

ROBERTA FRANCO PEREIRA DE QUEIROZ

GEOAMBIENTES E SOLOS NO PANTANAL DO ABOBRAL, MATO GROSSO DO  
SUL, BRASIL.

Dissertação apresentada à Universidade Federal de Uberlândia,  
como parte das exigências do Programa de Pós-graduação em  
Qualidade Ambiental – Mestrado, área de concentração em Meio  
Ambiente e Qualidade Ambiental, para a obtenção do título de  
“Mestre”.

Orientador

Prof. Dr. Guilherme Resende Corrêa

Co-orientador

Prof. Dr. Frederico dos Santos Gradella

UBERLÂNDIA  
MINAS GERAIS – BRASIL

2018

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)  
Sistema de Bibliotecas da UFU, MG, Brasil.

---

Q38g  
2018

Queiroz, Roberta Franco Pereira de, 1992  
Geoambientes e solos no Pantanal do Abobral, Mato Grosso do Sul,  
Brasil / Roberta Franco Pereira de Queiroz. - 2018.  
82 p. : il.

Orientador: Guilherme Resende Corrêa.

Coorientador: Frederico dos Santos Gradella.

Dissertação (mestrado) - Universidade Federal de Uberlândia,  
Programa de Pós-Graduação em Qualidade Ambiental.

Disponível em: <http://dx.doi.org/10.14393/ufu.di.2018.246>

Inclui bibliografia.

1. Qualidade ambiental - Teses. 2. Pantanal Mato-grossense (MS e MT) - Aspectos ambientais - Teses. 3. Solos - Classificação - Teses. 4. Solos - Umidade - Teses. I. Corrêa, Guilherme Resende. II. Gradella, Frederico dos Santos. III. Universidade Federal de Uberlândia. Programa de Pós-Graduação em Qualidade Ambiental. IV. Título.

---

CDU: 574

Angela Aparecida Vicentini Tzi Tziboy – CRB-6/947

ROBERTA FRANCO PEREIRA DE QUEIROZ

GEOAMBIENTES E SOLOS NO PANTANAL DO ABOBRAL, MATO GROSSO DO  
SUL, BRASIL.

Dissertação apresentada à Universidade Federal de Uberlândia,  
como parte das exigências do Programa de Pós-graduação em  
Qualidade Ambiental – Mestrado, área de concentração em Meio  
Ambiente e Qualidade Ambiental, para a obtenção do título de  
“Mestre”.

APROVADA em 28 de fevereiro de 2018.

Prof. Dr. Frederico dos Santos Gradella  
(co-orientador)

UFMS

Prof. Dr. Bruno Nery Fernandes Vasconcelos

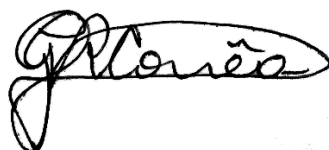
UFU

Prof. Dr. Enio Tarso de Souza Costa

UFU

Prof. Dr. Carlos Ernesto Gonçalves Reynaud Schaefer

UFV



Prof. Dr. Guilherme Resende Corrêa  
IG – UFU  
(Orientador)

UBERLÂNDIA  
MINAS GERAIS – BRASIL  
2018

## AGRADECIMENTOS

À Fundação de Apoio ao Desenvolvimento do Ensino, Ciência e Tecnologia do Estado de Mato Grosso do Sul (FUNDECT) e ao Instituto Nacional de Pesquisa do Pantanal (INPP) pelo financiamento e suporte, que permitiram a realização desta pesquisa.

Ao Programa de Pós-Graduação em Qualidade Ambiental (PPGMQ) pela oportunidade de realizar esta pesquisa, em especial: Marília, pela disposição de sempre; Simone, pela paciência e atenção nos incontáveis atendimentos; Camila, pela atenção e discussão das minhas dúvidas; e demais colegas de curso pelo convívio e parceria.

Ao Instituto de Geografia (IG) pela viabilização de espaço e infraestrutura, a todos os professores e funcionários que me acolheram como se eu estivesse lotada no instituto, e ao Thiago pelo suporte técnico na apresentação da pesquisa.

Ao Laboratório de Manejo de Solos (LAMAS) pela disponibilização de espaço, ao técnico Marcelo pela contínua disposição e prestatividade, e aos estagiários do laboratório pela assistência nas atividades.

À Faculdade de Engenharia Química (FEQ) através dos Laboratórios Multiusuário I e II, e aos respectivos técnicos, Magayver, Rafael e Franciele, pela colaboração, auxílio e paciência.

Aos professores, colaboradores e alunos da Universidade Federal do Mato Grosso do Sul (UFMS) pela companhia no trabalho de campo, e pela estadia prazerosa na Base de Estudos do Pantanal.

Aos alunos frequentadores do Laboratório de Pedologia e Estudos da Paisagem (LAPEP), Gabriel Palucci, Isabel e Paula pelo acolhimento, incentivo e assessoria nas atividades de laboratório e, em especial, Gabriel Bernardes, pela companhia em campo, por todo apoio e longos papos.

Ao meu co-orientador, professor Frederico Gradella, pelo suporte logístico durante o trabalho de campo, pelo auxílio e contribuição a este trabalho.

Ao meu orientador, professor Guilherme Corrêa, por me proporcionar esta grande oportunidade, por todos os ensinamentos e bons momentos.

Ao meu companheiro, Rodrigo, pela amizade, paciência e amor.

Ao meus pais, Maria do Carmo e Helio, por toda confiança, amor e apoio.

A todos os profissionais, amigos e familiares com quem convivi e que contribuíram de alguma forma em minha jornada até aqui, muito obrigada!

## SUMÁRIO

LISTA DE QUADROS .....	i
LISTA DE FIGURAS .....	i
LISTA DE TABELAS .....	iii
RESUMO .....	iv
ABSTRACT .....	v
1. INTRODUÇÃO .....	1
2. MATERIAL E MÉTODOS .....	6
2.1. Área de Estudo.....	6
2.2. Métodos .....	10
3. RESULTADOS E DISCUSSÃO .....	11
3.1. Identificação dos Geoambientes .....	11
3.2. Análises físico-químicas .....	14
3.3. Relação solo-vegetação.....	26
3.4. Mineralogia .....	32
3.5. Microquímica.....	41
3.6. Teores Totais.....	55
3.7. Datações.....	61
4. CONCLUSÕES.....	70
5. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	72

## LISTA DE QUADROS

Quadro 1: Ambientes amostrados no Pantanal do Abobral.....	9
Quadro 2: Características gerais dos Geoambientes amostrados no Pantanal do Abobral. ....	14

## LISTA DE FIGURAS

Figura 1: Compartimentação do Pantanal segundo Silva e Abdon (1998).....	4
Figura 2: Localização da sub-região do Pantanal do Abobral.....	7
Figura 3: Localização dos ambientes amostrados no Pantanal do Abobral. ....	9
Figura 4: Geoambientes não inundáveis no Pantanal do Abobral. ....	12
Figura 5: Geoambientes sazonalmente inundáveis no Pantanal do Abobral.....	13
Figura 6: Análise de componentes principais (PCA) de atributos pedológicos dos horizontes dos solos de diferentes Geoambientes no Pantanal do Abobral.....	25
Figura 7: Triângulo textural representativo da camada superficial (0-20cm) dos Geoambientes no Pantanal do Abobral.....	28
Figura 8: Análise dos componentes principais (PCA) dos atributos químicos superficiais (0-20 cm) dos Geoambientes no Pantanal do Abobral.....	29
Figura 9: Difratoograma de raios-x de argila de horizontes selecionados dos Geoambientes Lagoa Intermitente (P2) e Corixo (P4). ....	34
Figura 10: Difratoograma de raios-x de argila de horizontes selecionados do Geoambiente Campo com Cambará (P3).....	35
Figura 11: Difratoograma de raios-x de carapaça depositada no horizonte A3 (39-60) na Cordilheira (P1). ....	36
Figura 12: Difratoograma de raios-x de argila de horizontes selecionados do Geoambiente Cordilheira (P1). ....	37
Figura 13: Difratoograma de raios-x de argila de horizontes selecionados do Geoambiente Cordilheira (P10). ....	38
Figura 14: Difratoograma de raios-x de argila de horizontes selecionados do Geoambiente Cordilheira (P11). ....	39
Figura 15: Difratoograma de raios-x de argila dos horizontes petrocálcicos dos Geoambientes Cordilheiras (P1, P10 e P11). ....	40
Figura 16: Fotomicrografia em retroespalhamento eletrônico (MEV) e mapas microquímicos em EDS do horizonte A3 (39-60), da Cordilheira P1, em aumento de 50 vezes. ....	42

Figura 17: Fotomicrografia em retroespalhamento eletrônico (MEV) e mapas microquímicos em EDS de agregado no horizonte no A3 (39-60), da Cordilheira P1, em aumento de 450 vezes. ....	44
Figura 18: Fotomicrografia em retroespalhamento eletrônico (MEV) do horizonte A3 (39-60) da Cordilheira P1, em aumento de 1200 vezes. ....	45
Figura 19: Fotomicrografia em retroespalhamento eletrônico (MEV) do horizonte A3 (39-60) da Cordilheira P1, em aumento de 1200 vezes. ....	46
Figura 20: Fotomicrografia em retroespalhamento eletrônico (MEV) e mapas microquímicos em EDS de agregado no horizonte no A3 (39-60), da Cordilheira P1, em aumento de 500 vezes. ....	47
Figura 21: Fotomicrografia em retroespalhamento eletrônico (MEV) e mapas microquímicos em EDS de agregado no horizonte no ..... 48	48
Figura 22: Fotomicrografia em retroespalhamento eletrônico (MEV) e mapas microquímicos em EDS de horizonte petrocálcico Bkx1 (60-97), da Cordilheira P1, em aumento de 50 vezes. ....	49
Figura 23: Fotomicrografia em retroespalhamento eletrônico (MEV) do horizonte Bkx (97-110 <sup>+</sup> ) da Cordilheira P1, em aumento de 500 vezes. ....	50
Figura 24: Fotomicrografia em retroespalhamento eletrônico (MEV) e mapas microquímicos em EDS do horizonte Btv (45-80 <sup>+</sup> ), do Geoambiente Lagoa Intermitente (P2), em aumento de 100 vezes. ....	52
Figura 25: Fotomicrografia em retroespalhamento eletrônico (MEV) e mapas microquímicos em EDS do horizonte Bt2 (74-94), do Geoambiente Campo com Cambará (P3), em aumento de 100 vezes. ....	53
Figura 26: Fotomicrografia em retroespalhamento eletrônico (MEV) e mapas microquímicos em EDS do horizonte Btv2 (24-60 <sup>+</sup> ), do Geoambiente Corixo (P4), em aumento de 550 vezes. ....	54
Figura 27: Relação Zr/Ti em horizontes selecionados dos Geoambientes no Pantanal do Abobral. ....	59
Figura 28: Análise de componentes principais (PCA) dos principais compostos da TFSA dos Geoambientes no Pantanal do Abobral. ....	60
Figura 29: Fragmento de concha de <i>Pomacea sp.</i> apontando no perfil do solo da Cordilheira P10, a 40 cm de profundidade. ....	64

## LISTA DE TABELAS

Tabela 1: Atributos físico-químicos dos solos dos Geoambientes no Pantanal do Abobral	17
Tabela 2: Atributos químicos dos solos dos Geoambientes no Pantanal do Abobral .....	22
Tabela 3: Valores médios de atributos superficiais do solo (profundidade 0 - 20 cm) nos Geoambientes do Pantanal do Abobral .....	27
Tabela 4: Composição química total do horizonte A3, da Cordilheira P1, referente à Figura 16 .....	42
Tabela 5: Composição química total do horizonte A3 (39-60), da Cordilheira P1, referente à Figura 17 .....	44
Tabela 6: Composição química de minerais e plasma das análises localizadas no horizonte A3 (39-60), da Cordilheira P1, referente à Figura 18 .....	45
Tabela 7: Composição química de minerais e plasma das análises localizadas no horizonte A3 (39-60), da Cordilheira P1, referente à Figura 19 .....	46
Tabela 8: Composição química total do horizonte A3 (39-60), da Cordilheira P1, referente à Figura 20 .....	47
Tabela 9: Composição química total do horizonte A3 (39-60), da Cordilheira P1, referente à Figura 21 .....	48
Tabela 10: Composição química total por EDS do horizonte Bkx1 (60-97), da Cordilheira P1, referente à Figura 22 .....	50
Tabela 11: Composição química de minerais e plasma das análises localizadas no horizonte Bkx (97-110 <sup>+</sup> ), da Cordilheira P1, referente à Figura 23 .....	51
Tabela 12: Composição química total do horizonte Bt (45-80 <sup>+</sup> ), da Lagoa Intermitente (P2), referente à Figura 24 .....	52
Tabela 13: Composição química total do horizonte Bt2 (75-94), do Campo com Cambará (P3), referente à Figura 25 .....	53
Tabela 14: Composição química total do Bt2 (24-60 <sup>+</sup> ), do Geoambiente Corixo (P4), referente à Figura 26 .....	54
Tabela 15: Teores totais de óxidos na TFSA de horizontes selecionados nos Geoambientes Cordilheiras do Pantanal do Abobral .....	57
Tabela 16: Teores totais de óxidos na TFSA de horizontes selecionados nos Geoambientes sazonalmente inundáveis do Pantanal do Abobral .....	58
Tabela 17: Idade média de sedimentos da Cordilheira P1 pelo método da Luminescência Oticamente Estimada (LOE). .....	62
Tabela 18: Idade de conchas de caramujo <i>Pomacea sp.</i> pelo método de datação por <sup>14</sup> C. .	64



## RESUMO

QUEIROZ, ROBERTA FRANCO PEREIRA DE. **Geoambientes e solos no Pantanal do Abobral, Mato Grosso do Sul, Brasil**. 2018. 82p. Dissertação (Mestrado em Meio Ambiente e Qualidade Ambiental) - Universidade Federal de Uberlândia, Uberlândia - MG<sup>1</sup>.

A depressão do Pantanal está sujeita a inundação anual, cujo alagamento tem grau variável na escala topográfica e temporal, criando enorme heterogeneidade de unidades da paisagem ou de Geoambientes. O Pantanal do Abobral é uma das sub-regiões que compõe o Pantanal. O estudo teve como objetivo caracterizar e classificar o solo em diferentes unidades da paisagem e compreender como as características edáficas atuam na diferenciação de Geoambientes. O Pantanal do Abobral pode ser dividido em quatro Geoambientes: Cordilheiras com florestas semidecíduas sobre Chernossolos petrocálcicos; Corixo com mata inundável sobre Planossolo vertissólico; Campo com Cambará sobre Planossolo gleissólico; e Lagoa Intermitente sobre Planossolo eutrófico. Nos Geoambientes de Cordilheiras, área não alagável, verificou-se deposição de conchas de caramujos em profundidade média de 55 a 80 cm, o que influenciou na presença de Chernossolos ricos em bases trocáveis. A mineralogia das Cordilheiras é composta por calcita, mica, esmectita e feldspato sódico (albita). O pH alcalino, o impedimento da drenagem e abundante ocorrência de Ca e Mg em formas solúveis no solo permitem elevada estabilidade das carapaças de gastrópodes. Nos ambientes da planície de inundação o horizonte B plânico contribui para a manutenção de níveis temporários mais elevados do lençol freático. Nestes Geoambientes sazonalmente inundáveis a análise mineralógica indicou presença de micas, esmectitas, calcita, feldspato potássico (microclínio), caulinita e quartzo. Nas Cordilheiras, a dissolução das carapaças dos níveis acima dos horizontes petrocálcicos não são a principal fonte de íons para a formação dos horizontes petrocálcicos. A riqueza de Mg no solo indica outras fontes não biogênicas de carbonatos. Os planaltos calcários ao redor do Pantanal são prováveis responsáveis por enriquecer as águas de inundação do Pantanal do Abobral. Datações em sedimentos acima e abaixo nos horizontes petrocálcicos indicam 2500 AP como provável época de formação do estrato cimentado. Estima-se que nessa época a planície pantaneira passava por períodos mais secos ou de drenagem mais encaixada e lençol freático rebaixado, condições que favoreceriam a cimentação de um estrato acumulado em carbonatos. Datações nas carapaças de gastrópodes apontaram idade média de 1700 AP, sua deposição é considerada não antrópica. A formação do horizonte petrocálcico e horizonte A chernozêmico não foram concomitantes. Após o evento responsável pela formação do horizonte petrocálcico houve deposição de materiais mais recentes, no entorno de 600 AP. A degradação de parte do horizonte petrocálcico, aliada a pedobioturbação por parte da macrofauna nas Cordilheiras, deram origem aos horizontes A chernozêmicos.

Palavras-chave: Áreas úmidas, Pantanal, pedogênese, unidades da paisagem.

---

<sup>1</sup> Comitê Orientador: Guilherme Resende Corrêa – UFU e Frederico dos Santos Gradella – UFMS.

## ABSTRACT

QUEIROZ, ROBERTA FRANCO PEREIRA DE. **Geo-environments and soils at Abobral Pantanal, Mato Grosso do Sul, Brazil.** 2018. 82p. Dissertação (Mestrado em Meio Ambiente e Qualidade Ambiental) - Universidade Federal de Uberlândia, Uberlândia – MG.

The Pantanal basin is seasonally flooded in different degrees in space and time, overflowing most part of the lowland and forming distinct landscape units or geo-environments. The Abobral Pantanal is one of the Pantanal sub-regions. This study aimed to classify and report soil physic-chemical characteristics and evaluate the soil-plant relations. We subdivided the landscape using hydromorphism, phytophysionomies, relief, and soil conditions. The Abobral Pantanal was stratified in four geo-environments: Cordilheiras with semi deciduous forest over Chernozems with petrocalcic horizon; Corixo with flooded forest over Planosols with vertic character; Campo com Cambará over Planosols with gley character; and Lagoa Intermitente over eutrophic Planosols. At Cordilheira geo-environment, a non-flooded area, occurred snail shells buried in the soil at mean depth 55-80 cm, inducing occurrence of base rich Chernozems. At Cordilheiras there is occurrence of calcite, mica, smectites and albite. The high pH, the drain obstruction, and abundant occurrence of Ca and Mg in soluble forms in the soil allows high stability to the snail shells. At the seasonally flooded geo-environments the planic B horizon supports the maintenance of a higher water table. At these seasonally flooded geo-environments occurs micas, smectites, calcite, microcline, caulinite and quartz. At Cordilheiras, the snail shells dissolution above petrocalcic horizons are not the main ion source for petrocalcic horizon formation. The Mg soil richness indicates other non-biogenic carbonate source. The calcareous higher lands around Pantanal are likely responsables for enrich the water flood at Abobral Pantanal. Sediments dating above and below the petrocalcic horizon points to 2500 BP the most likely time of the petrocalcic formation. At that time, the Pantanal basin were probably drier with a lower drainage, which would favor a cemented strata formation. Snail shells dating indicates mean age of 1700 BP, its deposition it is not considered anthropic. Petrocalcic horizon and Chernozems formations were not simultaneously. After the petrocalcic resposible event there was younger materials deposition, about 600 BP. Petrocalcic horizon partial degradation, allied to soil bioturbation originated Chernozems.

Key words: Wetlands, Pantanal, pedogenesis, landscape units.

## 1. INTRODUÇÃO

O Pantanal é uma extensa planície sujeita a inundações periódicas no interior da América do Sul, na fronteira entre Brasil, Bolívia e Paraguai, constituindo a maior área úmida continental do mundo (POR, 1995). Localiza-se na Bacia do Alto Paraguai (BAP) e em território brasileiro distribui-se nos estados de Mato Grosso e Mato Grosso do Sul, com 147.574 km<sup>2</sup> (ANA, 2004).

A planície do Pantanal está situada em uma depressão tectônica recente, encaixada entre o recém soerguido Andes a oeste e o escudo cristalino do Brasil Central a leste. Estima-se que a subsidência da área ocorreu entre o Plioceno superior e Pleistoceno inferior, por volta de 2,5 milhões de anos atrás, no início do período Quaternário (AB'SABER, 1988; JUNK; CUNHA, 2005). O ciclo de inundação no Pantanal tem relação direta com os planaltos, onde estão as nascentes de seus principais tributários, além de funcionar como uma planície de preenchimento e deposição da erosão resultante das áreas elevadas (ALHO, 2005). Configura-se numa enorme bacia de sedimentação ativa, cuja espessura sedimentar não pode ser estimada pois se encontra em pleno desenvolvimento, e compõe diferentes tratos deposicionais, leques aluviais e feições morfológicas reliquias (ASSINE, 2003; MERINO *et al.*, 2015). O Quaternário foi um período recente e notável por oscilações climáticas extremas, que se acredita terem sido responsáveis pela diversa natureza e espessura das camadas sedimentares no Pantanal, que variam de arenosas a siltico-argilosas (COUTO *et al.*, 2017).

A litologia da região é composta por depósitos sedimentares. Na maior parte da planície inundável, a chamada Formação Pantanal é constituída por sedimentos predominantemente arenosos (siltico-arenosos, argilo-arenosos e areno-conglomeráticos) semiconsolidados a consolidados, proveniente dos arenitos dos planaltos ao redor. No limite com as áreas elevadas a litologia é constituída por depósitos detríticos, e por aluviões atuais nas áreas de várzeas (RADAMBRASIL, 1982; ADÁMOLI, 1986). A grande diversidade dos sedimentos aluviais da Formação Pantanal, associada à oscilação do regime hidromórfico, refletem numa grande variedade de solos que se distribuem associados às diferentes feições geomórficas e, na grande maioria, afetados pelo hidromorfismo (AMARAL FILHO, 1986; FERNANDES *et al.*, 2007). Desde o final do Pleistoceno o Pantanal sofre mudanças em suas taxas de sedimentação, processos pedogenéticos e feições geomorfológicas. É uma paisagem constantemente em mudança, e outros solos estão se formando nas condições climáticas atuais, acompanhando a evolução da paisagem e se distribuindo sob as diferentes unidades da paisagem (BEIRIGO, 2008).

Seus ciclos de inundação e estiagem não estão ligados à pluviosidade *in situ*. A inundação é produto do grande volume de água recebido dos planaltos que procura escoar sobre um sistema frequentemente obstruído por sedimentos, obrigando as águas a extravasarem o leito dos rios e inundarem a planície adjacente. Dessa forma, cada região da planície apresenta um tempo de inundação e escoamento diferente, iniciando primeiro ao norte e mais tarde ao sul, seguindo o fluxo do rio Paraguai (norte-sul), o rio tronco da bacia (RADAMBRASIL, 1982; GRADELLA, 2008). Nas amplas planícies, devido à baixa velocidade das águas, os canais de drenagem foram frequentemente obstruídos pela carga de sedimentos carregados, e as águas progressivamente abandonaram e criaram novos canais.

A planície de inundação permite um grande controle hidrológico no interior do continente. O ciclo da cheia e a inundação funcionam como a força motriz dos processos ecológicos no Pantanal, pois definem as áreas predominantemente aquáticas ou terrestres, distribuem sazonalmente espécies de fauna e flora, permitem o intercâmbio de componentes químicos, sedimentos e biota. O produto disto é uma paisagem extremamente heterogênea cuja dinâmica ainda não foi completamente elucidada (NUNES DA CUNHA; JUNK, 2009; FERREIRA JUNIOR, 2009). Ainda são escassos o conhecimento e compreensão da dinâmica pantaneira no que tange processos pedológicos, geológicos, tectônicos, da evolução paleogeográfica e processos sedimentares atuais (ASSINE, 2003; BEIRIGO, 2008; GRADELLA, 2008).

O Pantanal está no inter espaço de transição e contato dos ecossistemas vizinhos: Cerrados, Amazônia, Chacos e Mata Atlântica. Com efeito, é refúgio de grande biodiversidade de fauna e flora, algumas ameaçadas de extinção no restante do território nacional, apresentando poucas espécies endêmicas (NUNES DA CUNHA; JUNK, 2005).

Em escala global o Pantanal é classificado como uma área úmida continental, ou *wetland*. A Convenção de Ramsar, realizada em 1971, na cidade homônima no Irã, teve objetivo de promover a conservação e o uso racional de zonas úmidas no mundo. A convenção considera o Pantanal uma " planície de inundação intermitente continental". É estimado que 20% do território brasileiro possui variedade de zonas úmidas e que, nos últimos 50 anos, foram perdidas 50% das áreas úmidas naturais mundiais (WCD, 2000; JUNK *et al.*, 2011).

O Brasil firmou a Convenção de Ramsar em 1993 e assumiu, no papel de signatário, a responsabilidade por inventariar e classificar as áreas úmidas em seu território - um compromisso que tem se desenvolvido de forma muito lenta (PIEDEDE *et al.*, 2011; JUNK *et al.*, 2014). Dos 11 Sítios Ramsar que o Brasil hospeda, três deles estão no Pantanal, sendo

o Parque Nacional do Pantanal Matogrossense, a Reserva Particular do Patrimônio Natural do SESC Pantanal e a Reserva Particular do Patrimônio Natural Fazenda Rio Negro, unidades de conservação que receberam o título de Sítio Ramsar em 1993, 2003 e 2009, respectivamente (MMA, 2010). O Pantanal também é estabelecido como Patrimônio Natural Nacional pela Constituição Brasileira de 1988 (artigo 225); e Reserva da Biosfera creditado pela UNESCO (ALHO, 2005).

O Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE, 2004) considera o Pantanal um bioma brasileiro a parte, classificação questionada por alguns autores como Coutinho (2006), que considera o Pantanal um mosaico de diferentes biomas, Eiten (1972) uma savana sazonal, e Alho (2005) um braço úmido do cerrado. Apesar do nome, o Pantanal não se trata de um pântano, uma vez que este apresenta regime constante de saturação hídrica com vegetação tolerante, enquanto aquele possui estações secas e cheias bem definidas, com plantas que suportam condições aquáticas e terrestres (ALHO, 2005). No âmbito da discussão de termos, Coutinho (2006) expressa necessidade de estudos que embasem e permitam melhor classificação e identificação dos biomas brasileiros, especialmente contribuições mais seguras nas características do ambiente físico, como solos e clima.

Dessa maneira, o Pantanal é uma área diferenciada no que tange sua topografia, litologia e dinâmica hídrica. As leves variações topográficas formam um mosaico na paisagem, desde campos sazonalmente inundados, rios intermitentes, lagoas, leques aluviais e cerrados; todos e cada vez mais sendo descritos e estudados por autores que atestam a diversidade e dinâmica única das unidades da paisagem (GOTTGENS *et al.*, 1998; JIMÉNEZ-RUEDA; PESSOTTI; MATTOS, 1998; POTT *et al.*, 2000; SAKAMOTO *et al.*, 2005). Diversos estudos já consideraram diferentes parâmetros na tentativa de delimitar a região em “vários pantanais”. Alguns deles são o trabalho de Adámoli (1982), associado ao Estudo de Desenvolvimento Integrado da Bacia do Alto Paraguai (EDIBAP), que considerou dez sub-regiões pantaneiras sob o ponto de vista fitogeográfico e hidrológico; Franco e Pinheiro (1982), associado ao Projeto RADAMBRASIL (1982), compartimentaram o Pantanal em oito sub-regiões utilizando como critérios as características geomorfológicas e hidrológicas; e Silva e Abdon (1988), que utilizaram aspectos de inundação, relevo, solo e vegetação e compartimentaram o Pantanal em 11 sub-regiões. O último trabalho vem sendo adotado como referência para a maioria dos estudos (Figura 1).

Este processo de compartimentação do território e da paisagem em unidades menores e homogêneas procura compreender uma estrutura espacial determinada. A paisagem é resultante do conjunto de seus elementos bióticos e abióticos, e sua estreita relação. Essas

unidades ambientais podem ser agrupadas em diferentes escalas, e são compreendidas como peças de um quebra-cabeça que nunca se apresentam de forma independente (TROLL, 1997). As diferentes feições regionais, unidades formadoras do mosaico paisagístico, são chamadas aqui de geoambientes. Cunha (1985) pontua que cada unidade geomorfológica no Pantanal, ou geoambiente, possui sua dinâmica de nutrientes em equilíbrio com a cobertura vegetal e o movimento da água no solo, no entanto, devido à diversidade da paisagem, a interpretação dos processos de causa e efeito é complexa e nem sempre aplicável a todos os casos.

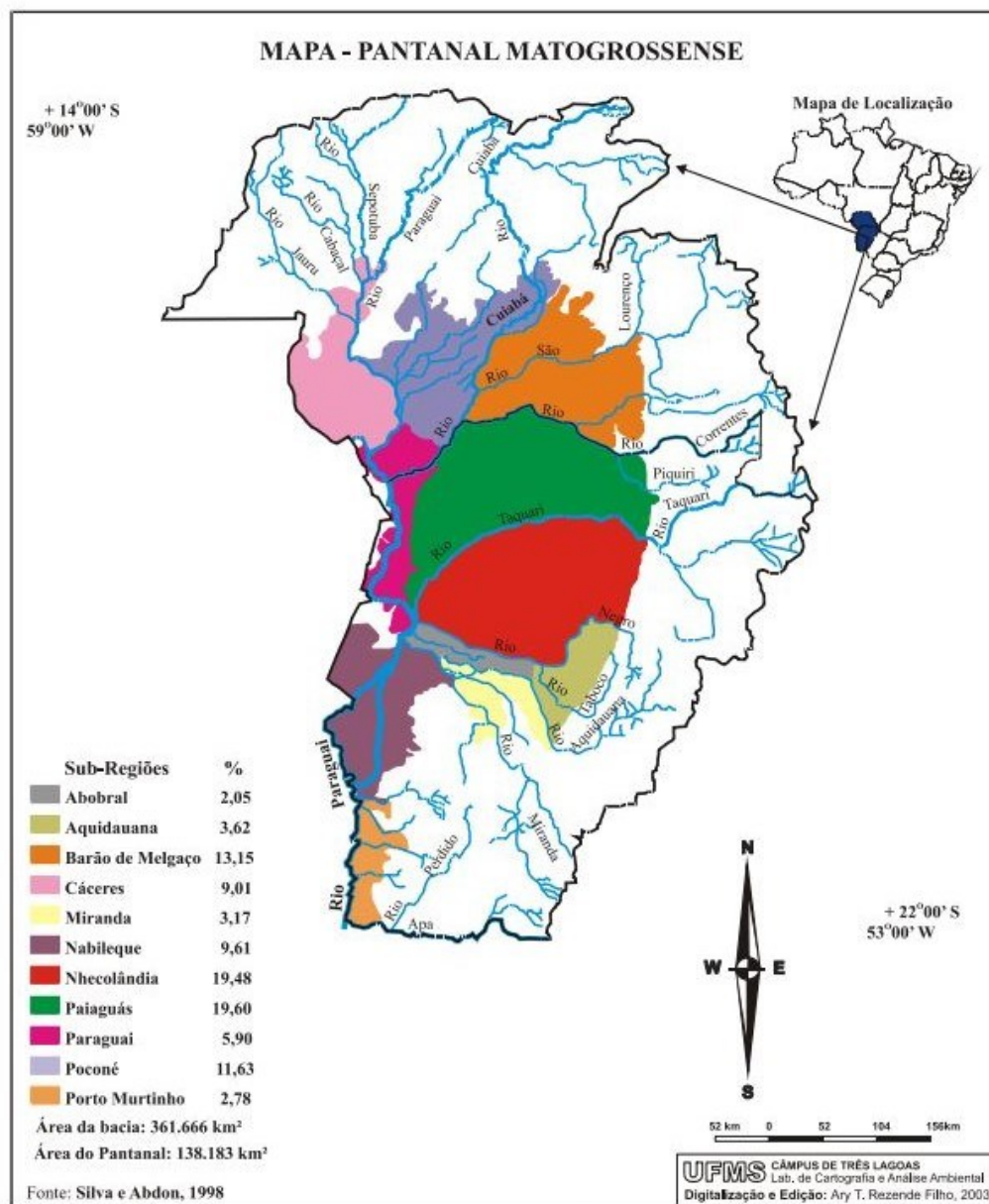


Figura 1: Compartimentação do Pantanal segundo Silva e Abdon (1998).

Esta pesquisa parte para o desafio de compreender a dinâmica de diferentes geoambientes no Pantanal sob o ponto de vista das características edáficas, suas transições e reflexos na relação solo-vegetação. De fato, segundo Troll (1997), quanto menor forem as subdivisões da paisagem, maior relevância adquirem as condições do solo frente aos aspectos climatológicos na estratificação do ambiente. Estudos anteriores (DIAS *et al.*, 2002; MARTINS, 2004; ALKIMIN, 2009; FERREIRA JÚNIOR, 2009; BRANDÃO *et al.*, 2010; MENDONÇA *et al.*, 2013; FEITOSA *et al.*, 2016) já demonstraram estreita relação entre propriedades edáficas e o ambiente sobrejacente, inclusive direcionando a identificação de manchas de solo no campo.

O Pantanal do Abobral é uma das 11 sub-regiões (Figura 1) propostas por Silva e Abdon (1998), e consiste na planície de inundação comum entre os rios Negro, Miranda e Abobral (RAVAGLIA *et al.*, 2010). Esta sub-região se limita com quase todas as sub-regiões da porção do Pantanal Sul (Miranda, Aquidauana, Nabileque, Paraguai e Nhecolândia), com exceção de Porto Murtinho, assumindo assim distinção especial (COUTO *et al.*, 2017). A região recebe essencialmente sedimentos carregados pelo rio Negro e pelas águas ricas em carbonatos do rio Miranda (CUNHA; POTT; GONÇALVES, 1985). O rio Abobral, que dá nome à sub-região, é um rio sazonal que deságua na margem esquerda do rio Paraguai (SEPÚLVEDA, 2016); por muitos é chamado de corixo (canal intermitente), paleo-canal e até de “falso rio” Abobral (POTT, 2007; POTT; DAMASCENO JUNIOR; SILVA, 2014). Ainda segundo Cunha, Pott e Gonçalves (1985), em tempos pretéritos de mudanças constantes de leito, o rio Abobral teria constituído o terço inferior do rio Aquidauana.

Diferentes autores já registraram um enorme depósito de conchas de caramujos sobre as Cordilheiras do Abobral e que contribuiu para formação de solos atípicos na região (CUNHA; POTT; GONÇALVES, 1985; ROSA, 2000; MANOEL *et al.*, 2007). Além disso, a região já foi mencionada como área de assentamento estacional de ocupação humana no pretérito e onde sítios arqueológicos podem ser encontrados, conforme relatado por Schmitz (2002). Apesar disso a região do Pantanal do Abobral ainda é escassamente estudada, principalmente do ponto de vista pedológico. Dessa maneira, o objetivo desta pesquisa foi caracterizar e classificar o solo em diferentes unidades da paisagem e, a partir disso, compreender como as características edáficas atuam na diferenciação de geoambientes, especialmente no que tange a quais os principais processos pedogenéticos e qual possível influência a deposição e acúmulo de carapaças pode imprimir ao solo.

## 2. MATERIAL E MÉTODOS

### 2.1. Área de Estudo

Silva e Abdon (1998) baseando-se nas informações de material de origem, solo, drenagem, vegetação e altimetria, organizaram o Pantanal em 11 sub-regiões: Cáceres, Poconé, Barão de Melgaço, Paiaguás, Nhecolândia, Abobral, Miranda, Aquidauana, Nabileque, Paraguai e Porto Murtinho. O Pantanal do Abobral é a menor delas, com 2833 km<sup>2</sup>, e corresponde à planície de inundação comum dos rios Abobral, Miranda e Negro (RAVAGLIA *et al.*, 2010), ilustrado na Figura 2. A região ocupa uma faixa a oeste do estado do Mato Grosso do Sul, inserida nos municípios de Corumbá e Aquidauana. É considerada um corredor de biodiversidade e nela ainda ocorre parte da unidade de conservação Parque Estadual do Rio Negro (SEPÚLVEDA, 2016; ANDRADE, 2017).

O Pantanal do Abobral é uma planície bem mais rebaixada, sendo uma das primeiras a inundar e passa por alagamento generalizado em época de cheia (CUNHA; POTT; GONÇALVES, 1985; RAVAGLIA *et al.*, 2010). O clima predominante, segundo a classificação de Köppen, é Aw, clima de Savana. A cheia ocorre no verão, de novembro a março, sendo dezembro e janeiro o período de máxima precipitação (DAMASCENO JUNIOR *et al.*, 1999). A temperatura média anual é de 26 °C. A sazonalidade do rio Abobral é distinta, sendo que em períodos considerados secos no sul do Pantanal, meses de junho a setembro, o rio Abobral foi observado cheio (WANTZEN *et al.*, 2011), enquanto que no mês de novembro, já na cheia, o rio estava muito mais seco (SEPÚLVEDA, 2016). A pecuária de corte é a realidade econômica regional e dependente da compreensão da dinâmica solo-água-vegetação-animal, conhecimento que ainda não está completamente disponível, sendo uma região ainda escassamente estudada (CUNHA, 1985; LIMA, 2015).

A área de estudo do presente trabalho se insere na margem esquerda do rio Abobral, caracterizada por alta sinuosidade do rio e meandros abandonados, o que facilita possíveis espraiamentos em épocas de cheias, intenso regime de inundação e indica mudanças no leito encaixado do rio. A foz do rio Abobral se dá sob influência da planície de inundação do rio Paraguai (LIMA, 2015).

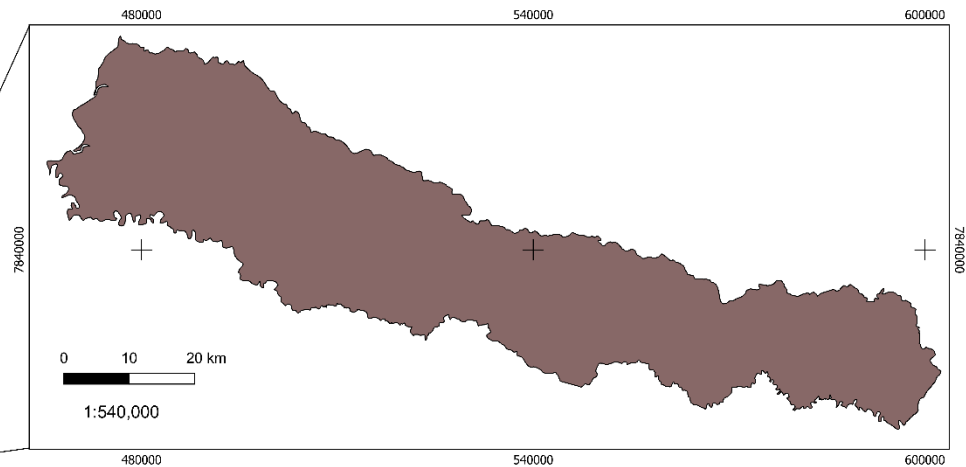
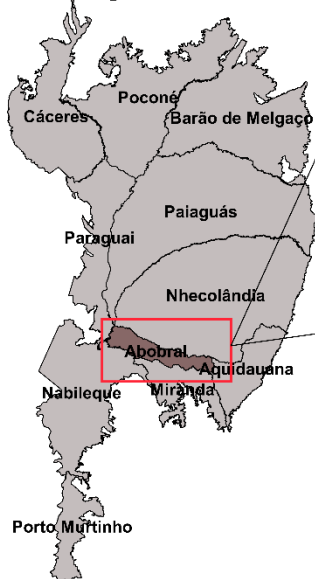


Localização do Pantanal no Brasil



## Pantanal do Abobral

Sub-regiões do Pantanal



Fonte: Embrapa, 2017. IBGE, 2017.  
Referencial Geodésico: Sirgas 2000  
Projeção: UTM 21 S  
Organizador: BERNARDES, G.M.P.  
Elaborado: 01/2018

Legenda

-  **Abobral**
-  **Pantanal**
-  **Brasil**

Figura 2: Localização da sub-região do Pantanal do Abobral.

De acordo com Damasceno Junior *et al.* (1999) a paisagem do Pantanal do Abobral é dominada por campos limpos e sujos, interrompidos por áreas de mata (capões e cordilheiras). Para estratificação dos geoambientes neste trabalho foram utilizadas as compartimentações preliminares de Nunes da Cunha e Junk (2009) e Ravaglia *et al.* (2010), que consideram ambientes permanentemente inundáveis, sazonalmente inundáveis e não inundáveis, portanto definidos basicamente pela variação altimétrica. Essas superfícies geomórficas se formaram em função da drenagem errática e erosão diferencial ao longo das inundações anuais.

As Cordilheiras são os Geoambientes mais elevados, inundáveis apenas em cheias extremas, situados de 1 a 3 metros acima do nível da planície de inundação, em feições reliquias de diques marginais (LIMA, 2015). Alguns autores (DAMASCENO JUNIOR *et al.*, 1999; SOARES *et al.*, 2003; NUNES DA CUNHA E JUNK, 2009) consideram os chamados Capões de mata, elevações do terreno em forma elíptica ou circular, onde ocorrem pequenos conjuntos de vegetação, sem ligação com as Cordilheiras. As Cordilheiras e Capões são as ilhas de vegetação que servem como refúgio para fauna tanto em períodos de seca e cheia. Em outras áreas do Pantanal a presença de Capões de mata é relacionada à dissecação de cordilheiras por progressiva erosão fluvial, representando fragmentos remanescentes de antigas cordilheiras (FERNANDES, 2007; BEIRIGO, 2008).

Na planície de inundação encontram-se as feições que drenam as águas durante as cheias, como Campos inundáveis, quando aplainados; Lagoas quando de relevo embaciado; e Corixo, canal intermitente, côncavo e contínuo.

No que tange à fitofisionomia, nas Cordilheiras e Capões encontram-se formações florestais semidecíduais tipo Cerradão, com presença marcante de palmeira acuri (*Scheelea phalerata*) nas bordas. As planícies alagáveis e interligadas, por outro lado, são preenchidas por campos e cerrados inundáveis, com fisionomia campestre (Savana Parque), gramíneo lenhosa (Campos Limpos e Sujos), havendo formações monodominantes como canjiqueirais (*Byrsonima orbignyana*) e cambarazais (*Vochysia divergens*) (RADAMBRASIL, 1982; SEPÚLVEDA, 2016).

Observa-se na Figura 3 a distribuição dos geoambientes amostrados na paisagem, e o Quadro 1 os sintetiza, com as respectivas coordenadas geográficas e a fitofisionomia predominante, segundo a literatura. Três cordilheiras foram amostradas a fim de certificar o aparecimento padrão de depósitos de caramujos em profundidade.



Figura 3: Localização dos ambientes amostrados no Pantanal do Abobral.

Quadro 1: Ambientes amostrados no Pantanal do Abobral.

Ponto	Geoambiente	Fitofisionomia <sup>2</sup>	Coordenadas (UTM – 21K)		Elevação (m)
			E	S	
P1	Cordilheira	Mata Semidecídua	493505	7850586	101
P10	Cordilheira	Mata Semidecídua	494685	7849728	98
P11	Cordilheira	Mata Semidecídua	493319	7850055	103
P2	Lagoa Intermitente	Savana Parque	493276	7850349	86
P3	Campo	Savana Parque	493257	7850393	88
P4	Corixo	Mata Semidecídua	493309	7850458	86

<sup>2</sup> Adaptado de Radambrasil (1982) e Cunha et al. (1985).

## 2.2. Métodos

O período de coleta aconteceu em agosto de 2016, época de estiagem. Trincheiras foram abertas com profundidade variável, os solos foram descritos e amostrados conforme Santos *et al.* (2013) e IBGE (2015), e classificados de acordo com o Sistema Brasileiro de Classificação de Solos (EMBRAPA, 2013). Além dos horizontes de cada perfil, foram coletadas amostras simples de solo em profundidade 0-20 cm, com 5 repetições em cada geoambiente, para interpretação da relação solo-vegetação.

As amostras de solo foram secas ao ar, destorroadas e passadas em peneira de 2 mm de abertura de malha para obtenção da terra fina seca ao ar (TFSA), que foram submetidas a análises de acordo com os métodos descritos por EMBRAPA (2017). A análise textural foi realizada pelo método da pipeta com utilização de agitação lenta de 50 rpm por 16 horas e determinação do silte por pipetagem. O pH foi determinado em água e em solução de KCl 1 mol L<sup>-1</sup> em suspensão solo/solução na proporção 1:2,5. Os cátions trocáveis foram extraídos por KCl 1 mol L<sup>-1</sup> e quantificados por espectrofotometria de absorção atômica (Ca<sup>2+</sup> e Mg<sup>2+</sup>) e por titulometria com NaOH (Al<sup>3+</sup>). A acidez potencial (H<sup>+</sup> + Al<sup>3+</sup>) foi extraída por acetato de cálcio 0,5 mol L<sup>-1</sup> a pH 7,0 e quantificada por titulometria com NaOH. O P disponível, Na<sup>+</sup>, K<sup>+</sup> e micronutrientes (Cu<sup>2+</sup>, Zn<sup>2+</sup>, Fe<sup>2+</sup> e Mn<sup>2+</sup>) trocáveis foram extraídos pelo Mehlich-1, sendo P quantificado pelo método do ácido ascórbico, e os demais determinados por espectrofotômetro de plasma induzido. O C orgânico foi determinado por Walkley Black sem aquecimento.

Para sintetizar as diferenças dos atributos de solo entre os Geoambientes, realizou-se uma Análise de Componentes Principais (PCA) através do software *Canoco for Windows* (versão 4.5), com as variáveis químicas e físicas previamente padronizadas e centralizadas.

A análise mineralógica foi realizada na fração argila, sem tratamentos. A fração granulométrica foi dispersa em NaOH 0,1 mol L<sup>-1</sup> e agitação de 180 rpm; em seguida coletada por sifão através do princípio da Lei de Stokes em temperatura ambiente, e seca em temperatura de 45 °C. A identificação dos argilominerais se deu por difratometria de raios-X com radiação CuK $\alpha$ , em um difratômetro Shimadzu XRD-6000, com velocidade de leitura 1°2 $\theta$ /min, amplitude de 4 a 70° 2 $\theta$ , e operado a 30 mA e 40 kV.

Para a análise microquímica, com obtenção de mapas e análises pontuais quantitativas, foram recolhidas amostras indeformadas de horizontes selecionados. Lâminas para micromorfologia (seções finas) foram feitas com dimensão 2,5 por 5 cm, polidas sucessivamente em disco de nylon com pasta diamantada, com posterior lavagem

ultrassônica para remoção de resíduo do polimento. As lâminas foram metalizadas com fina película de ouro, a fim de formar uma superfície condutora, e submetidas em microscópio eletrônico de varredura (MEV), modelo Zeiss EVO MA10, acoplado a sonda EDS Oxford Inca X - ACT 51, operada em 20 V.

A composição química total foi obtida através da técnica de Fluorescência de Raios-X (FRX). Pastilhas fundidas foram preparadas com 1 grama da amostra de solo (TFSA) e 8 gramas de fundente (Tetraborato de Lítio), e submetidas ao aparelho Bruker S8 Tiger.

Sedimentos coletados na Cordilheira P1, em diferentes profundidades, foram datados pelo método da Luminescência Ópticamente Estimulada (LOE) no Laboratório Datação, Comércio e Prestação de Serviços Ltda. Carapaças pertencentes ao molusco do gênero *Pomacea sp.* foram coletadas nas Cordilheiras P1 e P10 e datadas pelo método em radiocarbono  $^{14}\text{C}$  no Laboratório de Radiocarbono da Universidade Federal Fluminense (LACUFF). A LOE não considera a matéria orgânica, e acaba servindo como método complementar à técnica de radiocarbono  $^{14}\text{C}$  (GUEDES *et al.*, 2011), utilizada na datação das carapaças.

### 3. RESULTADOS E DISCUSSÃO

#### 3.1. Identificação dos Geoambientes

Os Geoambientes foram hierarquizados de acordo com: classe de solo, seguida da propriedade mais expressiva ou que mais influencie o solo; fitofisionomia; e relevo. Os nomes regionais, que representam ambientes com características próprias e distintas dos demais, foram mantidos.

Seguindo essa lógica, foram identificados os seguintes Geoambientes no Pantanal do Abobral: Cordilheiras e com florestas semidecíduas sobre Chernossolos petrocálcicos (Figura 4); Corixo com mata inundável sobre Planossolo vertissólico; Campo com Cambará sobre Planossolo gleissólico; e Lagoa Intermitente sobre Planossolo eutrófico (Figura 5). As principais características foram sintetizadas no Quadro 2.





Figura 4: Geoambientes não inundáveis no Pantanal do Abrobral. Perfil P1, Chernossolo Rêndzico Petrocálcico típico (A); Geoambiente de Cordilheira com mata semidecídua (B); Perfil P10, Chernossolo Rêndzico Petrocálcico típico (C); Geoambiente de Cordilheira com mata semidecídua e presença de palmeira acuri (D); Perfil P11, Chernossolo Rêndzico Petrocálcico típico (E); Geoambiente de Cordilheira com mata semidecídua e presença de palmeira acuri (F).



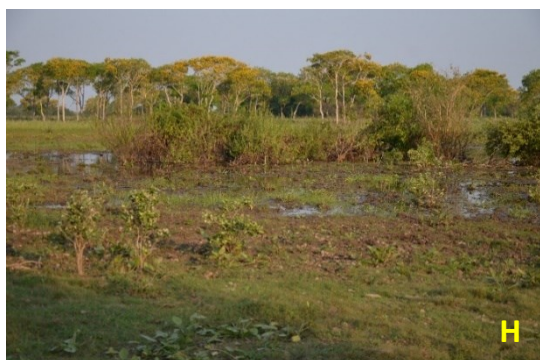


Figura 5: Geoambientes sazonalmente inundáveis no Pantanal do Abobral. Perfil P2, Planossolto Háplico Eutrófico vertissólico (G); Geoambiente Lagoa Intermitente com campo hidrófilo/higrófilo (H); Perfil P3, Planossolo Háplico Distrófico arênico gleissólico (I); Geoambiente Campo (savana gramíneo-lenhosa) com cambará (J); Perfil P4, Planossolo Háplico Eutrófico vertissólico (L); Geoambiente Corixo com mata ciliar semidecídua (M)

Quadro 2: Características gerais dos Geoambientes amostrados no Pantanal do Abobral.

Compartimentos da paisagem	Unidades geoambientais	Pedoambientes	Fitofisionomia predominante
<b>Não inundáveis</b>	Cordilheiras com florestas semidecíduas sobre Chernossolos petrocálcicos	Solos eutróficos, bem drenados, com acúmulo de carbonatos biogênicos.	Floresta estacional semidecídua com presença de palmeira acuri e estrato arbustivo e herbáceo esparsos.
	Lagoa Intermitente sobre Planossolo eutrófico	Solo muito mal drenado, com horizonte B plânico, eutrófico.	Campo hidrófilo/higrófilo com arbustos e macrófitas aquáticas.
<b>Sazonalmente Inundáveis</b>	Campo com Cambará sobre Planossolo gleissólico	Solo mal drenado, com horizonte B plânico, distrófico.	Savana gramíneo-lenhosa com ocorrência de Cambarás de porte arbóreo.
	Corixo com mata inundável sobre Planossolo vertissólico	Solo mal drenado, eutrófico, com caráter vértico.	Mata ciliar arbórea fechada semidecídua com rara ocorrência de estratos arbustivo e herbáceo.

### 3.2. Análises físico-químicas

Nas Cordilheiras (P1, P10 e P11) os solos têm sequência de horizontes A escuros, com valores e cromas baixos (Tabela 1), estruturados em grãos simples e blocos subangulares, pequeno a médio. A falta de estrutura bem desenvolvida foi o único requisito não satisfeito para a classificação do horizonte diagnóstico A chernozêmico (EMBRAPA, 2013), as demais propriedades seguem de acordo com o enquadramento para a classe de Chernossolos – horizonte A com alta saturação por bases, argilas de atividade alta, seguido de horizonte petrocálcico (Tabelas 1 e 2).

Nos Geoambientes P1, P10 e P11 houve predomínio da textura franco arenosa, com exceção dos primeiros horizontes em P1 (P1 – A, A2 e A3). A dominância da fração areia (Tabela 1) é atribuída à matriz arenosa da Formação Pantanal. Nos horizontes A há intensa melanização, em que a maior presença de grãos de quartzo proveniente da fração areia é facilmente pigmentada com matéria orgânica. Na profundidade média de 55 cm, sempre a partir do horizonte A3, há acúmulo de deposição de conchas de gastrópodes, seguidos por transição abrupta para horizontes fortemente cimentados a partir de, em média, 80 cm de profundidade, acinzentados, com valor de croma mais altos (Tabela 1).

Os horizontes cimentados apresentaram valores do equivalente de carbonato de cálcio ( $\text{CaCO}_3$ ) acima de  $125 \text{ g kg}^{-1}$  (Tabela 2). O conceito de caráter carbonático da



Embrapa (2013), derivado da USDA (1975), refere-se à presença de 150 g kg<sup>-1</sup> ou mais de CaCO<sub>3</sub>. Apesar disso, a morfologia demonstra um horizonte petrocálcico, continuamente cimentado e extremamente duro. Nos estádios iniciais o horizonte cálcico teria consistência macia, com carbonatos disseminados na matriz ou acumulados em concreções, diferindo-se dos horizontes petrocálcicos, que mostrariam maior avanço evolutivo no processo de calcificação (ALONSO-ZARZA, 2003). Os perfis (P1, 10 e P11) oferecem boa drenagem, com raízes abundantes, até o início dos horizontes petrocálcicos. Nesses estratos calcificados há presença de rizoconcreções carbonáticas, ou seja, vestígios de raízes preservadas por incrustações calcáreas, uma vez que a absorção pelas raízes concentra a solução do solo no microambiente e causa a precipitação de carbonatos e o envolvimento da raiz, conforme explica Fernandes (2010). O mesmo fenômeno foi registrado por Cunha, Pott e Gonçalves (1985).

A razão areia grossa/areia fina (AG/AF) é ligeiramente maior nas Cordilheiras, demonstrando maiores teores de areia grossa nestes, ao contrário dos Geoambientes sazonalmente inundáveis (P2, P3 e P4) em que predomina relação AG/AF mais baixa (Tabela 1). Essa maior relação AG/AF nas Cordilheiras é consonante com sua função de paleodique aluvial, conforme já proposto (CUNHA; POTT; GONÇALVES, 1985), em que houve maior energia de deposição dos sedimentos. A planície de inundação, em seu lento escoamento, permite a decantação de partículas mais finas suspensas, havendo seleção dos materiais mais finos na planície, enquanto nas Cordilheiras o material é ligeiramente mais grosseiro e menos selecionado.

As Cordilheiras representam o único refúgio para fauna em épocas de cheia, convergindo para esse ambiente processos bióticos que favorecem a concentração de nutrientes e deposição de matéria orgânica. Assim, as Cordilheiras (P1, P10 e P11) tiveram destacadamente maiores teores de C-orgânico e nutrientes K<sup>+</sup>, Na<sup>+</sup>, Mg<sup>+2</sup> e Ca<sup>+2</sup>, em relação aos Geoambientes sazonalmente inundáveis (P2, P3 e P4) (Tabela 2). Isto favoreceu um elevado valor de soma de bases (SB) e predomínio de pH alcalino, sempre acima de 8. Com efeito, a quantidade de cátions básicos em relação ao total de cargas do solo (saturação por bases, valor V), chegou a 100% em alguns horizontes das Cordilheiras (P1 – A2 e Bkx, P10 – A e Bkx, P11 – A4), com predomínio de Ca<sup>+2</sup> e Mg<sup>+2</sup> (Tabela 2). Os elevados valores de cátions trocáveis são decorrentes de uma taxa de evapotranspiração que excede a de precipitação, e da abundante reserva de minerais provenientes do depósito biogênico das conchas de gastrópodes. Essa alta retenção de

cátions e o processo de melanização proporcionam a formação do horizonte A chernozêmico (KAMPF E CURI, 2012).

Os teores de P nas Cordilheiras tiveram tendência de diminuir em profundidade. Os elevados valores destoam dos padrões de disponibilidade de P nos solos brasileiros que, altamente intemperizados, em geral são deficientes em P lábil (NOVAIS; SMYTH; NUNES, 2007). Atribui-se esse caráter ao conteúdo não ósseo dos moluscos, mais prontamente degradáveis e enriquecidos em P, e uma provável estabilização do P-Ca (CORRÊA *et al.*, 2011), e pelo horizonte petrocálcico, que reduz a lixiviação. Tais valores de P tão contrastantes costumam indicar solos antrópicos, formados sob ocupações humanas pretéritas (CORRÊA *et al.*, 2011).

Com o valor mais elevado de pH nas Cordilheiras (Tabela 2) há menor disponibilidade dos íons metálicos (Fe, Zn e Cu), e o  $Al^{+3}$  se precipita e torna-se ausente do complexo de troca (SILVA E MENDONÇA, 2007). Os valores de ferro são muito baixos, uma vez que a disponibilidade de Fe tende a diminuir com o aumento de pH, P,  $Ca^{+2}$  e  $HCO_3^-$ . Com efeito, Cunha, Pott e Golçalves (1985) atribuíram clorose em culturas sobre cordilheiras da região à deficiência em Fe, que é comum de ocorrer em solos calcários.

Tabela 1: Atributos físico-químicos dos solos dos Geoambientes no Pantanal do Abobral

(Continua)

Horizonte (cm)	Cor	Areia Grossa	Areia fina	Silte	Argila	AG/AF	Atividade da argila <sup>3</sup>	Textura	
	Úmida	g kg <sup>-1</sup>					cmol <sub>c</sub> kg <sup>-1</sup>		
P1 - Cordilheira - Chernossolo Rêndzico Petrocálcico típico									
A (0-28)	10YR 2/2	78	514	118	290	0,15	33,90	Ta	Franco argilo arenoso
A2 (28-39)	10YR 3/2	88	507	116	289	0,17	28,79	Ta	Franco argilo arenoso
A3 (39-60)	10YR 4/2	106	517	126	251	0,21	28,57	Ta	Franco argilo arenoso
Bkx1 (60-97)	10YR 6/4	155	565	119	160	0,27	52,50	Ta	Franco arenoso
Bkx (97-110 <sup>+</sup> )	10YR 6/3	120	533	187	160	0,23	54,06	Ta	Franco arenoso
P10 - Cordilheira - Chernossolo Rêndzico Petrocálcico típico									
A (0-28)	10YR 3/1	171	520	125	184	0,33	66,79	Ta	Franco arenoso
A2 (28-47)	10YR 2/1	203	497	104	196	0,41	63,88	Ta	Franco arenoso
A3 (47-81)	10YR 3/1	229	459	116	196	0,50	57,09	Ta	Franco arenoso
Bkx (81-90 <sup>+</sup> )	10YR 7/3	571	207	46	176	2,76	39,89	Ta	Franco arenoso
P11 - Cordilheira - Chernossolo Rêndzico Petrocálcico típico									
A (0-13)	10YR 2/1	284	469	98	149	0,61	77,45	Ta	Franco arenoso
A2 (13-31)	10YR 3/1	287	436	135	142	0,66	73,73	Ta	Franco arenoso
A3 (31-54)	10YR 3/1	223	468	136	173	0,48	63,06	Ta	Franco arenoso
A4 (54-77)	10YR 3/2	303	379	129	189	0,80	59,31	Ta	Franco arenoso
A5 (77-99)	10YR 4/1	255	429	125	191	0,59	56,65	Ta	Franco arenoso
Akx (99-120 <sup>+</sup> )	10YR 6/1	325	359	144	171	0,91	54,15	Ta	Franco arenoso

AG - Areia Grossa; AF – Areia Fina.

Tabela 1: Atributos físico-químicos dos solos dos Geoambientes no Pantanal do Abobral

Horizonte (cm)	Cor		Areia Grossa	Areia fina	Silte	Argila	AG/AF	Atividade da argila <sup>3</sup>	Textura	
	Úmida	Mosqueados								
P2 - Lagoa Intermitente - Planossolo Háplico Eutrófico vertissólico										
A (0-16)	10YR 4/2	–	98	691	138	73	0,14	54,2	Ta	Franco
AE (16-29)	10YR 4/2	-	111	684	133	72	0,16	40,4	Ta	Franco
E (29-45)	10YR 6/2	-	95	664	172	69	0,14	34,9	Ta	Franco
Btv (45-80 <sup>+</sup> )	10YR 4/1	10YR 6/8	79	505	105	310	0,16	42,4	Ta	Franco argilo arenoso
P3 - Campo com cambará - Planossolo Háplico Distrófico arênico gleissólico										
A (0-39)	10YR 6/3	-	110	787	49	55	0,14	58,0	-	Areia
E (39-60)	10YR 7/3	10YR 6/8	88	786	75	50	0,11	47,2	-	Areia
Bt (61-73)	10YR 5/3	10YR 6/8	86	695	92	127	0,12	53,4	Ta	Franco arenoso
Bt 2 (74-94)	10YR 5/2	10YR 6/8	89	665	27	219	0,13	49,9	Ta	Franco argilo arenoso
E' (94-103)	10YR 7/2	10YR 6/8	89	790	26	95	0,11	36,5	-	Areia
B't (103-115 <sup>+</sup> )	10YR 4/2	10YR 6/8	75	642	45	237	0,12	44,6	Ta	Franco argilo arenoso
P4 - Corixo - Planossolo Háplico Eutrófico vertissólico										
A (0-14)	10YR 5/4	-	104	650	50	196	0,16	57,9	Ta	Franco arenoso
Btv1 (14-24)	10YR 4/3	10YR 6/8	84	429	82	405	0,20	38,4	Ta	Argila arenosa
Btv2 (24-60 <sup>+</sup> )	10YR 4/2	10YR 6/8	91	508	91	309	0,18	44,6	Ta	Franco argilo arenoso

AG - Areia Grossa; AF – Areia Fina.

<sup>3</sup> A atividade da argila é calculada pela expressão Valor T (cmol<sub>c</sub> Kg<sup>-1</sup>) x 1000 / conteúdo de argila (g kg<sup>-1</sup>). Atividade alta (Ta) corresponde ao valor igual ou superior a 27 cmol<sub>c</sub> kg<sup>-1</sup>. O critério não se aplica a classes texturais areia e areia franca. Este atributo está de acordo com Embrapa (2013).

A presença de fezes de gado nas cordilheiras é um fato recorrente na região do Abobral, o que justifica picos de matéria orgânica (MOS) nos horizontes superficiais das Cordilheiras (Tabela 2). Em P11 o pico de MOS ocorreu em superfície e novamente no horizonte A5 (77-99 cm), logo acima do horizonte petrocálcico Akx (99-120<sup>+</sup>), comportamento similar ao encontrado por Coultas, Schwadron e Galbraith (2008), em horizontes petrocálcicos na Flórida.

O solo, melhor drenado, proporciona um ambiente oxidante que favorece a ação dos microrganismos a ciclarem a matéria orgânica, fator que também lhe permite comportar uma maior biomassa vegetal (CUNHA, 1980). A alta concentração de Ca<sup>+2</sup> e Mg<sup>+2</sup> também proporciona elevada estabilidade da matéria orgânica, reduzindo sua mineralização e possibilitando acumulação nas camadas superficiais (PEREIRA *et al.*, 2012), contribuindo para o escurecimento desses horizontes. A alta capacidade de troca catiônica nas Cordilheiras (P1, P10 e P11) é indicador de argilas de alta atividade (Tabela 1).

Na posição mais baixa da paisagem, a planície sazonalmente inundável, se encontram os Geoambientes sujeitos a períodos de inundações mais ou menos duradouros. Nestes ocorre, de maneira geral, o processo de eluviação/iluviação, que consiste na translocação de argilas de horizontes A e E para acúmulo destas em horizontes B. A fração argila é susceptível ao movimento de suspensão e transporte no perfil do solo através da percolação da água, movimento favorecido pela matriz arenosa da Formação Pantanal. O processo gera horizontes superficiais empobrecidos em argila e mais arenosos (eluviados), e horizontes subsuperficiais concentrados em argila (iluviados) (Tabela 1) (KAMPF E CURI, 2012).

Ademais, os solos hidromórficos com horizontes superficiais eluviados e ácidos, como os solos encontrados (P2, P3 e P4), propiciam o processo de ferrólise, em que a oxidação de Fe<sup>+2</sup> libera íons H<sup>+</sup>, que deslocam outros cátions básicos dos sítios de troca e, com o ciclo de aeração e umedecimento, resulta na destruição e intercalação de argilominerais, incrementando o contraste textural entre horizontes (KAMPF E CURI, 2012).

Não obstante, os horizontes acumulados em argila na planície de inundação não são de fato argilosos. O incremento em argila levou estes horizontes à textura franco argilo arenosa (Tabela 1), cujo incremento B/A<sup>3</sup>, de acordo com Embrapa (2013), satisfaz a classificação de horizontes diagnósticos B plânicos, com estrutura prismática e de lenta permeabilidade. De fato, na época da amostragem, apesar de se tratar da estação seca, a

Lagoa Intermitente (P2) e o Corixo (P4) ainda apresentavam lâmina d'água, indicando estagnação da água e ambiente de difícil infiltração. P2, P3 e P4 tiveram, no geral, textura média, com exceção dos horizontes incrementados com argila, e predomínio de cores mais neutras, típicas de ambiente redutor (Tabela 1) (CORINGA *et al.*, 2012).

Na planície de inundação (P2, P3 e P4) os cátions trocáveis ( $K^+$ ,  $Na^+$ ,  $Mg^{+2}$  e  $Ca^{+2}$ ) possuem menores teores nos horizontes mais arenosos e superficiais, por menor atividade coloidal. Estes nutrientes são retidos nos horizontes mais argilosos, acompanhando o aumento da capacidade de troca catiônica (T) nos horizontes Bt, uma característica comum em Planossolos (Tabelas 1 e 2). O pH é levemente ácido, oscilando de 5 a 6, com tendência a aumentar em profundidade em decorrência dos horizontes texturais e seu acúmulo de bases. Com o pH ácido há disponibilidade de micronutrientes, como é caso do Cu, que se torna mais disponível nos ambientes sazonalmente inundáveis (Tabela 2).

Este caso leva a uma maior participação do  $Al^{+3}$  nos sítios de troca das argilas, incrementando também maiores valores de acidez potencial ( $H+Al^+$ ). O Campo com Cambará (P3), apresentou a maior concentração de  $Al^{3+}$  (Tabela 2), assim como a maior saturação por alumínio ( $m = 35\%$ , valor médio) e o menor valor de saturação por bases ( $V = 35\%$ , valor médio), sendo o Geoambiente mais distrófico em relação aos demais (Tabela 2).

No Campo com Cambará (P3), os maiores teores de Al ocorreram nos horizontes Bt ( $3,2 \text{ cmol}/\text{dm}^3$ ) e Bt2 ( $5,0 \text{ cmol}/\text{dm}^3$ ), juntamente com o pH em  $H_2O$  em 5,4 e 5,5, respectivamente (Tabela 2). Nesses horizontes de argila de alta atividade (Ta) e caráter aluminico (Tabelas 1 e 2), os elevados teores de Al representam a progressiva destruição de argilominerais (favorecido pelo processo de ferrólise), que libera quantidades expressivas de Al das lâminas octaedrais. O Al liberado tanto pode precipitar formando polímeros amorfos ou preencher as entrecamadas de minerais 2:1 (MELLO E PEREZ, 2009; CUNHA; ALMEIDA; BARBOZA; 2014).

Na condição de hidromorfismo o arejamento é deficiente, formando um ambiente redutor (com baixo potencial de oxirredução), responsável por transformar  $Fe^{+3}$  e  $Mn^{+3, +4}$  em formas reduzidas ( $Fe^{+2}$ ,  $Mn^{+2}$ ), disponíveis e solúveis. Em razão disso houve maiores teores de Fe disponível em todos os Geoambientes sazonalmente inundáveis (P2, P3 e P4) e maiores teores de Mn disponível em P4 (Tabela 2). Em P2 e P3, no entanto, o Mn disponível teve tendência a diminuir em profundidade, haja vista maior participação de bases no sítio de troca. Em P2 e P4 há maiores valores de Fe nos horizontes superficiais, uma vez que estes estavam saturados à época (Tabela 1). A alternância dos

estados de oxidação e redução do Fe é responsável pelos mosqueados, que foram encontrados em maior profundidade nos três ambientes sazonalmente inundáveis (COUTO *et al.*, 2017).

A planície de inundação recebe aporte sazonal de material orgânico com as águas no período da cheia. Com a saturação hídrica há lenta decomposição e acúmulo da MOS, que acaba gerando forte poder-tampão na manutenção do pH ácido. Em pH baixo há uma maior fixação de P, indisponibilizando-o. Além disso, com  $Al^{+3}$  e  $Fe^{+2}$  em solução, o P pode se precipitar e se tornar insolúvel (NOVAIS; SMYTH; NUNES, 2007). Assim, houve mais P disponível nos solos de pH mais elevado (Cordilheiras), corroborando com resultados de Abreu, Fernandes e Ruivo (2007) em caracterização de solos de várzeas. Cunha (1985), ao trabalhar com solos de cordilheiras ácidas no Pantanal da Nhicolândia, verificou baixa disponibilidade de P e baixos níveis de outros nutrientes.

O fósforo remanescente (P-rem) teve tendência de diminuir em profundidade em todos Geoambientes, indicando que a capacidade do sistema em disponibilizar P também diminui em profundidade. Nos horizontes iluviados na planície de inundação, o pH ácido contribui para menor densidade de cargas negativas na superfície das argilas, atraindo ânions como os fosfatos, que formam complexos de superfície de esfera interna com as argilas e diminuem a disponibilidade de P. Já nos horizontes arenosos eluviados (P2-E, P3-A, P3-E e P3-E'), os baixos teores de argila permitem pouca retenção de P e, por conseguinte, valores elevados de P-rem.

As características vérticas verificadas na morfologia de P2 e P4 são propícias em ambientes de maior estagnação de água, com menor lixiviação e maior aporte de elementos solubilizados de solos do entorno, favorecendo a ocorrência de argilas 2:1. A presença de argilas de alta atividade resulta numa maior capacidade de troca catiônica e uma maior saturação por bases (RESENDE *et al.*, 2002), que levou P2 e P4 a também apresentarem caráter eutrófico (Tabela 2).

As concentrações de  $Na^{+}$  aumentaram em profundidade em todos os Geoambientes, mas sob circunstâncias diferentes. Nas Cordilheiras, a boa drenagem nos horizontes superficiais e lateralmente, favorece sua mobilidade, pois é o cátion de menor valência e maior raio hidratado, sendo menos retido aos coloides. Já nos Geoambientes sazonalmente inundáveis, o processo de eluviação da argila concentra  $Na^{+}$  e demais nutrientes nos horizontes texturais.

Tabela 2: Atributos químicos dos solos dos Geoambientes no Pantanal do Abobral (Continua)

Horizonte (cm)	pH	pH	P	K <sup>+</sup>	Na <sup>+</sup>	Ca <sup>+2</sup>	Mg <sup>+2</sup>	Al <sup>+3</sup>	H+Al	SB	t	T	V	m	ISNa	MO	C-Org	P-Rem	Cu	Mn	Fe	Zn	CaCO <sub>3</sub>
	H <sub>2</sub> O	KCl	mg dm <sup>-3</sup>			cmol <sub>c</sub> dm <sup>-3</sup>							%			dag kg <sup>-1</sup>		mg l <sup>-1</sup>	mg dm <sup>-3</sup>			g kg <sup>-1</sup>	
P1 - Cordilheira - Chernossolo Rêndzico Petrocálcico típico																							
A (0-28)	8,1	7,5	92,7	176,0	11,3	7,5	1,6	0,0	0,2	9,6	9,6	9,8	98,0	0,0	0,5	2,9	1,7	36,5	0,1	22,4	0,7	0,3	-
A2 (28-39)	8,5	7,7	55,6	193,0	11,3	6,5	1,2	0,0	0,0	8,3	8,3	8,3	100,0	0,0	0,6	1,7	1,0	28,3	0,1	14,8	0,7	0,3	-
A3 (39-60)	8,6	7,8	22,1	201,0	25,4	5,4	0,9	0,0	0,2	6,9	6,9	7,2	97,2	0,0	1,5	1,4	0,8	24,2	0,1	3,7	0,0	0,0	125,4
Bkx1 (60-97)	9,8	8,4	34,0	153,6	33,4	2,5	0,3	0,0	0,2	8,2	8,2	8,4	97,6	0,0	1,7	1,5	0,9	12,7	0,1	19,9	1,1	0,3	125,0
Bkx2 (97-110 <sup>+</sup> )	9,8	8,5	14,7	170,6	42,5	2,2	0,3	0,0	0,0	8,6	8,6	8,6	100,0	0,0	2,1	1,3	0,7	13,7	0,1	10,0	0,0	0,0	125,3
P10 - Cordilheira - Chernossolo Rêndzico Petrocálcico típico																							
A (0-28)	8,2	7,4	262,6	88,0	8,2	9,9	2,2	0,0	0,0	12,3	12,3	12,3	100,0	0,0	0,3	2,3	1,4	37,0	0,2	43,4	4,0	1,6	-
A2 (28-47)	8,5	7,8	171,5	111,0	11,2	9,2	2,7	0,0	0,3	12,2	12,2	12,5	97,6	0,0	0,4	2,1	1,2	34,0	0,2	13,2	3,9	0,2	-
A3 (47-81)	8,6	7,9	63,0	46,0	13,2	7,1	3,6	0,0	0,3	10,9	10,9	11,2	97,3	0,0	0,5	1,8	1,0	24,4	0,2	6,7	4,6	0,0	124,7
Bkx (81-90 <sup>+</sup> )	8,7	8,2	13,4	32,0	13,2	3,5	3,4	0,0	0,0	7,0	7,0	7,0	100,0	0,0	0,8	1,0	0,6	23,9	0,3	7,2	1,7	0,1	125,3
P11 - Cordilheira - Chernossolo Rêndzico Petrocálcico típico																							
A (0-13)	8,1	7,4	102,4	229,0	5,2	9,4	1,3	0,0	0,2	11,3	11,3	11,5	98,3	0,0	0,2	9,4	5,4	46,7	0,5	49,5	11,4	2,4	-
A2 (13-31)	8,4	7,5	102,1	70,0	15,2	8,4	1,1	0,0	0,7	9,8	9,8	10,5	93,3	0,0	0,6	0,5	0,3	44,6	0,3	7,3	1,6	0,1	-
A3 (31-54)	8,5	7,6	94,3	31,0	21,2	9,1	1,4	0,0	0,2	10,7	10,7	10,9	98,2	0,0	0,8	0,5	0,3	31,8	0,4	69,8	9,4	1,1	-
A4 (54-77)	8,6	7,7	58,9	18,0	38,2	8,3	2,7	0,0	0,0	11,2	11,2	11,2	100,0	0,0	1,5	0,7	0,4	23,0	0,3	49,1	3,7	0,4	-
A5 (77-99)	8,6	7,7	48,8	18,0	55,3	7,5	2,8	0,0	0,2	10,6	10,6	10,8	98,2	0,0	2,2	1,0	0,6	25,6	0,3	54,7	2,7	0,3	119,9
Akx (99-120 <sup>+</sup> )	8,6	7,8	11,4	5,0	56,3	5,6	1,2	0,0	2,3	7,0	7,0	9,3	75,2	0,0	2,6	0,0	0,0	18,9	0,3	50,3	1,0	0,3	125,4



Tabela 2: Atributos químicos dos solos dos Geoambientes no Pantanal do Abobral

Horizonte (cm)	pH	pH	P	K <sup>+</sup>	Na <sup>+</sup>	Ca <sup>+2</sup>	Mg <sup>+2</sup>	Al <sup>+3</sup>	H+Al	SB	t	T	V	m	ISNa	MO	C-Org	P-Rem	Cu	Mn	Fe	Zn	CaCO <sub>3</sub>
	H <sub>2</sub> O	KCl	mg dm <sup>-3</sup>			cmol <sub>c</sub> dm <sup>-3</sup>						%			dag kg <sup>-1</sup>		mg l <sup>-1</sup>	mg dm <sup>-3</sup>				g kg <sup>-1</sup>	
P2 - Lagoa Intermitente - Planossolo Háplico Eutrófico vertissólico																							
A (0-16)	6,0	4,4	1,6	22,0	6,2	1,4	0,2	0,0	2,3	1,7	1,7	4,0	41,9	0,0	0,7	1,4	0,8	41,0	1,5	25,8	205,9	0,5	-
AE (16-29)	5,5	4,0	0,3	18,0	3,2	0,8	0,1	0,1	1,9	1,0	1,1	2,9	34,7	9,0	0,5	1,4	0,8	45,8	1,2	11,2	147,7	0,3	-
E (29-45)	5,9	4,2	0,3	13,0	7,2	0,7	0,1	0,0	1,6	0,8	0,8	2,4	33,6	0,0	1,3	1,3	0,7	48,0	0,8	7,9	91,6	0,3	-
Btv (45-80 <sup>+</sup> )	6,6	4,1	0,0	49,0	135,1	7,9	2,5	0,1	2,1	11,0	11,1	13,1	84,0	0,9	4,5	0,4	0,2	27,0	1,8	6,3	14,5	0,1	-
P3 - Campo com cambará - Planossolo Háplico Distrófico arênico gleissólico																							
A (0-39)	5,6	4,1	0,3	35,0	0,0	0,7	0,2	0,0	2,3	0,9	0,9	3,2	27,9	0,0	0,0	1,3	0,7	42,3	0,9	12,4	155,4	0,3	-
E (39-60)	5,7	4,2	0,1	19,0	0,0	0,6	0,1	0,1	1,6	0,8	0,9	2,4	32,2	11,6	0,0	1,4	0,8	44,0	0,7	6,5	170,5	0,2	-
Bt (71-75)	5,4	3,9	0,2	49,0	0,2	0,8	0,4	3,2	5,5	1,3	4,5	6,8	18,9	71,6	0,0	1,7	1,0	16,5	1,4	2,5	109,4	0,2	-
Bt2 (75-49)	5,5	4,1	0,0	69,0	2,2	1,3	1,0	5,0	8,4	2,5	7,5	10,9	23,1	66,4	0,1	1,8	1,0	8,6	1,6	1,9	29,6	0,2	-
E' (94-103)	5,8	4,2	0,0	30,0	0,2	0,8	0,5	1,3	2,1	1,4	2,6	3,5	39,5	48,1	0,0	0,8	0,5	30,4	0,8	1,4	27,7	0,2	-
B't (103-115 <sup>+</sup> )	5,9	4,2	0,0	91,0	6,2	3,8	3,3	1,2	3,2	7,4	8,5	10,6	69,7	13,7	0,3	1,4	0,8	15,7	1,1	4,8	44,0	0,3	-
P4 - Corixo - Planossolo Háplico Eutrófico vertissólico																							
A (0-14)	5,3	3,9	0,9	161,0	2,2	3,5	1,1	0,9	6,4	4,9	5,8	11,3	43,6	15,1	0,1	1,7	1,0	21,7	1,9	64,3	385,3	1,3	-
Btv1 (14-24)	5,1	3,5	0,0	122,0	41,5	5,3	2,2	2,8	7,6	8,0	10,8	15,6	51,1	26,3	1,2	1,0	0,6	11,4	0,4	111,6	245,8	0,4	-
Btv2 (24-60 <sup>+</sup> )	6,2	4,2	0,8	66,0	70,6	6,9	3,6	0,3	2,9	10,9	11,2	13,8	79,0	2,6	2,2	1,0	0,6	21,0	1,1	24,5	48,5	0,2	53,4

SB - Soma de Bases Trocáveis; t - Capacidade de Troca Catiônica Efetiva; T - Capacidade de Troca Catiônica a pH 7,0; V - Índice de Saturação por Bases; m - Índice de Saturação por Alumínio; ISNa - Índice de Saturação por Sódio; MO - Matéria Orgânica; P-rem - Fósforo Remanescente; CaCO<sub>3</sub> - Equivalente de carbonato de cálcio.

A Cordilheira P11, que pode ser considerada um Capão de mata seguindo a definição de alguns autores (DAMASCENO JUNIOR *et al.*, 1999; NUNES DA CUNHA E JUNK, 2009; LIMA, 2015; ANDRADE, 2017), apresentou todas as características ambientais e atributos pedológicos em comum com as Cordilheiras (P1 e P10), indicando, assim, tratarem-se P1, P10 e P11 do mesmo Geoambiente das Cordilheiras. Esse resultado possibilita extrapolar para o Pantanal do Abobral a hipótese de que os Capões são testemunhos de antigas Cordilheiras que, sujeitas a erosão fluvial, foram progressivamente dissecadas em fragmentos menores (FERNANDES, 2007; BEIRIGO, 2008).

Uma Análise de Componentes Principais (PCA) foi realizada para representar a associação das variáveis físico-químicas às unidades experimentais, sintetizando, assim, os atributos pedológicos como fator de diferenciação dos Geoambientes (Figura 6). Por motivos de representatividade de cada Geoambiente utilizaram-se os dados apenas da Cordilheira P1.

Dois agrupamentos ao longo do Eixo 1 puderam ser distinguidos. Os horizontes da Cordilheira concentraram-se à direita do Eixo 1, associados principalmente aos vetores de pH, P, K, MO, AG e Silte (Figura 6), indicando o pH alcalino das Cordilheiras e maior aporte de MO (Tabela 2). A baixa mobilidade do P em solos tropicais indica que a fonte de P está diretamente associada a este Geoambiente, provavelmente ligado à decomposição de gastrópodes e suas carapaças. Tal processo de acúmulo de P por fontes biogênicas assemelha-se ao verificado em sambaquis antrópicos por Corrêa *et al.* (2011, 2013). A parte interna dos caramujos, com tecidos ricos em P, é degradada inicialmente, liberando P para o solo; já a carapaça, formada por aragonita (carbonato de cálcio), degrada-se muito mais lentamente, sendo responsável pelo pH mais elevado.

Os horizontes dos Geoambientes sazonalmente inundáveis concentraram-se à esquerda do Eixo 1, no entanto com distribuição mais difusa devido à natureza do Planossolo (Figura 6).

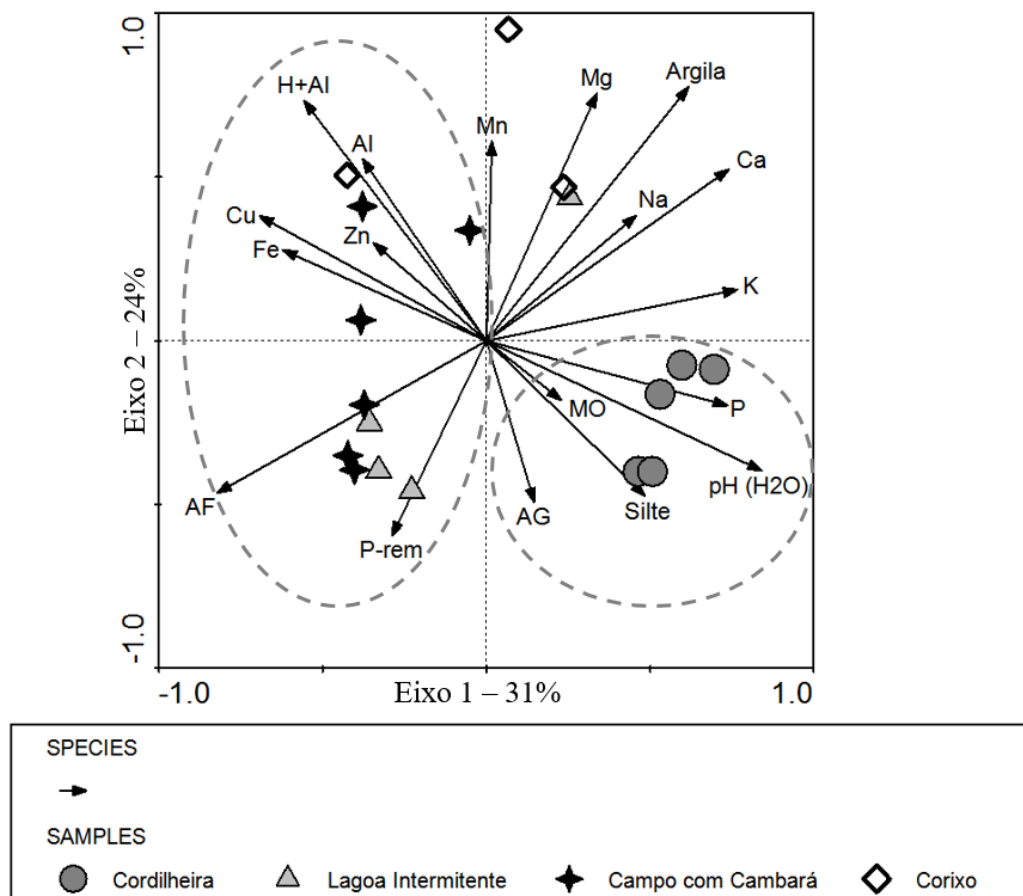


Figura 6: Análise de componentes principais (PCA) de atributos pedológicos dos horizontes dos solos de diferentes Geoambientes no Pantanal do Abobral. Legendas: AG - areia grossa, AF - areia fina, MO - matéria orgânica, P-rem - fósforo remanescente.

Os horizontes incrementados com argila da Lagoa Intermitente (P2-Btv) e Corixo (P4-Btv1 e Btv2) apresentaram teores mais elevados de  $Mg^{+2}$ ,  $Na^{+}$  e  $Ca^{+2}$  em relação aos demais horizontes de seus perfis (Tabela 2). O caráter vértico presente nestes horizontes é indicativo de argilas do tipo 2:1, com elevada superfície específica e densidade de cargas negativas, fatores que contribuem para uma capacidade de troca catiônica mais elevada, que por sua vez permite retenção maior desses elementos mais móveis. Assim, na PCA (Figura 6), P2-Btv e P4-Btv1 e Btv2 dispersaram-se do agrupamento principal dos Geoambientes sazonalmente inundáveis e tenderam a se aproximar dos vetores à direita do Eixo 1, rumo à Cordilheira.

Os horizontes agrupados à esquerda do Eixo 1 da PCA (Figura 6) possuem os valores de pH mais baixos, indicado pela direção oposta deste vetor. Devido ao pH mais ácido desses horizontes, os íons metálicos (Fe, Al, Cu e Zn) ficam mais disponíveis, pois

são elementos cuja atividade é maior em ambientes mais ácidos e se tornam indisponíveis em pH mais elevados (ABREU; FERNANDES; RUIVO; 2007). Os horizontes do Campo com Cambará permaneceram bem agrupados em torno do vetor de Al, devido ao seu caráter distrófico (Tabela 2).

Lima (2015), em estudo no Pantanal do Abobral, aponta como solos mais comuns na região os Gleissolos, Neossolos, Planossolos e Vertissolos. Os Planossolos são comuns em regiões mal drenadas e planícies aluviais (RESENDE *et al.*, 2002), e precisam de uma paisagem estável o suficiente para sua formação, como é o caso de uma planície de armazenamento temporário e de lento escoamento (PAZ; COLLISCHONN; TUCCI; 2010; BUOL *et al.*, 2011). Cunha, Pott e Gonçalves (1985) também registraram presença de Planossolos ácidos próximos ao leito do rio Abobral. Esta foi a classe de solo dominante nos Geoambientes sazonalmente inundáveis neste estudo, além de ocorrerem em 35% de todo o Pantanal (FERNANDES *et al.*, 2007).

O mesmo levantamento pedológico feito por Cunha, Pott e Gonçalves (1985) na região do Abobral categorizaram os solos das cordilheiras amostradas como *Aeric Petrocalcic Calciaquoll*, seguindo a classificação da Soil Taxonomy (USDA, 1975), afirmando que não havia correspondência com os solos até então descritos no Brasil. A classe dos Chernossolos no Pantanal, segundo a escala de levantamento feito pela Embrapa em 2007 (FERNANDES *et al.*, 2007), tem uma expressão muito pequena, abrangendo 87,21 km<sup>2</sup> da área total do Pantanal, que não correspondem nem a 1%, distribuídos em fragmentos na planície Pantaneira, e sem ocorrência no Pantanal do Abobral.

As Cordilheiras no Pantanal do Abobral, de acordo com Cunha et al. (1985), se estendem de forma alongada, em posição paralela ao fluxo da drenagem. Por isso mesmo são consideradas antigos diques marginais e se destacam dos demais Geoambientes por não estarem frequentemente sujeitas às inundações periódicas. Com efeito, de todos os geoambientes amostrados, o Chernossolo formado sob as Cordilheiras foi a classe de solo que não se caracteriza pelo hidromorfismo sazonal.

### 3.3. Relação solo-vegetação

Os primeiros 20 cm do solo representam a camada mais explorada pelas raízes finas dos vegetais; é a camada em que há maior interação organo-mineral e onde a ciclagem de nutrientes tem maior expressão, permitindo, assim, investigar a relação solo-vegetação (NOVAIS; SMYTH; NUNES, 2007; FERREIRA JUNIOR, 2009). Neste

contexto, procurou-se relacionar os atributos do solo na camada de 0-20 cm com as comunidades vegetais encontradas em campo, utilizando-se amostragens dos Geoambientes P1, P2, P3 e P4. Os valores médios dos atributos do solo são apresentados na Tabela 3.

Tabela 3: Valores médios de atributos superficiais do solo (profundidade 0 - 20 cm) nos Geoambientes do Pantanal do Abobral

Geoambiente /Atributos		Cordilheira (P1)	Lagoa Intermitente (P2)	Campo com Cambará (P3)	Corixo (P4)
pH	H <sub>2</sub> O	8,2	5,8	5,4	5,5
pH	KCl	7,5	4,3	4,1	4,2
P	mg dm <sup>-3</sup>	159,3	1,2	0,5	1,8
K		154,8	46,0	38,6	105,8
Na <sup>+2</sup>		10,5	5,0	0,0	2,0
Ca <sup>+2</sup>	cmol <sub>c</sub> dm <sup>-3</sup>	8,9	1,2	0,5	1,9
Mg <sup>+2</sup>		1,5	0,2	0,1	0,7
Al <sup>+3</sup>		0,0	0,0	0,5	0,4
H+Al		0,2	2,4	2,5	3,9
SB		10,8	1,6	0,7	2,9
T		10,8	1,6	1,2	3,3
T		11,0	3,9	3,3	6,8
V	%	97,8	39,9	22,7	42,8
m		0,0	0,0	35,3	10,3
ISNa		0,4	0,5	0,0	0,1
MO	dag kg <sup>-1</sup>	3,2	1,1	1,1	1,5
P-rem	mg L <sup>-1</sup>	32,8	41,3	39,8	35,3
Cu	mg dm <sup>-3</sup>	0,1	1,5	0,7	1,4
Mn		37,0	25,9	13,2	51,8
Fe		1,7	183,6	200,7	470,3
Zn		0,8	0,5	0,3	1,3
AG	g kg <sup>-1</sup>	95	93	107	92
AF		523	651	809	734
Silte		98	172	21	56
Argila		285	83	63	118

SB - Soma de Bases Trocáveis; t - Capacidade de Troca Catiônica Efetiva; T - Capacidade de Troca Catiônica a pH 7,0; V - Índice de Saturação por Bases; m - Índice de Saturação por Alumínio; ISNa - Índice de Saturação por Sódio; MO - Matéria Orgânica; P-rem - Fósforo Remanescente; AG – Areia Grossa; AF – Areia Fina.

Como demonstrado na seção 3.2, nos Geoambientes sazonalmente inundáveis (P2, P3 e P4), ocorre de maneira generalizada o processo de podzolização, em que houve translocação de argilas, originando Planossolos. Dessa maneira, na camada superficial destes ambientes (primeiros 20 cm) restaram horizontes mais arenosos de onde a argila migrou, refletindo maiores valores de areia grossa e fina (Tabela 3). Ocorre por conseguinte que a Cordilheira (P1), ambiente não inundável e sem translocação de material fino, possui os maiores teores de argila nos primeiros 20 cm (Figura 7).

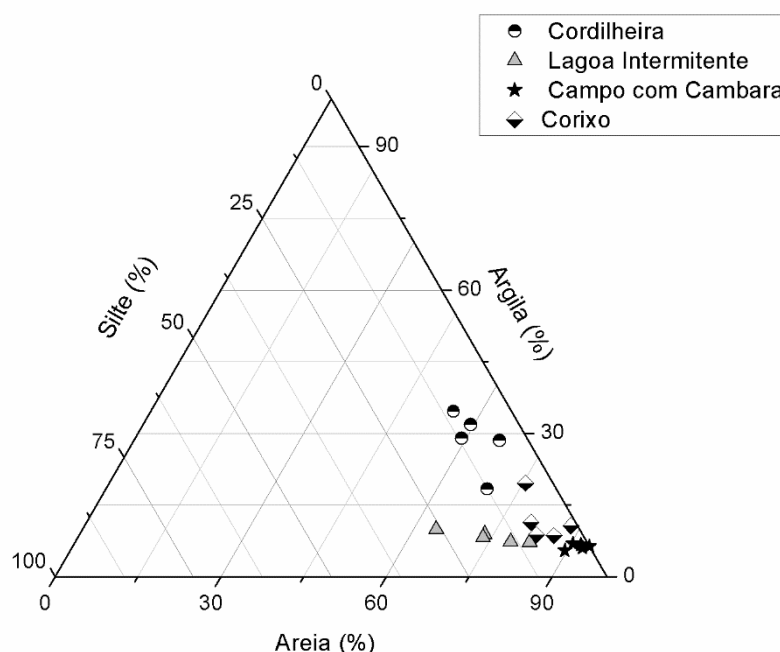


Figura 7: Triângulo textural representativo da camada superficial (0-20cm) dos Geoambientes no Pantanal do Abobral.

A saturação por bases na Cordilheira (P1) já é proeminente desde o horizonte superficial (Tabela 3), com predomínio de cátions  $\text{Ca}^{+2}$  e  $\text{Mg}^{+2}$ . A alta capacidade catiônica deste mesmo Geoambiente (valor T) (Tabela 3) indica uma maior disponibilidade de nutrientes para as plantas.

A análise de componentes principais (PCA) das características químicas superficiais (Figura 8) ilustra claramente o agrupamento dos Geoambientes.

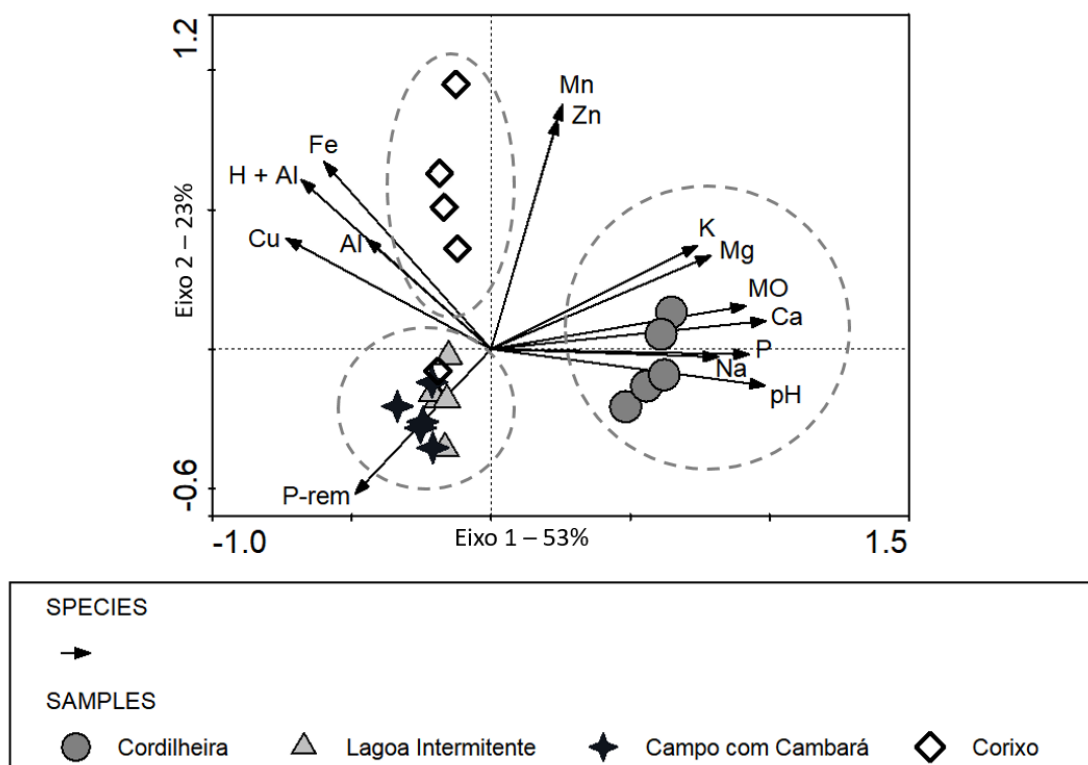


Figura 8: Análise dos componentes principais (PCA) dos atributos químicos superficiais (0-20 cm) dos Geoambientes no Pantanal do Abobral.

Houve distinto agrupamento ao longo do Eixo 1, em que as amostras da Cordilheira se concentraram à direita do eixo, correlacionadas positivamente aos vetores de bases ( $K^+$ ,  $Na^+$ ,  $Ca^{+2}$ ,  $Mg^{+2}$ ), matéria orgânica, fósforo e pH, reforçando este ambiente como o de maior fertilidade, fator que propicia maior biomassa vegetal.

O caráter levemente ácido dos Geoambientes sazonalmente inundáveis pode ser visualizado pela direção contrária ao vetor de pH (Figura 8). Valores de pH menos elevados constribuem para maior disponibilidade de elementos metálicos (Fe, Al e Cu) em superfície e justifica seu agrupamento à esquerda do Eixo 1, correlacionados negativamente às bases.

O Corixo (P4) se distinguiu dos demais Geoambientes sazonalmente inundáveis ao longo do Eixo 2, dispersando-se para o lado esquerdo superior, em direção aos vetores de Zn e Mn. O maior valor de Mn no Corixo (P4) justifica-se pelo seu horizonte incrementado em argila estar a 14 cm da superfície do solo. Já a Cordilheira (P1) possui maiores teores de  $Mg^{+2}$  e Mn em superfície do que a Lagoa Intermittente (P2) e Campo com Cambará (P3), visto que estes dois últimos possuem horizontes com migração de nutrientes em profundidade maior que 20 cm (Tabela 1).

Os Geoambientes Lagoa Intermitente (P2) e Campo com Cambará (P3) concentraram-se no canto inferior esquerdo, associados ao vetor de P-rem. Isto indica que nos 20 cm superficiais P2 e P3 tem maior capacidade de disponibilizar P à solução, uma vez que os maiores teores de areia nessa camada (Figura 7) permite pouca retenção deste elemento, representada pelos maiores valores de P-rem.

Para maioria das plantas um ambiente saturado por água se torna restritivo, gerando um gradiente vegetacional em que elementos herbáceos ocupam áreas de pior drenagem e menor altitude, e elementos arbóreos os pontos mais altos e livres de inundação (FERREIRA JUNIOR, 2009).

Sobre as Cordilheiras a vegetação é arbórea, os dosséis se encontram, havendo ocorrência abundante de palmeira acuri (*Scheelea phalerata*), cuja presença, como verificado por Ratter *et al.* (1988), é indicadora de solos básicos, e Pott e Pott (1994) que a aponta como indicadora de solos férteis. Cunha, Pott e Golçalves (1985) atribuem a alta densidade de acuri nas cordilheiras do Abobral à presença de carbonatos no solo, e registra presença de árvores calcífilas nessa região. Damasceno Junior *et al.* (1999) e Andrade (2017) registram a maior concentração de acuri nas áreas periféricas das cordilheiras, formando um anel externo, padrão observado neste estudo.

A pesquisa registrou presença de angico (*Anadenanthera sp.*), baru (*Dipteryx alata*), embaúba (*Cecropia pachystachya*), amendoeira (*Prunus dulcis*) e gravatá (*Bromelia balansae* Mez). A presença de *Bromelia balansae*, é indicadora da condição de não alagamento (NUNES DA CUNHA, 1990), situação que permite originar um sub-bosque. No entanto, em recente levantamento florístico na região do Abobral, Andrade (2017) aponta grandes efeitos de degradação antrópica, como a intensa propagação da *B. balansae*, que tem rápido crescimento em clareiras e áreas desmatadas.

Para Cunha, Pott e Golçalves (1985), o elenco florístico encontrado nas cordilheiras do Abobral não é de Cerrado, como classificou o projeto RADAMBRASIL (1982), mas na verdade se assemelham mais às matas secas calcárias ou semidecíduas. Já no levantamento de Andrade (2017), a autora aponta que a abundância de espécies pioneiras é indicador de retirada seletiva de madeira e de constantes perturbações antrópicas na área. De fato, o Pantanal do Abobral possui diversas propriedades voltadas para o turismo e criação de gado. De qualquer maneira, a região ainda é carente de estudos.

A Lagoa Intermitente (P2) apresentou vegetação rala com algumas macrófitas. Cunha (1980) explica que nas áreas aplainadas pantaneiras, em geral, a vegetação é de



baixo porte e rala, não havendo adensamento da vegetação pois há seleção pelo regime hídrico, intensificado pelo horizonte subsuperficial impermeável. Algumas espécies de plantas adaptadas a solos inundados conseguem capturar O<sub>2</sub> atmosférico através das folhas e transportá-lo para as raízes via aerênquima ou espaços intracelulares. Isto permite às raízes oxidarem a rizosfera e colonizarem solos e sedimentos fortemente reduzidos (SOUSA; VAHL; OTERO; 2009). No entanto conforme Junk, Bayley e Sparks (1989) expõem, nos ambientes inundáveis as espécies anuais e temporárias, como as macrófitas, mantêm um estágio inicial de sucessão, resultado da constante renovação vegetal pelo pulso de inundação.

O Campo com Cambará (P3) é o Geoambiente com menor fertilidade natural. Possui um parco quadro vegetacional, em que há dominância de gramíneas pouco palatáveis e colonização inicial por Cambará (*Vochysia divergens*). Esta é uma espécie arbórea de origem Amazônica (POTT E POTT, 1999) e considerada invasora natural das áreas campestres do Pantanal (POTT E POTT, 1994; NUNES DA CUNHA E JUNK, 2004). É uma espécie que suporta elevado nível de saturação hídrica, seja como plântula ou indivíduo adulto, com rápido crescimento sob alta luminosidade e de ampla ocorrência no gradiente de inundação (REBELATTO, 2010). Além de tolerante à inundação, a *Vochysia divergens* também já foi relatada como espécie tolerante e acumuladora de alumínio (HARIDASAN, 2000; ARIEIRA E NUNES DA CUNHA, 2012). Ferreira Junior (2009) registrou a formação de Cambarazal na planície de inundação no Pantanal norte (Barão de Melgaço, MT) sobre Plintossolo Alumínico abrupto, e de baixa fertilidade natural. Ainda segundo este autor, os teores de Al na área foram baixos, no entanto a menor capacidade de troca catiônica (valor T) resultou em alta saturação por Al (valor m). Outros autores (POTT, 2007; ARIEIRA E NUNES DA CUNHA, 2012) consideram que o Cambará tenha preferência por solos argilosos, no entanto este indício ainda carece de pesquisas, uma vez que Ferreira Junior (2009) registrou Cambarazal sobre solos alumínicos e arenosos e, neste estudo, o Geoambiente Campo com Cambará apresentou menores valores de argila, textura mais franca (Tabela 1).

O Campo com Cambará (P3), já categorizado como ácido e distrófico (Tabela 2), apresenta alta saturação em alumínio mesmo em superfície (Tabela 3) (P3, m = 44,2%, valor médio), reproduzindo um ambiente favorável à ocupação por Cambará e à formação monodominante. As formações monodominantes cobrem grandes áreas no Pantanal. Nos arredores do Pantanal do Abobral há registros de carandazal (*Copernicia alba*) e paratudal (*Tabebuia aurea*) nos Pantanaís do Miranda e Nabileque, e que já foram associados a

água e sedimentos alcalinos (BUENO *et al.*, 2014). Andrade (2017) registrou recentemente relatos de moradores tradicionais da área do Abobral de um crescente aumento de formações monodominantes, principalmente cambarazal e canjiqueiral (*Byrsonima orbignyana*).

O Geoambiente Corixo (P4), devido à sua condição de dreno na paisagem, está sujeito a um maior arraste de partículas. São por eles que nos períodos de vazante a água dos ambientes alagados escoam em direção aos rios. Sua vegetação é caracterizada por matas sujeitas a severa inundação sazonal ao longo de um canal de drenagem, com solo mal drenado, e fitofisionomia mais aberta e de menor porte se comparada às matas das Cordilheiras. As frequentes inundações impedem a formação do sub-bosque. Foram registrados 8 cm de acúmulo de serapilheira propiciado pela vegetação arbórea e pela lenta mineralização da MOS (Figura 5). Esta dinâmica contrasta com as Cordilheiras, onde há pouca acumulação de serapilheira devido à ação microbiana, propiciada pelo ambiente oxidante e estimulada pelos altos teores de Ca (CUNHA; POTT; GOLÇALVES; 1985).

As descontinuidades da paisagem são, na maioria dos casos, correlacionadas a descontinuidades das classes de solo, de maneira que, em escalas locais, o solo se torna o principal estratificador do ambiente (RESENDE *et al.*, 2002). No caso do Pantanal, se a área fosse absolutamente plana com solos de composição química semelhante, haveria uniformidade de espécies, o que não ocorre, devido ao mesorrelevo e diferentes condições e intensidade de alagamento, que seleciona a vegetação a cada nível topográfico (CUNHA, 1980).

### 3.4. Mineralogia

O intemperismo e a formação de novos minerais é resultado de processos químicos controlados, essencialmente, pela presença da água, que é agente de transporte e solvente químico. Assim, as associações de argilominerais nos solos passam a ser indicadoras do grau de desenvolvimento do solo e do ambiente de intemperização. O nível de intemperização dos minerais não diz respeito à idade temporal do solo, mas à taxa do fluxo de água que passa pelo perfil (KAMPF; CURI; MARQUES; 2009).

Os minerais presentes na fração argila nos ambientes da planície de inundação (P2, P3 e P4) foram principalmente quartzo, caulinita, feldspato potássico (microclínio), esmectita e mica (Figuras 9 e 10). Já nas Cordilheiras (P1, P10 e P11), as carapaças depositadas são compostas por aragonita (Figura 11), enquanto nos solos houve

predominância de calcita, esmectita e mica, com presença de feldspato sódico (albita) em P1 e P10, e caulinita em P11 (Figuras 12 a 14).

Em todos os Geoambientes há restrições à lixiviação, seja o horizonte B plânico pouco permeável na planície de inundação (P2, P3 e P4) ou o horizonte petrocálcico nas Cordilheiras (P1, P10 e P11), o que promove menor lixiviação de bases e reduzido ataque ácido às argilas silicatadas. Além disso, os sedimentos formadores dos solos do Pantanal foram depositados em condições climáticas diferentes das atuais, provavelmente em clima seco e frio na transição do Pleistoceno para o Holoceno (AB'SABER, 1988; FURQUIM *et al.*, 2017), condições pretéritas em que, possivelmente, a drenagem e o lençol freático estivessem rebaixados. Tudo isso favorece a manutenção de argilas 2:1 de alta atividade em todos os Geoambientes.

A presença de feldspatos na planície de inundação e Cordilheiras (Figuras 9 a 14) é indicativo de menor lixiviação, pois costumam estar presentes nas frações mais grosseiras e ausentes em solos muito intemperizados. A intemperização de feldspatos em bacias mal drenadas sob clima tropical pode levar à formação de esmectitas. As micas, com seu caráter detrítico, são comuns de ocorrerem em sedimentos. Sua intemperização também pode levar à formação de esmectitas, liberando  $K^+$  e  $Mg^{+2}$  para o meio (KAMPF E CURI, 2000; KAMPF; CURI; MARQUES; 2009). As esmectitas, justamente por terem uma menor carga nas entrecamadas, possuem natureza expansiva e reativa, sendo o argilomineral responsável pelo caráter vértico em P2 e P4 (Tabelas 1 e 2). Sua formação e preservação são favorecidas em pedoambientes com drenagem restrita, como os Planossolos (MELLO E PEREZ, 2009; KAMPF; CURI; MARQUES; 2009).

No Geoambiente Campo com Cambará (P3) há ocorrência de argilas de alta atividade, mica e esmectita, nos horizontes subsuperficiais (Figura 10). O pedoambiente mais ácido de P3, saturado por  $H^+$ , leva os minerais 2:1 a uma solubilização parcial, com liberação de  $Al^{+3}$  das lâminas octaédricas, podendo originar minerais 2:1 com hidróxi-Al entrecamadas. Na condição em que a CTC é elevada, decorre alta retenção de  $Al^{+3}$  na fase trocável, resultando em solos Ta alumínicos (Tabelas 1 e 2). No entanto esta situação representa uma condição que ainda não atingiu o equilíbrio químico, uma vez que solos muito intemperizados, com baixa CTC, não retêm grandes quantidades de Al na fase trocável (MELLO E PEREZ, 2009).

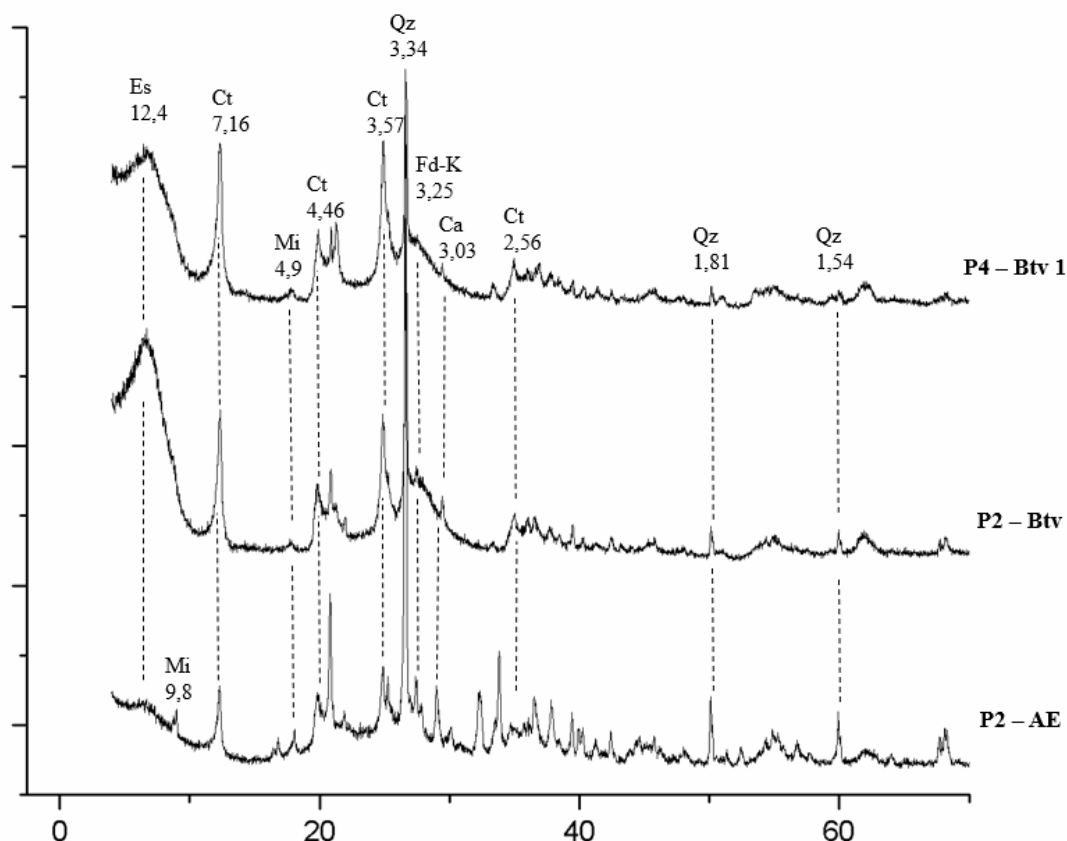


Figura 9: Difratoograma de raios-x de argila de horizontes selecionados dos Geoambientes Lagoa Intermittente (P2) e Corixo (P4). Valores  $d$  indicados em angstrom (Å). Es: esmectita; Ct: caulinita; Mi: mica; Ca: calcita; Qz: quartzo; Fd-K: feldspato potássico (microclínio).

Com o aumento da umidade e temperatura na região do Pantanal (FURQUIM *et al.*, 2017), iniciou-se a perda de cátions básicos ( $\text{Ca}^{+2}$ ,  $\text{Mg}^{+2}$ ,  $\text{K}^+$ ,  $\text{Na}^+$ ) nos ambientes sujeitos à inundação (Tabela 2), causando destruição parcial e solubilização das argilas 2:1, fenômeno que favoreceu a formação e estabilização da caulinita (Figuras 9 e 10).

A ampla ocorrência de caulinita na planície de inundação deve-se, em parte, à sua formação a partir de muitos minerais (micas, esmectitas e feldspatos), favorecida pela heterogeneidade dos sedimentos e, principalmente, pelos ambientes com alto fluxo de água, em que houve liberação de sílica e alumínio das lâminas tetraédricas dos argilominerais 2:1, permitindo sua recombinação em pedoambientes com menor concentração de cátions (KAMPF; CURI; MARQUES; 2009; KAMPF E CURI, 2012). Ademais, há grande possibilidade de caulinitas herdadas do material de origem, a Formação Pantanal, provenientes de materiais pré-intemperizados das chapadas do entorno.

A presença da calcita na planície de inundação pode ser decorrente do fluxo lateral de água freática enriquecida com carbonatos proveniente das partes mais altas das cordilheiras. O processo de precipitação da calcita é diferente em solos bem drenados e solos mal drenados. No solo mal drenado há menor pressão de  $\text{CO}_2$  e os íons  $\text{Ca}^{+2}$  e  $\text{HCO}_3^-$  são movidos pelo fluxo ascendente da água subterrânea. Em superfície, a solução do solo é concentrada pela evaporação, resultando na precipitação da calcita (KAMPF E CURI, 2012).

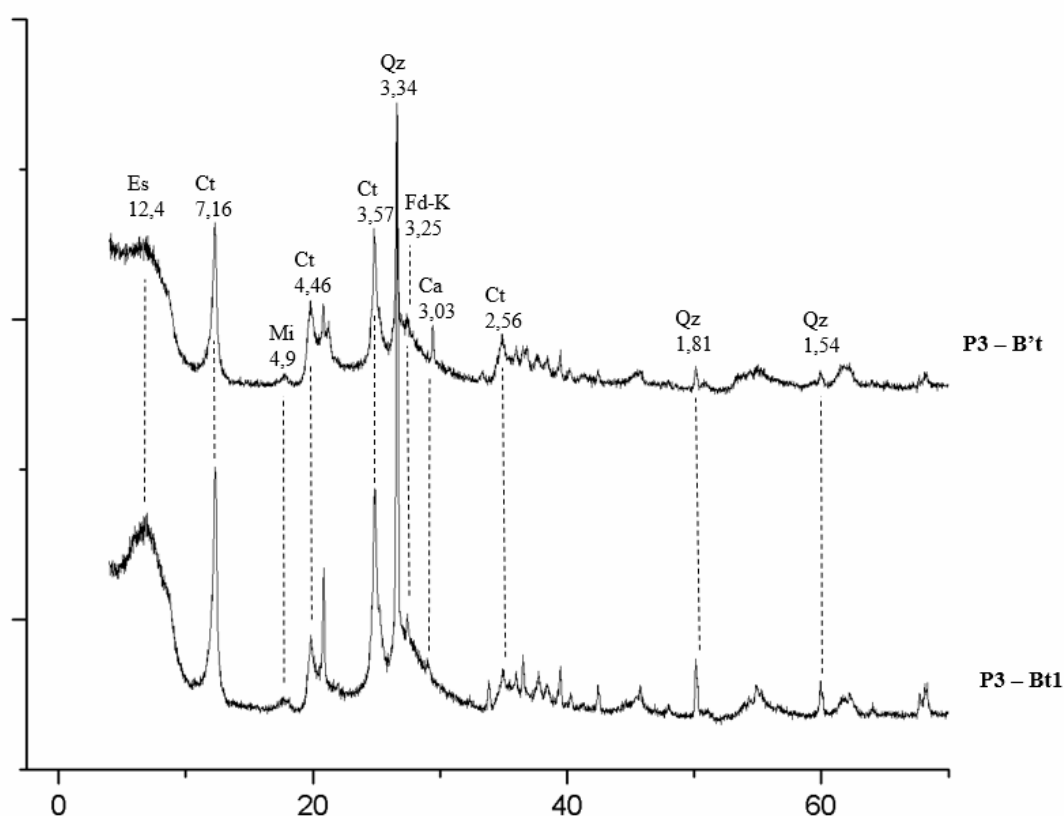


Figura 10: Difratograma de raios-x de argila de horizontes selecionados do Geoambiente Campo com Cambará (P3). Valores  $d$  indicados em angstrom (Å). Es: esmectita; Ct: caulinita; Mi: mica; Fd-K: feldspato potássico (microclínio); Ca: calcita; Qz: quartzo.

Nos solos bem drenados das Cordilheiras, há elevada pressão de  $\text{CO}_2$ , produzindo ânion carbonato ( $\text{HCO}_3^-$ ), e cujo pH alcalino tende a suprir maior produção deste ânion. Independente da pressão parcial de  $\text{CO}_2$ , as atividades em solução dos ânions de carbonato e bicarbonato tendem a aumentar em pH alcalino. Devido ao predomínio de cátions  $\text{Ca}^{+2}$  e  $\text{Mg}^{+2}$  nas Cordilheiras (Tabela 2), a perda da água por evapotranspiração, que é elevada no Pantanal, aumenta a concentração iônica da solução do solo, ao ponto em que o produto de solubilidade da calcita é excedido, resultando em sua precipitação (MELLO E PEREZ, 2009; KAMPF E CURI, 2012).

A camada depositada de conchas de gastrópodes é composta por aragonita biogênica (Figura 11), que consiste numa forma polimorfa da calcita, facilmente intemperizável, móvel em ambientes bem drenados e sob intensa precipitação. A aragonita, uma vez no solo, é bastante instável, transforma-se naturalmente em calcita (KABATA-PENDIAS E PENDIAS, 1992; KAMPF E CURI, 2012).

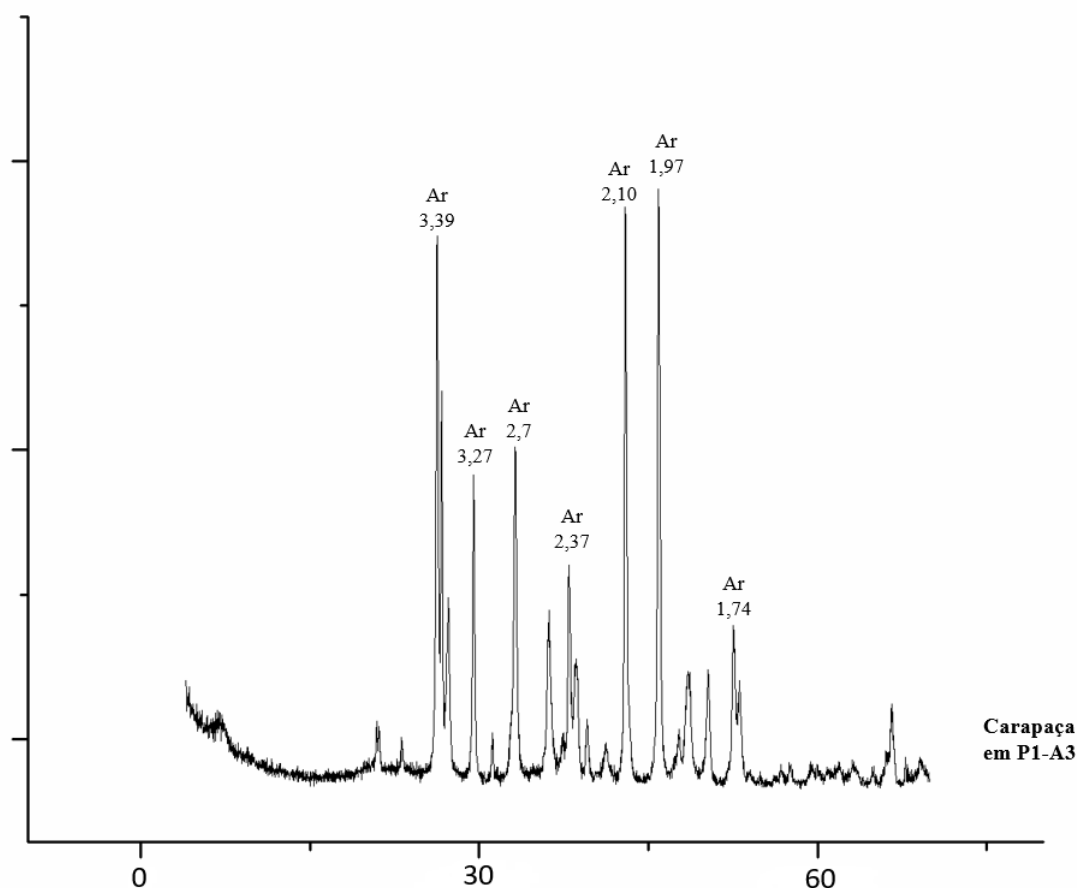


Figura 11: Difratograma de raios-x de carapaça depositada no horizonte A3 (39-60) na Cordilheira (P1). Valores  $d$  indicados em angstrom (Å). Ar: aragonita.

Nas Cordilheiras até o contato abrupto com os horizontes petrocálcicos, o fluxo de água apresenta boa drenagem, que é favorecido pela textura média, e também é pré-requisito para formação de horizontes diagnósticos A Chernozêmico (EMBRAPA, 2013). Além de mica, esmectita e feldspato sódico (albita), a calcita esteve presente nos horizontes superficiais e petrocálcicos (Figuras 12 a 14), demonstrando relativa mobilidade e possível influência de ascensão capilar do lençol freático rico em carbonatos. A calcita constitui o mineral carbonático mais comum nos solos; como as

amostras analisadas foram de argila sem tratamento, não foi possível identificar demais carbonatos secundários.

Este processo de acumulação e redistribuição de calcita no perfil do solo é chamado de calcificação ou carbonatação, e ocorre em locais em que a evapotranspiração potencial excede a pluviosidade (KAMPF E CURI, 2012), caso típico da planície Pantaneira (FERNANDES, 2007).

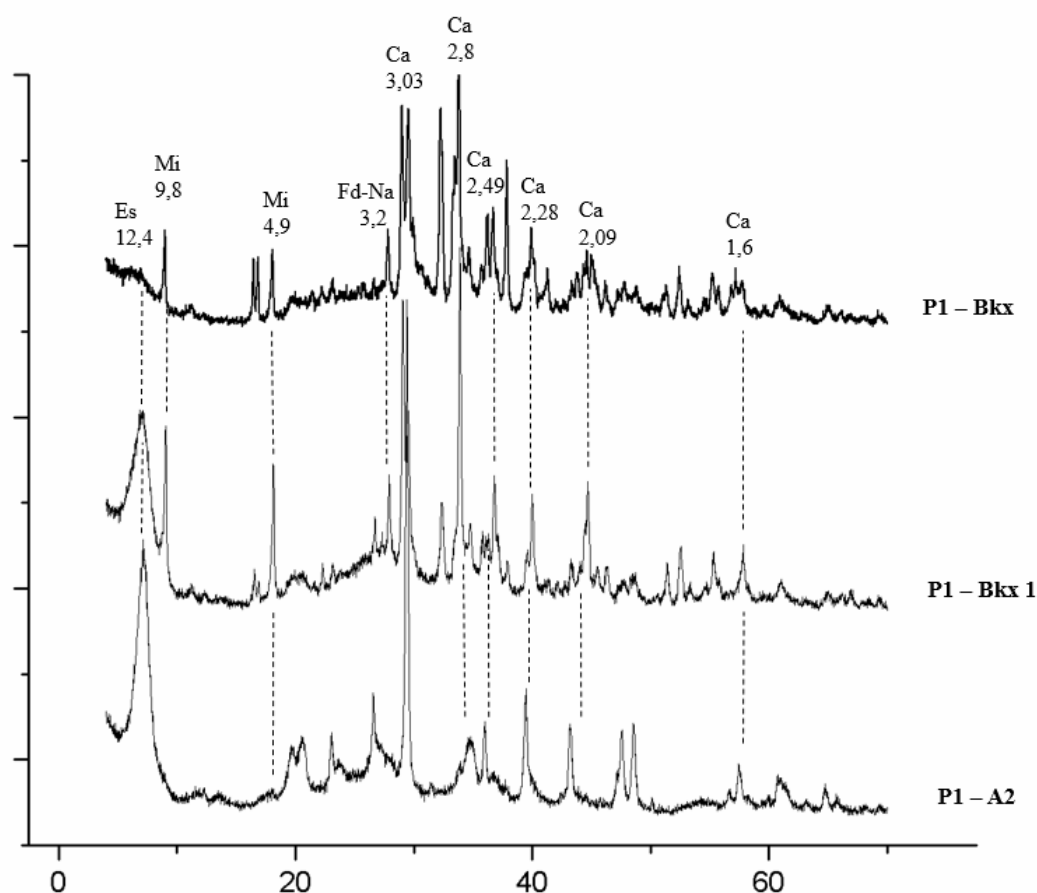


Figura 12: Difratoograma de raios-x de argila de horizontes selecionados do Geoambiente Cordilheira (P1). Valores  $d$  indicados em angstrom (Å). Mi: mica; Es: esmectita; Fd-Na: feldspato sódico (albita); Ca: calcita.

O impedimento da lixiviação em profundidade devido ao horizonte petrocálcico, somado à elevada evapotranspiração, favorece a manutenção da calcita e de argilas de alta atividade, representadas pela presença de esmectita e feldspato sódico (albita). O processo de intemperismo das micas e feldspatos pode levar à formação de esmectitas, que tendem a se formar e permanecer nos solos ricos em  $\text{Ca}^{+2}$  e  $\text{Mg}^{+2}$  (RESENDE *et al.*, 2011). Isso demonstra que, nas Cordilheiras, grande parte do  $\text{K}^+$ ,  $\text{Ca}^{+2}$  e  $\text{Mg}^{+2}$  encontra-se em formas estruturais, e a progressiva dissolução dos minerais tenderá a liberar esses

elementos em formas disponíveis no solo, contribuindo para a elevada fertilidade dos Chernossolos.

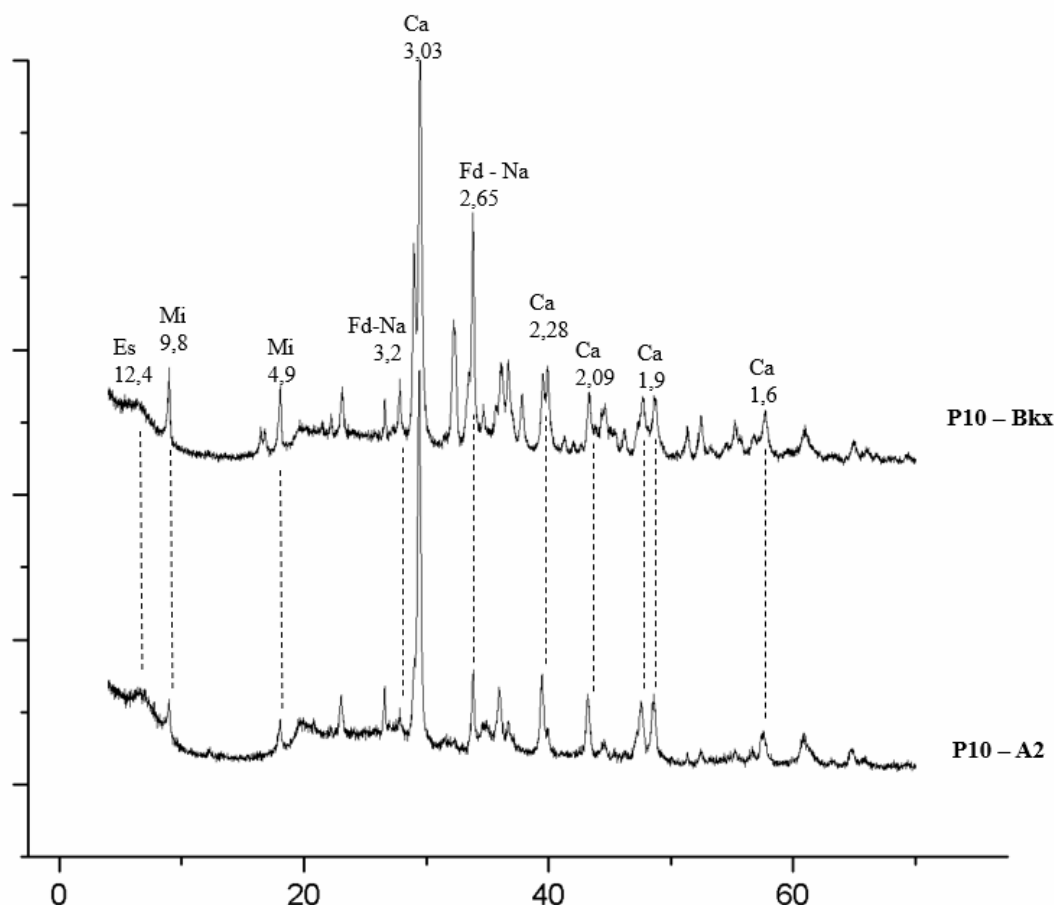


Figura 13: Difratoograma de raios-x de argila de horizontes selecionados do Geoambiente Cordilheira (P10). Valores  $d$  indicados em angstrom (Å). Mi: mica; Es: esmectita; Fd-Na: feldspato sódico (albita); Ca: calcita.

O intemperismo químico dos minerais e a lixiviação resulta em redução contínua da reserva de  $K^+$ ,  $Ca^{+2}$  e  $Mg^{+2}$ , todos facilmente lixiviados, com o processo de envelhecimento dos solos. A alta concentração de bases e o horizonte petrocálcico indica um ambiente em que não há expressiva lixiviação e, portanto, uma menor taxa de remoção.

A mineralogia dos solos das Cordilheiras também foi muito similar à encontrada no trabalho de Pereira *et al.* (2012), em solos carbonáticos da Serra do Bodoquena, com presença de micas, esmectitas e quartzo. De maneira geral, os autores encontraram solos pouco intemperizados, com presença de minerais primários em sua composição. No



entanto, no estudo de Pereira *et al.* (2012) não houve predomínio de calcita. Os solos desenvolvidos de materiais de origem carbonática não necessariamente formam horizontes cálcicos, petrocálcicos ou de caráter carbonático, como evidenciado por Silva *et al.* (2013), em solos também na Serra do Bodoquena. Tudo depende da estabilidade da paisagem e da taxa de fluxo de água, responsável pela dissolução e lixiviação dos carbonatos. A convexidade das superfícies das Cordilheiras, intensificado pelo impedimento da drenagem, favorece um maior fluxo lateral de água, que explica uma menor evolução dos solos.

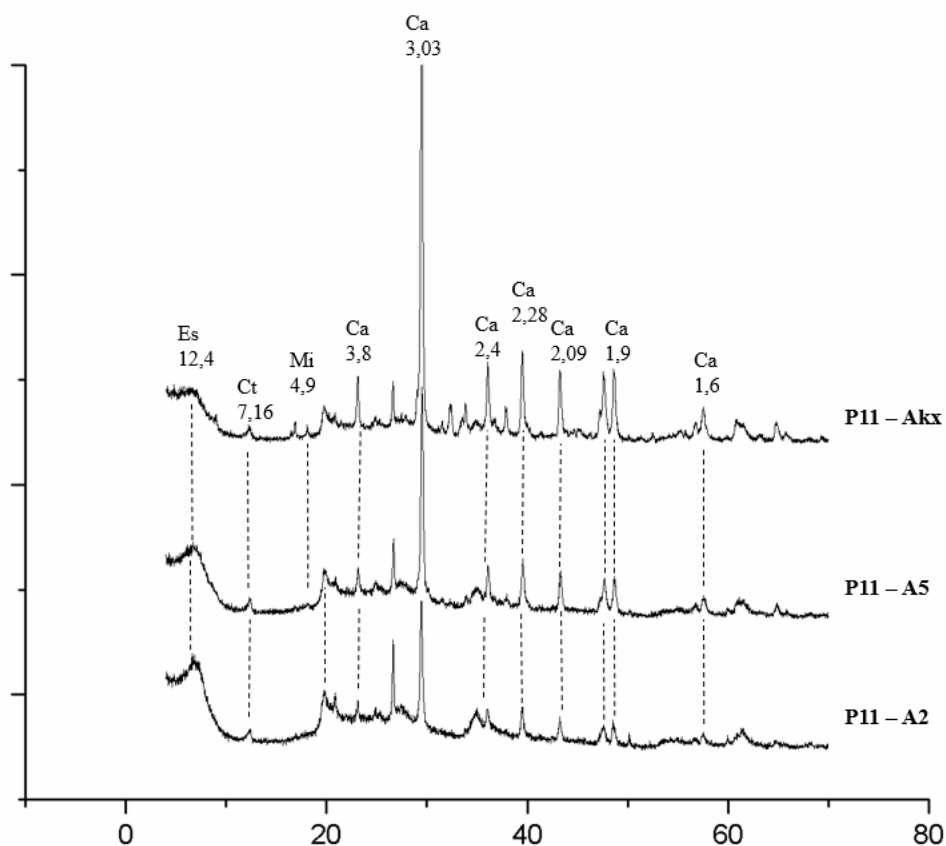


Figura 14: Difratoograma de raios-x de argila de horizontes selecionados do Geoambiente Cordilheira (P11). Valores  $d$  indicados em angstrom (Å). Es: esmectita; Ct: caulinita; Ca: calcita; Qz: quartzo.

A composição de horizontes petrocálcicos é dominada, embora não exclusivamente, por carbonato de cálcio (ALONSO-ZARZA, 2003). Conforme evidenciado na Figura 15, nos horizontes petrocálcicos das três Cordilheiras amostradas, houve predominância de calcita e, embora em menor quantidade e menos cristalina, de mica, demonstrando presença acessória de sílica. Rabenhorst e Wilding (1986) também

relataram resíduos não carbonáticos nesses horizontes, e registraram presença de sílica secundária, indicando movimento limitado de componentes nesta zona.

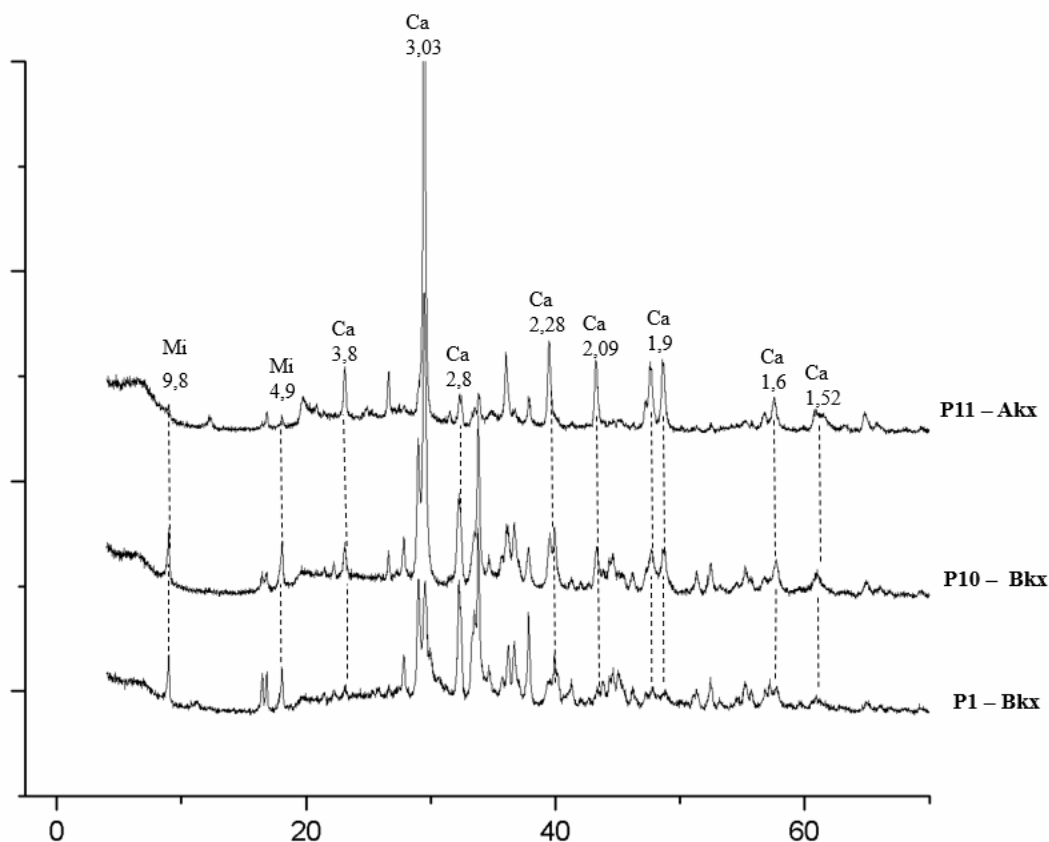


Figura 15: Difratoograma de raios-x de argila dos horizontes petrocálcicos dos Geoambientes Cordilheiras (P1, P10 e P11). Valores  $d$  indicados em angstrom (Å). Ca: calcita; Mi: mica.

Ferreira Junior (2009), em estudo no Pantanal do Barão de Melgaço, indicou o caráter Ta, de argilas de alta atividade, como um bom estratificador de ambientes. No Pantanal do Abobral houve preservação de argilas 2:1 de alta atividade em toda a paisagem (Tabela 1 e Figuras 9 a 14), não podendo este atributo, nesta região, ser aplicado como estratificador de Geoambientes.

A ausência de óxidos nos difratogramas pode ser explicada por alguns fatores: devido a sua pequena quantidade, por vezes os óxidos de ferro requerem tratamento da fração argila para sua concentração (JACKSON; LIM; ZELAZNY; 1986), metodologia não utilizada neste trabalho; também, o uso de radiação de cobre ( $\text{CuK}\alpha$ ) pode levar à elevação da linha de base e reduzir a intensidade dos picos dos óxidos de ferro (RESENDE *et al.*, 2011); já óxidos de alumínio possui sua formação favorecida em solos

mais drenados, pois exigem maior dessilicação do sistema, e são muito instáveis em solos alcalinos, como nas Cordilheiras (KAMPF; CURI; MARQUES; 2009). De maneira geral, os solos amostrados não apresentaram, pela sua morfologia, indicativos de presença de óxidos cristalinos.

### 3.5. Microquímica

A observação dos solos em escala micrométrica e sua constituição química permitem identificar os constituintes sólidos dos horizontes, sua composição e níveis de organização, contribuindo assim para importantes interpretações a respeito dos processos pedogenéticos envolvidos (CASTRO *et al.*, 2000).

As análises microquímicas na Cordilheira P1 em diferentes profundidades (Figuras 16 a 20) demonstram que as carapaças aparecem em diferentes tamanhos de fragmentos e estágios de conservação. Uma amostra de concreção carbonática do horizonte A3, na Cordilheira P1, com aumento de 50 vezes, possui fragmentos de concha de gastrópode parcialmente degradada (Figura 16). Na Figura 16, o mapeamento da concentração de cálcio, que aparece nas feições em branco mais denso, confirma a ocorrência de fragmentos com menor teores desse elemento, indicando o processo de dissolução do carbonato biogênico, aragonita.

Os depósitos de carapaças de gastrópodes garantem abundante reserva estrutural de cálcio no solo. No entanto, a liberação de íons das formas estruturais geralmente ocorre apenas quando as concentrações do elemento estão muito baixas na solução do solo (MELLO E PEREZ, 2009), que não é o caso nos solos das Cordilheiras (Tabela 2). Os elevados valores de pH associados à elevada concentração de Ca trocável no solo contribuem para a preservação e estabilidade dessa reserva estrutural.

O solo é formado por partículas pouco arestadas (areia), principalmente quartzo (Si), com participação de Al e K, indicando a ocorrência de muscovita ou feldspato-K (microclínio). Agregados granulares estão distribuídos numa massa de partículas mais finas em plasma rico em Mg. O cálcio concentra-se, principalmente, na carapaça formada por aragonita ( $\text{CaCO}_3$ ). Constata-se também que o solo possui na sua composição total a presença acessória de ferro (Tabela 4).

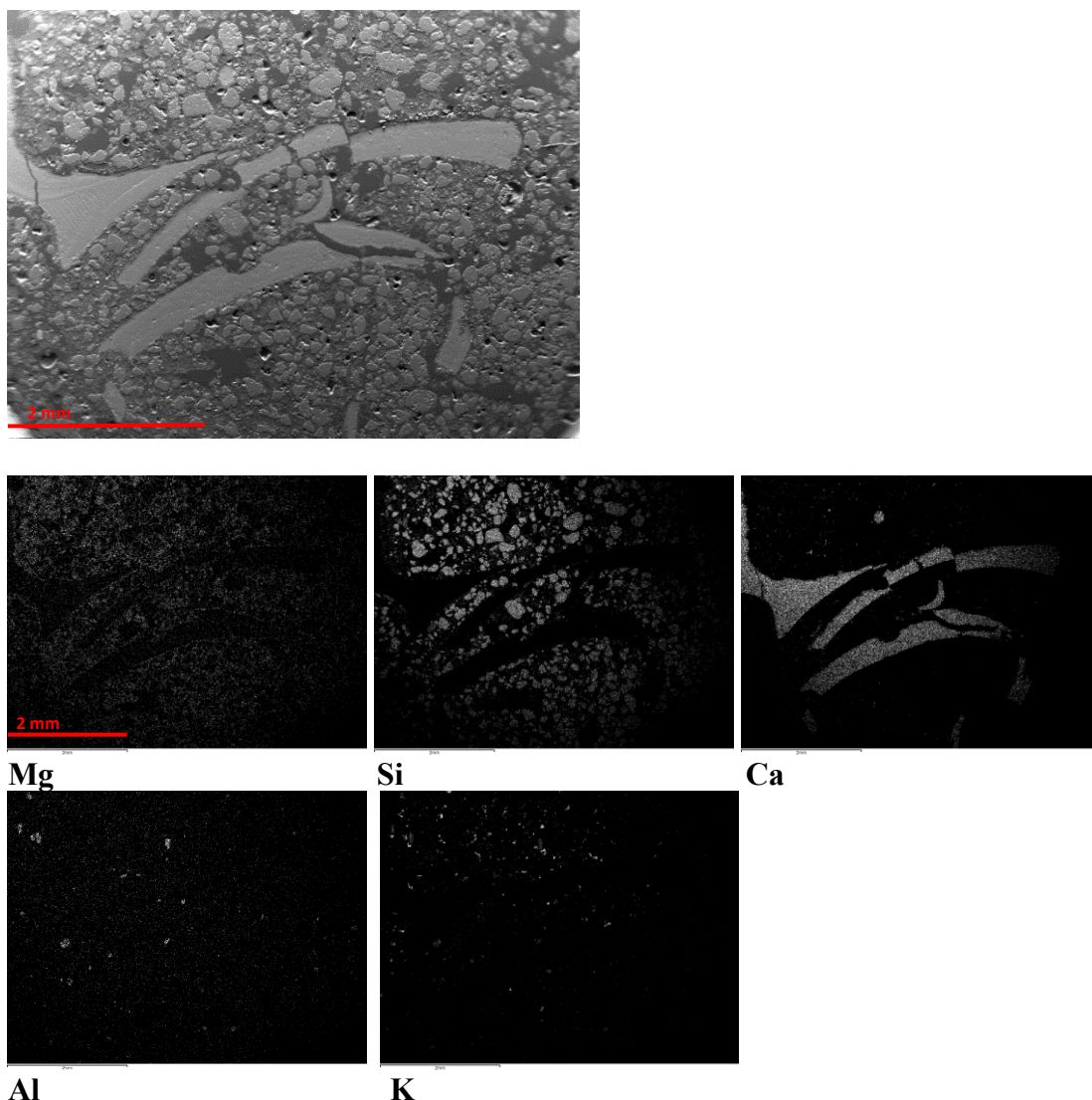


Figura 16: Fotomicrografia em retroespalhamento eletrônico (MEV) e mapas microquímicos em EDS do horizonte A3 (39-60), da Cordilheira P1, em aumento de 50 vezes. As feições mais claras, em branco mais denso, indicam a distribuição e a maior quantidade relativa do elemento na lâmina analisada.

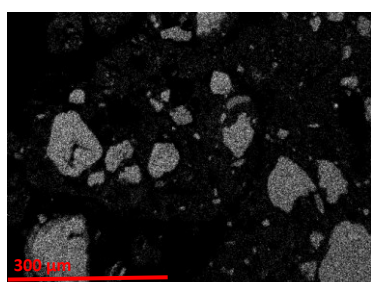
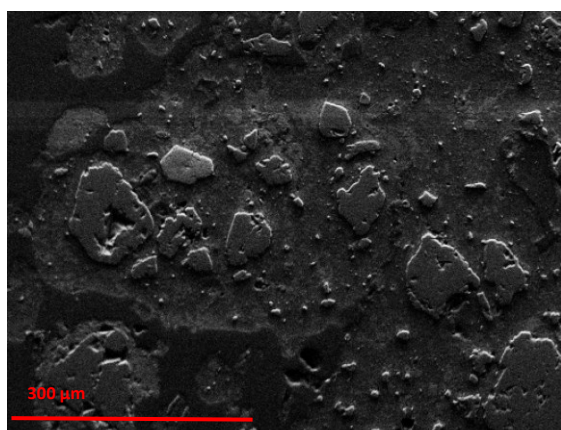
Tabela 4: Composição química total do horizonte A3, da Cordilheira P1, referente à Figura 16

Figura 16	Composição (%)					
	MgO	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	SiO <sub>2</sub>	K <sub>2</sub> O	CaO	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>
	4,4	3,2	56,1	0,4	14,0	0,5

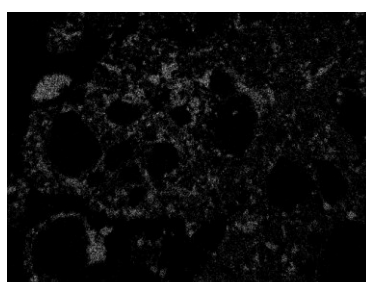
Observa-se na Figura 17 que o horizonte P1 - A3 apresenta estrutura microgranular; com abundante presença de  $Mg^{+2}$  e  $Ca^{+2}$  no plasma (Tabela 5). Kampf e Curi (2012) explicam que, além das reações químicas inorgânicas, a participação da fauna do solo é ubíqua na formação de carbonatos pedogênicos. Em solos ricos em  $Ca^{+2}$ , microorganismos excretam o excesso de cálcio, o qual reage com o ânion carbonato da

solução do solo. Nessas condições há de se considerar a participação de minhocas, de hábitos calcícolas, e capazes de formar tais agregados biogênicos (AQUINO E CORREIA, 2005). Muneer e Oades (1989) explicam ainda que há forte interação de Ca com a matéria orgânica, formando humatos-Ca, que resulta em maior flocculação de partículas, capazes de formar microagregados com maior estabilidade.

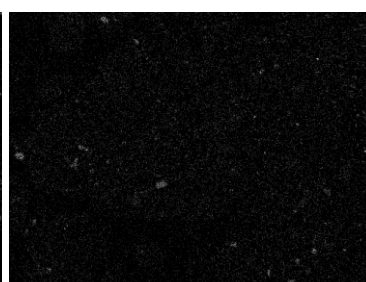
Não há ocorrência de minerais máficos (ricos em Fe), com exceção de algumas concentrações pontuais de Fe e Ti, na forma de ilmenita, mineral residual de grande estabilidade. Apesar da alta disponibilidade de P (extraído por Melich-1) nas Cordilheiras (Tabela 2), as microanálises em MEV-EDS não revelaram sua presença no plasma ou a reserva primária deste elemento, que seria na forma de apatita. Sua abundância é atribuída principalmente ao interior das carapaças de gastrópodes, facilmente degradáveis e ricas em P, como demonstrado por Corrêa (2013) em solos derivados de sambaquis antropogênicos.



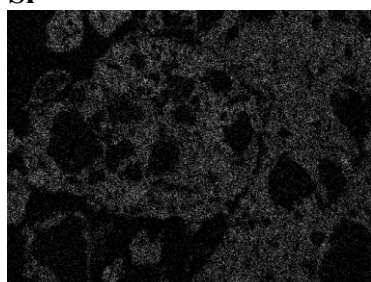
**Si**



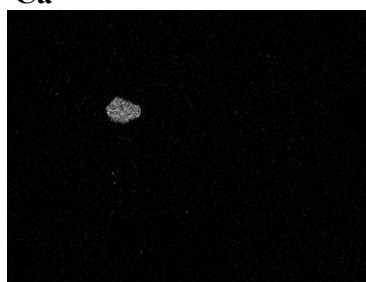
**Ca**



**Al**



**Mg**



**Ti**



**Fe**



**K**

Figura 17: Fotomicrografia em retroespalhamento eletrônico (MEV) e mapas microquímicos em EDS de agregado no horizonte no A3 (39-60), da Cordilheira P1, em aumento de 450 vezes. As feições mais claras, em branco mais denso, indicam a distribuição e a maior quantidade relativa do elemento na lâmina analisada.

Tabela 5: Composição química total do horizonte A3 (39-60), da Cordilheira P1, referente à Figura 17

Figura 17	Composição (%)						
	MgO	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	SiO <sub>2</sub>	K <sub>2</sub> O	CaO	TiO <sub>2</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>
	7,3	1,5	52,6	0,3	12,4	0,6	0,7

O pH alcalino dos solos das Cordilheiras (Tabela 2) é essencial para a precipitação e estabilização da calcita (por aumentar a atividade dos ânions carbonato e bicarbonato), enquanto o pH ácido solubilizaria o mineral (MELLO E PEREZ, 2009). A Figura 18, em aumento de 1200 vezes, destaca um pequeno fragmento de carbonato de cálcio bastante arestado. Este tipo de grão anguloso indica fraturamento mecânico e ausência de transporte, cujo atrito tenderia a arredondar o grão. Isto leva a crer que o tamanho e quantidade de arestas do grão indica um estágio de incipiente dissolução, apontando para um pedoambiente que favorece precipitação e estabilização de carbonatos.

Além disso, a aragonita (carbonato biogênico), principal fornecedora de íons  $\text{Ca}^{+2}$  neste pedoambiente, é um mineral cristalizado em sistema ortorrômbico, enquanto a calcita é cristalizada em sistema romboédrico. Devido a isso a transformação química de aragonita em calcita leva a uma redução da energia livre do sistema, conduzindo a uma maior estabilidade (POMEROL *et al.*, 2013).

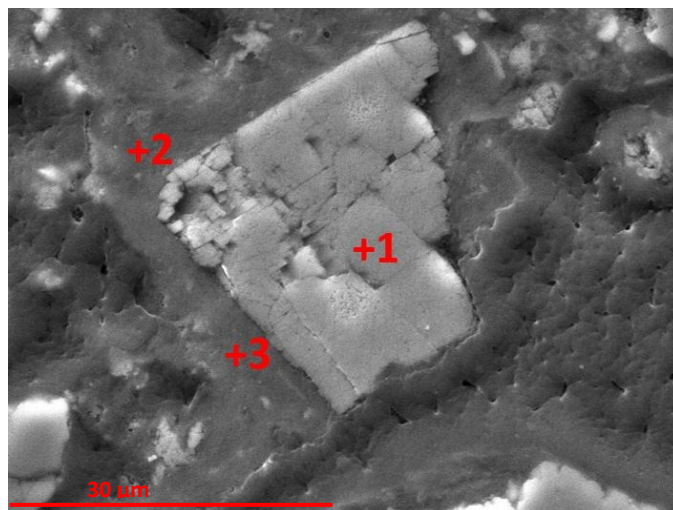


Figura 18: Fotomicrografia em retroespalhamento eletrônico (MEV) do horizonte A3 (39-60) da Cordilheira P1, em aumento de 1200 vezes. Os números na imagem representam os pontos analisados por meio de EDS (Tabela 6).

Tabela 6: Composição química de minerais e plasma das análises localizadas no horizonte A3 (39-60), da Cordilheira P1, referente à Figura 18

Análises localizadas	Composição (%)						
	MgO	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	SiO <sub>2</sub>	K <sub>2</sub> O	CaO	TiO <sub>2</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>
1	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0	0,0	0,0
2	19,2	2,4	51,2	0,5	15,8	0,0	0,8
3	22,5	1,9	62,8	0,5	2,4	0,4	0,9

A Figura 19, em aumento de 1200 vezes, traz análises localizadas no horizonte A3 (39-60) da Cordilheira P1, e demonstra um grão de quartzo (Spectrum 13) ao lado de um grão de calcita (Spectrum 1 e 2). As Figuras 18 e 19 demonstram que plasma dos solos da Cordilheira tem predomínio de Mg e Si. As relações moleculares entre os compostos (Tabela 6 e 7) indicam que parte do material plasmático do solo é formado por materiais de baixa cristalinidade, ricos principalmente em Si e Mg. Os demais elementos (Ca, Al, Fe e K) se equacionam com os minerais encontrados na fração argila desse solo.



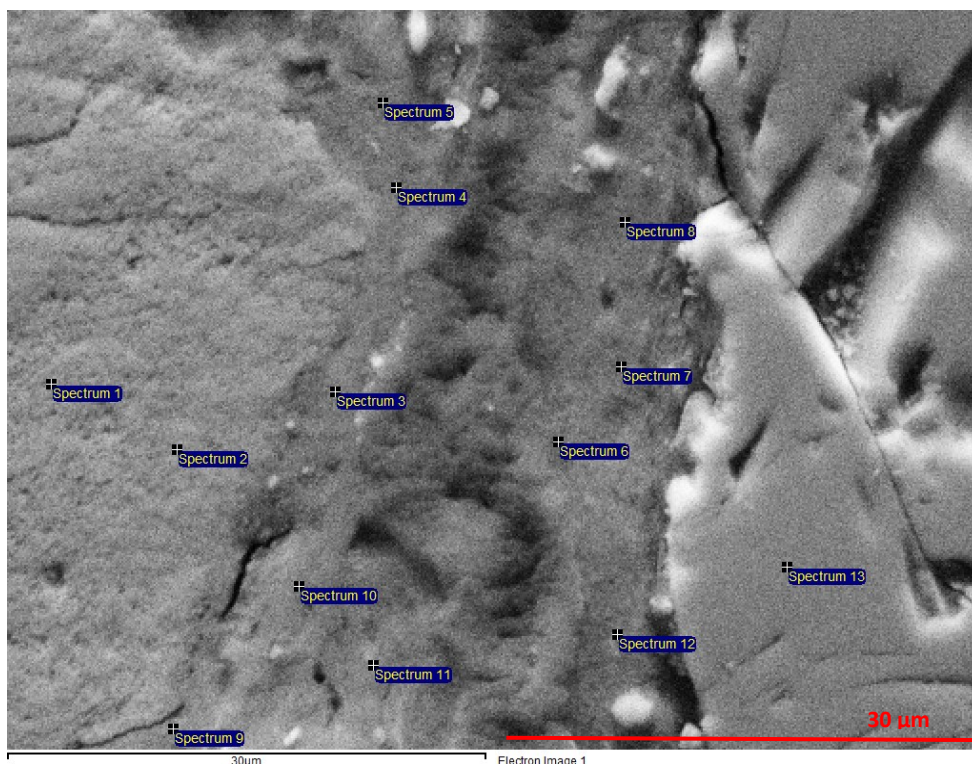


Figura 19: Fotomicrografia em retroespalhamento eletrônico (MEV) do horizonte A3 (39-60) da Cordilheira P1, em aumento de 1200 vezes. Os números na imagem representam os pontos analisados por meio de EDS (Tabela 7).

Tabela 7: Composição química de minerais e plasma das análises localizadas no horizonte A3 (39-60), da Cordilheira P1, referente à Figura 19

Análises localizadas	Composição (%)					
	MgO	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	SiO <sub>2</sub>	K <sub>2</sub> O	CaO	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>
Spectrum 1	0,00	0,00	0,00	0,00	100,0	0,00
Spectrum 2	0,00	0,00	0,00	0,00	100,0	0,00
Spectrum 3	17,96	7,37	67,25	1,46	0,87	2,45
Spectrum 4	20,66	4,19	68,47	0,73	6,03	1,22
Spectrum 5	20,32	6,44	72,94	1,48	0,83	2,00
Spectrum 6	17,75	5,78	53,94	0,93	1,25	1,74
Spectrum 7	19,42	6,86	72,58	1,08	0,59	2,30
Spectrum 8	17,02	4,89	79,91	0,96	0,45	1,87
Spectrum 9	7,79	7,67	35,88	0,42	25,76	1,00
Spectrum 10	22,07	6,03	80,47	1,28	0,81	1,97
Spectrum 11	20,83	6,86	82,01	1,63	0,66	2,32
Spectrum 12	20,93	5,82	72,38	0,98	0,56	1,62
Spectrum 13	0,00	0,00	100,0	0,00	0,00	0,00



A Figura 20, em aumento de 500 vezes, reforça um plasma rico em magnésio e silício. O cálcio é proeminente na composição (Tabela 8) devido à presença da carapaça.

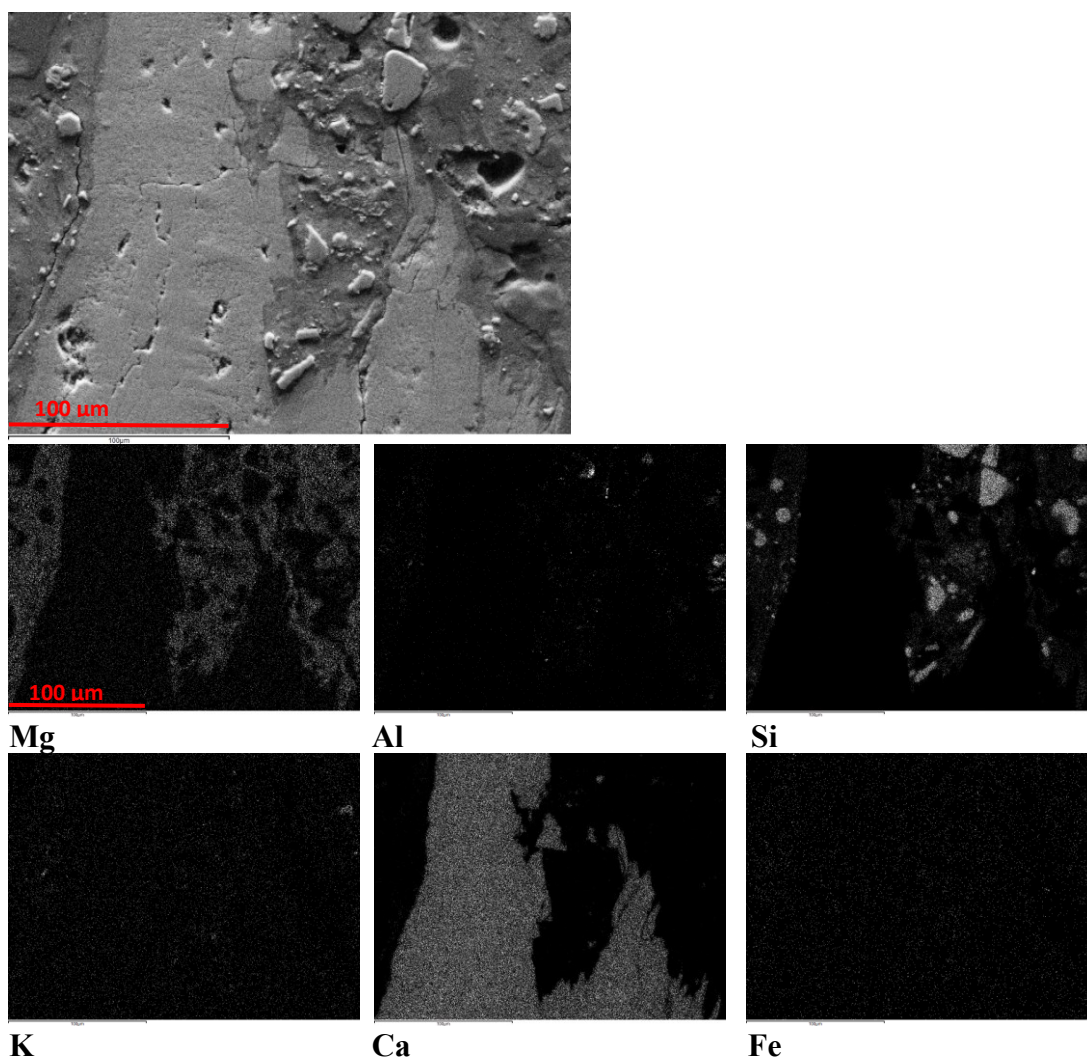


Figura 20: Fotomicrografia em retroespalhamento eletrônico (MEV) e mapas microquímicos em EDS de agregado no horizonte no A3 (39-60), da Cordilheira P1, em aumento de 500 vezes. As feições mais claras, em branco mais denso, indicam a distribuição e a maior quantidade relativa do elemento na lâmina analisada.

Tabela 8: Composição química total do horizonte A3 (39-60), da Cordilheira P1, referente à Figura 20

Figura 20	Composição (%)					
	MgO	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	SiO <sub>2</sub>	K <sub>2</sub> O	CaO	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>
	4,86	2,23	25,08	0,33	33,30	0,46

A Figura 21 trata-se de uma amostra em carapaça de caramujo *Pomacea sp.* no horizonte A3 (47-81) da Cordilheira P10. O microagregado é similar ao encontrado na Cordilheira P1 (Figura 17), formado por grãos de Si em plasma rico em Mg, com participação tênue do Ca (Tabela 9). Destaca-se grãos possivelmente de muscovita (Figura 21).

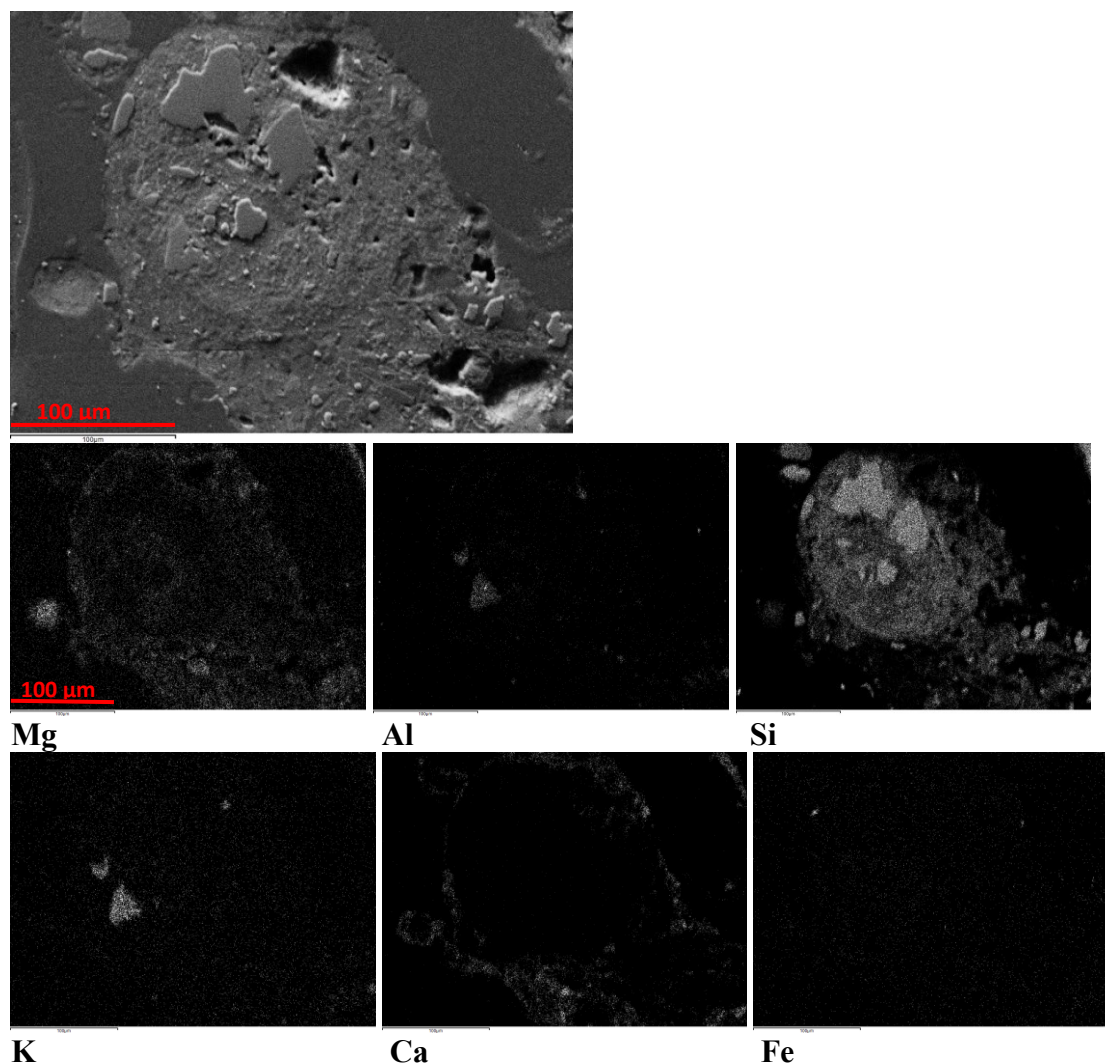


Figura 21: Fotomicrografia em retroespalhamento eletrônico (MEV) e mapas microquímicos em EDS de agregado no horizonte no A3 (47-81), na Cordilheira P10, em aumento de 400 vezes. As feições mais claras, em branco mais denso, indicam a distribuição e a maior quantidade relativa do elemento na lâmina analisada.

Tabela 9: Composição química total do horizonte A3 (39-60), da Cordilheira P1, referente à Figura 21

Figura 21	Composição (%)					
	MgO	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	SiO <sub>2</sub>	K <sub>2</sub> O	CaO	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>
	3,98	2,55	73,62	0,54	5,53	0,69

Na amostra do horizonte cimentado Bkx1 (60-97), em P1, não se verificou a presença de fragmentos de carapaças (Figura 22). Grãos de areia (Si) pouco arestados preenchem densamente o esqueleto do solo. Horizontes petrocálcicos podem ser formados tanto por acumulação de carbonatos de Ca quanto de Mg (EMBRAPA, 2013). Devido à ausência da carapaça, o teor de Mg tem mais evidência que o Ca (Tabela 10), parecendo indicar contribuição de carbonato magnésiano (dolomita) como agente cimentante.

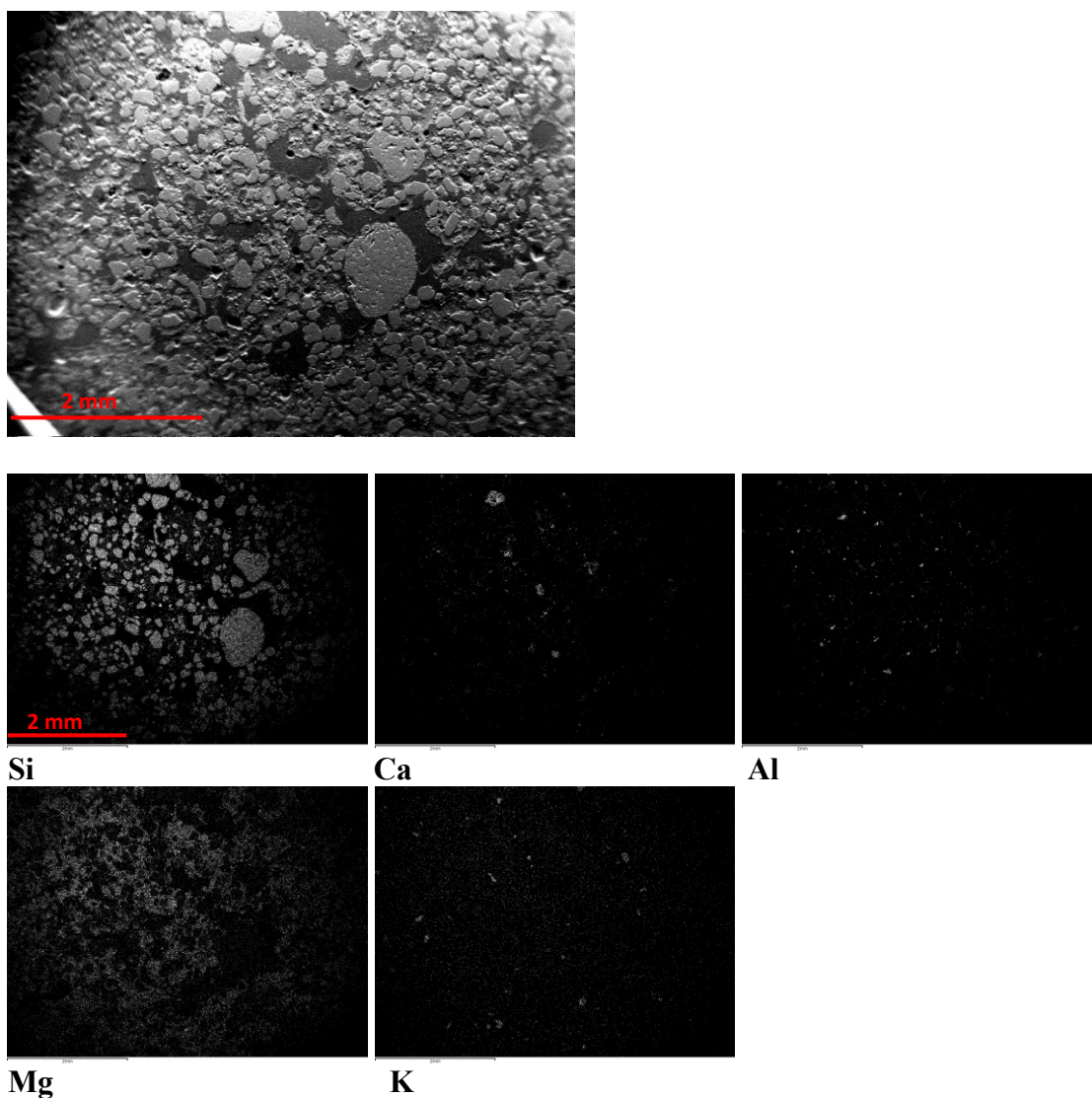


Figura 22: Fotomicrografia em retroespalhamento eletrônico (MEV) e mapas microquímicos em EDS de horizonte petrocálcico Bkx1 (60-97), da Cordilheira P1, em aumento de 50 vezes. As feições mais claras, em branco mais denso, indicam a distribuição e a maior quantidade relativa do elemento na lâmina analisada.

Tabela 10: Composição química total por EDS do horizonte Bkx1 (60-97), da Cordilheira P1, referente à Figura 22

Figura 22	Composição (%)					
	MgO	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	SiO <sub>2</sub>	K <sub>2</sub> O	CaO	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>
	7,1	3,7	67,1	0,4	2,7	0,3

Ainda na Cordilheira P1, no horizonte petrocálcico Bkx (97-110<sup>+</sup>), a composição e estrutura assemelha-se bastante a P1-A3 (Figura 23). Os grãos de quartzo são os principais formadores do esqueleto e o material plasmático é rico em Mg. Os pontos localizados na matriz plasmática (Figura 23; pontos 2, 3, 4 e 5) indicam forte participação de Mg e Ca no plasma (Tabela 11), atuando como agentes cimentantes. Os grãos de quartzo são poucos arrestados, característica típica da Formação Pantanal, cujos grãos foram extensamente transportados.

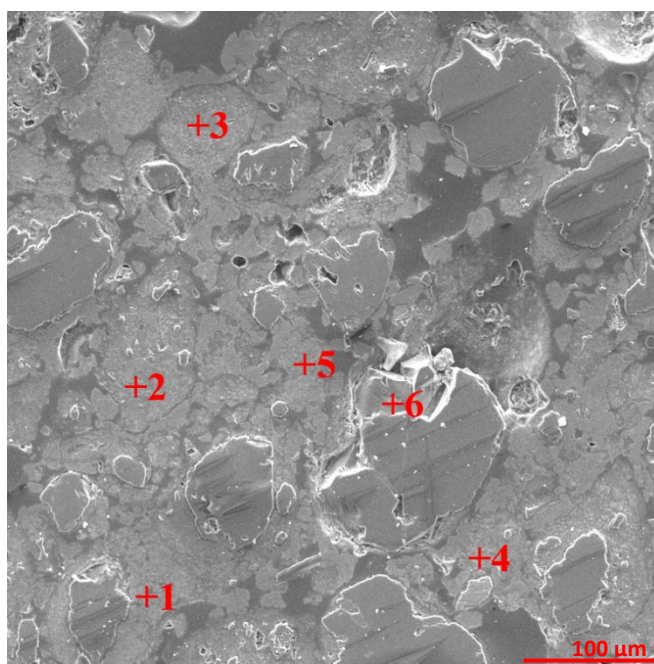


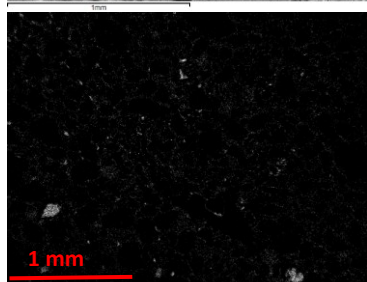
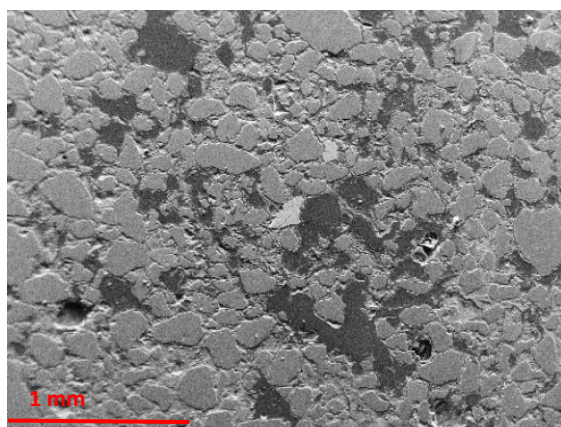
Figura 23: Fotomicrografia em retroespalhamento eletrônico (MEV) do horizonte Bkx (97-110<sup>+</sup>) da Cordilheira P1, em aumento de 500 vezes. Pontos de análise de composição química por meio de EDS (Tabela 11).



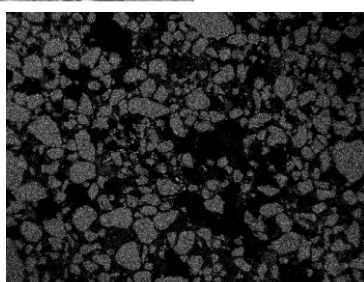
Tabela 11: Composição química de minerais e plasma das análises localizadas no horizonte Bkx (97-110<sup>+</sup>), da Cordilheira P1, referente à Figura 23

Análises localizadas	Na <sub>2</sub> O	MgO	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	SiO <sub>2</sub>	K <sub>2</sub> O	CaO	TiO <sub>2</sub>
1	0,0	0,8	0,0	80,7	0,0	2,3	0,0
2	0,0	10,5	2,8	22,9	0,7	24,4	0,0
3	0,0	12,7	6,1	34,9	1,4	15,6	0,0
4	0,0	10,2	6,5	14,5	0,0	21,7	2,5
5	0,4	8,4	2,4	40,2	0,7	16,2	0,0
6	0,0	0,0	0,0	82,7	0,0	0,0	0,0

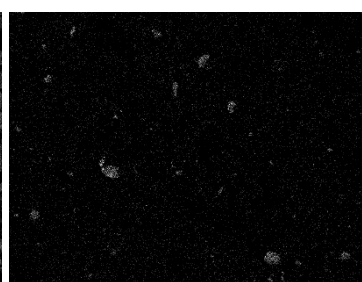
Na planície de inundação foram realizadas microanálises nos horizontes de acumulação de argila (P2 – Bt, P3 – Bt2 e P4 – Bt2). Estes horizontes estiveram sujeitos à translocação de argila, característica do processo de podzolização. O aporte e concentração de partículas nestes horizontes aumenta o adensamento dos grãos e reduz a macroporosidade (Figuras 24 a 26) resultando em baixa permeabilidade hídrica nesses Geoambientes, capaz de manter lençol d'água suspenso.



Al



Si



K

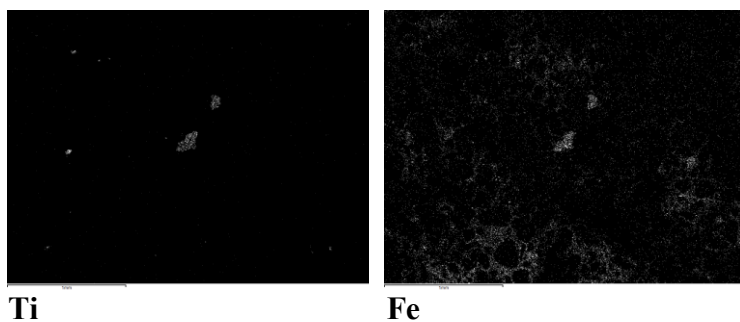


Figura 24: Fotomicrografia em retroespalhamento eletrônico (MEV) e mapas microquímicos em EDS do horizonte Btv (45-80<sup>+</sup>), do Geoambiente Lagoa Intermitente (P2), em aumento de 100 vezes. As feições mais claras, em branco mais denso, indicam a distribuição e a maior quantidade relativa do elemento na lâmina analisada.

Tabela 12: Composição química total do horizonte Bt (45-80<sup>+</sup>), da Lagoa Intermitente (P2), referente à Figura 24

Figura 24	Composição (%)					
	MgO	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	SiO <sub>2</sub>	K <sub>2</sub> O	TiO <sub>2</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>
	0,3	7,0	75,1	0,4	0,6	3,0

O adensamento das partículas em P2 – Bt, P3 – Bt2 e P4 – Bt2 (Figuras 24 a 26) deve-se, além do processo de translocação, à falta de bioturbação. A constante saturação por água nos horizontes Bt dos Geoambientes sazonalmente inundáveis, reduz a atuação de organismos responsáveis pela pedobioturbação.

Ao contrário do Geoambiente de Cordilheira, a composição dos solos dos Geoambientes sazonalmente inundáveis é pobre em Ca<sup>+2</sup> e Mg<sup>+2</sup>, embora todos os Geoambientes tenham a Formação Pantanal como material originário, com grande variedade de sedimentos. Si, e Al e Fe em menor proporção, são os elementos mais abundantes nos solos dos Geoambientes sazonalmente inundáveis (Figuras 24 a 26).

Há maior presença do Fe no plasma por se tratar de Geoambientes sazonalmente inundáveis, em que boa parte do ano há predomínio de condição redutora, ou seja, com períodos de mobilização de Fe<sup>+2</sup> e de precipitação de Fe<sup>+3</sup>.

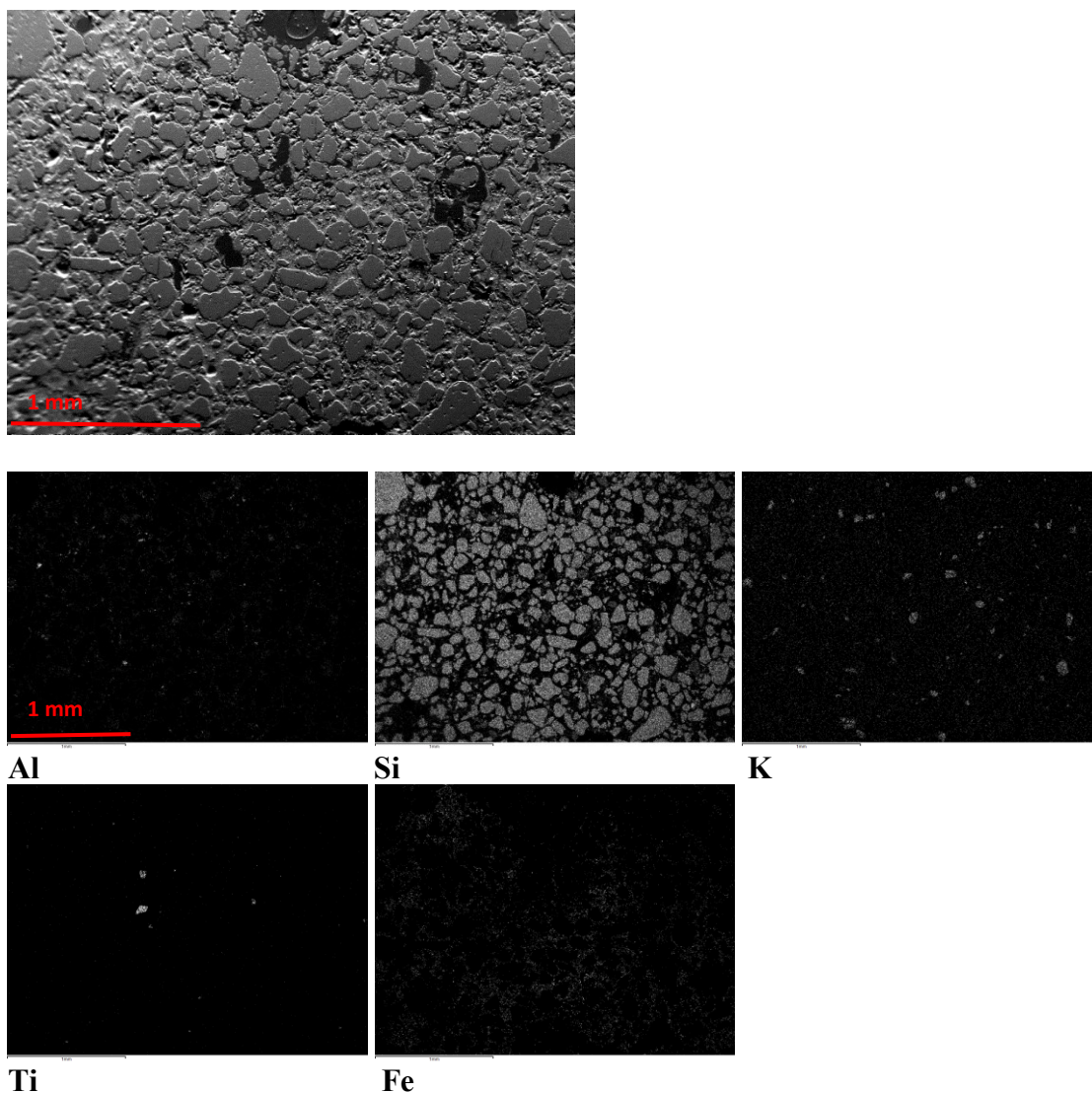


Figura 25: Fotomicrografia em retroespalhamento eletrônico (MEV) e mapas microquímicos em EDS do horizonte Bt2 (74-94), do Geoambiente Campo com Cambará (P3), em aumento de 100 vezes. As feições mais claras, em branco mais denso, indicam a distribuição e a maior quantidade relativa do elemento na lâmina analisada.

Tabela 13: Composição química total do horizonte Bt2 (75-94), do Campo com Cambará (P3), referente à Figura 25

Figura 25	Composição (%)					
	MgO	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	SiO <sub>2</sub>	K <sub>2</sub> O	TiO <sub>2</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>
	0,4	6,6	70,5	0,4	0,4	6,6

Não foram encontrados fragmentos de material carbonático nos solos dos Geoambientes sazonalmente inundáveis (Figuras 24 a 26). A falta de precipitações de cálcio na planície de inundação deve-se pela ausência da fonte carbonática, no caso da região do Abobral, carbonatos biogênicos.

A Figura 26, referente ao horizonte P4-Bt2 (24-60<sup>+</sup>), não difere dos demais horizontes Bt dos Geoambientes sazonalmente inundáveis (Figuras 24 e 26). A reserva de K desses solos estão associadas à muscovita residual da Formação Pantanal, assim como as pontuações de Ti.

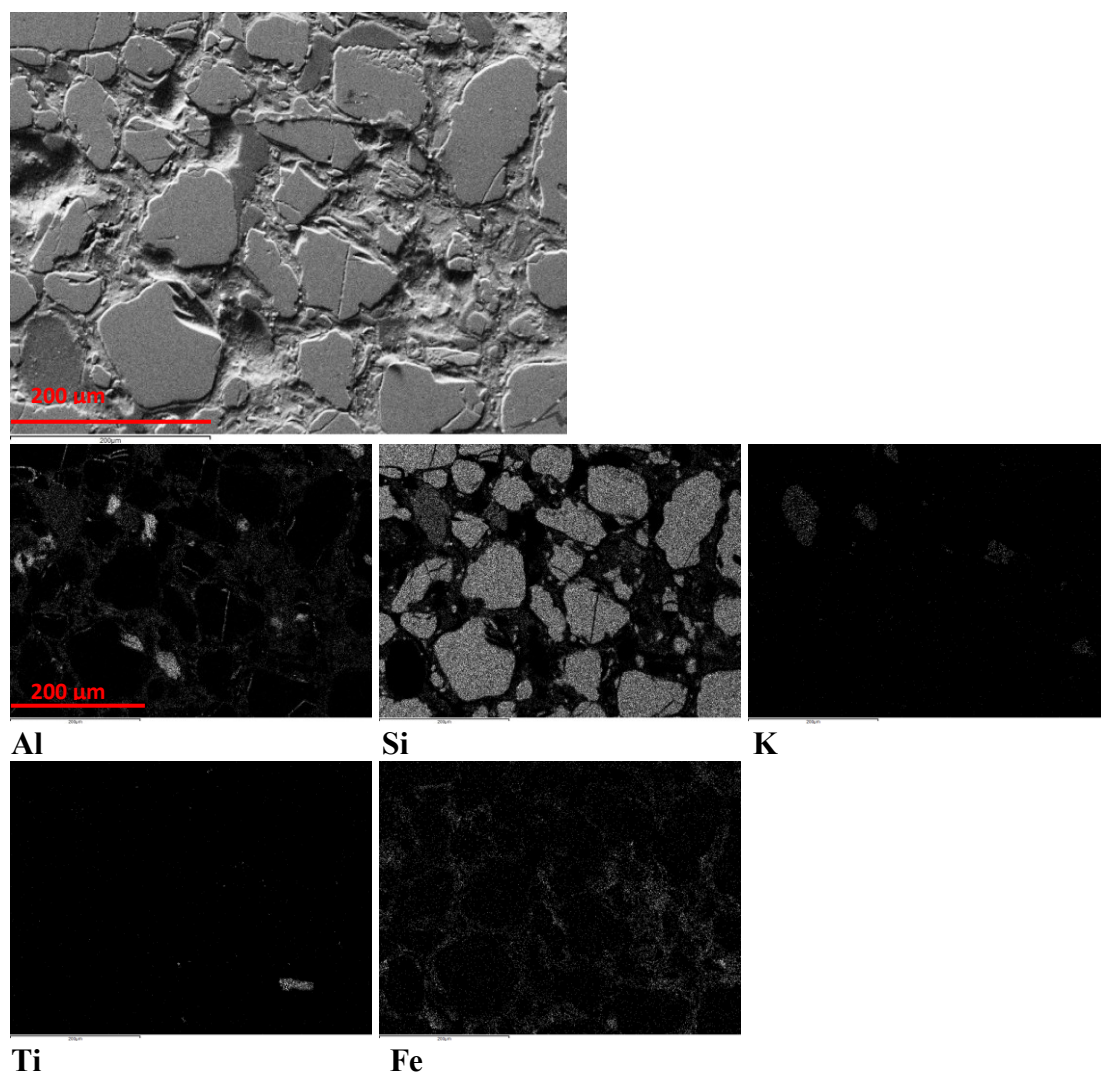


Figura 26: Fotomicrografia em retroespalhamento eletrônico (MEV) e mapas microquímicos em EDS do horizonte Btv2 (24-60<sup>+</sup>), do Geoambiente Corixo (P4), em aumento de 550 vezes. As feições mais claras, em branco mais denso, indicam a distribuição e a maior quantidade relativa do elemento na lâmina analisada.

Tabela 14: Composição química total do Bt2 (24-60<sup>+</sup>), do Geoambiente Corixo (P4), referente à Figura 26

Figura 26	Composição (%)					
	MgO	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	SiO <sub>2</sub>	K <sub>2</sub> O	TiO <sub>2</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>
	0,4	10,4	79,4	0,7	0,6	2,8



### 3.6. Teores Totais

A determinação do teor total de elementos faz uma avaliação qualitativa e quantitativa da composição química nas amostras de solo, permitindo um conhecimento detalhado dos processos de transferência e transformação de elementos no solo (ABREU JUNIOR *et al.*, 2009).

Em todos os Geoambientes há predominância do Si, variando de um pouco menos de 70% até mais de 90% da composição total da TFSA dos solos (Tabelas 15 e 16). A matriz arenosa, rica em quartzo, da Formação Pantanal, é a responsável pelos elevados teores de Si. Nas Cordilheiras os teores de Ca têm a segunda maior participação, gradativamente aumentando em profundidade, em direção aos horizontes petrocálcicos (Tabela 15). Nos horizontes com grande acúmulo de carapaças de gastrópodes (P1 – A3 e P11 – A5) também há incremento de Ca. A precipitação da calcita ocorre mais lentamente que a dissolução da aragonita; por conseguinte o carbonato de cálcio é transportado para uma zona mais profunda onde passa a preencher os poros (POMEROL *et al.*, 2013).

Com efeito, conforme o Ca se acumula em profundidade, a presença do Si diminui, chegando o horizonte petrocálcico Ax da Cordilheira P11, a um mínimo de 67,8% de SiO<sub>2</sub>, e máximo de 15,7% de participação do CaO (Tabela 15).

Não obstante, na caracterização química do solo (Tabela 2) percebe-se que o teor de Ca nos horizontes petrocálcicos decresce. Isto acontece porque nestes horizontes o Ca deixa de estar trocável, estando abundantemente na forma de carbonatos precipitados, como demonstra os resultados mineralógicos (Figuras 12 a 14) e microquímicos (Figuras 16 a 23 e Tabelas 4 a 11).

O MgO tem a terceira maior participação na composição dos solos de Cordilheiras (Tabela 15), corroborando as análises de caracterização química (Tabela 2) e microquímicas (Figuras 16 a 23 e Tabelas 4 a 11). Na Cordilheira P10 o maior incremento de Mg no horizonte petrocálcico Bx, em relação o horizonte sobrejacente, parece relacionar com a participação de carbonato de magnésio como agente cimentante. No entanto, nas demais Cordilheiras (P1 e P11), o teor de Mg decresce no horizonte petrocálcico (Tabela 15). Assim, apesar de forte presença de magnésio, sem descartar sua possível atuação cimentante, o horizonte petrocálcico é formado predominantemente por carbonato de cálcio.

Na sequência de participação estão Al e K (Tabela 15), constituintes de filossilicatos, corroborando resultados mineralógicos (Figuras 12 a 14) e microquímicos

(Figuras 16 a 23 e Tabelas 4 a 11). Embora os solos das Cordilheiras possuam teores elevados de P-Melich (Tabela 2), na composição total da TFSA (Tabela 15) não foi verificado quantidades significativas de P, assim como nas análises microquímicas (Figuras 16 a 23 e Tabelas 4 a 11). Tais resultados apontam para uma reserva pouco significativa de P nos solos, assim como ausência de minerais fosfáticos (Figuras 12 a 14). Trata-se de um ambiente já fosfatizado anteriormente, provavelmente do material orgânico dos gastrópodes, facilmente degradado, conservado pela baixa mobilidade do P conjugada à ocorrência de horizonte petrocálcico. O teor de P disponível também é indicativo de um menor teor de óxidos nas Cordilheiras, que são capazes de reter o P.

$\text{Fe}_2\text{O}_3$  e  $\text{Al}_2\text{O}_3$  se concentram em solos mais lixiviados, e apresentaram maiores valores na planície de inundação (Tabela 16). Nas Cordilheiras o Fe teve sutil participação (Tabela 15), reforçando análises microquímicas (Figuras 16 a 23 e Tabelas 4 a 11), embora estivesse indisponível na solução do solo em pH alcalino (Tabela 2), e possivelmente complexado à matéria orgânica.

O estrôncio (Sr) é comumente associado a sedimentos carbonáticos, pois tem características bio e geoquímicas muito semelhantes ao cálcio e é precipitado como carbonato biogênico nas conchas de moluscos (KABATA-PENDIAS E PENDIAS, 1992). Assim, a aragonita tem maiores teores de Sr, e sua transformação em calcita é acompanhada pela liberação de Sr no sistema (Tabela 15) (POMEROL *et al.*, 2013). Com efeito, o Sr esteve ausente nos Geoambientes da planície de inundação (P2, P3 e P4) (Tabela 16), uma vez que não há fontes carbonatadas. O bromo (Br) é um elemento muito móvel e facilmente lixiviado dos solos; sua ocorrência com teores mais elevados nas Cordilheiras deve-se à matéria orgânica, que tem grande capacidade de acumular Br (KABATA-PENDIAS E PENDIAS, 1992).

Tabela 15: Teores totais de óxidos na TFSA de horizontes selecionados nos  
Geoambientes Cordilheiras do Pantanal do Abobral

Óxidos	P1			P10		P11		
	A3 (39-60)	Bkx1 (60-97)	Bkx (97-100 <sup>+</sup> )	A2 (28-47)	Bkx (81-90 <sup>+</sup> )	A2 (13-31)	A5 (77-99)	Akx (99-120 <sup>+</sup> )
	g kg <sup>-1</sup>							
SiO <sub>2</sub>	742,60	762,70	710,00	825,70	681,60	922,50	765,40	678,80
CaO	98,20	49,90	102,40	51,70	126,80	13,80	57,10	157,00
MgO	50,50	55,80	39,70	27,80	46,20	7,90	14,70	7,70
K <sub>2</sub> O	5,00	7,90	7,20	3,60	2,60	4,80	3,90	3,30
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10,30	13,20	13,40	8,40	4,70	13,40	12,40	10,40
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6,90	7,40	8,10	7,50	3,70	13,40	11,80	9,10
MnO	0,60	0,40	0,50	0,90	0,30	0,80	0,70	0,70
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,00	0,80	0,00	2,80	0,90	1,10	1,40	0,90
Br	8,80	8,90	7,40	5,60	9,20	4,20	7,90	13,00
TiO <sub>2</sub>	3,00	3,00	3,40	4,00	2,70	6,20	4,40	3,60
ZrO <sub>2</sub>	0,20	0,30	0,30	0,30	0,20	0,50	0,30	0,30
SrO	0,70	0,60	0,70	0,20	0,50	0,00	0,20	0,20
CoO	0,00	0,00	0,00	0,10	0,00	0,09	0,07	0,00
SO <sub>3</sub>	0,40	0,00	0,00	0,60	0,00	0,00	0,00	0,00
Cl	0,40	0,00	0,00	0,00	0,50	0,00	0,00	0,00
Pd	0,40	0,30	0,00	0,30	0,00	0,00	0,00	0,00
CuO	0,10	0,10	0,10	0,10	0,00	0,10	0,10	0,097
NiO	0,00	0,09	0,00	0,00	0,10	0,00	0,00	0,00
ZnO	0,09	0,07	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
WO <sub>3</sub>	0,00	0,00	0,00	1,40	0,00	1,30	1,30	0,00
Ru	0,00	0,00	0,00	0,00	0,20	0,00	0,00	0,00
SeO <sub>2</sub>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,07	0,00

Tabela 16: Teores totais de óxidos na TFSA de horizontes selecionados nos Geoambientes sazonalmente inundáveis do Pantanal do Abobral

Óxidos	Lagoa Intermitente (P2)		Campo com Cambará (P3)			Corixo (P4)	
	Ae	Btv	A	Bt	B't	A	Btv1
	(16-29)	(45-80 <sup>+</sup> )	(0-39)	(71-75)	(103-115 <sup>+</sup> )	(0-14)	(14-24)
	g kg <sup>-1</sup>						
SiO <sub>2</sub>	981,50	846,60	964,30	915,40	871,50	907,30	799,50
CaO	0,60	2,50	0,00	0,00	1,00	0,90	1,70
MgO	0,00	2,80	0,00	0,00	2,70	0,00	3,10
K <sub>2</sub> O	5,50	6,80	3,90	5,30	6,80	5,10	7,50
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,10	63,70	10,40	25,10	44,10	33,90	81,70
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,20	32,00	4,10	10,50	29,40	17,30	54,30
MnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,30	0,80
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,00	0,00	0,40	0,40	0,00	0,00	0,00
Br	2,20	6,50	6,80	9,30	3,70	0,80	1,40
TiO <sub>2</sub>	5,50	9,00	2,80	6,00	6,00	5,80	9,60
SrO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
CoO	0,30	0,00	0,00	0,10	0,20	0,00	0,06
SO <sub>3</sub>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cl	0,00	0,00	0,00	0,50	0,30	0,00	0,00
ZrO <sub>2</sub>	0,40	0,40	0,30	0,50	0,40	0,40	0,40
CuO	0,10	0,20	0,10	0,10	0,10	0,10	0,20
NiO	0,08	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
ZnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,09	0,06	0,08
WO <sub>3</sub>	4,00	0,40	0,90	1,60	1,70	1,50	0,30
SeO <sub>2</sub>	0,20	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Hg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00

Na planície de inundação a maior mobilidade das bases (Ca<sup>+2</sup>, Mg<sup>+2</sup> e K<sup>+</sup>) levou à sua concentração nos horizontes de acumulação de argila (Bt) (Tabela 16). Não obstante, enquanto na Tabela 2 têm-se maiores concentrações de Ca<sup>+2</sup> e Mg<sup>+2</sup> trocáveis no solo que o K<sup>+</sup>, a Tabela 13 demonstra que na planície de inundação há maiores teores de K<sup>+</sup>, tantos nos horizontes superficiais como nos texturais, quando comparados ao Ca<sup>+2</sup> e Mg<sup>+2</sup>. O K<sup>+</sup>, devido ao seu menor raio iônico, pode ser fixado nos poros ditrigonais de lâminas tetraédricas dos minerais tipo 2:1, tornando os íons K fisicamente presos e limitando sua difusão e disponibilidade na solução do solo. Cátions de maior raio iônico hidratado, como Ca e Mg, não conseguem atingir tais sítios de adsorção específica, permanecendo adsorvidos nas bordas das camadas expansivas e mais prontamente liberados na solução

do solo (MELLO E PEREZ, 2009). Além disso, os minerais muscovita e feldspato potássico (microclínio) (Figuras 9 e 10, 24 a 26 e Tabelas 12 a 14) são outros componentes detríticos da Formação Pantanal, sendo uma herança ainda presente nos solos da região do Abobral. Isto demonstra que na planície de inundação, ao contrário das Cordilheiras, há uma maior reserva estrutural no solo de  $K^+$  do que de  $Ca^{+2}$  e  $Mg^{+2}$ .

O  $TiO_2$  é um composto residual do processo de intemperismo, tendendo a se concentrar em solos de pedogênese mais desenvolvida. A planície de inundação apresentou as maiores acumulações de óxido de titânio, altamente resistente ao intemperismo, e cuja acumulação demonstra Planossolos mais lixiviados e desenvolvidos que os Chernossolos das Cordilheiras (Tabela 15).

Elementos de baixa mobilidade, como Zr e Ti, estão presentes em minerais resistentes a alteração e são utilizados como indicadores do grau de pedogênese e relação parental dos solos (KABATA-PENDIAS E PENDIAS, 1992). A relação Zr/Ti (Figura 27) demonstra grande falta de relação entre os horizontes dos perfis, indicando participação de material alóctone e descontinuidade litológica nos horizontes, sugerindo diferentes materiais e fontes de sedimentos.

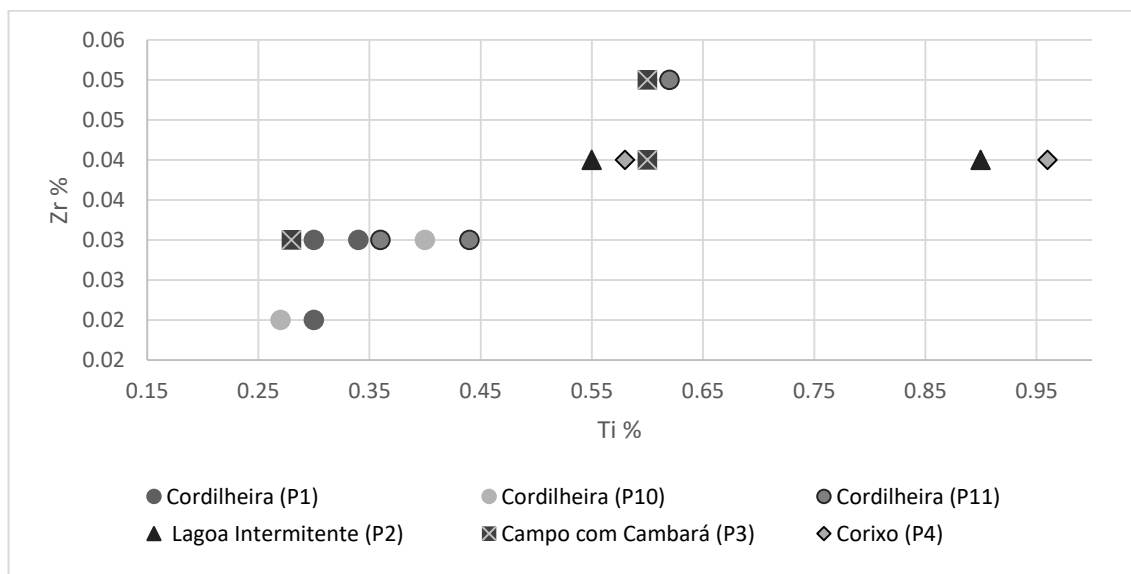


Figura 27: Relação Zr/Ti em horizontes selecionados dos Geoambientes no Pantanal do Abobral.

A análise de componentes principais (PCA) dos principais compostos da TFSA (Figura 28) sintetizou a variação de elementos entre os Geoambientes. As Cordilheiras (P1, P10 e P11) concentraram-se à esquerda do Eixo 1, correlacionadas principalmente ao  $CaO$ ,  $MgO$ ,  $SrO$ ,  $P_2O_5$ ,  $Br$  e  $MnO$ . O horizonte A2 da Cordilheira P11 apresentou

92% de  $\text{SiO}_2$  (Tabela 15), e se aproximou mais deste vetor, se afastando do agrupamento principal das Cordilheiras (Figura 28). À direita do Eixo 1 concentraram-se os Geoambientes sazonalmente inundáveis (P2, P3 e P4), associados ao  $\text{K}_2\text{O}$ , fortemente adsorvido às argilas; aos compostos  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{SiO}_2$ , indicando maior participação de argilas silicatadas e um ambiente mais intemperizado, com maiores teores de elementos residuais,  $\text{TiO}_2$  e  $\text{ZrO}_2$ .

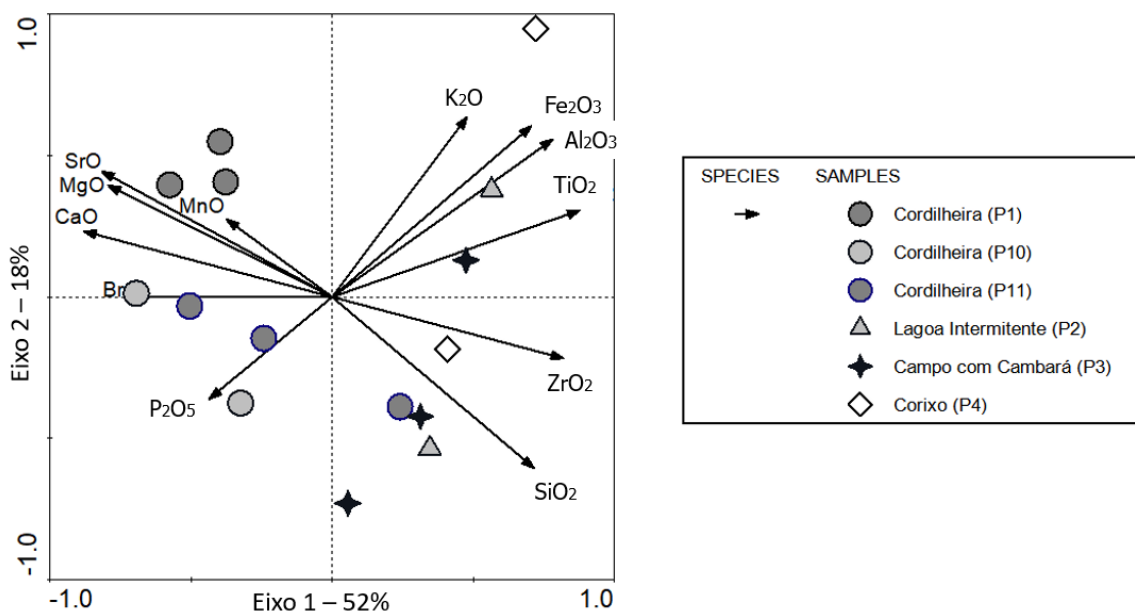


Figura 28: Análise de componentes principais (PCA) dos principais compostos da TFSA dos Geoambientes no Pantanal do Abobral.

Os horizontes petrocálcicos das Cordilheiras do Abobral parecem estar acumulados em cálcio e magnésio (Tabela 15). No entanto, a análise dos resultados mineralógicos (Figuras 12 a 15) e microquímicos (Figuras 16 a 23, Tabelas 4 a 11) não apontam presença cristalina do magnésio, sugerindo que nas Cordilheiras o Mg está precipitado em formas amorfas.

Dessa maneira, a abundância de magnésio nos horizontes petrocálcicos se opõe à suspeita da dissolução das carapaças biogênicas serem a principal fonte para a cimentação. Tudo aponta para uma fonte mineral dos horizontes petrocálcicos, possivelmente dolomítica. Além disso, foi comprovado um pedoambiente de grande estabilidade nas Cordilheiras (Figura 18), o que limita a completa dissolução das carapaças e sua capacidade de fornecer íons.

Almeida (1945) descreveu a formação geológica Xaraiés, que se apresenta nas elevações ao redor do Pantanal, assentada diretamente sobre calcários e dolomitos do Grupo Araras (ao norte) e do Grupo Corumbá (ao sul), composta por um nível basal de calcretes, do tipo pedogenético e freático, com grande quantidade de gastrópodes (OLIVEIRA *et al.*, 2009). Ademais, na borda leste do Pantanal, o Planalto do Bodoquena é sustentado por calcários calcíticos ( $\text{CaCO}_3$ ) e dolomíticos ( $\text{CaMgCO}_3$ ), cujos morros dolomíticos descem suavemente à depressão do Pantanal do Miranda, abastecendo suas águas (ALMEIDA, 1965; SALLUN-FILHO, *et al.*, 2004). Cunha, Pott e Gonçalves (1985) consideraram que o Pantanal do Abobral recebe águas ricas em carbonatos do rio Miranda, provenientes do Planalto do Bodoquena.

Se o Pantanal do Abobral de fato recebe águas carbonatadas dos planaltos ao redor, nas Cordilheiras, na posição de ambiente permanentemente terrestre e com menor saturação hídrica, a ascensão capilar do lençol freático poderia ser a principal fonte carbonatada. Quando uma água rica em carbonatos é absorvida pelas raízes ou perdida por evapotranspiração, o carbonato, uma vez dissolvido, pode se precipitar. Dessa maneira, as raízes das árvores criam ótimos microsítios de precipitação inicial de carbonatos (SCHAETZL E ANDERSON, 2005). Havendo fonte de Ca e Mg e fonte insuficiente de água para translocar os carbonatos do perfil, há condições para precipitar e acumular carbonatos secundários.

Se este for o caso, estima-se que os Geoambientes na planície alagável também recebam águas de inundação ricas em carbonatos. No entanto há de se considerar que nas unidades da paisagem permanentemente mais úmidas o fluxo de inundação e a matriz arenosa permitiriam constante lixiviação destes elementos ao longo do tempo, além da ausência de raízes proporcionadoras de microsítios saturados em cálcio e magnésio.

### 3.7. Datações

A técnica de Luminescência Oticamente Estimulada (LOE) determina a idade de deposição de sedimentos. Dada a natureza predominantemente arenosa das Cordilheiras do Abobral (Tabela 1), os resultados da Tabela 17 indicam a idade de sedimentação dos grãos de quartzo.

Horizontes petrocálcicos são considerados ótimos indicadores paleoclimáticos, sendo que sua formação está intimamente associada ao estabelecimento de um clima semi-árido no pretérito (MACK *et al.*, 1994, OLIVEIRA *et al.*, 2009). Este estrato calcificado expressa os efeitos de condições ambientais que um dia prevaleceram no

ambiente deposicional, permitindo sondar o episódio pedológico em que o horizonte se formou (FERNANDES, 2010).

Na Cordilheira P1, o horizonte petrocálcico (Bkx1, Tabela 1) se inicia em 60 cm. O horizonte em profundidade de 140 cm, subjacente ao horizonte cimentado Bkm (Tabela 1), foi depositado a  $2550 \pm 370$  AP (Tabela 17). Dessa maneira, esta idade foi considerada como anterior ao evento de cimentação por carbonatos, ou seja, a formação do horizonte petrocálcico. Já na profundidade de 40 cm, sobrejacente ao horizonte petrocálcico, a idade de sedimentação foi  $620 \pm 90$  AP, considerada época posterior ao evento responsável pela cimentação do horizonte (Tabela 17).

Tabela 17: Idade média de sedimentos da Cordilheira P1 pelo método da Luminescência Ópticamente Estimulada (LOE). Indicado as concentrações medidas dos isótopos radioativos  $^{232}\text{Th}$ ,  $^{238}\text{U}+^{235}\text{U}$ ,  $^{40}\text{K}$  utilizados no método

Geoambiente	Profundidade (cm)	Th (ppm)	U (ppm)	K (%)	Umidade (%)	Idade
Cordilheira P1	40	$3,727 \pm 0,288$	$1,230 \pm 0,155$	$1,574 \pm 0,348$	11,2	$620 \pm 90$
	140	$4,065 \pm 0,309$	$0,805 \pm 0,153$	$1,680 \pm 0,371$	11,1	$2550 \pm 370$

Uma intensa acumulação de carbonatos no solo só é viável em locais em que a precipitação é insuficiente para dissolver e lixiviá-los completamente. A dissolução, translocação e reprecipitação dos carbonatos, seguida de sua intensa acumulação em maiores profundidades, indica a zona de oscilação do lençol freático (ALONSO-ZARZA, 2003). Dessa maneira, em determinada profundidade, os poros tornam-se obturados por carbonatos, formando um horizonte contínuo, endurecido e maciço, o horizonte petrocálcico (KAMPF E CURI, 2009; EMBRAPA, 2013).

A ocorrência de horizontes cálcicos já foi reportada em algumas regiões do Brasil, inclusive no Pantanal Sul, em Corumbá (MS) (COUTO *et al.*, 2017). No entanto sua ocorrência é incomum; isto porque, na maior parte do território nacional, o clima tropical úmido associado à superfície suave ondulada, a solos muito profundos e bem drenados favorece a solubilização e lixiviação dos carbonatos dos horizontes superficiais na forma de bicarbonatos (SILVA *et al.*, 2013; RESENDE *et al.*, 2002).

O termo horizonte petrocálcico implica uma formação pedogênica (caliche), e difere-se assim da laje carbonática (*limestone*) de formação geológica (ALONSO-ZARZA, 2003; COULTAS; SCHWADRON; GALBRAITH; 2008). Embora considerado



um horizonte diagnóstico, tais horizontes não constituem nenhuma classe de solo exclusiva (EMBRAPA, 2013), sendo mais considerado um sub-horizonte no interior da classe principal, podendo ocorrer em Luvisolos, Vertissolos, Chernossolos e Planossolos (ALONSO-ZARZA, 2003).

Horizontes petrocálcicos se formam lentamente e podem persistir por muito tempo na paisagem (SCHAETZL E ANDERSON, 2005). Sua formação demonstra o avanço evolutivo do processo pedogenético de calcificação, pois a alta concentração de carbonatos precipitados pode chegar a preencher toda a estrutura do perfil (EMBRAPA, 2013). Diferentes modelos de evolução de horizontes petrocálcicos já foram propostos por diferentes autores (RABENHORST E WILDING, 1986; WEST; WILDING; HALLMARK; 1988; ALONSO-ZARZA, 2003; RUELLAN, 2006), que apontam este horizonte como um estágio de sucessão ou evolução pedogenética, podendo ou não ser progressivamente degradado, a depender das condições ambientais (ALONSO-ZARZA, 2003).

As hipóteses de formação do horizonte petrocálcico envolvem processos diagenéticos, de dissolução-reprecipitação e alteração *in situ* da laje carbonática (RABENHORST E WILDING, 1986). Há diferentes propostas de modelos de formação destes horizontes; Hawker (1927), Gile *et al.* (1966) e Brock e Buck (2009) descreveram modelos de evolução cuja principal fonte de carbonatos seria o material de origem calcária. No entanto, fontes externas de carbonatos já foram extensamente consideradas, como deposições atmosféricas e acumulação gradual de poeira eólica e desértica (REEVES, 1970; BUOL *et al.*, 2011). Coultas *et al.* (2008) registraram um ambiente sazonalmente inundável na Flórida em que material arqueológico (conchas de gastrópodes, fragmentos ósseos) e acumulação de guano de aves marinhas teria influenciado a formação de horizontes petrocálcicos, em um período climático árido.

Conchas identificadas como pertencentes ao molusco de gênero *Pomacea sp.* foram coletadas nas Cordilheiras P1 e P10, nos horizontes A onde ocorreram em maior abundância (Figura 29). A idade apontada pelo método  $^{14}\text{C}$  na Cordilheira P1, em profundidade média de 50 cm, foi de  $1896 \pm 26$  AP; enquanto na Cordilheira P10, em profundidade média de 54 cm, foi de  $1546 \pm 28$  AP (Tabela 18).



Figura 29: Fragmento de concha de *Pomacea sp.* apontando no perfil do solo da Cordilheira P10, a 40 cm de profundidade.

Sabe-se que variações climáticas extremas marcaram o período Quaternário. Registros paleoclimáticos da frequência e oscilações climáticas inseridas neste período podem ser encontradas amplamente no meio ambiente físico (MOURA, 2007). Justamente por ter sido um período recente suas transformações ambientais se encontram mais preservadas que os registros de períodos anteriores (VOLKER; WASKLEWIEZ; ELLIS; 2007). De acordo com Iriondo (1993), as mudanças climáticas ocorridas no Quaternário em latitudes tropicais foram mais expressas por variações na precipitação do que na temperatura.

Tabela 18: Idade de conchas de caramujo *Pomacea sp.* pelo método de datação por  $^{14}\text{C}$ . Idade convencional de radiocarbono em anos antes do presente (AP) (1950, ano de referência do presente) e percentual de carbono moderno (pMC)

Geoambiente	Profundidade	pMC	Incerteza	Idade (AP)
Cordilheira P1	Horizonte A3 (39-60 cm)	78,97	0,26	$1896 \pm 26$
Cordilheira P10	Horizonte A3 (47-81 cm)	82,49	0,29	$1546 \pm 28$

De acordo com a revisão apontada por Assine (2003), durante o máximo glacial na série do Pleistoceno (22000 a 18000 AP) a planície pantaneira teria sido retrabalhada por deflação eólica. A deglaciação teria promovido mudanças na circulação atmosférica de todo o mundo, promovendo instabilidade climática em muitas regiões. Na transição para o Holoceno e para um clima mais quente e úmido, se iniciaram os processos aluviais

na formação do Pantanal como o conhecemos hoje. Evidências de incremento na umidade e na temperatura já foram apresentados na América do Sul e Pantanal (IRIONDO, 1990; OLIVEIRA *et al.*, 2009).

Por outro lado, indicações de oscilações a climas quentes e secos ao longo do Holoceno, hipótese para formação dos horizontes petrocálcicos nas Cordilheiras do Abobral, foram igualmente apontadas no interior do Pantanal e regiões vizinhas. Os dados paleoclimáticos atualmente são contraditórios e de diferentes regiões do país, mas há um reconhecimento geral de um período mais seco que o atual na maior parte do Brasil (SALLUN-FILHO *et al.*, 2006). Ledru (1993) apontou um período seco em todo Brasil Central entre 5500 e 4500 AP, período que teria ocorrido em toda América do Sul em épocas distintas.

Na região dos Chacos, Iriondo (1990) expõe dois períodos marcadamente áridos, um no Pleistoceno, coincidente com o máximo glacial, e outro, menor e mais suave, no Holoceno tardio, entre 3500 e 1000/1400 AP, datação feita por  $^{14}\text{C}$ . Almeida (1945) descreveu a Formação Xaraiés, na borda oeste do Pantanal, que se sobrepõe a rochas pré-cambrianas e foi produto de carbonatos pedogenéticos (caliche) fossilíferos, portadores de conchas de gastrópodes. Complementarmente, Oliveira *et al.* (2009) descreveram diferentes fases de calcretização na Formação Xaraiés, cuja gênese dependeria da recorrência de clima semi-árido em períodos geológicos recentes, e que teriam se estendido Pantanal adentro.

No Pantanal, embora não seja um acordo unânime na literatura, a maioria dos dados sugerem aridez no Pleistoceno e grande variabilidade ambiental no Holoceno (MCGLUE *et al.*, 2012). Teria havido um ótimo climático, quente e úmido por volta de 6500 AP (MCGLUE *et al.*, 2012), seguido de um período relativamente mais seco que o atual. Este período relativamente árido é apontado por volta de 10000 a 3000 AP por Whitney *et al.* (2011), ou de 5300 a 2600 AP por McGlue *et al.* (2012), ambos estimados no Pantanal Central; por volta de 4000 AP, estipulado por Assine *et al.* (1997) segundo conchas de gastrópodes no Pantanal do Miranda; e de 3800 a 2500 AP por Bertaux *et al.* (2002) no planalto do Bodoquena (MS). Após esta provável época árida, um momento mais úmido teria se iniciado, estimado a partir de 2500 AP (MCGLUE *et al.*, 2012; FURQUIM *et al.*, 2017).

As datações e sequências geológicas destes trabalhos, conjuntamente aos dados apresentados nesta pesquisa (Tabela 17 e 18), parecem ser consistentes com um padrão

regional de tendência árida e semi-árida no Holoceno tardio, provavelmente entre 2500 e 2000 anos atrás.

Complementarmente ao clima semi-árido, houve condicionamento de uma drenagem mais encaixada, com os rios confinados em suas calhas (MCGLUE *et al.*, 2012) e com o lençol freático mais rebaixado, sem ascender à superfície. Cunha, Pott e Gonçalves (1985) já haviam insinuado indícios de alteração de drenagem e vazão na região do Abobral, possivelmente sob clima mais árido, devido a contenções abruptas de sedimentos arenosos provenientes do leque aluvial do rio Taquari, que convergiam para esta planície de inundação.

No clima atual, o Pantanal possui média pluviométrica anual de 1100 mm, inferior ao índice médio de 1800 mm de pluviosidade nos planaltos ao redor (MARTINS, 2012). Com a forte sazonalidade, o alto índice de insolação na estação seca, em conjunto a um lençol freático elevado em boa parte do ano, a planície tem uma forte evapotranspiração, da ordem de evaporação/precipitação = 1.4 (BARBIERO *et al.*, 2008).

Eventos úmidos poderiam causar a solubilização e translocação desses carbonatos e sua precipitação em profundidades maiores. No entanto, para que o carbonato seja dissolvido em ambiente mais úmido, seria necessário um baixo pH, alta pressão de CO<sub>2</sub>, e que esta água não estivesse saturada por produtos do CaCO<sub>3</sub> (BREEMN E BUURMAN, 2003; SCHAETZL E ANDERSON, 2005), condições não aplicáveis às Cordilheiras, devido ao abundante depósito de carapaças.

Assim, com fonte em cálcio proveniente das carapaças, o impedimento da drenagem combinado com elevada evapotranspiração, e a abundância de raízes, na verdade criam condições para contínua precipitação de carbonatos no topo do horizonte petrocálcico, podendo aumentar continuamente sua espessura e criando um mecanismo em que este estrato cresça para cima com o passar do tempo. Essa hipótese corrobora com Cunha, Pott e Gonçalves (1985), que apontam que a tendência evolutiva dos solos das Cordilheiras do Abobral é um estreitamento dos horizontes eluviais A.

Em geral, a presença de acumulação de conchas e carapaças, quando acompanhada de fragmentos ósseos, espinhas de peixe, carvão, fragmentos líticos, podendo haver remanescentes de cerâmica, e teores elevados de P disponível, são consideradas evidências de atividade humana, ou seja, antigos sítios ritualísticos ou de habitação. Tais depósitos consistiriam em sítios arqueológicos com presença de intensa deposição de resíduos nos solos proveniente de ocupação humana pré-colombiana. A pedogênese desses sítios dão origem aos arqueoantrossolos, conhecidos também como

solos de sambaquis no litoral sudeste, e Terra Preta de Índio (TPI) na região Amazônica (CORRÊA, 2007; CORRÊA *et al.*, 2011; CORRÊA; SCHAEFER; GILKES; 2013).

A presença de ocupação antrópica no Pantanal do Abobral já foi estudada do ponto de vista arqueológico (OLIVEIRA, 1996; SCHMITZ, 2002). A região é considerada área de assentamento sazonal de grupos canoieiros, autônomos, de grande mobilidade fluvial, como grupos Guató, Guaxarapó e Payaguá, integrantes da Tradição Pantanal (OLIVEIRA, 1996). Schmitz (2002) estipula uma sequência cronológica (um período pré-cerâmico seguido por um cerâmico) e espacial (com grupos populacionais mais densos partindo dos planaltos para as áreas alagadiças, com população dispersa) para os assentamentos. Tais considerações utilizaram como evidências fragmentos cerâmicos, sepultamentos, restos faunísticos (dos quais destaca-se a abundância das conchas de moluscos).

Bitencourt (1992) descreveu o perfil estratigráfico de Capões de mata no Pantanal do Abobral, com cerca de 0,7 m, composto por sedimentos arenosos, conchas de gastrópodes, ossos de animais e fragmentos de cerâmica, que levaram à conclusão de que os Capões seriam aterros construídos sobre elevações naturais do terreno por populações indígenas pré-históricas. Com efeito, Nunes da Cunha e Junk (2009) consideram como uma unidade da paisagem classificada a parte, dentro daquelas permanentemente terrestres, os habitats de origem antrópica/indígena, chamadas de capão de aterro ou capão de bugre.

Na amostragem deste presente trabalho, com exceção das carapaças de gastrópodes, não foram encontradas evidências de antigos assentamentos, como materiais líticos, cerâmicas, tecido ósseo ou restos de materiais provenientes de queima.

Mesmo as microanálises (Figuras 16 a 23) não revelaram quaisquer testemunhos arqueológicos que, conforme Corrêa (2007) demonstra, arqueoantrossolos possuem. E seriam resultados a se esperar, pois já foi demonstrado condições de grande estabilidade no pedoambiente das Cordilheiras (Figura 18). Embora os teores de P-disponível sejam elevados, semelhantes aos de arqueoantrossolos (CORRÊA, 2007), os teores de Zn-disponível são baixos (Tabela 2), bem menores do que se esperaria para arqueoantrossolos. O Zn é associado a fezes e ossos, e é considerado um excelente marcador de arqueoantrossolos, correlacionando-se aos níveis de antigos assentamentos (CORRÊA, 2007).

Apesar disso, o padrão de deposição de caramujos ocorreu em todas as três Cordilheiras amostradas, em profundidade média de 50 cm, em meio a uma matriz

arenosa, sempre associada a Chernossolos, em diferentes tamanhos e fragmentos (Figura 29). Foram encontradas conchas de moluscos tanto do gênero *Pomacea* sp. como do *Marisa* sp. corroborando com os levantamentos já realizados até o momento (MANOEL *et al.*, 2007).

O caramujo *Pomacea* sp. utilizado para datação neste trabalho, é um gastrópode aquático, no entanto, de acordo com Mesquita (1982), o animal desenvolveu uma câmara pulmonar que pode ser preenchida com ar atmosférico, que lhe permite adotar hábitos anfíbios e se adaptar a secas ocasionais. Sua distribuição geográfica ocorre nas áreas tropicais por todo o globo, sendo que no Brasil ocorre em pântanos, açudes, rios, e pode se tornar praga em plantações de arroz.

Nos estudos realizados até o momento, para o acúmulo das carapaças desses gastrópodes em grande densidade sobre terreno não inundável, houve de se considerar algum agente transportador. Cunha, Pott e Gonçalves (1985) especularam que a deposição poderia ser fruto da movimentação da água na superfície das Cordilheiras, ou que carapaças e corais constituíssem o material básico das Cordilheiras; Manoel *et al.* (2007) consideraram que a deposição pudesse estar relacionada à predação por avifauna caramujeira; enquanto Bitencourt (1992), Oliveira (1996) e Schmitz (2002) atribuíram a restos de populações pré-históricas.

A idade das conchas (Tabela 18) assemelha-se às datações apresentadas por Schmitz (2002) para o sítio arqueológico da região do Abobral, entre 3000 e 1500 anos AP. Segundo o mesmo autor, a tradição ceramista no Pantanal teria se iniciado a partir de 3000 AP, portanto seria de se esperar demais fragmentos cerâmicos e demais evidências de ocupação nos solos das Cordilheiras amostradas.

De acordo com Schmitz (2002) e Bespalez (2015), entre 11000 e 8500 AP já havia populações estabelecidas no Planalto Central brasileiro e na Amazônia, cujos caçadores-coletores utilizavam largamente moluscos terrestres e aquáticos em sua alimentação, fato evidenciado extensamente pelos sambaquis que cobrem o litoral brasileiro. O Pantanal, no entanto, teria adquirido as condições necessárias para o assentamento humano a partir de 8500 AP. O sítio arqueológico mais antigo datado até o momento encontra-se em Ladário (MS) com idade de 8400 e 8200 AP, Holoceno inicial. A ocupação efetiva da planície pantaneira teria ocorrido a partir de 3000 AP, com aparecimento de povos ceramistas, denominados Tradição Pantanal (SCHMITZ, 2002).

Oliveira (1996) e Schmitz (2002) reforçam que tais assentamentos antrópicos ocorreriam sazonalmente, representando forte adaptação ecológica e mobilidade fluvial

desses grupos ao ocuparem as áreas isentas de inundação. Segundo esses autores, existiriam assentamentos centrais na beira de rios intermitentes, mais densos e permanentes, e assentamentos periféricos e temporários durante o tempo de enchente. A noção de sazonalidade é extremamente importante ao considerar a ocupação humana pretérita e suas evidências no Pantanal. A ocupação estacional da planície explicaria os diferentes níveis de deposição de carapaças; e a intensa avulsão dos canais de drenagem teria influenciado a migração dos acampamentos. A drenagem indecisa e anastomosada reflete-se em cordilheiras e assentamentos não organizados; portanto a inexistência de um único padrão de sítio arqueológico, compostos por fragmentos biogênicos, líticos e cerâmicos, pode ser tomada como evidência de ocupação humana sazonal na região.

Baseando-se nestas propostas e nas análises físico-químicas (Tabelas 1 e 2), mineralógicas (Figuras 11 a 15), microquímicas (Figuras 16 a 23, Tabelas 4 a 12), teores totais (Tabelas 15 e 16) e datações (Tabelas 17 e 18), a presença de horizontes petrocálcicos nas Cordilheiras do Abobral apontam para um estágio de evolução pedogenética diferente dos horizontes A chernozêmicos.

As evidências sugerem que os solos das Cordilheiras do Pantanal do Abobral são poligenéticos, e resultaram de uma sucessão de diferentes condições ambientais. A principal fonte carbonatada é atribuída aos planaltos calcários ao redor da planície, que teriam propiciado inicial precipitação de carbonatos na região. Um possível evento climático semi-árido com uma drenagem mais encaixada e rebaixada poderia ter levado esses carbonatos a acumularem e se cimentarem.

Gradativamente, conforme as condições ambientais e climáticas oscilavam, e a planície pantaneira caminhava para a tropicalização, novos sedimentos e carapaças foram depositados e outro estágio pedogenético se iniciou, dando origem ao horizonte A chernozêmico. O padrão de formação desses Chernossolos sobre horizontes petrocálcicos e sob influência carbonática da deposição de conchas de gastrópodes representam um fascinante caso de evolução convergente sob influência de condições ambientais particulares.

#### 4. CONCLUSÕES

- De acordo com os aspectos pedológicos, geomorfológicos e fitofisionômicos, o Pantanal do Abobral pode ser dividido em quatro Geoambientes: Cordilheiras com florestas semidecíduas sobre Chernossolos petrocálcicos; Corixo com mata inundável sobre Planossolo vertissólico; Campo com Cambará sobre Planossolo gleissólico; e Lagoa Intermitente sobre Planossolo eutrófico. Os chamados Capões de mata, unidade da paisagem reconhecida por outros autores, classifica-se como Geoambiente de Cordilheira nos critérios deste trabalho. Considera-se que os chamados Capões são fragmentos menores de Cordilheiras dissecadas pela drenagem, não havendo diferenças significativas para ser um Geoambiente a parte.
- Nas Cordilheiras há ocorrência de Chernossolos com horizonte petrocálcico e acúmulo de carapaças de gastrópodes na profundidade média de 55 a 80 cm. A elevada fertilidade natural do solo, o horizonte petrocálcico que dificulta o alcance do lençol freático pelas raízes e o ambiente livre de inundação permitem que nas Cordilheiras ocorra Mata Semidecídua.
- A classe dos Planossolos está presente em todos Geoambientes sazonalmente inundáveis. Com exceção do Campo com Cambará, todos apresentaram solos eutróficos. A ocorrência de horizontes B plânicos na planície de inundação contribui para a manutenção de níveis temporários mais elevados do lençol freático, especialmente nos Geoambientes Lagoa Intermitente e Corixo, cujos solos possuem caráter vértico. Nestes Geoambientes sazonalmente inundáveis a vegetação é selecionada pela tolerância à saturação hídrica.
- Nas Cordilheiras, a restrição de drenagem, em conjunto com pH alto e abundante ocorrência de Ca e Mg em formas não carbonáticas no solo permitem elevada estabilidade das carapaças de gastrópodes.
- A dissolução das carapaças dos níveis acima dos horizontes petrocálcicos não são a principal fonte de íons para a formação dos horizontes petrocálcicos. A riqueza de magnésio no solo é outro dado que corrobora para outras fontes não biogênicas de carbonatos. Os planaltos calcários ao redor do Pantanal são prováveis responsáveis por enriquecer as águas de inundação do Pantanal do Abobral.
- Um período climático mais seco, entre 2500 e 2000 AP, capaz de rebaixar a drenagem e elevar ainda mais o déficit hídrico regional, aliada a uma fonte de



carbonatos de origem mineral, seriam as condições de formação dos horizontes petrocálcicos, abundantes nas cordilheiras do Pantanal do Abobral. Após isto houve um evento de deposição de carapaças de gastrópodes por volta de 1890 AP de origem não antrópica.

- A formação do horizonte petrocálcico e horizonte A chernozêmico não foram concomitantes. Após o evento responsável pela formação do horizonte petrocálcico houve deposição de materiais mais recentes, no entorno de 600 AP. A degradação de parte do horizonte petrocálcico, aliada a pedobioturbação por parte da macrofauna nas Cordilheiras, deram origem aos horizontes A chernozêmicos.

## 5. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ABREU JUNIOR, C. H.; MARTIN NETO, L.; MILORI, D. M. B. P.; SIMÕES, M. L.; SILVA, W. T. L. Métodos analíticos utilizados em química do solo. In: MELO, V. F.; ALLEONI, L. R. F. Química e Mineralogia do Solo. Parte II – Aplicações. Sociedade Brasileira de Ciência do Solo: Viçosa, 2009.
- ABREU, E. M. A.; FERNANDES, A. R.; RUIVO, M. L. P. Variação temporal e vertical de atributos químicos de um gleissolo do rio Guamá cultivado com Canaranas. *Revista Brasileira de Ciência do Solo* v. 31, n. 2, 277-285. 2007. DOI: <<http://dx.doi.org/10.1590/S0100-06832007000200010>>.
- AB'SABER, A. N. O Pantanal Mato-Grossense e a Teoria dos Refúgios. *Revista brasileira de Geografia*, 50. (n. especial 1-2): 9-57. Rio de Janeiro, 1988.
- ADÂMOLI, J. A dinâmica das inundações no Pantanal. In: Simpósio sobre Recursos naturais e socio econômicos do Pantanal, 1, 1986, Brasília - DF. Anais. Brasília: EMBRAPA, 1986.
- ADÂMOLI, J. A. O pantanal e suas relações fitogeográficas com os cerrados. Discussão sobre o conceito de “Complexo do Pantanal”. In: Congresso Nacional de Botânica, 23, 1982. Anais. Teresina: 1982, 109-119.
- ALHO, C. J. R. The Pantanal. In: FRASER, L.H.; KEDDY, P.A. (Eds.). *The World's Largest Wetlands: Ecology and Conservation*. Cambridge: Cambridge University Press, p. 203–271. 2005.
- ALKIMIN, A. F. Geoambientes, morfometria e solos da bacia do rio Benevente, ES. Dissertação (mestrado). 129 p. Universidade Federal de Viçosa. Viçosa, 2009.
- ALMEIDA, F. F. M. Geologia da Serra da Bodoquena (MT). *B. DNPM*, 215/219:1-96, 1965.
- ALMEIDA, F. F. M. Geologia do sudoeste Matogrossense. *Boletim do DNPM/DGM*, 1945. 116:1-118.
- ALONSO-ZARZA, A. M. Palaeoenvironmental significance of palustrine carbonates and calcretes in the geological record. *Earth-Science Reviews*, 60, 261–298, 2003.
- AMARAL FILHO, Z. P. Solos do Pantanal Mato-Grossense. In: Simpósio sobre recursos naturais e sócio-econômicos do Pantanal, 1. Corumbá, 1984, Brasília, EMBRAPA - DDT. p. 91-103. 1986.
- AGÊNCIA NACIONAL DE ÁGUAS, ANA. Programa de Ações Estratégicas para o gerenciamento integrado do Pantanal e da bacia do Alto Paraguai. Relatório Final. ANA/GEF/PNUMA/OEA. 315 p. 2004.

ANDRADE, B. S. Análise da paisagem de ambientes florestais não inundáveis no Pantanal do Abobral, Mato Grosso do Sul. Dissertação (mestrado). 91 p. Universidade Anhanguera - Uniderp. 2017.

AQUINO, M. A.; CORREIA, M. E. F. Invertebrados edáficos e o seu papel nos processos do solo. Embrapa Agrobiologia. Documentos, 201. 52 p. Seropédica: Embrapa Agrobiologia, 2005.

ARIEIRA, J.; NUNES DA CUNHA, C. Estrutura Populacional do Cambará (*Vochysia Divergens Pohl, Vochysiaceae*), espécie monodominante em floresta inundável no Pantanal Mato-Grossense. Oecologia Australis, v. 16, n. 4: 819-831. Dez, 2012.

ASSINE, M. L. Sedimentação na Bacia do Pantanal mato-grossense, Centro-Oeste do Brasil. Tese (Doutorado). 115 p. Universidade Estadual Paulista. Rio Claro, 2003.

ASSINE, M. L.; SOARES, P. C.; ANGULO, R. J. Construção e abandono de lobos na evolução do leque do rio Taquari, Pantanal Mato-Grossense. Congresso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário e Reunião sobre o Quaternário da América do Sul, 6. Curitiba, 1997. Anais, Curitiba: 1997, 431-433

BARBIERO, L.; REZENDE FILHO, A.; FURQUIM, S. A. C.; FURIAN, S.; SAKAMOTO, A. Y.; VALLES, V.; GRAHAM, R. C., FORT, M.; FERREIRA, R. P. D.; QUEIROZ NETO, J. P. Soil morphological control on saline and freshwater lake hydrogeochemistry in the Pantanal of Nhecolândia, Brazil. Geoderma, 148, 91–106, 2008.

BEIRIGO, R. M. Sistema pedológico planossolo-plintossolo no pantanal de Barão de Melgaço-MT. Dissertação (Mestrado). 69p. Escola Superior de Agricultura Luiz de Queiroz, Piracicaba, 2008.

BESPALEZ, E. Arqueologia e história indígena no Pantanal. Estudos Avançados, v. 29. n. 83, 2015.

BITENCOURT, A. L. V. Projeto Corumbá - Sub-região do Abobral a implantação dos aterros. In: Reunião Científica da Sociedade de Arqueologia Brasileira, 6, 1991, Rio de Janeiro. Anais: Rio de Janeiro: CNPq/Universidade Estácio de Sá, 1992.

BRANDÃO, P. C.; SOARES, V. P.; SIMAS, F. N. B.; SCHAEFER, C. E. G. R.; SOUZA, A. L.; MENDONÇA, B. A. F. Caracterização de geoambientes na Floresta Nacional do Purus, Amazônia ocidental: uma contribuição ao Plano de Manejo. Revista Árvore, v. 34, n. 1. Viçosa: 115-126, 2010.

BREEMEN, N. V.; BUURMAN, P. Soil Formation. 2nd Edition. Kluwer Academic Publishers: Dordrecht. 2003. 419 p.

BROCK, A. L.; BUCK, B. J. Polygenetic development of the Mormon Mesa, NV petrocalcic horizons: Geomorphic and paleoenvironmental interpretations. Catena, 77. 2009. 65-75.

- BUENO, M. L.; DAMASCENO-JUNIOR, G. A.; POTT, A.; PONTARA, V.; SELEME, E. P.; FAVA, W. S.; SALOMÃO, A. K. D.; RATTER, J. A. Structure of arboreal and herbaceous strata in a neotropical seasonally flooded monodominant savanna of *Tabebuia aurea*. *Brazilian Journal of Biology*, vol. 74, no. 2, 2014. p. 325-337.
- BUOL, S. W.; SOUTHARD, R. J.; GRAHAM, R. C.; MCDANIEL, P. A. Soil genesis and classification. Wiley Blackwell, Hoboken. 6 ed.: 1-543. 2011.
- CASTRO, S. S.; COOPER, M.; SANTOS, M. C.; VIDAL-TORRADO, P. Micromorfologia do Solo: Bases e Aplicações. In: Curi, et al. (Eds) Tópicos em ciência do solo. Vol. 1. Viçosa: Sociedade Brasileira de Ciência do Solo. 2000. 55-106.
- CORINGA, E. A. O.; COUTO, E. G.; PEREZ, X. L. O.; TORRADO, P. V. Atributos de solos hidromórficos no Pantanal Norte Matogrossense. *Acta Amazonica*, v. 42, n. 1: 19 - 28. 2012. DOI: <<http://dx.doi.org/10.1590/S0044-59672012000100003>>.
- CORRÊA, G. R.; SCHAEFER, C. E. G. R.; MELO, V. F.; SOUZA, K. W.; KER, J. C.; RODRIGUES, I. M. M.; SENRA, E. O. Physical and chemical attributes of archaeological soils developed from shell middens in the Região dos Lagos, Rio de Janeiro, Brazil. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, v. 35, n. 4:1100-1111. 2011. DOI: <<http://dx.doi.org/10.1590/S0100-06832011000400004>>.
- CORRÊA, G. R. Caracterização pedológica de arqueo-antrossolos no Brasil: Sambaquis da região dos Lagos (RJ) e Terras Pretas de Índio na região do Baixo Rio Negro/Solimões (AM). Dissertação (Mestrado). Universidade Federal de Viçosa. Viçosa, MG. 126 p. 2007.
- CORRÊA, G. R.; SCHAEFER, C. E. G. R.; GILKES, R. J. Phosphate location and reaction in an archaeoanthrosol on shell-mound in the Lakes Region, Rio de Janeiro State, Brazil. *Quaternary International*, 315: 16-23. 2013.
- COULTAS, C. L.; SCHWADRON, M.; GALBRAITH, J. M. Petrocalcic Horizon Formation and Prehistoric People's Effect on Everglades Tree Island Soils, Florida. *Soil Survey Horizons*, v. 49:16-21. 2008.
- COUTINHO, L. M. O conceito de bioma. *Acta Bot. Bras.*, São Paulo, v. 20, n. 1, p. 13-23, Mar. 2006 .
- COUTO, E. G.; OLIVEIRA, V. A.; BEIRIGO, R. M.; OLIVEIRA JUNIOR, J. C.; NASCIMENTO, A. F.; VIDAL-TORRADO, P. Solos do Pantanal Mato-Grossense. In: CURI et al. (Ed). *Pedologia: Solos dos biomas brasileiros*. Viçosa: SBCS. 1ª ed.: 303-352. 2017.
- CUNHA, N. G. Considerações sobre os solos da sub-região da Nhecolândia, Pantanal mato-grossense. Corumbá: EMBRAPA UEPAE. 45p. 1980.
- CUNHA, N. G., Dinâmica de nutrientes em solos arenosos no Pantanal Mato-Grossense. Corumbá: EMBRAPA – CPAP. 70p. 1985.

- CUNHA, G. O. M.; ALMEIDA, J. A.; BARBOZA, B. B. Relação entre o alumínio extraível com KCL e oxalato de amônio e a mineralogia da fração argila, em solos ácidos brasileiros. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, 38:1387-1401, 2014.
- CUNHA, N. G.; POTT, A.; GONÇALVES, A. R. Solos calcimórficos da sub-região do Abobral, Pantanal Mato-grossense. Corumbá: EMBRAPA - CPAP. 52p. 1985.
- DAMASCENO JUNIOR, G. A.; BEZERRA, M. A. O.; BORTOLOTTI, I. M.; POTT, A. Aspectos florísticos e fitofisionômicos dos capões do Pantanal do Abobral. In: *Simpósio sobre Recursos Naturais e Sócio-econômicos do Pantanal*, 2, Corumbá. Anais... Corumbá: Embrapa Pantanal. p.203-214, 1999.
- DIAS, H. C. T.; FERNANDES FILHO, E. I.; SCHAEFER, C. E. G. R.; FONTES, L. E. F.; VENTORIM, L. B. Geoambientes do Parque Estadual do Ibitipoca, município de Lima Duarte - MG. *Revista Árvore*, v. 26, n. 6. Viçosa. p. 777-786, 2002.
- EITEN, G. The cerrado vegetation of Brazil. *Botanical Review*, v. 38, p.201-341. 1972.
- EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA, EMBRAPA. Sistema brasileiro de classificação de solos. EMBRAPA, Brasília. 3. ed. 353p, 2013.
- EMBRAPA, EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA, EMBRAPA. Manual de métodos de análise de solos. Rio de Janeiro: Embrapa Solos. 230 p., 2017.
- FEITOSA, K. K. A.; VALE JUNIOR, J. F.; SCHAEFER, C. E. G. R.; SOUZA, M. I. L.; NASCIMENTO, P. P. R. R. Relações solo-vegetação em “ilhas” florestais e savanas adjacentes, no nordeste de Roraima. *Ciência Florestal*, v. 26, n. 1. Santa Maria, p. 135-146, jan.-mar., 2016.
- FERNANDES, E. Organização espacial dos componentes da paisagem da baixa Nhecolândia - Pantanal de Mato Grosso do Sul. Tese (Doutorado). Universidade de São Paulo. São Paulo. 177p, 2007.
- FERNANDES, F. A.; FERNANDES, A. H. B. M.; SOARES, M. T. S.; PELLEGRIN, L. A.; LIMA, I. B. T. Atualização do mapa de solos da planície pantaneira para o Sistema Brasileiro de Classificação de Solos: Comunicado Técnico EMBRAPA (61): 6p. 2007.
- FERNANDES, L. A. Calcretes e registros de paleossolos em depósitos continentais neocretáceos (Bacia Bauru, Formação Marília). *Revista Brasileira de Geociências*. V. 40, n. 1. p 19-35, mar. 2010.
- FERREIRA JÚNIOR, W. G., Análise de gradientes vegetacionais e pedogeomorfológicos em floresta, cerrado e campo no Pantanal matogrossense, Barão de Melgaço, Mato Grosso. Tese (Doutorado em Botânica) Universidade Federal de Viçosa, Viçosa. 190p. 2009.

FRANCO, M. S. M.; PINHEIRO, R. Geomorfologia. In: BRASIL. Ministério das Minas e Energia. Projeto RADAMBRASIL. Folha SE.21 Corumbá e parte da Folha SE.20. Rio de Janeiro, 1982. p.161-224. (Levantamento de Recursos Naturais, 27).

FURQUIM, S. A. C.; SANTOS, M. A.; VIDOCA, T. T.; BALBINO, M. A.; CARDOSO, E. L. Salt-affected soils evolution and fluvial dynamics in the Pantanal wetland, Brazil. *Geoderma*. V. 286, 139–152. 2017.

GILE, L. H.; PETERSON, F. F., GROSSMAN, R. B. Morphological and genetic sequences of carbonate accumulation in desert soils. *Soil Science*, 101:347-360. 1966.

GOTTGENS, J.F.; FORTNEY, R.H.; MEYER, J.; ROOD, B.E. The case of the Paraguay-Parana waterway (“HIDROVIA”) and its impact on the Pantanal of Brazil: a summary to the Society of Wetlands Scientists. *Wetlands Bulletin*:12-18. 1998.

GRADELLA, F. S. Aspectos da dinâmica hidroclimática da lagoa salina do meio na fazenda Nhumirim e seu entorno, Pantanal da Nhecolândia, MS - Brasil. Dissertação (Mestrado). Universidade Federal do Mato Grosso do Sul. Aquidauana, MS. 76 p. 2008.

GUEDES, C. C. F.; SAWAKUCHI, A. O.; GIANNINI, P. C. F.; DEWITT, R.; AGUIAR, V. A. P. Datação por Luminescência Opticamente Estimulada: princípios e aplicabilidade nos depósitos sedimentares brasileiros. *ongresso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário – ABEQUA*, 13; *Encontro do Quaternário Sulamericano*, 3. V. 1, N. 1. p. 9-14. Armação dos Búzios - Rio de Janeiro, Out. 2011. Disponível em: <[http://www.abequa.org.br/trabalhos/ccfgLOE\\_Abequa\\_final.pdf](http://www.abequa.org.br/trabalhos/ccfgLOE_Abequa_final.pdf)>. Acesso em nov. de 2017.

HARIDASAN, M. Nutrição mineral de plantas nativas do cerrado. *Revista Brasileira de Fisiologia Vegetal*. V. 12, n. 1:54-64, 2000.

HAWKER, H. W. A study of the soils of Hidalgo County, Texas and the stages of their lime accumulation. *Soil Science*. V. 23:475-485. 1927.

INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA, IBGE. Manual técnico de pedologia. 3. ed. 430p. Rio de Janeiro: IBGE. 2015.

INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA, IBGE. Mapas de Cobertura Vegetal dos Biomas Brasileiros. 2004. Disponível em: <[http://www.mma.gov.br/estruturas/sbf\\_chm\\_rbbio/\\_arquivos/mapas\\_cobertura\\_vegetal.pdf](http://www.mma.gov.br/estruturas/sbf_chm_rbbio/_arquivos/mapas_cobertura_vegetal.pdf)>. Acesso em fev. 2017.

IRIONDO, M. Geomorphology and late Quaternary of the Chaco (South America). *Geomorphology*, v. 7, 289-303. 1993.

JACKSON, M. L.; LIM, C. H.; ZELAZNY, L. W. Oxides, hydroxides, and aluminosilicates. In: KLUTE, A., (Ed.) *Methods of soil analysis. Parte 1: Physical and mineralogical methods*. Madison, American Society of Agronomy. p.101-150, 1986.

JIMÉNEZ-RUEDA, J. R.; PESSOTTI, J. E. S.; MATTOS, J. T. Modelo para o estudo da dinâmica evolutiva dos aspectos fisiográficos dos pantanais. Pesquisa agropecuária brasileira. Brasília, v.33, Número Especial, p.1763-1773, out. 1998.

JUNK, W. J.; PIEDADE, M. T. F.; SCHÖNGART, J.; COHN-HAFT, M.; ADENEY, J. M.; WITTMANN, F. A classification of major naturally-occurring Amazonian lowland wetlands. Wetlands, v. 31, p. 623–640. 2011.

JUNK, W.J.; PIEDADE, M. T. F.; LOURIVAL, R.; WITTMANN, F.; KANDUS, P.; LACERDA, L. D.; BOZELLI, R. L.; ESTEVES, F. A.; NUNES DA CUNHA, C.; MALTCHIK, L.; SCHÖNGART, J.; SCHAEFFER-NOVELLI, Y.; AGOSTINHO, A. A.; NOBREGA, R. L. B.; CAMARGO, E. Definição e Classificação das Áreas Úmidas (AUs) Brasileiras: Base Científica para uma Nova Política de Proteção e Manejo Sustentável. In: CUNHA, C.N., PIEDADE, M.T.F., JUNK, W.J. (Orgs.). Classificação e Delineamento das Áreas Úmidas Brasileiras e de seus Macrohabitats. 1ed. Cuiabá: INCT-INAU – EdUFMT: 13-76. 2014.

JUNK, W. J.; CUNHA, C. N. Pantanal: a large South American wetland at a crossroads. Ecological Engineering, v. 24. 391–401, 2005.

JUNK, W. J.; BAYLEY, P. B.; SPARKS, R. S. The flood pulse concept in river-floodplain systems. Canadian Journal of Fishers and Aquatic, vol. 106, p. 110-127. 1989.

KABATA-PENDIAS, A.; PENDIAS, H. Trace elements in soils and plants. 2a ed. CRC Press: Florida. 363 p, 1992.

KÄMPF, N.; CURI, N. Argilominerais em solos brasileiros. In: CURI, et al. (Eds) Tópicos em ciência do solo. Vol. 1. Viçosa, MG: Sociedade Brasileira de Ciência do Solo. P. 1-54. 2000.

KAMPF, N.; CURI, N. Formação e evolução do solo (Pedogenêse). In: KER, J. C.; CURI, N.; SCHAEFER, C. E. G. R.; VIDAL-TORRADO, P. (Eds). Pedologia - Fundamentos. Viçosa: SBCS. p. 207-302. 2012.

KAMPF, N.; CURI, N. MARQUES, J. J. Intemperismo e ocorrência de minerais no ambiente do solo. In: MELO, V. F.; ALLEONI, L. R. F. Química e Mineralogia do Solo. Parte I – Conceitos básicos. Viçosa: Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, 333-380. 2009.

KEDDY, P. A.; FRASER, L. H. SOLOMESHCH, A. I.; JUNK, W. J.; CAMPBELL, D. R.; ARROYO, M. T. K.; ALHO, C. J. R. Wet and Wonderful: the world's largest wetlands are conservation priorities. BioScience, Vol. 59 No. 1. January. p. 39 - 51, 2009.

KUERTEN, S. Evolução geomorfológica e mudanças ambientais no megaleque do Nabileque, quaternário do Pantanal Mato-Grossense. Tese (Doutorado). Universidade Estadual Paulista, Campus de Rio Claro. 111p. 2010.

- LEDRU, M. P. Late Quaternary enviromental and climatic changes in Central Brazil. *Quaternary Research*, v. 39. 90-98. 1993.
- LIMA, S. F. Análise multitemporal da morfologia fluvial do rio Abobral, Pantanal – MS. Dissertação (Mestrado em Geografia). Universidade Federal do Mato Grosso do Sul, Três Lagoas. 84p. 2015.
- LRIONDO, M. The upper Holocene dry climate in the Argentine plains. *Quat. South Am. Antarctic Peninsula*, 7:199-220. 1990.
- MACK, G. H.; COLE, D. R.; CALVIN JAMES, W.; GIORDANO, T. H.; SALYARDS, S. L. Stable oxygen and carbon isotopes of pedogenic carbonate as indicators of PlioPleistocene paleoclimate in the Southern Rio Grande rift, South-Central New Mexico. *Am. J. Sci.*, 294:621-640, 1994.
- MANOEL, R. O.; SILVA, J. L. L.; SINANI, T. R. F.; MANOEL, L. O. Moluscos fósseis da formação Pantanal, Corumbá, Mato Grosso do Sul, Brasil. In: Encontro de Ciências da Vida, 1., 2007, Ilha Solteira/ SP. Anais. Ilha Solteira, 2007.
- MARTINS, A. K. E. Ipucas da Planície do Araguaia, estado do Tocantins: ambiente físico de ocorrência, solos e uso da terra. Tese (Doutorado). Universidade Federal de Viçosa. Viçosa, 138p. 2004.
- MCGLUE, M. M.; SILVA, A.; ZANI, H.; CORRADINI, F.A.; PAROLIN, M.; ABEL, E. J.; COHEN, A. C.; ASSINE, M. L.; ELLIS, G. S.; TREES, M. A.; KUERTEN, S.; GRADELLA, F. S.; RASBOLD, G. G. Lacustrine records Holocene flood pulse dynamics in the Upper Paraguay River watershed (Pantanal wetlands, Brazil). *Quat. Res.* 78, 285–294. 2012.
- MELLO, J. W. V.; PEREZ, D. V. Equilíbrio químico das reações o solo. In: MELO, V. F.; ALLEONI, L. R. F. (Eds). *Química e Mineralogia do Solo, Parte I*. Viçosa: SBCS. p. 152-228. 2009.
- MENDONÇA, B. A. F.; FERNANDES FILHO, E. I.; SCHAEFER, C. E. G. R.; SIMAS, F. N. B.; VALE JUNIOR, J. F.; LISBOA, B. A. R.; MENDONÇA, J. G. F. Solos e geoambientes do Parque Nacional do Viruá e entorno, Roraima: Visão integrada da paisagem e serviço ambiental. *Ciência Florestal*, Santa Maria, v. 23, n. 2. 427-442, abr-jun., 2013.
- MERINO, E. R.; PUPIM, F. N.; MACEDO, H. A.; ASSINE, M. L. Realce e integração de imagens orbitais óticas com dados SRTM para mapeamento e estudo de grandes planícies fluviais: exemplos de aplicação no Pantanal. *Revista Brasileira de Geomorfologia*, São Paulo, v.16, n.1, (Jan-Mar) p.49-62, 2015.
- MESQUITA, E. F. M. Anatomia e histologia do aparelho reprodutor e dados biológicos de *Pomacea sp.* (Mollusca, Gastropoda, Pilidae). Dissertação (Mestrado). Universidade Federal do Rio de Janeiro. Rio de Janeiro. 88p. 1982.



MINISTÉRIO DO MEIO AMBIENTE, MMA. Cuidar das zonas úmidas - uma resposta às mudanças climáticas. Brasília, DF: MMA, 2010, 28 p.

MOURA, J. R. S. Geomorfologia do Quaternário. In: GERRA, A. J. T.; CUNHA, S. B. (Orgs) Geomorfologia: uma atualização de bases e conceitos. 7a ed. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 335-364, 2007.

MUNEER, M.; OADES, J. M. The Role of Ca-Organic Interactions in Soil Aggregate Stability. III. Mechanisms and Models. Aust. J. Soil Res., 27, 411-23. 1989.

NOVAIS, R. F. SMYTH, T. J. NUNES, F. N. Fósforo. In: NOVAIS, R. F. *et al.* (Eds.) Fertilidade do Solo. Viçosa: SBCS, 471 – 550. 2007.

NUNES DA CUNHA, C. E JUNK, W.J. Year-to-year changes in water level drive the invasion of *Vochysia divergens* in Pantanal grasslands. Applied Vegetation Science, 7:103-110. 2004.

NUNES DA CUNHA, C. Estudos florísticos e fitofisionômicos das principais formações arbóreas do Pantanal de Poconé - MT. Dissertação (Mestrado). Universidade Estadual de Campinas, Campinas, SP. 175 p. 1990.

NUNES DA CUNHA, C.; JUNK, W. J. A preliminary classification of habitats of the Pantanal of Mato Grosso and Mato Grosso do Sul, and its relation to national and international wetland classification systems. In: JUNK, W.J., DA SILVA, C.J., NUNES DA CUNHA, C., WANTZEN, K.M. (Eds) The Pantanal: Ecology, biodiversity and sustainable management of a large neotropical seasonal wetland. Pensoft Publishers, Sofia–Moscow. 127-141, 2009.

OLIVEIRA, E. C.; BOGGIANI, P. C.; UTIDA, G.; PETRI, S. Significado paleoclimático dos calcários Quaternários da formação Xaraiés. Simpósio de Geotecnologias no Pantanal, 2, Corumbá, 2009. Anais. Corumbá: Embrapa Informática Agropecuária/INPE, p.230-239. Nov. 2009.

OLIVEIRA, J. E. Guató: argonautas do Pantanal. Porto Alegre: EDIPUCRS. 179 p. 1996.

PAZ, A. R.; COLLISCHONN, W.; TUCCI, C. E. M. Simulação hidrológica de rios com grandes planícies de inundação. Revista Brasileira de Recursos Hídricos. 15(4): 31-43. 2010.

PEREIRA, M. G., SCHIAVO, J. A.; FONTANA, A. A.; DIAS NETO, H.; MIRANDA, L. P. M. Caracterização e classificação de solos em uma topossequência sobre calcário na Serra da Bodoquena, MS. Revista Brasileira de Ciência do Solo, 37(1): 25-36. 2012. DOI: <<http://dx.doi.org/10.1590/S0100-06832013000100003>>.

PIEDEDE, M. T. F.; JUNK, W. J.; SOUSA JUNIOR, P. T.; CUNHA, C. N.; SCHÖNGART, J; WITTMANN, F; CANDOTTI, E.; GIRARD, P. As áreas úmidas no âmbito do Código Florestal brasileiro. Comitê Brasil em Defesa das Florestas e do Desenvolvimento Sustentável. 2011. Disponível em:

<[http://ib.usp.br/zoologia/seminarios/Seminarios-USP/Curso\\_BIZ5755\\_\(2015\)\\_files/codigo\\_florestal\\_e\\_a\\_ciencia\\_o\\_que\\_nossos\\_legisladores\\_ainda\\_precisam\\_saber\\_Comite\\_Brasil\\_2012.pdf](http://ib.usp.br/zoologia/seminarios/Seminarios-USP/Curso_BIZ5755_(2015)_files/codigo_florestal_e_a_ciencia_o_que_nossos_legisladores_ainda_precisam_saber_Comite_Brasil_2012.pdf)>. Acesso em fev. 2017.

POMEROL, C.; LAGABRIELLE, Y.; RENARD, M.; GUILLOT, S. Princípios de Geologia: técnicas, modelos e teorias. 14 ed. Porto Alegre: Bookman. 1017p. 2013.

POR, F. D. The Pantanal of Mato Grosso (Brazil) - World's Largest Wetlands. Dordrecht, The Netherlands, Kluwer Academic Publishers, 122p. 1995.

POTT, A.; POTT, V. J. Flora do Pantanal - Listagem Atual de Fanerógamas. In: Simpósio sobre Recursos Naturais e Sócio-Econômicos do Pantanal: Manejo e Conservação. Corumbá: Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária (Embrapa-CPAP), p. 297-325. 1999.

POTT, A. Dinâmica da vegetação do Pantanal. In: Congresso de Ecologia do Brasil, 8, Caxambu, MG. Anais... Caxambu, 1-4, 2007.

POTT, A.; ABDON, M. M.; SILVA, J. S. V.; BUENO SOBRINHO, A. A.; POTT, V. J. Dinâmica da flora na planície de inundação do baixo Taquari, Pantanal, MS. Simpósio sobre Recursos Naturais e Sócio-econômicos do Pantanal - Os desafios do Novo Milênio, 3, Corumbá - MS. Anais... p. 1-18. 2000.

POTT, A.; DAMASCENO JUNIOR, G. A.; SILVA, M. P. Características da Bacia Hidrográfica do Rio Miranda. Revista GeoPantanal, n. 16. Corumbá: UFMS/AGB. 125-140. jan./jun. 2014

POTT, A.; POTT, V. J. Plantas do Pantanal. Corumbá: EMBRAPA-CPAP. 1994.

RABENHORST, M.C.; WILDING, L.P. Pedogenesis on the Edwards Plateau, Texas: III. New model for the formation of petrocalcic horizons. Soil Sci. Soc. Am. J. 50:693-699. 1986.

RADAMBRASIL, Ministério de Minas e Energia. Secretaria Geral. 1982. Folha SE. 21 Corumbá e parte da Folha SE. 20, Geologia, Pedologia, Geomorfologia, Vegetação e Uso e Ocupação da Terra. Vol. 27, Rio de Janeiro.

RATTER, J. A.; POTT, A.; NUNES DA CUNHA, C.; HARIDASAN, M. Observations on wood vegetation types in the Pantanal and at Corumbá, Brazil. Notes Royal Botanical Garden of Edinburgh. 45: 503-525. 1988.

RAVAGLIA, A. G.; SANTOS, S. A.; PELLEGRIN, L. A.; RODELA, L. G.; BARBOSA, A. J. Classificação preliminar das paisagens da sub-região do Abobral, Pantanal, usando imagens de satélite. Corumbá: Embrapa Pantanal, 1-4. Comunicado Técnico, 82. 2010.

REBELATTO, L. Padrões sazonais e espaciais de distribuição e diversidade de herbáceas no Pantanal de Poconé-MT. Tese (Doutorado). Universidade Federal de Minas Gerais. Belo Horizonte, 162 p. 2010.

REEVES, C. C. Origin, classification and geologic history of caliche on the Southern high plains, Texas and eastern New Mexico. *J. Geol.* 78:352-362. 1970.

RESENDE, M., CURI, N.; REZENDE, S. B.; CORRÊA, G. F. Pedologia: Base para distinção de ambientes. Viçosa: NEPUT. 338p. 2002.

RESENDE, M.; CURI, N.; KER, J. C.; REZENDE, S. B. Mineralogia de solos brasileiros. Interpretação e Aplicações. 2ª ed. Lavras: UFLA, 206 p. 2011.

ROSA, A. O. Zooarqueologia de Alguns Sítios do Pantanal Sul-Matogrossense. *Clio Série Arqueológica*. n. 14. In: Reunião Científica da Sociedade de Arqueologia Brasileira, 10. Anais... UFPE, p. 327 - 342. 2000.

RUELLAN, A. Soils with Petrocalcic Horizons. In: LAL, R. (Ed). *Encyclopedia of Soils Science* (2a ed). CRC Press, 1266-1269. 2006.

SAKAMOTO, A. Y.; QUEIROZ NETO, J. P.; BARBIERO, L.; FORT, M.; FURIAN, S.; FERREIRA, R. P. D.; FURQUIM, S. A. C.; REZENDE FILHO, A. T.; OLIVEIRA, W.; BACANI, V. M.; SILVA, M. S. H. S. Funcionamento hidrológico, físico e biogeoquímico do Pantanal da Nhecolândia, Mato Grosso do Sul, Brasil. In: Encontro de Geógrafos da América Latina, 10. Universidade de São Paulo. p. 13144 - 13156. Mar. 2005.

SALLUN FILHO, W.; KARMANN, I.; WANG, X.; EDWARDS, R. L.; CHENG, H.; ASMEROMD, Y.; POLYAK, V. J. Neotectônica vs. clima na submersão de cavernas no carste da Serra da Bodoquena (MS). 2006. Disponível em: <[https://www.researchgate.net/profile/Ivo\\_Karmann/publication/307884229\\_Neotectonica\\_vs\\_clima\\_na\\_submersao\\_de\\_cavernas\\_no\\_carste\\_da\\_Serra\\_da\\_Bodoquena\\_MS/links/57d04fa908ae0c0081dea7a3.pdf](https://www.researchgate.net/profile/Ivo_Karmann/publication/307884229_Neotectonica_vs_clima_na_submersao_de_cavernas_no_carste_da_Serra_da_Bodoquena_MS/links/57d04fa908ae0c0081dea7a3.pdf)>. Acesso em jan. 2018.

SANTOS, R. D.; LEMOS, R. C.; SANTOS, H. G.; KER, J. C.; ANJOS, L. H. C. Manual de descrição e coleta de solo no campo. 6.ed. Viçosa: SBCS. 100p. 2013.

SCHMITZ, P. I. Arqueologia do Pantanal do rio Paraguai. *Revista de Arqueología Americana*, No. 21, Arqueología, Patrimonio Arqueológico Y Conservación En Meso Y North América, pp. 191-214. 2002.

SCHAETZL, R; ANDERSON, S. *Soils Genesis and Geomorphology*. New York: Cambridge University Press. 833 p. 2005.

SEPÚLVEDA, J. J. O. Conservação, grau de ameaça e monitoramento participativo da biodiversidade por meio do turismo da subregião do Abobral no sul do Pantanal brasileiro. Dissertação (Mestrado). Universidade para o Desenvolvimento do Estado e da Região do Pantanal - UNIDERP. 90p. Campo Grande, 2016.

SILVA, I. R.; MENDONÇA, E. S. Matéria orgânica do solo. In: NOVAIS, R. F., V. ALVAREZ, N. F. BARROS, R. L. F. FONTES, R. B. CANTARUTTI e J. C. L. NEVES (Eds). *Fertilidade do solo*. Viçosa: SBCS. 275-374. 2007.

- SILVA, J. S. V.; ABDON, M. M. Delimitação do Pantanal Brasileiro e suas Sub-regiões. *Pesquisa Agropecuária Brasileira*, Brasília, 33:1703-1711. 1998.
- SILVA, M. B.; ANJOS, L. H. C.; PEREIRA, M. G.; SCHIAVO, J. A.; COPPER, M.; CAVASSANI, R. S. Gênese e classificação dos solos de uma topossequência em área de carste na serra da Bodoquena, MS. *R. Bras. Ci. Solo*, 37:1464-1480, 2013.
- SOARES, A. P.; SOARES, P. C.; ASSINE, M. L. Areias e lagoas do Pantanal, Brasil: Herança paleoclimática? *Revista Brasileira de Geociências*, 33 (2): 211-224. 2003.
- SOUSA, R. O.; VAHL, L. C.; OTERO, X. L. Química dos Solos Alagados. In: MELO, V. F.; ALLEONI, L. R. F. (Eds). *Química e Mineralogia do Solo, Parte II*. Viçosa: SBCS. p. 485-528. 2009.
- TROLL, C. A paisagem geográfica e sua investigação. *Espaço e cultura*, nº4. Rio de Janeiro, p. 1-7. Jun. 1997.
- UNITED STATES DEPARTMENT OF AGRICULTURE (USDA). Soil taxonomy: a basic system of soil classification for making and interpreting soil surveys, soil survey staff. Washington: United States Department of Agriculture/Natural Resources Conservation Service. 754p, 1975
- VOLKER, H. X.; WASKLEWIEZ, T. A.; ELLIS, M. A. A topographic fingerprint to distinguish Holocene alluvial fan formative processes. *Geomorphology*, v. 88. p. 34-45. 2007.
- WANTZEN, K. M.; CUNHA, C. N.; JUNK, W. J.; GIRARD, P.; ROSSETTO, O. C.; PENHA, J. M.; COUTO, E. G.; BECKER, M.; PRIANTE, G.; TOMAS, W. M.; SANTOS, S. A.; MARTA, J.; DOMINGOS, I.; SONODA, F.; CURVO, M.; CALLIL, C. Suggestions for a sustainable management concept for the Pantanal. In: JUNK, W. J.; DA SILVA, C. J.; NUNES DA CUNHA, C.; WANTZEN, K. M. (Eds.). *The Pantanal: Ecology, biodiversity and sustainable management of a large neotropical seasonal wetland*. Moscow: Pensoft Publishers, 795-832p. 2011.
- WORLD COMISSION ON DAMS, WCD. Dams and Development United: A New Framework for Decision-Making. The Report of the World Comission on Dams. London, Earthscan: 2000. Disponível em: <[http://www.unep.org/dams/WCD/report/WCD\\_DAMS%20report.pdf](http://www.unep.org/dams/WCD/report/WCD_DAMS%20report.pdf)>. Acesso em fev. 2017.
- WEST, L. T.; WILDING, L. P.; HALLMARK, C. T. Calciustolls in Central Texas: II. Genesis of Calcic and Petrocalcic Horizons. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 52:1731-1740. 1988.
- WHITNEY, B.S., MAYLE, F.E., SURANGI, W.P., FITZPATRICK, K.A., BURN, M.J., GUILLEN, R., CHAVEZ, E., MANN, D., PENNINGTON, R.T., METCALFE, S.E., *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 307, 177–192. 2011.