CALLEGARO, V. Diatomáceas da Turfeira de Águas Claras, Rio Grande do Sul, Brasil: Gênero Eunotia Ehrenberg. **Revista Brasileira de Biologia**, v. 55, n. 3, p. 369-382, 1995.

CANTI, M. G. Aspects of the chemical and microscopic characteristics of plant ashes found in archaeological soils. **Catena**, v. 54, n. 3, p. 339-361, 2003.

CARLE, C. B. Uma visão arqueológica da antiga ocupação do oeste de Viamão. IN: BARROSO, Véra Lucia Maciel (Org.). **Raízes de Viamão**. Porto Alegre: FAPA- EST, p. 61-81, 2008.

CHABAL, L. et al. L'Anthracologie. In: FERDIÈRE, A. et al. THÉRY-PARISOT, I. (Eds.) **La Botanique**. Collection "Archéologiques". Ed. Errance, Paris, p. 43-104. 1999.

CLARK, J.; PATTERSON III, W. Background and local charcoal in sediments: scales of fire evidence in the paleorecord. In: (Ed.). **Sediment records of biomass burning and global change**: Springer, 1997. p.23-48.

COHEN, K. M.; FINNEY, S. C.; GIBBARD, P.L. **International Commission on Stratigraphy (IUGS)**. Disponível em: <<http://www.stratigraphy.org>>. Acesso em 05/01/2015.

COLINVAUX, P.; DE OLIVEIRA, P.; PATIÑO, J. Amazon Pollen Manual and Atlas-Manual e Atlas Palinológico da Amazônia (p.332). **Amsterdam: Hardwood Academic**, 1999.

COLINVAUX, P. et al. A paradigm to be discarded: geological and paleoecological data falsify the Haffer and Prance refuge hypothesis of Amazonian speciation. **Amazoniana**, n. 16, p. 609-646, 2001.

COLINVAUX, P. A.; DE OLIVEIRA, P.; BUSH, M. Amazonian and neotropical plant communities on glacial time-scales: the failure of the aridity and refuge hypotheses. **Quaternary Science Reviews**, v. 19, n. 1, p. 141-169, 2000.

COLINVAUX, P. A. et al. A long pollen record from lowland Amazonia: forest and cooling in glacial times. **Science**, v. 274, n. 5284, p. 85-88, 1996.

COLLINSON, M. E. et al. Episodic fire, runoff and deposition at the Palaeocene–Eocene boundary. **Journal of the Geological Society**, v. 164, n. 1, p. 87-97, 2007.

COLLINSON, M. M. Sol-gel strategies for the preparation of selective materials for chemical analysis. **Critical Reviews in Analytical Chemistry**, v. 29, n. 4, p. 289-311, 1999.

COLTRINARI, L. Global quaternary changes in South America. **Global and planetary change**, v. 7, n. 1, p. 11-23, 1993.

COOK, K.; VIZY, E. South American climate during the Last Glacial Maximum: delayed onset of the South American monsoon. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres (1984–2012)**, v. 111, n. D2, 2006.

COPÉ, S. M. Diagnóstico arqueológico na LT 230KV – Se Viamão 3 – SE Restinga, Restinga- Porto Alegre 13, CEEE/RS. Construtora PROCABLE Energia e Telecomunicações S/A. **Relatório Técnico-Científico**. Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 2012.

CORDEIRO, R. **Mudanças paleoambientais e ocorrência de incêndios nos últimos 7400 anos, na região de Carajás, Pará**. 1995. Dissertação (Mestrado em Química) Universidade Federal Fluminense, Niterói, 1995.

CORDEIRO, R. et al. Holocene fires in East Amazonia (Carajás), new evidences, chronology and relation with paleoclimate. **Global and Planetary Change**, v. 61, n. 1, p. 49-62, 2008.

CORRÊA, I. C. S. & TOLDO Jr., E. E., The Sea Level Stabilization in the Rio Grande do Sul, Continental Shelf. Brasil. **Anais da Academia Brasileira de Ciências** 70 (2) 213–219. Rio de Janeiro. Brasil. 1998.

COUTO, C. D. P.; CARLOS, D.; LUND, P. W. Memória sobre a paleontologia brasileira. **Instituto Nacional do Livro, Rio de Janeiro**, 1950.

CRUMLEY, C. L. (Ed.). Historical ecology: cultural knowledge and changing landscapes. Santa Fe, New Mexico: **School of American Research Press**, 1994.

CRUZ, F. W. et al. Insolation-driven changes in atmospheric circulation over the past 116,000 years in subtropical Brazil. **Nature**, v. 434, n. 7029, p. 63-66, 2005.

DAVIS JR, R. A.; HAYES, M. O. What is a wave-dominated coast? **Marine Geology**, v. 60, n. 1, p. 313-329, 1984.

DE OLIVEIRA, P. Glacial cooling and forest disequilibrium in western Amazonia. **Anal Acad Brasil Ciências**, v. 68, p. 129-138, 1996.

DE OLIVEIRA, P. et al (ed.) **Paleovegetação e paleoclimas do Quaternário do Brasil**. 2005.

DE OLIVEIRA, P. et al. Vegetação e clima do Quaternário Tardio do Pantanal Sul-Mato-Grossense: Palinologia da lagoa Negra, Corumbá, MS. **Anais do VII Congresso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário**. Porto Seguro, BA, 1999.

DE OLIVEIRA, P. E.; BARRETO, A. M. F.; SUGUIO, K. Late Pleistocene/Holocene climatic and vegetational history of the Brazilian caatinga: the fossil dunes of the middle Sao Francisco River. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v. 152, n. 3, p. 319-337, 1999.

DEBANO, L. F.; NEARY, D. G.; FFOLLIOTT, P. F. **Fire effects on ecosystems**. John Wiley & Sons, 1998.

DIMICHELE, W. et al. Long-term stasis in ecological assemblages: evidence from the fossil record. **Annual Review of Ecology, Evolution, and Systematics**, p. 285-322, 2004.

ECKMEIER, E. et al. Minor changes in soil organic carbon and charcoal concentrations detected in a temperate deciduous forest a year after an experimental slash-and-burn. **Biogeosciences**, v. 4, n. 3, p. 377-383, 2007a.

_____. Only small changes in soil organic carbon and charcoal concentrations found one year after experimental slash-and-burn in a temperate deciduous forest. **Biogeosciences Discussions**, v. 4, n. 1, p. 595-614, 2007b.

EDWARDS, D.; AXE, L. Anatomical evidence in the detection of the earliest wildfires. **Palaios**, v. 19, n. 2, p. 113-128, 2004.

FALCON-LANG, H.; CANTRILL, D. Cretaceous (Late Albian) coniferales of Alexander Island, Antarctica. 1: wood taxonomy: a quantitative approach. **Review of Palaeobotany and Palynology**, v. 111, n. 1, p. 1-17, 2000.

FALCON-LANG, H. J. The Early Carboniferous (Courceyan–Arundian) monsoonal climate of the British Isles: evidence from growth rings in fossil woods. **Geological Magazine**, v. 136, n. 02, p. 177-187, 1999.

FERRAZ-VICENTINI, K. **Análise palinológica de uma vereda em Cromínia, GO**. Brasília. 87p. 1993. Dissertação (Mestrado em Ecologia) Universidade de Brasília, Brasília, 1993.

FIGUEIRAL, I.; MOSBRUGGER, V. A review of charcoal analysis as a tool for assessing Quaternary and Tertiary environments: achievements and limits. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v. 164, n. 1, p. 397-407, 2000.

FLANNIGAN, M. D. et al. Implications of changing climate for global wildland fire. **International Journal of Wildland Fire**, v. 18, n. 5, p. 483-507, 2009.

FORBES, M.; RAISON, R.; SKJEMSTAD, J. Formation, transformation and transport of black carbon (charcoal) in terrestrial and aquatic ecosystems. **Science of the Total Environment**, v. 370, n. 1, p. 190-206, 2006.

FRANÇOIS, L. et al. Comparison of vegetation distributions and terrestrial carbon budgets reconstructed for the last glacial maximum with several biosphere models. **WCRP, 2000, WMO/WCRP**. p.141-145.

FRANTZ, D. S. et al. Caracterização de ambientes paludais da Planície Costeira do Rio Grande do Sul em Imagens Orbitais TM/LANDSAT 5. In: **VI Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto**, 1990, v. 2. p. 408-418, 1990.

FRIIS, E. M.; PEDERSEN, K. R.; CRANE, P. R. Cretaceous angiosperm flowers: innovation and evolution in plant reproduction. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v. 232, n. 2, p. 251-293, 2006.

GADENS-MARCON, G. T. 2013. **Inferências Paleoambientais e Paleoclimáticas para o Quaternário Continental do Sul do Brasil Baseadas em Análises de Palinofácies e de Geoquímica Orgânica de Ambientes Influenciados por Diferentes Regimes Hidrológicos**. 2013. 262 p. Tese (Doutorado em Geociências). Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2013.

GADENS-MARCON, G. T. et al. Registro de 10.000 anos de evolução climática em sedimentos provenientes de alagados associados a sílica Gossans nos garimpos de Ametista do Sul, no sul do Brasil. In: HARTMANN, L. A.; BAGGIO, S. B. (org). **Metalogenia e Exploração Mineral no grupo Serra Geral**. Porto Alegre: IGEO/UFRGS. 2014a

GADENS-MARCON, G. T. et al. Holocene Environmental Climatic Changes Based on Palynofacies and Organic Geochemical Analyses from an Inland Pond at Altitude in Southern Brazil. **American Journal of Climate Change**, v. 2014, 2014b

GARCIA, M. J. et al. A Holocene vegetational and climatic record from the Atlantic rainforest belt of coastal State os São Paulo, SE Brazil. **Review of Palynology and Palaeobotany**, v. 131, p. 181-199, 2004.

GASPAR, M. Aspectos da organização social de um grupo de pescadores, coletores e caçadores que ocupou o litoral do Estado do Rio de Janeiro. AJG ARAÚJO & LF FERREIRA (coords.) **Paleontologia e Paleoepidemiologia: Estudos Multidisciplinares**, p. 95-109, 1992.

GASPAR, M. D. Análise das datações radiocarbônicas dos sítios de pescadores, coletores e caçadores. **Boletim do Museu Paranaense Emilio Goeldi**, p. 81-91, 1996.

GLASSPOOL, I. A major fire event recorded in the mesofossils and petrology of the Late Permian, Lower Whybrow coal seam, Sydney Basin, Australia. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v. 164, n. 1, p. 357-380, 2000.

GLASSPOOL, I. J. Hypautochthonous-allochthonous coal deposition in the Permian, South Africa, Witbank basin n.2 seam: a combined approach using sedimentology, coal petrology and palaeontology. **International Journal of Coal Geology**, 53: 81-135, 2003.

GLASSPOOL, I.; EDWARDS, D.; AXE, L. Charcoal in the Silurian as evidence for the earliest wildfire. **Geology**, v. 32, n. 5, p. 381-383, 2004.

GUTSELL, S. L.; JOHNSON, E. A. Wildfire and tree population processes. **Plant Disturbance Ecology: The Process and the Response**, p. 441-477, 2007.

HABERLE, S. Upper Quaternary vegetation and climate history of the Amazon basin: correlating marine and terrestrial pollen records. **Proceedings of the ocean drilling program, scientific results**, 1997, Texas A & M University College Station. p.381-396.

HABERLE, S. G.; DAVID, B. Climates of change: human dimensions of Holocene environmental change in low latitudes of the PEP-II transect. **Quaternary International**, v. 118, p. 165-179, 2004.

HABERLE, S. G.; LEDRU, M.-P. Correlations among charcoal records of fires from the past 16,000 years in Indonesia, Papua New Guinea, and Central and South America. **Quaternary Research**, v. 55, n. 1, p. 97-104, 2001.

HAMAD, A. M. A.; JASPER, A.; UHL, D. Wood remains from the Late Triassic (Carnian) of Jordan and their paleoenvironmental implications. **Journal of African Earth Sciences**, v. 95, p. 168-174, 2014.

HAMMES, K. et al. Synthesis and characterisation of laboratory-charred grass straw *Oryza sativa* and chestnut wood *Castanea sativa* as reference materials for black carbon quantification. **Organic Geochemistry**, v. 37, n. 11, p. 1629-1633, 2006.

HATCHER, P. G.; CLIFFORD, D. J. The organic geochemistry of coal: from plant materials to coal. **Organic geochemistry**, v. 27, n. 5, p. 251-274, 1997.

IBGE, Censo Demográfico 2010. Disponível em <<http://www.cidades.ibge.gov.br/xtras/perfil.php?lang=&codmun=432300&search=||infgogr%E1ficos:-informa%E7%F5es-completas>>. Acesso em: 20 jan. 2015.

IMBRIE, J.; IMBRIE, J. Z. Modeling the climatic response to orbital variations. **Science**, v. 207, n. 4434, p. 943-953, 1980.

IRGANG, B. E & LONGHI-WAGNER, H. M. **Levantamento expedito da vegetação das turfeiras da região de Águas Claras, município de Viamão-RS**. Departamento de Botânica, UFRGS, 1979.

IRIONDO, M. H.; GARCIA, N. O. Climatic variations in the Argentine plains during the last 18,000 years. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v. 101, n. 3, p. 209-220, 1993.

JABUR, I. C. Análise paleoambiental do quaternário superior na Bacia Hidrográfica do Alto Paraná. 1992. 182 p. Tese (Doutorado em Geociências). Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 1992.

JABUR, I. Análise paleoambiental do Quaternário Superior na bacia hidrográfica do alto Paraná. **Doctoral thesis**, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, UNESP, Rio Claro, 184 p., 1992.

JASPER, A. et al. The burning of Gondwana: Permian fires on the southern continent—a palaeobotanical approach. **Gondwana Research**, v. 24, n. 1, p. 148-160, 2013.

JASPER, A. et al. A ocorrência de incêndios vegetacionais durante o Paleozóico Superior da Bacia do Paraná. **Paleontologia: Cenários de Vida, Editora Interciência**, v. 1, p. 14-25, 2007.

JASPER, A. et al. Upper Paleozoic charcoal remains from South America: Multiple evidences of fire events in the coal bearing strata of the Paraná Basin, Brazil. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v. 306, n. 3, p. 205-218, 2011.

JOHNSON, B. The great fire of Borneo. **World Wild Life Fund, Godalming, Surrey**, p. 24, 1984.

JONES, T. New morphological and chemical evidence for a wildfire origin for fusain from comparisons with modern charcoal. **Special Papers in Palaeontology**, v. 49, p. 113-123, 1993.

JONES, T. P.; CHALONER, W. G. Fossil charcoal, its recognition and palaeoatmospheric significance. **Global and planetary change**, v. 5, n. 1, p. 39-50, 1991.

KAUFFMANN, M. **Fragmentos de carvão (charcoal) como indicativo da ocorrência de incêndios vegetacionais durante o Quaternário do Planalto das Araucárias, Rio Grande do Sul, Brasil**. 2008. Dissertação (Mestrado em Ambiente e Desenvolvimento). Centro Universitário UNIVATES, Lajeado, 2008. Disponível em: <<http://hdl.handle.net/10737/57>>. Acesso em: 04 mai. 2015.

KEMP, E. Pre-quaternary fire in Australia. **Fire and the Australian biota**, p. 3-21, 1981.

KIPNIS, R. Early hunter-gatherers in the Americas: perspectives from central Brazil. **Antiquity**, v. 72, n. 277, p. 581-592, 1998.

KIPNIS R & SCHEEL–YBERT, R. Arqueologia e Paleoambientes. In: SOUZA, C. R. G. et al (Ed). **Quaternário do Brasil**. Ribeirão Preto: Holos, cap. 16, pag. 343-362, 2005.

KOHFELD, K. E.; HARRISON, S. P. DIRTMAP: the geological record of dust. **Earth-Science Reviews**, v. 54, n. 1, p. 81-114, 2001.

LABEYRIE, L. et al. The history of climate dynamics in the Late Quaternary. In: (Ed.). **Paleoclimate, Global Change and the Future**: Springer, 2003. p.33-61.

LEDRU, M.-P. et al. Absence of Last Glacial Maximum records in lowland tropical forests. **Quaternary Research**, v. 49, n. 2, p. 233-237, 1998.

LEDRU, M.-P. et al. Late-glacial cooling in Amazonia inferred from pollen at Lagoa do Caçó, Northern Brazil. **Quaternary Research**, v. 55, n. 1, p. 47-56, 2001.

LENZ, G. Turfa-métodos de lavra e opções para o uso no nordeste brasileiro. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 14, n. 2, p. 111-119, 1984.

LEONEL, M. O uso do fogo: o manejo indígena ea piromania da monocultura. **Estudos Avançados**, v. 14, n. 40, p. 231-250, 2000.

LIU, Z. et al. Global monsoons in the mid-Holocene and oceanic feedback. **Climate Dynamics**, v. 22, n. 2-3, p. 157-182, 2004.

LUND, P. W. Carta escrita de Lagoa Santa ao Senhor Primeiro Secretário do Instituto. **Revista do Instituto Histórico e Geográfico Brasileiro**, v. 4, p.30-87, 1842.

LUND, P. W. Carta escrita de Lagoa Santa a 21 de abril de 1844. **Revista do Instituto Histórico e Geográfico Brasileiro**, v. 4, p.30-87, 1844.

LUPIA, R. Paleobotanical data from fossil charcoal: an actualistic study of seed plant reproductive structures. **Palaios**, p. 465-477, 1995.

MACDONALD, G. et al. The reconstruction of boreal forest fire history from lake sediments: a comparison of charcoal, pollen, sedimentological, and geochemical indices. **Quaternary Science Reviews**, v. 10, n. 1, p. 53-71, 1991.

MARCOTT, S. A. et al. A reconstruction of regional and global temperature for the past 11,300 years. **science**, v. 339, n. 6124, p. 1198-1201, 2013. ISSN 0036-8075.

MARIN, D., BAYONA, G. Foraminíferos y radiolarios holocénicos de la Cuenca de Panamá. **Proyecto de Grado**. Universidad EAFIT, Depto. de Geología. Medellín, 2007.

MARLON, J. et al. Wildfire responses to abrupt climate change in North America. **Proceedings of the National Academy of Sciences**, v. 106, n. 8, p. 2519-2524, 2009.

MARLON, J. R. et al. Climate and human influences on global biomass burning over the past two millennia. **Nature Geoscience**, v. 1, n. 10, p. 697-702, 2008.

MARTIN, L. Primeira ocorrência de corais pleistocênicos da costa brasileira: datação do máximo da penúltima transgressão. **Ciências da Terra**, n. 3, p. 16-17, 1982.

MARTIN L. et al. Evolução da planície costeira do Rio Paraíba do Sul (RJ) durante o Quaternário: Influência das variações do nível do mar. An. 33rd **Congresso Brasileiro de Geologia**, p. 84-97, 1984.

MARTIN, L. et al. Records of blockage of polar advections and atmospheric circulation over south america, during the last 5,000 years. In: LACERDA, L. D. et al. (Eds.) **Paleoclimatic Changes and the Carbon Cycle**. Rio de Janeiro, Soc. Brasileira de Geoquímica, p.21-24, 1992.

MARTIN, L. et al. Insolation control on rainfall decoupling in Tropical South America between 12 400 and 8 800 cal years BP. **Quaternary Research**, v. 47, p. 117-122, 1997.

MARTIN, L.; SUGUIO, K.; FLEXOR, J.-M. Hauts niveaux marins pléistocènes du littoral brésilien. **Palaeogeography, palaeoclimatology, palaeoecology**, v. 68, n. 2, p. 231-239, 1988.

MARTÍNEZ, J. I. La historia Cenozoica del fenomeno del el Niño. **Revista de la Academia Colombiana de Ciencias Exactas, Fisicas y Naturales**, v. 33, p. 491-511, 2009.

MARTINS, S. **Os Novos campos de Viamão: crescimento urbano e segregação em Águas Claras**. 2011. 113 p. Trabalho de Conclusão de Curso em Geografia, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2011.

MARYNOWSKI, L.; SIMONEIT, B. R. Widespread Upper Triassic to Lower Jurassic wildfire records from Poland: evidence from charcoal and pyrolytic polycyclic aromatic hydrocarbons. **Palaios**, v. 24, n. 12, p. 785-798, 2009.

MAYEWSKI, P. A. et al. Holocene climate variability. **Quaternary research**, v. 62, n. 3, p. 243-255, 2004.

MCPARLAND, L. C. et al. The use of reflectance values for the interpretation of natural and anthropogenic charcoal assemblages. **Archaeological and Anthropological Sciences**, v. 1, n. 4, p. 249-261, 2009.

MCPARLAND, L. C. et al. Ferns and fires: experimental charring of ferns compared to wood and implications for paleobiology, paleoecology, coal petrology, and isotope geochemistry. **Palaios**, v. 22, n. 5, p. 528-538, 2007.

MEDEANIC, S. & DILLENBURG, S. R. Avaliação de mudanças ambientais contemporâneas da região da Laguna de Tramandaí através de análise palinológica. In: **Congresso da ABEQUA**, 8, Mariluz-Imbé. Boletins de Resumos, p. 447-448, 2001.

MEDEANIC, S.; DILLENBURG, S. R.; TOLDO Jr., E. E. Registros palinológicos da transgressão marinha pós-glacial em sedimentos da Laguna dos Patos. In: **Congresso ABEQUA**, 8, Mariluz-Imbé. Boletins de Resumos, p. 406-407, 2001.

MEDEANIC, S.; SILVA, M. B. Indicative value of non-pollen palynomorphs (NPPs) and palynofacies for palaeoreconstructions: Holocene Peat, Brazil. **International Journal of Coal Geology**, v. 84, n. 3, p. 248-257, 2010.

MENDONÇA FILHO, J. et al. Permian carbonaceous rocks from the Bonito Coalfield, Santa Catarina, Brazil: organic facies approaches. **International Journal of Coal Geology**, v. 111, p. 23-36, 2013.

METCALFE, S. E. et al. Records of Late Pleistocene–Holocene climatic change in Mexico—a review. **Quaternary Science Reviews**, v. 19, n. 7, p. 699-721, 2000.

MOODY, J. A.; MARTIN, D. A. Forest fire effects on geomorphic processes. **Fire effects on soils and restoration strategies**, v. 5, p. 41, 2009.

MOONEY, S. et al. Late Quaternary fire regimes of Australasia. **Quaternary Science Reviews**, v. 30, n. 1, p. 28-46, 2011.

MORENO, P. I. et al. Abrupt Vegetation and Climate Changes During the Last Glacial Maximum and Last Termination in The Chilean Lake District: A Case Study from Canal De La Puntilla (41° S). **Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography**, v. 81, n. 2, p. 285-311, 1999.

MOY, C. M. et al. Variability of El Niño/Southern Oscillation activity at millennial timescales during the Holocene epoch. **Nature**, v. 420, n. 6912, p. 162-165, 2002. ISSN 0028-0836.

NICHOLS, G. J. et al. Experiments in waterlogging and sedimentology of charcoal: results and implications. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v. 164, n. 1, p. 43-56, 2000.

OHLSON, M.; TRYTERUD, E. Interpretation of the charcoal record in forest soils: forest fires and their production and deposition of macroscopic charcoal. **The Holocene**, v. 10, n. 4, p. 519-525, 2000.

OLIVEIRA-FILHO, A. T.; RATTER, J. A. Vegetation physiognomies and woody flora of the cerrado biome. **The Cerrados of Brazil. Ecology and natural history of a neotropical savanna**, p. 91-120, 2002.

OLIVEIRA, G. S. D. Nino e voce: o fenomeno climatico. In: (Ed.). **Nino e voce: o fenomeno climatico**: Transtec, 1999.

OLIVEIRA, P. E. D.; COLINVAUX, P. A. Palynological record of Late Quaternary vegetational and climatic change in southeastern Brazil. 1992.

OWENS, M. K. et al. Seasonal patterns of plant flammability and monoterpenoid content in *Juniperus ashei*. **Journal of Chemical Ecology**, v. 24, n. 12, p. 2115-2129, 1998. ISSN 0098-0331.

PADUANO, G. M. et al. A vegetation and fire history of Lake Titicaca since the Last Glacial Maximum. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v. 194, n. 1, p. 259-279, 2003.

PARIZZI, M. G.; SALGADO-LABOURIAU, M.; KOHLER, H. Genesis and environmental history of Lagoa Santa, southeastern Brazil. **The Holocene**, v. 8, n. 3, p. 311-321, 1998.

PAYSEN, T. E. E. A. Fire in western shrubland, woodland, and grassland ecosystems. **Wildland fire in ecosystems: Effects of fire on flora. Gen. Tech. Rep. RMRS-GTR-42-vol**, v. 2, p. 121-159, 2000.

PEARSON, T.; SCOTT, A. Large palynomorphs and debris. **Fossil plants and spores: modern techniques**. Geological Society, London, p. 20-25, 1999.

PEARSALL, D.M. Paleoethnobotany: A handbook of procedures. 2 edition. San Diego: **Academic Press**, 700 p., 2000.

PELTIER, W. Global glacial isostasy and the surface of the ice-age Earth: the ICE-5G (VM2) model and GRACE. **Annu. Rev. Earth Planet. Sci.**, v. 32, p. 111-149, 2004.

PETERS, M. E.; HIGUERA, P. E. Quantifying the source area of macroscopic charcoal with a particle dispersal model. **Quaternary Research**, v. 67, n. 2, p. 304-310, 2007.

POMEROL, C. et al. **Princípios da Geologia: técnicas, modelos e teorias**. 14 ed. Porto Alegre: Bookmann, 2013.

POOLE, I. et al. Stable carbon isotope changes during artificial charring of propagules. **Organic Geochemistry**, v. 33, n. 12, p. 1675-1681, 2002.

POWER, M. et al. Fire history and the Global Charcoal Database: a new tool for hypothesis testing and data exploration. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v. 291, n. 1, p. 52-59, 2010.

POWER, M. J. A 21 000-Yer History of Fire. In: BELCHER, C.M. **Fire Phenomena and the Earth System: An Interdisciplinary Guide to Fire Science**. Wiley-Blackwell, p. 207-227, 2013.

PRESTIANNI, C. et al. Famennian charcoal of Belgium. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v. 291, n. 1, p. 60-71, 2010.

PRESTON, C.; SCHMIDT, M. Black (pyrogenic) carbon: a synthesis of current knowledge and uncertainties with special consideration of boreal regions. **Biogeosciences**, v. 3, n. 4, p. 397-420, 2006.

PROUS, A. **Arqueologia do Brasil**. Brasília: Editora Universidade de Brasília. 1992.

PROUS, A.; FOGAÇA, E. Archaeology of the Pleistocene-Holocene boundary in Brazil. **Quaternary International**, v. 53, p. 21-41, 1999.

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

PYNE, S. J.; ANDREWS, P. L.; LAVEN, R. D. **Introduction to wildland fire.** John Wiley and Sons, 1996.

RAYNAUD, D. et al. The Late Quaternary history of atmospheric trace gases and aerosols: interactions between climate and biogeochemical cycles. In: (Ed.). **Paleoclimate, Global Change and the Future:** Springer, 2003. p.13-31.

RODBELL, D. T. et al. An~ 15,000-year record of El Niño-driven alluviation in southwestern Ecuador. **Science**, v. 283, n. 5401, p. 516-520, 1999. ISSN 0036-8075.

RODRIGUES-FILHO, S. et al. Evidence for lake formation as a response to an inferred Holocene climatic transition in Brazil. **Quaternary Research**, v. 57, n. 1, p. 131-137, 2002.

ROHDE, R. et al. Berkeley earth temperature averaging process. **Geoinfor. Geostat.: An Overview**, v. 1, n. 2, p. 1-13, 2013.

ROOSEVELT, A. Paleoindian and archaic occupations in the lower Amazon, Brazil: a summary and comparison. **Festschrift honoring Wesley Hurt**, p. 165-192, 1998.

ROOSEVELT, A. C. et al. Paleoindian cave dwellers in the Amazon: the peopling of the Americas. **Science(Washington)**, v. 272, n. 5260, p. 373-384, 1996.

ROOSEVELT, A. C.; DOUGLAS, J.; BROWN, L. The migrations and adaptations of the first Americans: Clovis and pre-Clovis viewed from South America. **The First Americans: The Pleistocene Colonization of the New World**, v. 27, p. 159-236, 2002.

ROSSATO, M. S. Os **Climas do Rio Grande do Sul: variabilidade, tendências e tipologia.** 2011. 240 p. Tese (Doutorado em Geografia). Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2011.

RÖBLER, R.; STERZELEANUM, C. **Der versteinerte Wald von Chemnitz:[Katalog zur Ausstellung Sterzeleanum].** Museum für Naturkunde, 2001.

SADORI, L.; ZANCHETTA, G.; GIARDINI, M. Last Glacial to Holocene palaeoenvironmental evolution at Lago di Pergusa (Sicily, Southern Italy) as inferred

by pollen, microcharcoal, and stable isotopes. **Quaternary International**, v. 181, n. 1, p. 4-14, 2008.

SAITO, T.; YAMANOI, T.; KAIHO, K. End-Cretaceous devastation of terrestrial flora in the boreal Far East. **Nature**, v. 323, n. 6085, p. 253-255, 1986.

SALGADO-LABOURIAU, M. et al. Late Quaternary vegetational and climatic changes in cerrado and palm swamp from Central Brazil. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v. 128, n. 1, p. 215-226, 1997.

SALLUN, A. E. et al. Geochemical evidence of the 8.2 ka event and other Holocene environmental changes recorded in paleolagoon sediments, southeastern Brazil. **Quaternary Research**, v. 77, n. 1, p. 31-43, 2012. ISSN 0033-5894.

SARAIVA, L.S & PURPER, S. **Tramandaí: terra e gente**. Tramandaí. p. 128, 1986.

SCHAEFER, J. M. et al. Near-synchronous interhemispheric termination of the last glacial maximum in mid-latitudes. **Science**, v. 312, n. 5779, p. 1510-1513, 2006.

SCHEEL-YBERT, R. Vegetation stability in the Southeastern Brazilian coastal area from 5500 to 1400 14 C yr BP deduced from charcoal analysis. **Review of Palaeobotany and Palynology**, v. 110, n. 1, p. 111-138, 2000.

_____. Man and vegetation in southeastern Brazil during the late Holocene. **Journal of Archaeological Science**, v. 28, n. 5, p. 471-480, 2001a.

_____. Vegetation stability in the Brazilian littoral during the late Holocene: anthracological evidence. **Revista Pesquisas em Geociências**, v. 28, n. 2, p. 315-323, 2001b.

_____. Teoria e métodos em antracologia. 1. Considerações teóricas e perspectivas. **Arquivos do Museu Nacional**, v. 62, n. 1, p. 3-14, 2004.

_____. Teoria e métodos em antracologia. 3. Validade amostral. **Arquivos do Museu Nacional**, v. 63, n. 2, p. 207-232, 2005.

SCHEEL-YBERT, R. et al. Estudos de paleoetnobotânica, paleoambiente e paisagem na Amazônia Central eo exemplo do sudeste-sul do Brasil. **Arqueologia Amazônica**, p. 909-935, 2010.

SCHEEL-YBERT, R. et al. Proposta de amostragem padronizada para macrovestígios bioarqueológicos: antracologia, arqueobotânica, zooarqueologia. **Revista do Museu de Arqueologia e Etnologia**, v. 15, n. 16, p. 139-163, 2006.

SCHEEL, R.; GASPAR, M.; YBERT, J.-P. Antracologia, uma nova fonte de informações para a arqueologia brasileira. **Revista do Museu de Arqueologia e Etnologia**, v. 6, p. 3-9, 1996.

SCHMIDT, E. O. **Avaliação antracológica de fragmentos de charcoal em porções do sítio arqueológico RS-T-114: um estudo multidisciplinar para a determinação de histórico ambiental**. 2010. Dissertação (Mestrado em Ambiente e Desenvolvimento). Centro Universitário UNIVATES, Lajeado, 25 jun. 2010. Disponível em: <<http://hdl.handle.net/10737/122>>. Acesso em: 04 mai. 2015.

SCHMIDT, M. W.; NOACK, A. G. Black carbon in soils and sediments: analysis, distribution, implications, and current challenges. **Global biogeochemical cycles**, v. 14, n. 3, p. 777-793, 2000.

SCHMITZ, P. I. **Caçadores e coletores da pré-história do Brasil**. Instituto Anchietano de Pesquisas-UNISINOS, 1984.

SCHMITZ, P. I. Prehistoric hunters and gatherers of Brazil. **Journal of World Prehistory**, v. 1, n. 1, p. 53-126, 1987.

SCOTT, A.; JONES, T. Microscopical observations of recent and fossil charcoal. **Microsc. & Anal.(July)**, p. 13-15, 1991.

SCOTT, A. C. Observations on the nature and origin of fusain. **International Journal of Coal Geology**, v. 12, n. 1, p. 443-475, 1989.

_____. Charcoal in sediments. In: (Ed.). **Sedimentology**: Springer, 2003. p.193-195.

_____. Charcoal recognition, taphonomy and uses in palaeoenvironmental analysis. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v. 291, n. 1, p. 11-39, 2010.

SCOTT, A. C. et al. The taphonomy of charcoal following a recent heathland fire and some implications for the interpretation of fossil charcoal deposits. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v. 164, n. 1, p. 1-31, 2000.

SCOTT, A. C.; GLASSPOOL, I. J. Charcoal reflectance as a proxy for the emplacement temperature of pyroclastic flow deposits. **Geology**, v. 33, n. 7, p. 589-592, 2005.

_____. The diversification of Paleozoic fire systems and fluctuations in atmospheric oxygen concentration. **Proceedings of the National Academy of Sciences**, v. 103, n. 29, p. 10861-10865, 2006.

_____. Observations and experiments on the origin and formation of inertinite group macerals. **International Journal of Coal Geology**, v. 70, n. 1, p. 53-66, 2007.

SCOTT, A. C.; JONES, T. P. The nature and influence of fire in Carboniferous ecosystems. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v. 106, n. 1, p. 91-112, 1994.

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

SECCHI, M. I. **Avaliação antracológica em sítios pré-coloniais como ferramenta para a análise da História Ambiental da Bacia Hidrográfica do Rio Forqueta, Rio Grande do Sul, Brasil**. 2012. 83 p. Dissertação (Mestrado em Ambiente e Desenvolvimento). Centro Universitário UNIVATES, Lajeado, 2012.

SEMA. Secretaria Estadual do Meio Ambiente. Disponível em: <www.sema.rs.gov.br> Acesso em: junho de 2003.

SERVANT, M. et al. Alluvial fans in southeastern Brazil as an evidence for early Holocene dry climate period. 1989.

SHOWERS, W. J.; BEVIS, M. Amazon cone isotopic stratigraphy: evidence for the source of the tropical freshwater spike. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v. 64, n. 3, p. 189-199, 1988. ISSN 0031-0182.

SIFEDDINE, A. et al. La sédimentation organique lacustre en milieu tropical humide (Carajás, Amazonie orientale, Brésil): relation avec les changements climatiques au cours des 60 000 dernières années. **Bulletin de la Societe geologique de France**, v. 165, n. 6, p. 613-621, 1994.

SILVA, R. G. Manual de prevenção e combate aos incêndios florestais. **Brasília, DF: Instituto Brasileiro do Meio Ambiente**, 1998.

SILVA, J. C. G. As Atafonas de Viamão: sua importância no povoamento. In: BARROSO, V. L. M. (org.). **Raízes de Viamão**. Porto Alegre: EST, 2008.

SOUZA, José Otávio Catafesto de. As sociedades indígenas na região de Viamão. IN: BARROSO, Vera Lucia Maciel (Org.). **Raízes de Viamão**. Porto Alegre: FAPA-EST, p. 41-60, 2008.

STEVAUX, J.; TAKEDA, A.; MORAES, M. Paleoclima, tectonismo e paleohidrologia do alto curso do rio Parana durante o Quaternario. **Congresso Brasileiro de Geologia**, 1994. p.414-415.

STEVAUX, J. C. Climatic events during the Late Pleistocene and Holocene in the upper Parana River: correlation with NE Argentina and South-Central Brazil. **Quaternary International**, v. 72, n. 1, p. 73-85, 2000.

STEVAUX, J. C.; SOUZA FILHO, E.; JABUR, I. C. A história quaternária do rio Paraná em seu alto curso. **A planície de inundação do alto rio Paraná: aspectos físicos, biológicos e socioeconômicos**. Maringá: Eduem, p. 46-72, 1997.

STRÍKIS, N. M. et al. Abrupt variations in South American monsoon rainfall during the Holocene based on a speleothem record from central-eastern Brazil. **Geology**, v. 39, n. 11, p. 1075-1078, 2011. ISSN 0091-7613.

STUTE, M. et al. Cooling of tropical Brazil (5 C) during the last glacial maximum. **Science**, v. 269, n. 5222, p. 379-383, 1995.

SÜFFERT, T. Turfa de Águas Claras, Estado do Rio Grande do Sul. Porto Alegre: CPRM. Informe de Recursos Minerais. **Série Oportunidades Minerais**. Exame Atualizado de Projeto, n. 13, 1998.

SUGUIO, K. Quaternary marine formations of the State of São Paulo and southern Rio de Janeiro. **Brazilian National Working Group for the IGCP-Project 61**, 1978.

TAYLOR, D. W.; HICKEY, L. J. Evidence for and implications of an herbaceous origin for angiosperms. In: (Ed.). **Flowering plant origin, evolution & phylogeny**: Springer, 1996. p.232-266.

TAYLOR, G. et al. Organic petrology. **Gebrüder Borntraeger, Berlin**, v. 704, 1998.

THOMAS, E. R. et al. The 8.2 ka event from Greenland ice cores. **Quaternary Science Reviews**, v. 26, n. 1, p. 70-81, 2007. ISSN 0277-3791.

THOMAS, M. F.; THORP, M. B. Geomorphic response to rapid climatic and hydrologic change during the late Pleistocene and early Holocene in the humid and sub-humid tropics. **Quaternary Science Reviews**, v. 14, n. 2, p. 193-207, 1995.

TOMAZELLI L. J. & VILLWOCK J. A. O cenozóico costeiro do Rio Grande do Sul. In: HOLZ, M. & De ROS, L. F. (ed) **Geologia do Rio Grande do Sul**. CIGO/UFRGS, Editora da UFRGS, 1999.

TOMAZELLI, L. J.; VILLWOCK, J. A. O Cenozóico no Rio Grande do Sul: geologia da planície costeira. **Geologia do Rio Grande do Sul**, v. 2, p. 375-406, 2000.

TRABAUD, L. **Les feux de forêts: mécanismes, comportement et environnement**. France-sélection, 1992.

TSCHUDY, R. H.; TSCHUDY, B. D. Extinction and survival of plant life following the Cretaceous/Tertiary boundary event, Western Interior, North America. **Geology**, v. 14, n. 8, p. 667-670, 1986.

TURCQ, B. et al. Amazonia rainforest fires: a lacustrine record of 7000 years. **Ambio**, p. 139-142, 1998. ISSN 0044-7447.

UHL, D. et al. Permian and Triassic wildfires and atmospheric oxygen levels. **ecosystems**, v. 9, n. 10, p. 33, 2008.

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

UHL, D. et al. Wildfires in the Late Palaeozoic of Central Europe—an overview of the Rotliegend (Upper Carboniferous–Lower Permian) of the Saar–Nahe Basin (SW-Germany). **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v. 207, n. 1, p. 23-35, 2004.

VAN BERGEN, P. F.; POOLE, I. Stable carbon isotopes of wood: a clue to palaeoclimate? **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v. 182, n. 1, p. 31-45, 2002.

VAN DER HAMMEN, T.; ABSY, M. L. Amazonia during the last glacial. **Palaeogeography, palaeoclimatology, palaeoecology**, v. 109, n. 2, p. 247-261, 1994.

VAUGHAN, A.; NICHOLS, G. Controls on the deposition of charcoal: implications for sedimentary accumulations of fusain. **Journal of Sedimentary Research**, v. 65, n. 1, 1995.

VIALOU, A. V. et al. Découverte de Mylodontinae dans un habitat préhistorique daté du Mato Grosso (Brésil): l'abri rupestre de Santa Elina. **Comptes rendus de l'Académie des sciences. Série 2. Sciences de la terre et des planètes**, v. 320, n. 7, p. 655-661, 1995.

VILHENA-VIALOU, A.; VIALOU, D. Les premiers peuplements préhistoriques du Mato Grosso. **Bulletin de la Société préhistorique française**, v. 91, n. 4-5, p. 257-263, 1994.

VILLWOCK, J. A. et al. 1980a. Turfas da província costeira do Rio Grande do Sul - Geologia do depósito Águas Claras. In: **Anais do XXXI Congresso Brasileiro de Geologia**. Volume 1. Sociedade Brasileira de Geologia, Balneário Camboriú, SBG, p. 500-514.

VILLWOCK J. A. et al. 1980b. Projeto: Geologia e Recursos Minerais do Sul do Brasil. Sub-projeto II: Turfas da província costeira do Rio Grande do Sul - Geologia do depósito Águas Claras. Porto Alegre, UFRGS/CECO, 119f. **Relatório final do projeto Geologia dos Recursos Minerais do Sul do Brasil (Inédito)**. Convênio FINEP/UFRGS-462-CT-GEOCIÊNCIAS.

VILLWOCK, J. et al. Mapa Geológico, folhas Rancho Velho e Cidreira. **Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Instituto de Geociências, CECO**, v. 1, n. 100.000, 1984.

VILLWOCK, J. A. Contribuição a Geologia do Holoceno da Província Costeira do Rio Grande do Sul-Brasil. 1972.

_____. Aspectos da sedimentação na região nordeste da Lagoa dos Patos: lagoa do casamento e saco do cocuruto-RS-Brasil. 1977.

_____. Geology of the Coastal Province of Rio Grande do Sul, Southern Brazil. A Synthesis. **Pesquisas em Geociências**, v. 16, n. 16, p. 5-49, 1984.

VILLWOCK, J. A. et al. Geology of the Rio Grande do Sul coastal province. **International symposium on sea-level changes and quaternary shorelines**, 1986. p.79-97.

VILLWOCK, J. A.; TOMAZELLI, L. J. Geologia costeira do Rio grande do Sul. **Notas técnicas**, v. 8, p. 1-45, 1995.

WALKER, M. et al. Formal definition and dating of the GSSP (Global Stratotype Section and Point) for the base of the Holocene using the Greenland NGRIP ice core, and selected auxiliary records. **Journal of Quaternary Science**, v. 24, n. 1, p. 3-17, 2009. ISSN 1099-1417.

WANG, Z.-Q.; CHEN, A.-S. Traces of arborescent lycopsids and dieback of the forest vegetation in relation to the terminal Permian mass extinction in North China. **Review of Palaeobotany and Palynology**, v. 117, n. 4, p. 217-243, 2001.

WETZEL, R. G. **Limnology**. W. B. Saunders Company, Philadelphia, 743p, 1975.

WHINAM, J.; HOPE, G. The peatlands of the Australasian region. **Mires. From Siberia to Tierra del Fuego. Stapfia**, v. 85, p. 397-433, 2005.

WILLIAMS, J. W. et al. Late-Quaternary vegetation dynamics in North America: scaling from taxa to biomes. **Ecological Monographs**, v. 74, n. 2, p. 309-334, 2004.

ANEXOS

ANEXO A- Relatório das análises das datações radiocarbônicas.

**BETA ANALYTIC INC.**

DR. M.A. TAMERS and MR. D.G. HOOD

4985 S.W. 74 COURT
MIAMI, FLORIDA, USA 33155
PH: 305-667-5167 FAX:305-663-0964
beta@radiocarbon.com**REPORT OF RADIOCARBON DATING ANALYSES**

Dr. Sergio R. Dillenburg

Report Date: 11/25/2014

Universidade Federal do Rio Grande do Sul

Material Received: 11/7/2014

Sample Data	Measured Radiocarbon Age	$^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ Ratio	Conventional Radiocarbon Age(*)
Beta - 395575 SAMPLE : T3TOP ANALYSIS : AMS-Standard delivery MATERIAL/PRETREATMENT : (organic sediment): acid washes 2 SIGMA CALIBRATION : Cal BC 3690 to 3685 (Cal BP 5640 to 5635) and Cal BC 3660 to 3635 (Cal BP 5610 to 5585) and Cal BC 3555 to 3540 (Cal BP 5505 to 5490)	4860 +/- 30 BP	-23.2 o/oo	4890 +/- 30 BP
Beta - 395576 SAMPLE : T3MIDDLE ANALYSIS : AMS-Standard delivery MATERIAL/PRETREATMENT : (organic sediment): acid washes 2 SIGMA CALIBRATION : Cal BC 19595 to 19320 (Cal BP 21545 to 21270)	17710 +/- 50 BP	-23.6 o/oo	17730 +/- 50 BP

Dates are reported as RCYBP (radiocarbon years before present, "present" = AD 1950). By international convention, the modern reference standard was 95% the ^{14}C activity of the National Institute of Standards and Technology (NIST) Oxalic Acid (SRM 4990C) and calculated using the Libby ^{14}C half-life (5568 years). Quoted errors represent 1 relative standard deviation statistics (68% probability) counting errors based on the combined measurements of the sample, background, and modern reference standards. Measured $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ ratios ($\delta^{13}\text{C}$) were calculated relative to the PDB-1 standard.

The Conventional Radiocarbon Age represents the Measured Radiocarbon Age corrected for isotopic fractionation, calculated using the $\delta^{13}\text{C}$. On rare occasion where the Conventional Radiocarbon Age was calculated using an assumed $\delta^{13}\text{C}$, the ratio and the Conventional Radiocarbon Age will be followed by ***. The Conventional Radiocarbon Age is not calendar calibrated. When available, the Calendar Calibrated result is calculated from the Conventional Radiocarbon Age and is listed as the "Two Sigma Calibrated Result" for each sample.



BETA ANALYTIC INC.

DR. M.A. TAMERS and MR. D.G. HOOD

4985 S.W. 74 COURT
MIAMI, FLORIDA, USA 33155
PH: 305-667-5167 FAX:305-663-0964
beta@radiocarbon.com

REPORT OF RADIOCARBON DATING ANALYSES

Dr. Sergio R. Dillenburg

Report Date: 11/25/2014

Universidade Federal do Rio Grande do Sul

Material Received: 11/12/2014

Sample Data	Measured Radiocarbon Age	$^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ Ratio	Conventional Radiocarbon Age(*)
Beta - 396001 SAMPLE : T3BASE ANALYSIS : AMS-Standard delivery MATERIAL/PRETREATMENT : (organic sediment): acid washes 2 SIGMA CALIBRATION : Cal BC 36950 to 36205 (Cal BP 38900 to 38155)	34070 +/- 230 BP	-25.4 o/oo	34060 +/- 230 BP

Dates are reported as RCYBP (radiocarbon years before present, "present" = AD 1950). By international convention, the modern reference standard was 95% the ^{14}C activity of the National Institute of Standards and Technology (NIST) Oxalic Acid (SRM 4990C) and calculated using the Libby ^{14}C half-life (5568 years). Quoted errors represent 1 relative standard deviation statistics (68% probability) counting errors based on the combined measurements of the sample, background, and modern reference standards. Measured $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ ratios ($\delta^{13}\text{C}$) were calculated relative to the PDB-1 standard.

The Conventional Radiocarbon Age represents the Measured Radiocarbon Age corrected for isotopic fractionation, calculated using the $\delta^{13}\text{C}$. On rare occasion where the Conventional Radiocarbon Age was calculated using an assumed $\delta^{13}\text{C}$, the ratio and the Conventional Radiocarbon Age will be followed by ***. The Conventional Radiocarbon Age is not calendar calibrated. When available, the Calendar Calibrated result is calculated from the Conventional Radiocarbon Age and is listed as the "Two Sigma Calibrated Result" for each sample.

ANEXO B- Modelo do Termo de Responsabilidade para utilização dos textos/imagens do Catálogo da exposição “12.000 Anos de História: Arqueologia e Pré-história do Rio Grande do Sul” - Acervo do Museu da UFRGS



Serviço Público Federal
UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
PRÓ-REITORIA DE EXTENSÃO
MUSEU DA UFRGS

TERMO DE RESPONSABILIDADE

Eu _____, pesquisador do projeto/ação _____, comprometo-me junto ao Museu da UFRGS, a obedecer aos seguintes preceitos na utilização de material cedido pelo Museu.

1. Consignar os créditos ao Museu da UFRGS junto à ficha técnica de qualquer obra ou publicação em que sejam utilizados os documentos pesquisados (textos e/ou imagens), bem como, citar o autor e/ou fotógrafo (quando constar).
2. Consignar os créditos ao Museu da UFRGS junto ao documento produzido, em quaisquer utilizações (exposições, publicações, material de divulgação, etc.) com a seguinte formulação: **"Fonte: Acervo do Museu da UFRGS"**
3. Reproduzir, de forma idêntica ao registro do Acervo do Museu da UFRGS, a identificação dos documentos e/ou imagens pesquisados.
4. Não utilizar os documentos e/ou imagens pesquisadas, direta ou indiretamente, com finalidades desabonadoras à Universidade Federal do Rio Grande do Sul;
5. Doar ao Museu da UFRGS 05 (cinco) exemplares de qualquer produto editorial ou 01 (um) exemplar de Trabalho de Conclusão de Curso, Dissertação ou Tese em que sejam utilizados os documentos e/ou imagens cedidos.

A não observância de qualquer dos itens acima implicará no pagamento de multa indenizatória ao Museu da UFRGS no valor de 100 vezes o valor de mercado do produto que utilizar o documento impresso/imagem conforme registro no livro de pesquisa. O pesquisador poderá anotar no verso do presente documento a lista do material pesquisado.

Porto Alegre,

Assinatura:

CPF:

Identidade: