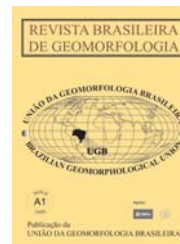




www.ugb.org.br
ISSN 2236-5664

Revista Brasileira de Geomorfologia

v. 14, n° 1 (2013)



O PAPEL DAS MUDANÇAS CLIMÁTICAS DO QUATERNÁRIO SUPERIOR NA DINÂMICA EVOLUTIVA DE PALEOVALE DE SEGUNDA ORDEM (SUL DO BRASIL)

THE ROLE OF LATE QUATERNARY CLIMATE CHANGE IN THE EVOLUTIONARY DYNAMIC OF SECOND-ORDER PALEOVALLEY (SOUTHERN BRAZIL)

Julio Cesar Paisani

Universidade Estadual do Oeste do Paraná (UNIOESTE)/Campus Francisco Beltrão - Núcleo de Estudos (Paleo) ambientais (NEPA) - Rua Maringá 1.200, bairro Vila Nova, Francisco Beltrão (PR) - CEP 85.605.010.
E-mail: juliopaisani@hotmail.com

Márcia Regina Calegari

Universidade Estadual do Oeste do Paraná (UNIOESTE)/Campus Francisco Beltrão - Núcleo de Estudos (Paleo) ambientais (NEPA) - Rua Maringá 1.200, bairro Vila Nova, Francisco Beltrão (PR) - CEP 85.605.010.
E-mail: calegarimarcia1@hotmail.com

Marga Eliz Pontelli

Universidade Estadual do Oeste do Paraná (UNIOESTE)/Campus Francisco Beltrão - Núcleo de Estudos (Paleo) ambientais (NEPA) - Rua Maringá 1.200, bairro Vila Nova, Francisco Beltrão (PR) - CEP 85.605.010.
E-mail: mepontelli@hotmail.com

Luiz Carlos Ruiz Pessenda

Centro de Energia Nuclear na Agricultura (CENA), Universidade de São Paulo, Piracicaba (SP), Cx Postal 96 - CEP 13.400-970.
E-mail: pessenda@cena.usp.br

Antonio Carlos de Barros Côrrea

Universidade Federal de Pernambuco (UFPE), Grupo de Estudos do Quaternário do Nordeste Brasileiro - GEQUA, Av. Prof. Moraes Rego, 1235, Cidade Universitária, Recife (PE) - CEP 50670-901.
E-mail: dbiase2001@terra.com.br

Sani Daniela Lopes Paisani

Universidade Estadual do Oeste do Paraná (UNIOESTE)/Campus Francisco Beltrão - Bolsista de Apoio Técnico do CNPq (Proc.501621/2010-5) - Rua Maringá 1.200, bairro Vila Nova, Francisco Beltrão (PR) - CEP 85.605.010.
E-mail: sanidaniela@hotmail.com

Edenilson Raitz

Universidade Estadual do Oeste do Paraná (UNIOESTE)/Campus Francisco Beltrão - Núcleo de Estudos (Paleo) ambientais (NEPA) - Mestre em Geografia - Rua Maringá 1.200, bairro Vila Nova, Francisco Beltrão (PR) - CEP 85.605.010.
E-mail: edenilsonraitz@hotmail.com

Informações sobre o Artigo

Data de Recebimento:
01/04/2013

Data de Aprovação:
01/06/2013

Palavras-chave:

Colúvio; fitólitos; isótopos de carbono

Keywords:

Colluvium; phytoliths;
carbon isotopes

Resumo

Este artigo traz resultados da aplicação simultânea das análises de isótopos do carbono do solo e de fitólitos na identificação de trocas de vegetação com inferências às mudanças climáticas do Quaternário tardio, associadas à dinâmica evolutiva de um dos paleovales das bacias de baixa ordem hierárquica da Superfície 2 do Planalto das Araucárias. A seção estratigráfica investigada (vale abandonado) se encontra entre os divisores de águas dos rios Iguaçu (PR) e Uruguai (SC), em situação de inversão de relevo. O registro estratigráfico foi caracterizado utilizando-se dos critérios conjugados da lito-, pedo- e alostratigrafia, cuja cronologia foi estabelecida pelo ^{14}C (AMS). Os dados obtidos neste trabalho foram insuficientes para detectar a mudança climática do último interestádio para o Último Máximo Glacial globalmente atestada na literatura. Registrou-se apenas a continuidade da presença de Campo Cerrado entre 41.000 (45.582 a 44.133 anos cal. AP) a 29.000 anos AP (34.249 a 33.243 anos cal. AP). O sistema geomorfológico manteve-se em equilíbrio dinâmico não alterando os processos erosivos de baixa energia nas encostas. Registra-se apenas mudança na dinâmica pedogenética de progressiva para regressiva em direção ao Último Máximo Glacial. Houve mudanças na dinâmica fluvial ao longo do Último Interestádio para o Último Máximo Glacial comandadas por eventos neotectônicos. As principais alterações no sistema geomorfológico ocorreram

por conta da transição Pleistoceno/Holoceno e durante o Holoceno. Na transição Pleistoceno/Holoceno a mudança na energia dos processos erosivos nas encostas, de baixa para alta foi abrupta, promovendo a colmatação do fundo de vale. A partir de então a área passa a apresentar morfologia de rampa de colúvios. Possivelmente entre Holoceno Inferior e Médio houve o estabelecimento de cobertura vegetal transicional de *Campo Cerrado*/FOM, indicando condições climáticas mais úmidas e quentes que o Último Máximo Glacial. Nesse período a morfogênese nas encostas foi baixa. No Holoceno Médio e Superior registrou-se mudança no regime hídrico. No último milênio a ação antrópica (índios) foi responsável pela manutenção de *Campo Limpo* até a colonização no início do séc. XX, quando se instalou o *Campo Cerrado* atualmente encontrado na área. A dinâmica das encostas nesse período voltou a ser de processos erosivos de baixa energia, possivelmente comandados pelo escoamento superficial hortoniano.

Abstract

This article presents results of simultaneous application of soil carbon isotopes and phytoliths analysis to identification of vegetation changes with climate change inferences from Late Quaternary, associated with the evolutionary dynamics from one of the second-order hierarchical paleovalleys of Surface 2 in Araucarias Plateau. The stratigraphic section investigated is among the watersheds of rivers Iguaçu (PR) and Uruguay (SC), in a situation of layover. The stratigraphic record was characterized using the combined criteria of litho-, pedo- and alostratigrafia, whose chronology was established by ^{14}C (AMS). The data obtained in this study were insufficient to detect climate change of the last interstadium for the Last Glacial Maximum globally attested in literature. One only registered the continued presence of "Campo Cerrado" (Grassland-Savanna) between 41,000 (45,582 to 44,133 cal. years BP) to 29,000 years BP (34,249 to 33,243 cal years. BP). The geomorphological system remained in dynamic equilibrium without altering the erosion of low energy slopes. One only registers change in the pedogenetic dynamics from progressive to regressive toward the Last Glacial Maximum. There were changes in river dynamics over the both period commanded by neotectonic events. The main changes in geomorphological system occurred due to the transition Pleistocene / Holocene and during the Holocene. In the transition Pleistocene / Holocene the change in the energy of erosion on the slopes from low to high was abrupt, promoting clogging at the valley bottom. Since then, the area starts to present ramp colluvium morphology. Possibly between Lower and Middle Holocene there was the establishment of vegetation transitional from "Campo Cerrado/Floresta Ombrófila Mista" (Grassland-Savanna/Forest), indicating more humid and hot weather than the MIS 2 (Last Glacial Maximum). During this period morphogenesis slopes was low. In the Middle and Upper Holocene a change regime was registered. In the last millennium anthropic action (Indians) was responsible for maintaining the "Campo Limpo" (Grassland) up to colonization at the beginning of the XX century, when one could see "Campo Cerrado" (Grassland-Savanna) currently found in the area. The dynamic of the slopes in this period became to be of erosion processes of low energy, possibly led by hortonian flow.

Introdução

O Planalto das Araucárias é uma unidade geomorfológica contida na província morfoestrutural Planalto Basáltico da Bacia do Paraná (Almeida, 1956), que se distribui pelo interior da região Sul do país. O Planalto das Araucárias foi descrito em escala regional (Monteiro, 1963; Hermann e Rosa, 1990), porém carece de estudos a respeito da sua evolução geomorfológica. Nós nos interessamos em compreender a evolução do relevo nessa unidade geomórfica, sobretudo no PR e SC, e já produzimos resultados a respeito: da estrutura geológica (Paisani et al., 2005; 2008 a,b; Pontelli e Paisani, 2008; Guerra e Paisani, 2010); da identificação de superfícies geomórficas (Paisani et al., 2008c); da evolução de encostas (Paisani e Geremia, 2010); do grau de intemperismo/pedogênese de níveis pedoestratigráficos (Pontelli et al., 2011 a,b; Rodrigues, 2011); de paleoperfis de intemperismo (Paisani e Pontelli, 2010; Paisani et al., submetido). Embora a dissecação regional seja um limitante na compreensão da evolução do relevo, especialmente por remover os registros das formações superficiais, constata-se que as áreas de topo se ordenam em escadaria de leste para oeste (Paisani et al., 2008a). Nessas superfícies predominam perfis de intemperismo com diferentes espessuras de Nitossolos e de Latossolos. A exceção é a Superfície 2 (Figura 1), principalmente entre Palmas (PR) e Água Doce (SC), cujas formações superficiais guardam registros sedimentares e pedológicos quaternários, sobretudo em paleovales de baixa ordem hierárquica (Paisani et al., 2008c; Paisani et al., 2012; Guerra & Paisani, 2012).

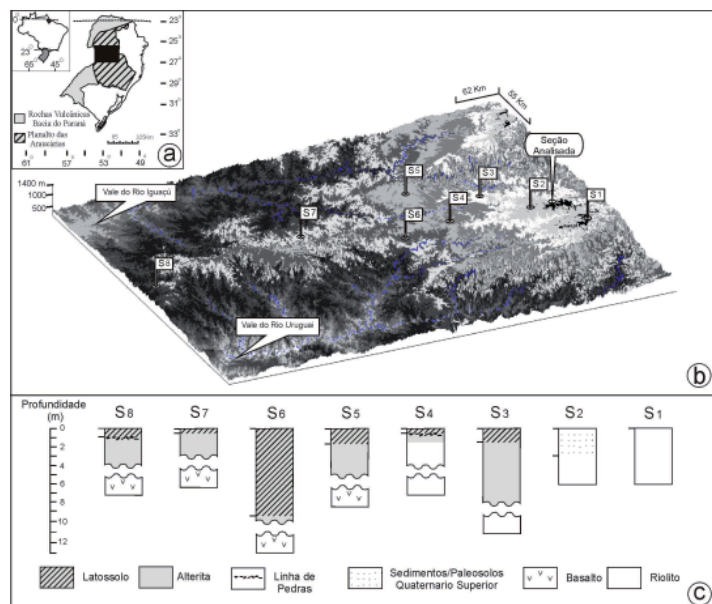


Figura 1 - Planalto das Araucárias sobre substrato vulcânico da Bacia do Paraná (a). SRTM-DEM mostrando superfícies geomórficas (S1, S2, ...) dissecadas pelos sistemas hidrográficos dos rios Iguaçu e Uruguai, ambos afluentes do rio Paraná (b). Perfis esquemáticos das principais formações superficiais encontradas nos topos das superfícies (c). Na S1 predominam horizontes húmicos com – 20 cm de espessura.

Nos últimos 4 anos estabeleceu-se um programa de descrição de seções estratigráficas na Superfície 2. Já foram descritas 11 seções, o que propiciou a compreensão da evolução do relevo em bacias de baixa ordem hierárquica durante os Estágios Isotópicos Marininhos (EIM) 3, 2 e 1 (Paisani et al., 2012), encontradas em situação de inversão de relevo. As datações do registro estratigráfico, sedimentos e paleossolos, sugerem que esses foram gerados durante os principais eventos paleoclimáticos globais do Quaternário tardio (Cortese e Abelman, 2002). No entanto, não são suficientes para se afirmar se mudanças climáticas globais foram responsáveis pela formação de paleossolos e, sobretudo, pelo estabelecimento de unidades sedimentares, do tipo alúvios, colúvios e colúvio-alúvios, como sugerido pela literatura geomorfológica brasileira clássica (Ab'Sáber e Bigarella, 1961; Bigarella & Andrade, 1965; Bigarella et al., 1965a,b; Ab'Sáber, 2000), pois eventos de alta magnitude podem gerar essas fácies em regime climático úmido, como o atual (Pellerin et al., 2002).

A formação vegetal natural da área é *Campo*. Ela des- toa em relação ao encontrado nesse domínio morfoclimático (Ab'Sáber, 1967), *Floresta Ombrófila Mista* - FOM (ITCG, 2009). Ela é vista como um relicto de condições paleoclimáticas do Quaternário tardio anteriores ao Holoceno/EIM 1, associada a um regime climático semi-árido ou semi-úmido (Maack, 1948). Trocas de vegetação de floresta por campo são um dos principais registros das mudanças climáticas do Quaternário tardio no Planalto das Araucárias e áreas vizinhas (Behling., 1998; 2002; Melo et al., 2003; Behling et al., 2004; Oliveira et al., 2006; 2008; Zech et al., 2009). Na Superfície 2 esses tipos de estudos ainda são escassos, possivelmente devido a dificuldade de encontrar lagos naturais preservados e turfeiras. Diante disso, iniciou-se o levantamento de trocas de vegetação no próprio registro estratigráfico de bacias de baixa ordem hierárquica, utilizando-se da aplicação simultânea da análise fitolítica e isotópica do carbono. Assim, o presente artigo traz resultados da aplicação simultânea dessas técnicas no registro de trocas da vegetação para inferir o papel das mudanças climáticas globais do Quaternário tardio na dinâmica evolutiva das bacias de baixa ordem hierárquica da Superfície 2 do Planalto das Araucárias.

Área de Estudo

A Superfície 2 é mantida por derrames vulcânicos de natureza ácida, correspondendo ao Membro Palmas da Formação Serra Geral (Nardy et al., 2008). Até o momento duas litofácies foram identificadas neste planalto, uma constituída de riolito e outra de litologia não identificada em face de sua intensa decomposição química, aqui designada de fácies intemperizada (Paisani et al., submetido). Essas fácies nem sempre apresentam relação direta com as principais morfologias da área, relevos residuais e ombreiras em fundos de vales. Os relevos residuais correspondem a remanescentes da Superfície 1 (Paisani et al., 2008a).

A vegetação de Campo recobre as principais morfologias da área (ITCG, 2009), a exceção é os fundos de vale onde se mantém a FOM (Maack, 1948; Roderjan et al., 2002). Distingue-se a formação vegetal de campo em *Campo Limpo*, constituído de estepes de gramíneas, e em *Campo Cerrado*, caracterizada por estepes de arbustos (Maack, 1948; 1949). Essas formações vegetais se alternam na área conforme o manejo, predominando a primeira nas áreas que sofrem queimadas regulares e ocupação da pecuária extensiva. Há registros de queimadas nas áreas de campos do sul do Brasil antes da colonização (Behling et al., 2004; Jeske-Pieruschka et al., 2010). Elas são atribuídas aos grupos indígenas *Kaingang*, podendo ser acidentais ou a práticas agroflorestais (Bitencourt e Krauspenhar, 2006; Araujo, 2007; Ribas, 2008).

O clima regional é Cfb, conforme classificação de Köppen (ITCG, 2006). Trata-se de clima temperado ou subtropical de altitude sempre úmido com mais de três geadas noturnas anuais (Maack, 1981; EECS 2007). A estação meteorológica mais próxima da área se encontra na Superfície 3, zona fitogeográfica de transição entre FOM e Campo (ITCG, 2009). Nesse local a série histórica registra precipitação média de 2.125 mm.ano⁻¹ e temperatura média mínima de 7,5 e máxima de 26,3°C. Essa superfície apresenta os maiores índices pluviométricos anuais e as menores médias térmicas comparadas com as demais superfícies geomórficas identificadas entre os rios Iguacú (PR) e Uruguai (SC) (Tabela 1). Acredita-se que na Superfície 2, situada acima de 1.200 m de altitude n.m., as médias térmicas anuais sejam menores, uma vez que há 0,79°C de redução da temperatura a cada 100 m de altitude no sudoeste do Paraná (Fritzsons et al., 2008).

Tabela 1 - Médias históricas de temperatura e precipitação entre as Superfícies 3 e 8 (www.iapar.br)

Superfície Geomórfica	Estação meteorológica/Cód. Coordenadas/Altitude	Temperatura média (°C) (mínima / máxima / amplitude)	Precipitação média.ano ⁻¹ (mm)
3***	02651043/26°29'S 51°59'W/1.100m	7,5 / 26,3 / 18,8	2.125
5**	02652003/26°25'S 52°21'W/930m	8,9 / 27,0 / 18,1	2.049
7**	02652035/26°07'S 52°41'W/700m	9,9 / 28,8 / 18,9	2.080
8**	02653012/26°05'S 53°04'W/650m	9,0 / 30,2 / 21,2	2.015

*Campo. **Floresta Ombrófila Mista (FOM) (ITCG, 2009).

Material e Métodos

As informações mais completas obtidas até o momento do registro estratigráfico da Superfície 2 se encontram em paleovale (vale abandonado) de 2ª ordem hierárquica localizado no divisor de águas dos rios Iguacú (PR) e Uruguai (SC) (Figura 1), em situação de inversão de relevo (interflúvio). Neste local, o registro estratigráfico foi caracterizado utilizando-se dos critérios conjugados da lito-, pedo- e alostratigrafia, como recomendado por Hugles (2010). As unidades estratigráficas foram reconhecidas e descritas em campo seguindo procedimentos sedimentológicos e pedológicos, já descritos por Paisani e Geremia (2010). A cro-

nologia do registro estratigráfico foi estabelecida para os níveis pedogenizados e pedorreliques de horizonte A encontradas nos sedimentos. Foram submetidas 4 amostras para datação ¹⁴C por AMS (*accelerator mass spectrometry*), sendo 3 datadas pelo Lab. *Beta Analytic Inc.* (Miami-EUA) e 1 datada pelo *Center for Applied Isotope Studies - CAIS* (Georgia University-EUA). Os resultados convencionais são corrigidos para -25 ‰ em relação ao fracionamento isotópico, apresentados em anos AP e precisão analítica de ±1σ (Pessenda et al., 2009) e em idades calibradas, ±2 σ (Reimer et al., 2009).

As análises isotópicas do carbono ($\delta^{13}\text{C}$) e fitolíticas foram realizadas em 23 amostras, coletadas a cada 10 cm, do conjunto das unidades estratigráficas da seção, à exceção da unidade III que não aflora no local de coleta. A análise isotópica de sedimentos e de algumas plantas modernas dominantes na área de estudo, assim como a determinação do carbono orgânico total dos sedimentos (Corg total), foi realizada pelo Laboratório de Isótopos Estáveis do CENA-USP (Piracicaba, SP), conforme Pessenda et al. (2005). A extração e análise dos fitólitos foram obtidas nos Laboratórios de Análise de Formações Superficiais e Microscopia Ótica da UNIOESTE, conforme Calegari et al. (2013). A classificação dos morfotipos seguiu o ICPN 1.0 (Madella et al., 2005) e os significados taxonômico e ambiental foram definidos a partir de Twiss et al. (1969), Mulholland (1989), Fredlund e Tieszen (1994), Alexandre et al. (1997; 1999), Runge (1999), Parr e Watson (2007) e Raitz (2012). Devido a limitação da análise fitolítica em termos de redundância (mesmo morfotipo produzido por variadas plantas) e multiplicidade (produção de vários morfotipos por uma mesma planta) de morfotipos (Rovner, 1971), agrupou-se os morfotipos mais representativos das formações vegetais da FOM e de Campo para complementar a interpretação da vegetação como: *bilobate*, *saddle*, *cross*, *rondel* e *bulliform* (Poaceae), *block*, *irregular plane*, *globulares rugose* e *psilate* (eudicotiledonea), *globular echinate* (Arecaceae) (Figura 2).

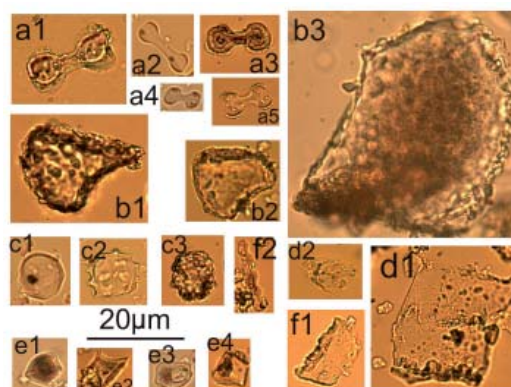


Figura 2 - Assembléia fitolítica encontrada no registro estratigráfico e representativa da FOM e Campo. A- Bilobate, B - Bulliform, C-Globular (c1 - psilate, c2 echinate, c3-rugose), D - Irregular (d1 - plane), E - Rondel, F - Trapeziform (F1 - block, F2 - Sinuate).

Para identificar as características da vegetação, tais como a dominância de subfamília de gramíneas (Poaceae), a densidade de cobertura arbórea e as condições de umidade, aplicou-se, respectivamente, os seguintes índices fitolíticos: a) cobertura arbórea (D/P°); b) climático (Ic) e c) aridez (Iph). Eles foram calculados usando-se os morfotipos de fitólitos com significado taxonômico relevante. O D/P° estabelece a relação entre fitólitos diagnósticos de plantas arbóreas (eudicotiledonea) tropicais (*globular granulate*) e fitólitos de células curtas diagnósticas de gramíneas (Poaceae = *rondel + trapeziform + polylobate + trapeziform short cell + saddle + cross + bilobate short cell*) (Bremond et al., 2005). Já o Ic corresponde a porcentagem de fitólitos de células curtas, produzidas principalmente por Pooideae (*rondel + trapeziform polylobate + trapeziform short cell*), em relação a todas as células curtas produzidas pela soma de gramíneas Pooideae, Chloridoideae e Panicoideae (*trapeziform polylobate + trapeziform short cell + saddle + cross + bilobate short cell*) (Twiss, 1992). Enfim, o Iph estabelece a razão entre a porcentagem de fitólitos de células curtas de Chloridoideae (*sanddle*) e a soma dos morfotipos de gramíneas Panicoideae e Chloridoideae (*sanddle + cross + bilobate short cell*) multiplicado por 100 (Diester-Haas et al., 1973; Twiss, 1992).

Resultados

Evolução geomórfica

O registro estratigráfico se encontra em discordância erosiva com saprolito de riolito, marcada pela incisão fluvial de canal de drenagem. Nele identificou-

se 7 unidades estratigráficas, respectivamente: aluvial (unidade I e III), colúvio-aluvial (unidade II), coluvial (unidades IV, V e VI) e tecnogênica (unidade VII), sendo as unidades II e VI pedogenizadas com desenvolvimento de horizonte húmico (Figuras 3 e 4). Suas propriedades foram descritas por Paisani et al. (2012) e estão sumarizadas na Tabela 2.

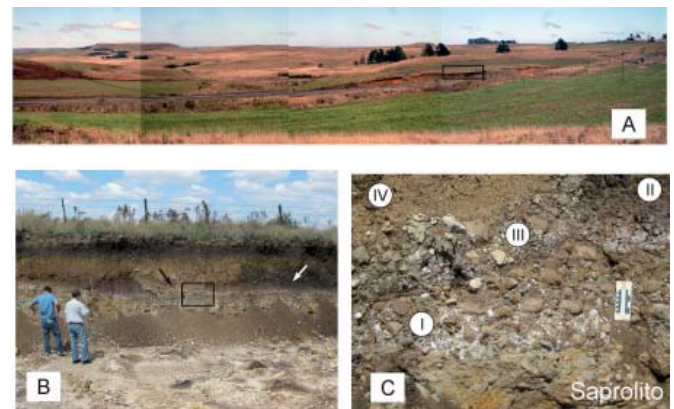


Figura 3 – Contexto da seção lito-pedoestratigráfica de paleovale (adaptada de Paisani et al., 2008). (A) Vista da paisagem da Superfície 2 e a localização da seção estratigráfica (retângulo). (B) Vista da seção estratigráfica com destaque para paleossolo enterrado (seta branca) e uma das gerações de incisão fluvial (seta preta). (C) Detalhe do contato das principais unidades estratigráficas identificadas na seção. I, II, III e IV: unidades estratigráficas (adaptado de Paisani et al., 2012).

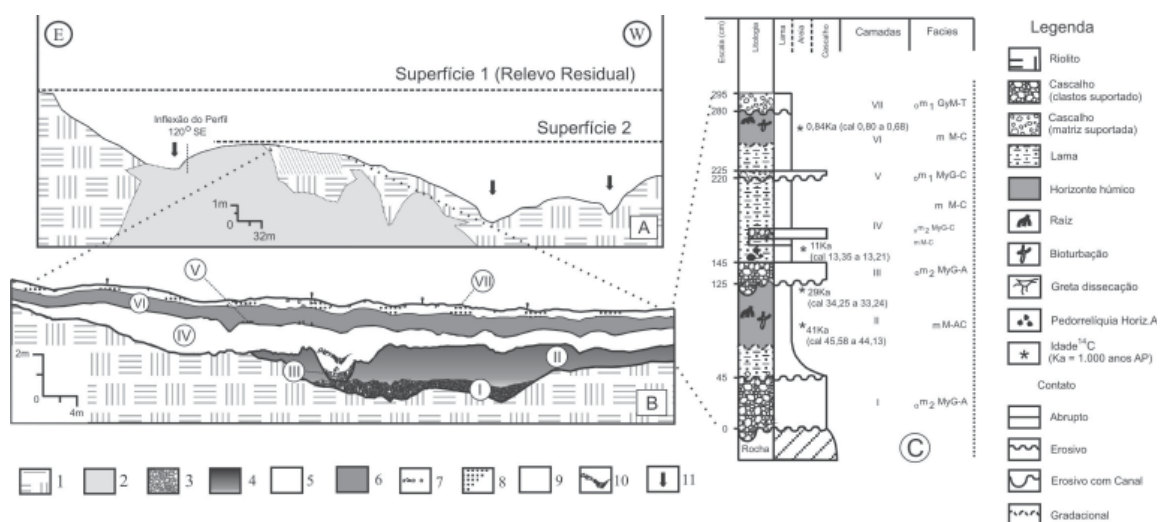


Figura 4 - Reprodução da seção lito-pedoestratigráfica de paleovale (adaptada de Paisani et al., 2012). (A) Perfil topográfico e geológico. (B) Seção estratigráfica com identificação das unidades por algarismos romanos da base para o topo. Nota-se paleossolo (unidade litológica II pedogenizada) truncado por canal colmatado (unidades III e IV). (C) Seção Colunar organizando o registro estratigráfico. * idades ¹⁴C. I, II, III: unidades litoestratigráficas.

Tabela 2 – Principais características das unidades estratigráficas.

Litoestratigrafia					Pedostratigrafia			
U _n	E _m	C _n	Fácies*	C _{FG}	C _M	U _n	C _n	Obs
VII	15	E	_o m ₁ GyM-T	10 YR 4/4, pi, cx 0,2 cm, md sm-sg	D-III, D-IV, gr lit + cc	-	-	-
VI	55	A	mM-C	-	D-IV, D-V, gr lit + cc	2	7.5 YR 2.5/1, bs, pg, p, fb, tcs	-
V	5	E	_o m ₁ MyG-C	bxs, pi, cx 1,5-2 cm, md sm	D-IV, D-V, gr lit + cc	-	-	-
IV	75	A	mM-C	7.5 YR 4/3, ped,	D-IV, gr lit + cc	-	-	2 lentes inscritas mM-C e _o m ₂ MyG-C
III	20	Ec	_o m ₂ MyG-A	bxs, pi, cx 1,5cm, md sg	D-III, gr lit + cc	1	7.5 YR 3/2, bs, mp, pp, fb, mh, tcs	depleção Fe
II	80	E	mM-AC	-	D-IV, D-V, E-IV, E-V, gr cc	-	-	-
I	45	Ec	_o m ₂ MyG-A	bxs, pi, cx 1cm, md sg	B-II, B-III, C-III, C-IV, D-III, D-II, gr lit + cc	-	-	-

U_n: unidade. E_m: espessura média (cm). C_n: contato. *baseado em Ghibaudo (1992). C_{FG}: características da fração grossa. C_M: características da matriz. A: aluvial. AC: colúvio-aluvial. C: coluvial. T: tecnogênica. M: lama. GyM: lama cascalhenta. MyG: cascalho lamoso. _o: oligomítico (fragmentos líticos da fácies riolito + calcedônia e clastos residuais silicosos da fácies intemperizada). m: maciça. m₁: maciça com matriz suportada. m₂: maciça com clastos suportados. a: abrupto. e: erosivo. ec: erosivo com incisão de canal. bxs: baixa esfericidade/sub-arredondado. pi: parcialmente intemperizado. cx: córtex de alteração. md: moda. sg: seixo grosso. sm: seixo médio. gr: grânulo. cc: calcedônia. lit: litorrelíquias do riolito. ped: pedorrelíquias paleohorizonte A. B-II: areia siltosa. B-III: areia argilosa. C-III: lama arenosa siltosa. C-IV: lama arenosa argilosa. D-II: lama levemente arenosa muito siltosa. D-III: lama levemente arenosa siltosa. D-IV: lama levemente arenosa argilosa. D-V: lama levemente arenosa muito argilosa. E-IV: argila siltosa. E-V: argila levemente siltosa. bs: blocos subangulares. pg: pegajoso. mp: muito pegajoso. pp: pouco plástico. p: plástico. fb: forte bioturbação. mh: manchas de hidromorfia. tcs: transição clara sinuosa.

A unidade I, aluvial conglomerática, documenta regime de canal fluvial com alta energia, cuja idade não foi determinada por LOE face a baixa qualidade do sinal da dose irradiada pelos grãos. A unidade II, colúvio-aluvial, demonstra mudança de condições hidrodinâmicas do canal para regime de baixa energia, quando então os fluxos passam a ser hipodérmicos em ambiente de brejo. Essas condições foram importantes para o estabelecimento da pedogênese e a formação do Neossolo flúvico. Conforme idades ¹⁴C apresentadas na Tabela 3, a matéria orgânica desse solo se apresentou entre 41.160 anos AP (44.133 a 45.582 anos cal. AP) a 29.050 anos AP (33.243 a 34.249 anos cal. AP). Por outro lado, as condições hidrodinâmicas dos canais de 2ª ordem

foram regionais e há registros de paleossolos similares na Superfície 2 com acúmulo de matéria orgânica de até 24.850 anos AP (28.378 a 30.938 anos cal. AP) (Guerra e Paisani, 2012). Mudanças no regime hídrico do horizonte A foram detectadas ao longo do tempo dos mosqueados preservados observados nessa unidade, passando de estágio de constante hidromorfismo (encharcamento) para outro de sazonalidade hídrica, acarretando em desenvolvimento de gretas de contração (Paisani et al., 2012). Essa dinâmica pedogenética foi interpretada como mudança de pedogênese progressiva para regressiva na conceituação de Johnson et al. (1990).

Tabela 3 - Resultados das idades ¹⁴C.

Amostra	U.E.*	Prof. (cm)	δ ¹³ C (‰)	Idade (anos ¹⁴ C A.P.)	Idade (anos cal. ¹⁴ C A.P.)
Beta-282539	UP2	30-35/L8	-14,7	830±40	800 - 680
Beta-282540	IV	160-165/L10	-19,2	11.420±50	13.350 - 13.210
Beta-280518	UP1	150-155/L8	-16,8	41.160±480	44.133 - 45.582
UGAMS8874	UP1	100-110/L8	-17,4	29.050±80	33.243 - 34.249

U.E.: unidade estratigráfica.

*: ver nomenclatura na figura 4. UP: unidade pedostratigráfica.

Ln: locais de amostragem.

Uma nova incisão fluvial gerando canal de dimensões menores é documentada pela unidade III, aluvial conglomerática. A mesma truncou parcialmente o Neossolo flúvico estabelecido sobre a unidade II. Pela geometria das unidades, percebe-se que o topo desse solo também foi truncado durante essa fase pelo escoamento superficial gerado no ambiente de encosta. Essas evidências estratigráficas mostram que até este momento o canal fluvial de 2ª ordem se encontrava drenando água.

A unidade IV, coluvial, foi gerada por movimento de massa de material das encostas e colmatou o fundo de vale.

Em sua base registra-se pedorrelíquias de horizonte húmico de solo desenvolvido no ambiente de encosta. Tais pedorrelíquias foram submetidas a datação ¹⁴C e têm 11.420 anos AP (13.350 a 13.210 anos cal. AP – Tabela 2). Isso sugere que o canal de drenagem de 2ª ordem esteve ativo junto ao divisor com o rio Iguaçu entre > 41.160 (> 45.582 a 44.133 anos cal. AP) e 11.420 anos AP (13.350 a 13.210 anos cal. AP) e que as encostas exibiram alta energia erosiva na passagem do Pleistoceno/Holoceno. Desde então, a paleovale foi colmatado e isolado desse sistema hidrográfico. A partir de 11.200 anos AP os processos de encosta predominaram promovendo um reafeiçoamento morfológico de fundo de vale para rampa de colúvios. As unidades colúviais V e VI são os últimos registros desses processos no local. Enquanto

a primeira caracteriza-se como linha de pedras descontínua, a segunda foi gerada por movimento de massa. Há cerca de 800 anos AP (800 a 680 anos cal. AP – Tabela 2), observa-se a presença de um Neossolo Regolítico com horizonte A húmico sobre a unidade VI. Neste momento a drenagem do sistema hidrográfico do rio Uruguai refezizou a topografia local, promovendo inversão de relevo, deixando o vale em situação de encosta (Paisani et al., 2012). Com a abertura da BR-280 no início do Século XX, parte do material tecnógeno retirado foi depositada sobre a unidade VI.

Análises elementar, isotópica do carbono e fitolítica

O conteúdo de carbono orgânico total (Corg Total) variou de 0,11 a 6,80 % entre as unidades estratigráficas (Figura 5). Quatro tendências no conteúdo do Corg Total são observadas: a) acréscimo do topo para a base da unidade VII; b) redução do topo para a base da unidade VI; acréscimo de menos de 2% do topo para a base da unidade IV e d) decréscimo de aproximadamente 4% do teor de Corg Total do topo da unidade II para a alterita. Percebe-se que os níveis pedogenizados exibem a mesma tendência de redução do conteúdo de Corg Total com a profundidade, transgredindo limites estratigráficos. Tais tendências são verificadas nos valores do $\delta^{13}\text{C}$ em termos de enriquecimento (valores menos negativos) isotópico (Figura 5). O sutil acréscimo de Corg Total na base da unidade IV reflete a matéria orgânica contida em fragmentos de pedorrelíquias de horizonte A originários do ambiente de encosta, que foi misturado aos sedimentos dessa unidade durante a sua deposição.

-12,52 próximo ao topo desta seção (Figura 5). O padrão fotossintético de plantas C_4 (gramíneas – maioria das Poaceae) varia de - 17 a -9 ‰, em média - 13 ‰, enquanto que o das plantas C_3 (arbustos, arbóreas e algumas Poaceae) varia de - 32 a - 20 ‰, em média - 27 ‰ (Pessenda et al., 1996; 2005). O $\delta^{13}\text{C}$ das plantas modernas amostradas no local da seção manteve valores em torno de -28‰ nas espécies arbustivas (*Baccharis caprariifolia* DC - Asteraceae -28,55‰ e *Eryngium pandanifolium* -Apiaceae -27,87‰) e variaram entre - 13 e - 14‰ nas espécies de gramíneas (*Panicum SP* -13,54‰, *Sorghastrum stipoides* -12,89‰ e *Panicum schwacheanum* -14,43‰). Ambas seguem os típicos padrões de arbustos C_3 e de gramíneas C_4 , constituindo a formação vegetal atual da área, classificada como *Campo Cerrado* em regeneração (Maack, 1948, 1949).

Esses valores são importantes para a calibração dos dados isotópicos dos sedimentos em relação à cobertura vegetal atual. Percebe-se o sinal isotópico da matéria orgânica do *Campo Cerrado* no topo da unidade VII (- 16,31 ‰), característico de predomínio de plantas C_4 e a presença esparsa de árvores/arbustos C_3 . Já a assembleia fitolítica, obtida nas unidades VII e VI, está em conformidade com os dados isotópicos e indica predomínio de Poaceae (89% da assembleia – Figura 6), com destaque para as contribuições de Panicoideae (~11%) e Pooideae (5%). Os índices fitolíticos para essas unidades definem os valores de referencia para a cobertura vegetal atual da área, *Campo Cerrado*. O D/P° variou de 0,1 a 2, indicando campo com poucos elementos lenhosos/arbustivos. Já o Ic apresentou de 23 a 100, com média de 59, sugerindo temperaturas mesotérmicas. Enquanto que o Iph ficou entre 2,6 a 7,7 apontando para condições locais úmidas. Percebe-se que o *Campo Cerrado* está em conformidade com as condições climáticas atuais.

A quantidade e a variedade de morfotipos são maiores nas unidades VII e VI (topo), onde se verificou maior concentração de fitólitos por grama de material mineral (Figura 6). A partir da base da unidade IV, em direção à profundidade perde-se o sinal fitolítico em face da raridade e da tafonomização (queimado ou quebrado) dessa biomineralização, restringindo sua contribuição para a reconstrução da paleovegetação da área. A redução e a ausência de fitólitos nas demais unidades são interpretadas como decorrentes de sua degradação (dissolução), pois os raros fitólitos encontrados geralmente exibem sinais de dissolução (corroídos).

Analisando o sinal isotópico do carbono nas unidades estratigráficas basais, percebe-se que entre a base da unidade I e II e a alterita os valores isotópicos ficam entre - 20‰ e -18‰ Essa matéria orgânica foi concentrada em domínio hidromórfico e indica as condições ambientais da área drenada a montante da seção estratigráfica antes de 41.000 anos AP.

A unidade II constitui um colúvio pedogenizado, cuja matéria orgânica data entre 41.000 anos AP (45.582 a 4.4133

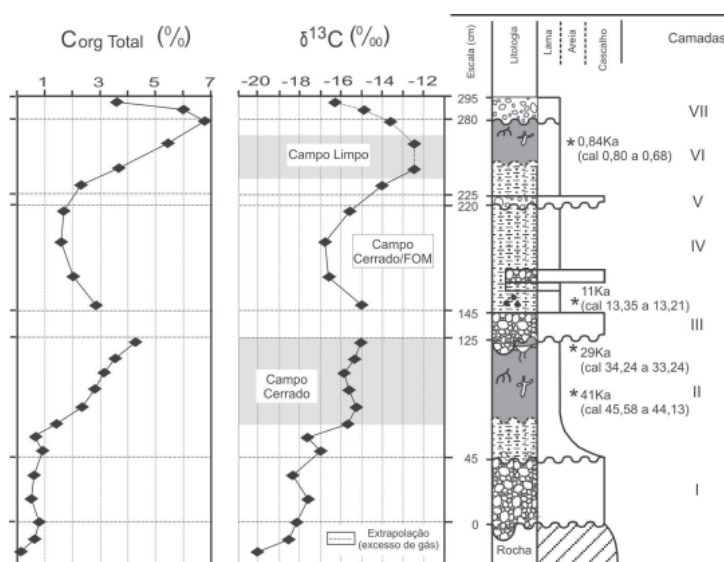


Figura 5 - Variação dos conteúdos de carbono total (Corg total) e $\delta^{13}\text{C}$ nas unidades estratigráficas.

Os valores de $\delta^{13}\text{C}$ variaram de -20,58‰ na base até

anos cal. AP) e 29.000 (34.249 a 33243 anos cal. AP). Seu sinal isotópico é contínuo e de cerca de -15‰, indicando presença significativa de plantas C₄. Com base nos valores isotópicos observados na superfície, infere-se o desenvolvimento de *Campo Cerrado* em pedoambiente favorável a acumulação/preservação da matéria orgânica (Kämpf e Schwertmann, 1983; Embrapa, 1984). Comparado com o nível estratigráfico anterior, pode-se sugerir uma mudança de regime térmico e não hídrico, pois a pedogênese se estabeleceu em um ambiente hidromórfico (Paisani et al., 2012). Apenas no topo dessa unidade registra-se gretas de contração, sugerindo mudança para uma sazonalidade hídrica após 29.000 anos AP.

A ausência de sinal isotópico na unidade III, não determinada por aflorar fora do local de amostragem, não modifica o padrão isotópico da base da unidade IV em relação ao topo

da unidade II. Como mencionado antes, a base da unidade IV apresenta sinal isotópico de -15‰ e reflete a matéria orgânica contida em fragmentos de pedorrelíquias de horizonte A originado no ambiente de encosta, que foi misturado aos sedimentos dessa unidade durante a sua deposição. Os demais valores isotópicos dessa unidade apontam para uma cobertura vegetal de *Campo Cerrado*, porém a assembleia de fitólitos mostra que há uma importante contribuição de elementos arbóreos/arbustivos (11 a 36% de fitólitos de Eudicotiledôneas – Figura 6). Poderia se pensar em vegetação da FOM, mas o sinal isotópico dos solos atualmente sob esse tipo de formação vegetal nas vizinhanças da área de estudo é de -24‰ a -20 ‰ em Guarapuava (PR), -16‰ a -26‰ em Ponta Grossa (PR) e de -21‰ a -26‰ em Xanxerê (SC) (Calegari, 2008). Isso leva a pensar em fitofisionomia transicional entre *Campo Cerrado* e FOM, constituída predominantemente por plantas C₄.

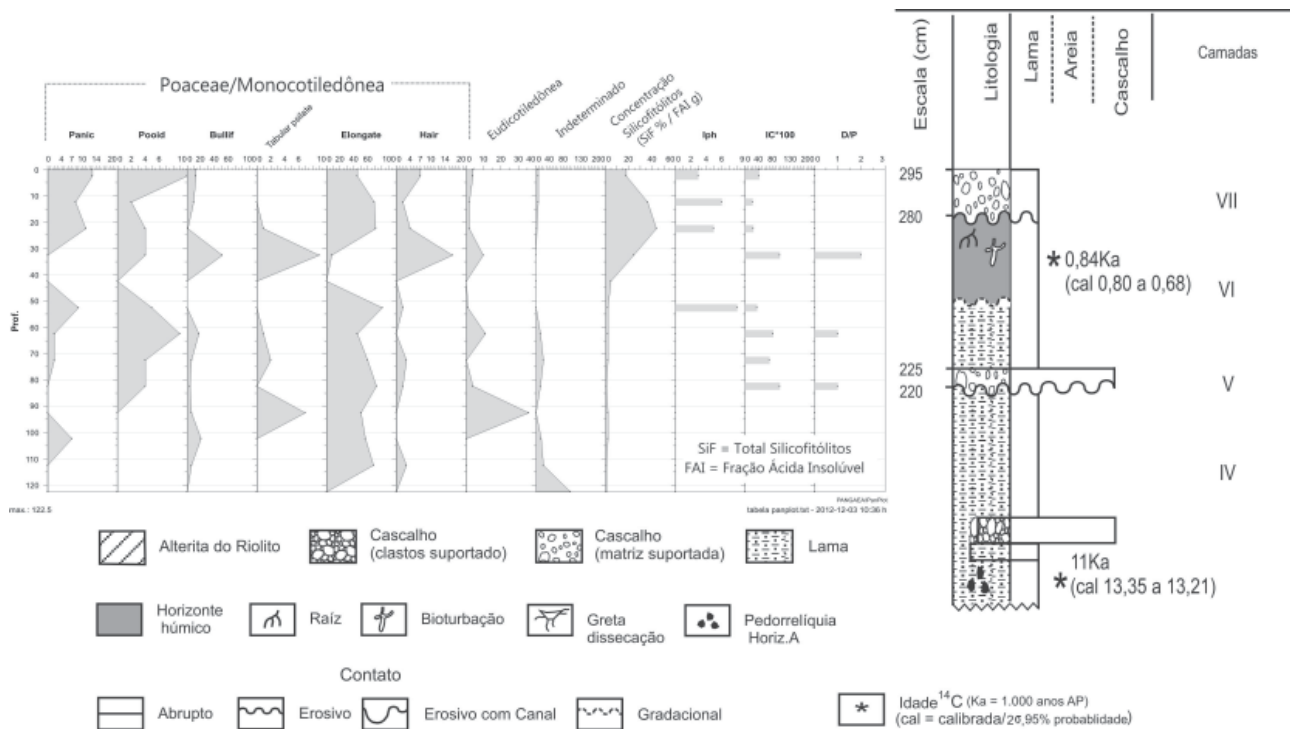


Figura 6 - Diagrama fitolítico. Nota-se o registro fitolítico entre 0 e 120 cm (base da unidade IV), em profundidade não há registro fitolítico com significado ecológico face a tafonomização e a baixa concentração de morfotipos (< 200 grãos).

Entre o topo da unidade IV e a base da unidade VI os valores de δ¹³C tornam-se mais enriquecidos. A unidade IV exhibe valores isotópicos entre -16 e -17 ‰, cerca de 4,5 ‰ mais empobrecido do que a camada VI, de ~-12,5 ‰ (Figura 5). Isso sugere que houve uma mudança importante na comunidade de plantas entre o estabelecimento das unidades IV e VI (Saia et al., 2008). Esse local é marcado por colúvio retrabalhado (unidade V), conhecido na literatura como linha de pedras descontínua. O registro fitolítico da unidade V exhibe uma mudança na cobertura vegetal em relação ao

nível subjacente, pois registra ausência de eudicotiledôneas presentes em abundância na unidade IV e uma forte redução na concentração de grãos de fitólitos por grama de solo/sedimento (Figura 6). Este dado mostra a coincidência entre uma descontinuidade estratigráfica, representada pela linha de pedras, e uma mudança importante na cobertura vegetal. Percebe-se aqui, uma mudança da vegetação mais densa para mais aberta, com maior concentração de plantas C₄, em decorrência de mudança no regime hídrico, como evidenciado pelo maior aporte erosivo.

A formação vegetal que ocupava a unidade VI a cerca de 800 anos AP (880 a 680 anos cal. AP) era constituída predominantemente de gramíneas, dado os valores isotópicos entre -12 e -13‰. A esse tipo de fitofisionomia Maack (1948; 1949) designou de *Campo Limpo* (Figura 5). A análise fitolítica desse nível estratigráfico mostra uma abundância de fitólitos queimados (18%), apontando para o fogo como um fator responsável pela diferenciação entre *Campo Limpo* e *Campo Cerrado*.

Interpretação e Discussão

O registro estratigráfico da seção estudada mostra duas fases evolutivas distintas, uma durante o final do Pleistoceno Superior, quando a área correspondia a ambiente de fundo de vale de canal de 2ª ordem hierárquica, e outro durante o Holoceno quando então a área passa a ambiente de encosta com sedimentos de rampa de colúvios. No Último Interestádio, > 41.000 anos AP (>45.582 a 44.133 anos cal. AP), o fundo de vale exibia elevado nível freático que mantinha canal de 2ª ordem perene com regime de alta energia. Nas encostas a pedogênese progressiva dominava gerando mantos de alteração e horizontes A húmicos (Figura 7).

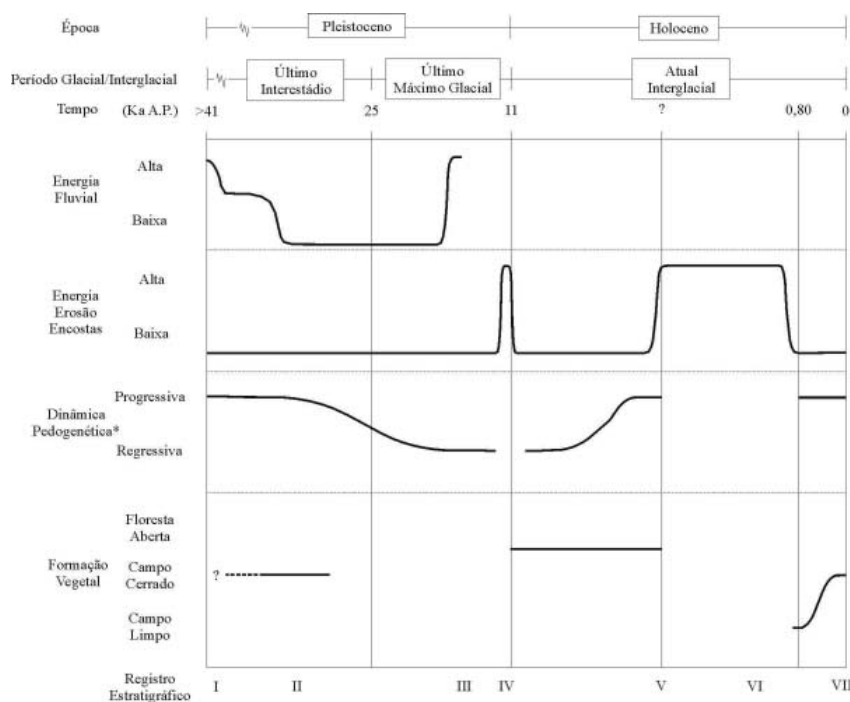


Figura 7 - Correlação qualitativa entre elementos do sistema geomorfológico e trocas de vegetação ao longo do Quaternário Tardio (baseado em Knox, 1972). * Conceituação de Johnson et al. (1990).

As características sedimentológicas e morfológicas da unidade II indicam que entre 41.000 (45.582 a 44.133 anos cal. AP) a 29.000 anos AP (34.249 a 33.243 anos cal. AP) houve brusca mudança do fluxo do canal, passando de alta para baixa energia (Figura 7). Esse fenômeno foi interpretado como variação do nível de base local decorrente de atividade neotectônica previamente identificada na área (Paisani et al., 2012), o qual parece não ter afetado o grau de morfogênese nas encostas, haja vista que nesse momento a pedogênese torna-se progressiva também no fundo de vale agindo sobre o material depositado e formando Neossolo flúvico. Datação por ¹⁴C de colúvio pedogenizado em outra seção estratigráfica da Superfície 2 indica que esse período perdurou até 24.850 anos AP (28.378 a 30.938 anos cal. AP) (Guerra e Paisani, 2012), final do Último Interestádio.

De acordo com os dados isotópicos da unidade II, observa-se nesse período o predomínio de plantas C₄, com elementos arbóreos/arbustivos, aqui entendida como *Campo Cerrado*, similar a vegetação atual. Porém, é possível que haja estações secas mais definidas que atualmente com déficit hídrico pronunciado, pois registra-se gretas de contração na superfície dessa unidade (Paisani et al., 2012). Os dados regionais de trocas da vegetação para esse período são escassos. Os poucos registrados na literatura mostram que o NW da Argentina (180 Km da área) passou por um período seco (Zech et al., 2009). Enquanto que o Planalto Norte Catarinense era relativamente mais quente e seco que o atual (Oliveira et al., 2008). E a Serra Gaúcha tinha clima mais úmido que o atual (Behling, 2004). Embora os dados isotópicos apontem para uma vegetação similar a contemporânea, as gretas de dissecação no topo do paleossolo é um sinal de redução de

umidade no final do EIM 3 (41.000 a 24.850 anos AP) na área de estudo.

Mesmo constatando uma redução da umidade regional no final do Último Interstádio o sistema geomorfológico da área de estudo (bacia de 2ª ordem hierárquica) não apresentou modificações significativas. A dinâmica erosiva nas encostas e no fundo de vale se manteve similar a fase anterior, baixa energia erosiva. Nesse período os mantos de intemperismo sofreram baixa remoção, possivelmente pelo escoamento superficial. A pedogênese acompanha a mudança climática tornando-se regressiva, com desenvolvimento de gretas de contração no fundo de vale, geradas por sazonalidade hídrica.

A ausência de dados isotópicos da unidade III não nos permite fazer uma interpretação sobre a cobertura vegetal no Último Máximo Glacial. Entretanto, com base nos dados sedimentológicos e estratigráficos sabe-se apenas que nesse período o canal fluvial voltou a apresentar alta energia e promover a incisão no fundo do vale nesse período (Figura 7), levanta a pensar na manutenção de umidade no fundo de vale. Esse elemento perturbador do sistema geomorfológico só afetou o fundo do vale, não alterando a dinâmica erosiva de baixa energia nas encostas. Isso evidencia que o sistema geomorfológico (encostas e fundo de vale) esteve em equilíbrio dinâmico ao longo do Pleistoceno Superior. A incisão fluvial com alta energia, gerando conglomerado (unidade III), só pode ser motivada por variação no nível de base, igualmente ao constatado para antes de 41.000 anos AP (45.582 a 44.133 anos cal. AP).

Um regime de chuvas mais concentradas ocorreu na transição Pleistoceno /Holoceno. Regime dessa natureza foi responsável pela desnudação das encostas, como evidencia as propriedades sedimentológicas da unidade IV. Ele poderia explicar a formação de ravinas capazes de truncarem o topo do Neossolo flúvico, como observado na seção (Paisani et al., 2012). Isso mostra uma importante mudança na condição de umidade do ambiente, suficiente para promover a morfogênese associada a eventos de alta energia erosiva (movimentos de massa).

Não se tem registro da mudança de vegetação durante a sedimentação da unidade IV. Nessa transição os mantos de intemperismo foram remobilizados gerando a colmatação do fundo de vale (unidade IV) e o estabelecimento de uma morfologia de rampa de colúvios. A alta energia da erosão das encostas na passagem de um regime glacial/interglacial se deve a resposta rápida do sistema geomorfológico, já perturbado pela variação do nível de base (neotectônica – Final do Pleistoceno), a umidificação do clima (Knox, 1972; Modenesi-Gauttieri e Toledo, 1996).

Após 11.000 anos AP (13.350 a 13.210 anos cal. AP), possivelmente do Holoceno Inferior ao Médio, se instalou vegetação transicional entre *Campo Cerrado*/FOM, com predomínio de plantas C₄, como sugere o sinal isotópico,

apoiado pelo fitolítico (Figuras 5, 6). Infere-se que as condições climáticas eram mais úmidas e quentes que no Último Máximo Glacial. Essa vegetação transicional sofre mudança para predomínio de plantas C₄, aqui entendida como *Campo Limpo*, já no Holoceno Superior (Figura 6). O enriquecimento de ~5 unidades no valor isotópico entre as unidades IV e VI baliza essa interpretação (Desjardins et al, 1996; Saia et al, 2008), assim como a mudança na concentração de fitólitos de eudicodiledôneas para monocotiledôneas (Figura 6).

Coincidente com esse período de significativa troca de vegetação registra-se fase de alta erosão nas encostas, suficiente para gerar um hiato erosivo seguido de retrabalhamento de depósitos colúviais (unidade V – Paisani et al., 2012). Na sequência nova formação/remobilização dos mantos de intemperismo documentam a continuidade da alta energia da erosão nas encostas (Figura 7), no Holoceno Superior (> 1.000 anos AP).

Essa intensa morfogênese durante o Holoceno mostra que o sistema geomorfológico, nesse momento com morfologia de rampa de colúvios, esteve em desequilíbrio. Esse fenômeno temporal também foi responsável por sequências colúviais no Holoceno, embora diacrônicas, em planaltos do sul (Melo et al., 2003; Oliveira et al., 2006; 2008) e sudeste brasileiro (Moura e Meis, 1980; Moura e Mello, 1991; Modenesi-Gauttieri e Toledo, 1996; Melo e Cuchierato, 2004; Hiruma et al., 2012). Essa coincidência entre troca de vegetação e morfogênese é sugestiva para interpretar como uma mudança no regime hídrico da área decorrente de oscilação climática, onde vegetação aberta e chuvas mais concentradas seriam responsáveis pelo hiato erosivo (Melo et al., 2003; Oliveira et al., 2008).

Os últimos 800 anos AP (800 a 680 anos cal. AP) são marcados por pedogênese progressiva e o retorno da baixa energia dos processos erosivos nas encostas. O sinal isotópico do carbono e fitolítico indicando *Campo Limpo*, provavelmente decorrente da sucessão florística resultante de queimadas provocadas por grupos indígenas *kaingang* que habitaram a área antes da colonização do início do Século XX (Behling et al., 2004; Bitencourt e Krauspenhar, 2006; Araujo, 2007; Ribas, 2008). Assim como em outros trabalhos realizados na região (Calegari, 2008; Raitz, 2012) não foram encontrados fragmentos de carvão que atestariam a existência de espécies lenhosas e a existência de florestas nessa época. Foram encontrados apenas fitólitos com características morfológicas (cor amarelada, deformação na forma e alteração no índice de refração) que indicam ter havido incêndios (Parr, 2006). Nesse momento, o paleovale colmatado (rampa de colúvios) já se encontra em situação de inversão de relevo no divisor de água regional entre os rios Iguazú (PR) e Uruguai (SC).

Enfim, a resposta a morfogênese e pedogênese do sistema geomorfológico (da bacia de 2ª ordem) não está em fase com as mudanças cíclicas glacial/interglacial aventadas na literatura geomorfológica clássica brasileira (Oliveira et al.,

2006; Thomas, 2004; 2008; Hiruma et al., 2012). Igualmente, percebe-se que as mudanças climáticas não foram as únicas responsáveis pela reorganização das morfologias da área, mas que pulsos de atividade neotectônica também se fizeram presentes ao longo do Quaternário Tardio e foram responsáveis por inversão de relevo fossilizando paleovales de baixa ordem hierárquica em interflúvios locais e regionais, como apontado por Paisani et al. (2012).

Conclusões

A associação entre o registro estratigráfico e as análises de isótopos do carbono e fitolítica permitiram verificar o papel das variações climáticas do Quaternário Tardio na evolução de paleovale de segunda ordem hierárquica na Superfície 2 do Planalto das Araucárias, sul do Brasil. Os dados obtidos neste trabalho foram insuficientes para detectar a mudança climática do Último Interstádio para o Último Máximo Glacial globalmente atestada na literatura. Registrou-se apenas a continuidade da presença de Campo Cerrado entre 41.000 (45.582 a 44.133 anos cal. AP) a 29.000 anos AP (34.249 a 33.243 anos cal. AP). O sistema geomorfológico manteve-se em equilíbrio dinâmico não alterando os processos erosivos de baixa energia nas encostas. Verificou-se apenas mudança na dinâmica pedogenética de progressiva para regressiva em direção ao Último Máximo Glacial. As mudanças registradas na dinâmica fluvial ao longo do Última Interstádio e Último Máximo Glacial foram comandadas por eventos neotectônicos e não alteraram a energia erosiva dos processos de encosta.

As principais alterações no sistema geomorfológico ocorreram por conta da transição Pleistoceno/Holoceno e durante o Holoceno. Na transição Pleistoceno/Holoceno a mudança na energia dos processos erosivos nas encostas, de baixa para alta, foi abrupta promovendo a colmatação do fundo de vale. A partir de então a área passou a apresentar morfologia de rampa de colúvios. Possivelmente entre Holoceno Inferior e Médio houve o estabelecimento de cobertura vegetal transicional de *Campo Cerrado*/FOM, indicando condições climáticas mais úmidas e quentes que o Último Máximo Glacial. Nesse período a morfogênese nas encostas foi baixa. Seu aumento, talvez entre o Holoceno Médio e Superior, foi verificado pela coincidência entre as descontinuidades estratigráficas e fitolíticas (> 1.000 anos AP). Interpreta-se essa fase como uma mudança no regime hídrico da área decorrente de oscilação climática, onde vegetação aberta e chuvas mais concentradas seriam responsáveis pelas descontinuidades.

No último milênio a ação antrópica (índios) foi responsável pela manutenção de *Campo Limpo* até a colonização no início do Século XX, quando se instalou o *Campo Cerrado*, atualmente encontrado na área. A dinâmica das encostas nesse período voltou a ser de processos erosivos de baixa energia, possivelmente comandados pelo escoamento superficial hortoniano.

Enfim, os dados estratigráficos, isotópicos do carbono da matéria orgânica e fitolíticos mostram que a evolução geomorfológica dos paleovales de baixa ordem hierárquica da Superfície 2 do Planalto das Araucárias, é melhor entendida pela perspectiva sistêmica que a clássica cíclica, pautada na ideia de períodos glaciais associados a fases de resistasia (morfogênese) e períodos interglaciais atrelados a fase de bioestasia (pedogênese). Na realidade, o período em que se esperava máxima morfogênese, Último Glacial, registrou adequação gradual do sistema geomórfico ao novo regime climático.

Agradecimentos

Ao CNPq (Proc. 472267/2009-4 e 501621/2010-5), à Fundação Araucária /SETI/Gov.Paraná (Convênio n. 407/2009) e ao Programa de Pós-Graduação *Stricto Sensu* em Geografia da Universidade Estadual do Oeste do Paraná pelo apoio financeiro. Ao Laboratório ¹⁴C do Centro de Energia Nuclear na Agricultura (CENA-USP) pelo tratamento das amostras.

Referencias Bibliográficas

- AB'SÁBER, A. N. Spaces occupied by the expansion of dry climates in South America during the Quaternary ice ages. *Revista do Instituto Geológico* (USP) v.21, p.71-78, 2000.
- AB'SABER, A. N. Domínios Morfoclimáticos e Províncias Fitogeográficas do Brasil. *Orientação*, Instituto de Geografia USP, v.3, p.45-48, 1967.
- AB'SÁBER, A.N.; BIGARELLA, J.J. 1961 – Considerações sobre a geomorfogênese da Serra do Mar no Paraná. *Boletim Paranaense de Geografia*, v.4/5, p.94-110, 1961.
- ALEXANDER, A.; MEUNIER, J.-D.; LÉZINE, A.-M.; VINCENS, A.; SCHWARTZ, D. Phytoliths indicators of grasslands dynamics during the late Holocene in intertropical Africa. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeocology* v.136, p.213-219, 1997.
- ALEXANDER, A.; MEUNIER, J.-D.; Mariotti, A., Soubies, F. Late Holocene phytolith and carbono-isotope record from a latosol at Salitre, South-Central Brazil. *Quaternary Research* v.51, p.187-194, 1999.
- ALMEIDA, F.F.M. Planalto basáltico da Bacia do Paraná. *Boletim Paulista de Geografia*, n. 24, p. 03-34, 1956.
- ARAÚJO, A.G.M. A tradução cerâmica Itararé-Taquara: características, área de ocorrência e algumas hipóteses sobre a expansão dos grupos Jê no sudeste do Brasil. *Revista de Arqueologia*, v.20, p.09-38, 2007.
- BEHLING, H. Late Quaternary vegetational and climatic changes in Brazil. *Review of Palaeobotany and Palynology*, v.99, p.143-156, 1998.

- BEHLING, H. South and southeast Brazilian grasslands during Late Quaternary times: a synthesis. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v.177, p.19-27, 2002.
- BEHLING, H.; PILLAR, V.D.; ORLÓCI, L. BAUERMANN, S.G. 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, p.277-297, 2004.
- BIGARELLA, J.J., ANDRADE, G.O. Contribution to the study of the Brazilian Quaternary. *The Geological Society of America (Special Paper)*, n.84, p.433-451, 1965.
- BIGARELLA, J.J.; MOUSINHO, M.R.; SILVA, J.X. Considerações a respeito da evolução das vertentes. *Boletim Paranaense de Geografia*, v.16/17, p.85-116, 1965a.
- BIGARELLA, J.J.; MOUSINHO, M.R.; SILVA, J.X. Pediplanos, pedimentos e seus depósitos correlativos no Brasil. *Boletim Paranaense de Geografia*, v.16/17, p.117-151, 1965b.
- BITENCOURT, A.L.V.; KRAUSPENHAR, P.M. Possible prehistoric anthropogenic effect on *Araucaria Angustifolia* (Bert.) O. Kuntze expansion during the Late Holocene. *Revista Brasileira de Paleontologia* v.9, p.109-116, 2006.
- BREMOND, L.; ALEXANDER, A.; HÉLY, C.; GUIOT, J. A phytolith index as a proxy of tree cover density in tropical areas: calibration with Leaf Area Index along a forest-savanna transect in southeastern Cameroon. *Global and Planetary Change* 45 (4), 277-293, 2005.
- CALEGARI, M.R. 2008. *Ocorrência e Significado Paleambiental do Horizonte A Húmico em Latossolos*. 256 f. Tese (Doutorado em Solos), Escola Superior de Agricultura "Luiz de Queiroz" - ESALQ/USP. 2008.
- CALEGARI, M.R.; MADELLA, M.; VIDAL TORRADO, P.; OTERRO, X.L.; MACIAS, F.; OSTERRIETH, M. Opal phytolith extraction in oxisols. *Quaternary International*, 287, p.56-62, 2013. doi.org/10.1016/j.quaint.2011.11.005
- CORTESE, G.; ABELMANN, A. Radiolarian-based paleotemperatures during the last 160 Kyr at ODP Site 1089 (Southern Ocean, Atlantic Sector). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v.182, p.259-286, 2002.
- DESJARDINS, T.; CARNEIRO FILHO, A.; MARIOTTI, A.; CHAUVEL, A.; GIRADIN, C. Changes of the forest-savanna boundary in Brazilian Amazonia during the Holocene revealed by stable isotope ratios of soil organic carbon. *Oecologia* v.108, p.749-756, 1996.
- DIESTER-HAASS, L., SCHRADER, H.J., THIEDE, J. Sedimentological and paleoclimatological investigations of two pelagic ooze cores off Cape Barbas, North- West Africa. *Meteorologische Forschungsergebnisse* v.16, p.19-66, 1973.
- EECS – Engenharia Eólica/Camargo Schubert – *Atlas do potencial eólico do Paraná*, Curitiba: Inst. Tecn. Desenv. LACTEC, 2007, 53p.
- EMBRAPA - EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA. Serviço Nacional de Levantamento e Conservação de Solos. Levantamento de reconhecimentos dos solos do estado do Paraná. Curitiba, SNLCS/SUDESUL – IAPAR, 1984, 787p. (Embrapa-SNLCS. Boletim de Pesquisa, 27).
- FREDLUND, G. TIESZEN, L. T. Modern phytolith assemblage from the North American Great Plains. *Journal of Biogeography* v.21, p.321 -335, 1994.
- FRTZSONS, E.; MANTOVANI, L.E.; AGUIAR, A.V. Relação entre altitude e temperatura: uma contribuição ao zoneamento climático no Estado do Paraná. *REA-Revista de Estudos Ambientais*, FURB, v.10 (1): 49-64, 2008.
- GUERRA, S.; PAISANI, J. C. Verificação da influência dos derrames vulcânicos da Formação Serra Geral na origem de patamares na área drenada pelo rio Tamanduá – SW PR, *Geografia, UEL*, v.19, p.163-173, 2010.
- GUERRA, S.; PAISANI, J.C. Levantamento estratigráfico das formações superficiais cenozoicas no Planalto de Palmas (PR) e Água Doce (SC): subsídio ao estudo da evolução da paisagem a partir do Estágio Isotópico Marinho 3. *Revista Ambiente*, UNICENTRO, v.8 (Especial), p.651-665, 2012. doi:10.5777/ambiente.2012.05.03
- HERMANN, M.L.P.; ROSA, R.O. Relevô. In: IBGE (Org.) *Geografia do Brasil – Região Sul*, RJ;IBGE, v.2, p.55-84, 1990.
- HIRUMA, S.T.; MODENESI-GAUTTIERI, M.C.; RICCOMINI, C. Late Quaternary colluvial deposits in the Bocaina Plateau, southeastern Brazil highlands: age and palaeoenvironmental consequences. *BOREAS*, 2012. doi:10.1111/j.1502-3885.2012.00272.x
- HUGHES, P.D. Geomorphology and Quaternary stratigraphy: the roles of morpho-, litho-, and allostratigraphy. *Geomorphology*, v.123, p.189-199, 2010. doi:10.1016/j.geomorph.2010.07.025
- ITCG (Instituto de Terras, Cartografia e Geociências do Paraná) *Clima – Estado do Paraná*. Escala 1:2.000.000, 2006. In: www.itcg.pr.gov.br. Acesso em 29/11/2012.
- ITCG (Instituto de Terras, Cartografia e Geociências do Paraná) *Formações fitogeográficas – Estado do Paraná*. Escala 1:2.000.000, 2009. In: www.itcg.pr.gov.br. Acesso em 29/11/2012.
- JESKE-PIERUSCHKA, V.; FIDELIS, A.; BERGAMIN, R.S.; VÉLEZ, E.; BEHLING, H. Araucaria forest dynamics in relation to fire frequency in southern Brazil based on fossil and modern pollen data. *Review of Palaeobotany and Palynology*, v.160, p.53-65, 2010. doi:10.1016/j.revpalbo.2010.01.005
- JOHNSON, D.L.; KELLER, E.A.; ROCKWELL, T.K. Dynamic depogenesis: new views on some key soil concepts, and a model for interpreting Quaternary soils. *Quaternary Research*, v.33, p.306-319, 1990.

- KÄMPF, N.; SCHWERTMANN, U. Goethite and hematite in a climosequence in Southern Brazil and their applications in classification of kaolinitic soils. *Geoderma*, v.29, p.27-39, 1983.
- KNOX, J.C. Valley alluviation in southwestern Wisconsin. *Annals of the Association of American Geographers*, v.62, p.401-410, 1972.
- MAACK, R. Notas preliminares sobre clima, solos e vegetação do Estado do Paraná. *Arquivos de Biologia e Tecnologia*, v. III, p.103-225, 1948.
- MAACK, R. Notas complementares à apresentação preliminar do mapa fitogeográfico do Estado do Paraná (Brasil). *Arquivos do Museu Paranaense*, v. VII, p.351-361, 1949.
- MAACK, R. *Geografia física do Paraná*. Rio de Janeiro: José Olympio, 1981. p. 442.
- MADELLA, M.; ALEXANDRE, A.; BALL, T. International Code for Phytolith Nomenclature 1.0. *Annals of Botany*, Oxford, v. 96, p. 253–260, 2005.
- MELO, M.S.; CUCHIERATO, G. Quaternary colluvial-eluvial covers of the Eastern Paraná Basin, Southeastern Brazil. *Quaternary International*, v.114, p.45-53, 2004.
- MELO, M.S.; MEDEIROS, C.V.; GIANNINI, P.C.F.; GARCIA, M.J.; PESSENDA, L.C.R. Sedimentação quaternária no espaço urbano de Ponta Grossa, Pr. *Geociências*, UNESP, v.22, p.33-42, 2003.
- MODENESI-GAUTTIERI, M.C.; TOLEDO, M.R.M. Weathering and the formation of hillslope deposits in the tropical highlands of Itatiaia – southeastern Brazil. *Catena*, v.27, p.81-103, 1996.
- MONTEIRO, C.A.F. Geomorfologia. In: Cataldo, D.M. (Org.) *Geografia do Brasil – Grande Região Sul*. Tomo I. RJ: IBGE, 1963, p.15-79.
- MOURA, J.R.S.; MEIS, M.R.M.; Litoestratigrafia preliminary para os depósitos de encosta do Quaternário Superior do Planalto SE do Brasil (MG-RJ). *Revista Brasileira de Geociências*, v.10, p.258-267, 1980.
- MOURA, J.R.S.; MELLO, C.L. Classificação aloestratigráfica do Quaternário Superior na região de Bananal (SP/RJ). *Revista Brasileira de Geociências*, v.21, p.236-254, 1991.
- MULHOLLAND, S.C. Phytolith shape frequencies in North Dakota grasses: a comparison to general patterns. *Journal of Archeological Science*, v.16, p.489-511, 1989.
- NARDY, A.J.R.; MACHADO, F.B.; OLIVEIRA, M.A.F. As rochas vulcânicas mesozóicas ácidas da Bacia do Paraná: litoestratigrafia e considerações geoquímico-estratigráficas. *Geociências*, UNESP, v.38, p.178-195, 2008.
- OLIVEIRA, M. A. T.; PESSENDA, L. C. R.; BEHLING, H.; LIMA, G. L.; FERREIRA, G. M. S. S. Registro de mudanças ambientais pleistocênicas e holocênicas em depósitos de cabeceira de vale: Campo Alegre, Planalto Norte catarinense (SC). *Revista Brasileira de Geociências*, v.36, p.474-487, 2006.
- OLIVEIRA, M.A.T.; BEHLING, H.; PESSENDA, L.C.R. Late-Pleistocene and mid-Holocene environmental changes in highland valley head areas of Santa Catarina state, Southern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, v.26, p.55-67, 2008. doi:10.1016/j.jsames.2008.03.001
- PAISANI, J. C.; GEREMIA, F. Evolução de encostas no Planalto Basáltico com base na análise de depósitos de colúvio – médio vale do rio Marrecas, SW do Paraná. *Geociências*, UNESP, v.29, p.321-334, 2010.
- PAISANI, J.C.; PONTELLI, M.E.; Grau de evolução da cobertura pedológica de área fonte de depósitos coluviais a partir da análise da mineralogia de argilas - Planalto Basáltico - SW PR. *Boletim de Geografia UFPE (v.esp.)*, p.176-190, 2010.
- PAISANI, J.C.; PONTELLI, M.E.; GEREMIA, F.; FORTES, J. A. E. Análise de lineamentos na bacia do rio Quatorze – sudoeste do Paraná. *Revista Varia Scientia*, Unioeste, v.5, n.10, p.65-74, 2005.
- PAISANI, J. C.; PONTELLI, M. E.; ANDRES, J.; PASA, V.; MARINHO, F. R. Características geológicas da Formação Serra Geral na área drenada pelo Rio Marrecas (SW Paraná): fundamentos para a análise geomorfológica. *Geografia*, UEL, v.17, p.49-65, 2008a.
- PAISANI, J.C.; PONTELLI, M.E.; PASA, V.; ANDRES, J. Verificação da Influência da Sequência de Derrames Vulcânicos da Formação Serra Geral na Ocorrência de Patamares na Área Drenada pelo Rio Marrecas – SW PR, SIMPÓSIO NACIONAL DE GEOMORFOLOGIA, 7, ENCONTRO LATINO AMERICANO DE GEOMORFOLOGIA, 2, 2008, Belo Horizonte, *Anais ...*, Belo Horizonte, 2008b, CD-Rom, 10p.
- PAISANI, J.C.; PONTELLI, M. E.; ANDRES, J. Superfícies aplainadas em zona morfoclimática subtropical úmida no Planalto Basáltico da Bacia do Paraná (SW Paraná/ NW Santa Catarina): primeira aproximação. *Geociências*, v.27, p.541-553, 2008c.
- PAISANI, J.C.; PONTELLI, M.E.; CALEGARI, M.R. Evolução de bacias de baixa ordem nos 41.000 anos AP – Brasil Meridional. *Mercator*, UFC, v.11 (26), p.131-148, 2012. doi:10.4215/RM2012.1126.0009
- PAISANI, J.C.; PONTELLI, M.E.; CALEGARI, M.R. Contribuição para a reconstrução de paleoperfis de alteração no Planalto de Palmas/Água Doce - sul do Brasil. *Geographia*, UFF, submetido.
- PARR, J. F. Effect of fire on phytolith coloration. *Geoarchaeology: an International Journal*, v.21, p.171-185, 2006.
- PARR, J.F., WATSON, L. Morphological characteristics observed in the leaf phytoliths of selected Gymnosperms of eastern Australia. In: MADELLA, M. & ZURRO, D. Plants,

- People and Places- recent studies in phytoliths analysis. Oxbow Books. 272p. 2007.
- PELLERIN, J.; OLIVEIRA, M.A.T.; SCHEIBE, L. F.; BUSS, M. D.; HERMANN, M. L. P.; PONTELLI, M.E. Les crues et laves torrentielles catastrophiques du 23 décembre 1995 dans l'État de Santa Catarina - Brésil subtropical. *Géomorphologie: relief, processus, environment* 1, p. 51-60, 2002.
- PESSENDA, L.C.R.; ARAVENA, R.; MELFI, A.J.; TELLES, E.C.C.; BOULET, R.; VALENCIA, E.P.E.; TOMAZELLO, M. The use of carbon isotopes (^{13}C , ^{14}C) in soil to evaluate vegetation changes during the Holocene in Central Brazil. *Radiocarbon*, v.38, p.191-201, 1996.
- PESSENDA, L.C.R.; GOUVEIA, S.E.M.; FREITAS, H.A.; RIBEIRO, A.S.; ARAVENA, R.; BENDASSOLLI, J.A.; LEDRU, M.P.; SIEFEDDINE, A.F.; SCHEEL-YBERT, R. Isótopos do carbon e suas aplicações em estudos paleoambientais. In: Souza, C.R.G. et al. (Eds.) *Quaternário do Brasil*, Ribeirão Preto:Holos, 2005, p.75-93.
- PESSENDA, L.C.R.; DE OLIVEIRA, P.E.; MOFATTO, M.; MEDEIROS, V.B.; GARCIA, R.J.F.; ARAVENA, R.; BENDASSOLI, J.A.; LEITE, A.Z.; SAAD, A.R. ETCHEBEHERE, M.L. The evolution of a tropical rainforest/grassland mosaic in southeastern Brazil since 28,000 14C yr BP based on carbon isotopes and pollen records. *Quaternary Research*, v.71, p.437 – 452, 2009.
- PONTELLI, M. E.; PAISANI, J. C. Controle de fraturas na organização da drenagem da bacia do rio Quatorze, Sudoeste do Paraná. *Perspectiva Geográfica*, UNIOESTE, n.4, p.129-138, 2008.
- PONTELLI, M.E.; BRAGAS, L.A.S.S.; PAISANI, J. C. Características genéticas da cobertura superficial em cabeceira de drenagem sobre substrato vulcânico Planalto Basáltico da bacia do Paraná. SIMPÓSIO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA FÍSICA APLICADA 14, 2011, Dourados, *Anais...*, Dourados, 2011a, CD-Rom, 11p
- PONTELLI, M.E.; PAISANI, J.C.; LIMA, J.G.G. Distribuição de volumes pedológicos em vertente de superfície geomorfológica em elaboração Planalto Basáltico da bacia do Paraná. SIMPÓSIO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA FÍSICA APLICADA 14, 2011b, Dourados, *Anais...*, Dourados, 2011b, CD-Rom, 11p.
- RAITZ, E. *Coleção de referência de silicofitólitos da flora do Sudoeste do Paraná: subsídios para estudos paleoambientais*, 204 f. Dissertação (Mestrado em Geografia), Universidade Estadual do Oeste do Paraná, Campus Francisco Beltrão. 2012.
- REIMER, P.J.; BAILLIE, M.G.L.; BARD, E.; BAYLISS, A.; BECK, J.W.; BLACKWELL, P.G.; BRONK RAMSEY, C.; BUCK, C.E.; BURR, G.S.; EDWARDS, R.L.; FRIEDRICH, M.; GROOTES, P.M.; GUILDERTSON, T.P.; HAJDAS, I.; HEATON, T.J.; HOGG, A.G.; HUGHEN, K.A.; KAISER, K.F.; KROMER, B.; McCORMAC, F.G.; MANNING, S.W.; REIMER, R.W.; RICHARDS, D.A.; SOUTHON, J.R.; TALAMO, S.; TURNEY, C.S.M.; VAN DER PLICHT, J.; WEYHENMEYER, C.E. Intcal09 and marine09 radiocarbon age calibration curves, 0–50,000 years cal BP. *Radiocarbon*, v.51, p.1.111-1.150, 2009.
- RIBAS, J.O. *História do município de General Carneiro*. Gen. Carneiro:Gráf./Ed. Kaygangue Ltda, 2008, 77p.
- RODERJAN, C.V.; GALVÃO, F.; KUNIYOSHI, Y.S.; HATSCHBACH, G.G. As unidades fitogeográficas do Estado do Paraná. *Ciência & Ambiente*, 24, p.75-92, 2002.
- RODRIGUES, R.A.R. *Estágio de intemperismo de perfil laterítico em área subtropical com substrato basáltico – Superfície Aplainada VI (SW PR)*, 68 f. Dissertação (Mestrado em Geografia), Universidade Estadual do Oeste do Paraná, Campus Francisco Beltrão. 2011.
- ROVNER, I. Potential of opal phytoliths for use in paleoecological reconstruction. *Quaternary Research* v.1, p.343-359, 1971.
- RUNGE, F. The opal phytolith inventory of soils in central Africa—quantities, shapes, classification, and spectra. *Review of Palaeobotany and Palynology*, v.107, p.23–53, 1999.
- SAIA, S.E.M.; PESSENDA, L.C.R.; GOUVEIA, S.E.M.; ARAVENA, R.; BENDASSOLLI, J.A. Last glacial maximum (LGM) vegetation changes in the Atlantic Forest, southeastern Brazil. *Quaternary International*, v.184, p.195-201, 2008.
- THOMAS, M. Landscape sensitivity to rapid environmental change – a Quaternary perspective with examples from tropical areas. *Catena*, v.55, p.107-124, 2004.doi:10.1016/S0341-816(03)00111-5.
- THOMAS, M. Understanding the impacts of Late Quaternary climate change in sub-tropical regions. *Geomorphology*, v.101, p.146-158, 2008.doi:1.1016/j.geomorph.2008.05.026.
- TWISS, P. C. Predicted world distribution of C3 and C4 grass phytoliths. In Rapp, G. R., Mulhlland, S. C. (Ed.) *Phytoliths systematics: emerging issues*. Advance Archaeological Museum Science, vol. 1. Plenum Press, Mew York, pp. 113-128. 1992.
- TWISS, P. C., SUESS, E., SMITH, R. M. Morphological classification of grass phytoliths. *Soil Science Society of America Proceedings* 33, 109–115. 1969.
- ZECH M, ZECH R, MORRÁS H, MORETTI L, GLASER B, ZECH W Late Quaternary environmental changes in Misiones, subtropical NE Argentina, deduced from multi-proxy geochemical analyses in a palaeosol-sediment sequence. *Quaternary International* v.196, p.121-136, 2009.doi:10.1016/j.quaint.2008.06.006