



**UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA E
GEOQUÍMICA**

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

**ASPECTOS GEOQUÍMICOS DE GLEISSOLOS EM
PÂNTANOS SALINOS DA REGIÃO BRAGANTINA, PARÁ.**

**Dissertação apresentada por:
PALOMA MARIA PINTO CAMARGO**

**BELÉM - PARÁ
2011**

Dados Internacionais de Catalogação-na-Publicação(CIP)
Biblioteca Geólogo Raimundo Montenegro Garcia de Montalvão

C172a Camargo, Paloma Maria Pinto
Aspectos geoquímicos de gleissolos em pântanos salinos da região
Bragantina, Pará / Paloma Maria Pinto Camargo; Orientador: José
Augusto Martins Corrêa – 2011
xviii, 84 f. : il.

Dissertação (Mestrado em Geoquímica e Petrologia) – Programa
de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Instituto de
Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 2011.

1. Geoquímica – Bragantina, Região (PA). 2. Pântanos salinos. 3.
Minerais evaporitos. I. Corrêa, José Augusto Martins, *orient.* II.
Universidade Federal do Pará. III. Título.

CDD 22. ed.: 551.9098115



Universidade Federal do Pará
Instituto de Geociências
Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica

**ASPECTOS GEOQUÍMICOS DE GLEISSOLOS EM
PÂNTANOS SALINOS DA REGIÃO BRAGANTINA, PARÁ**


DISSERTAÇÃO APRESENTADA POR

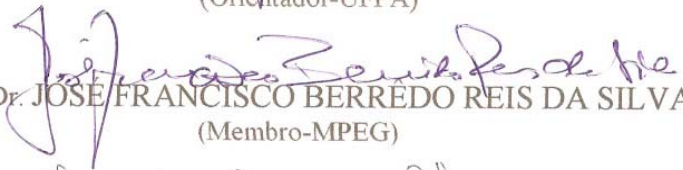
PALOMA MARIA PINTO CAMARGO

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

Data de Aprovação: 08/06/2011

Banca Examinadora:


Prof. Dr. JOSÉ AUGUSTO MARTINS CORRÊA
(Orientador-UFPA)


Prof. Dr. JOSÉ FRANCISCO BERRÊDO REIS DA SILVA
(Membro-MPEG)


Prof. Dr. MARCELO CANCELA LISBOA COHEN
(Membro-UFPA)

*Aos meus eternos amores
Maria, Sebastião (in memoriam) e Thiago*

AGRADECIMENTOS

Em primeiro lugar, eu gostaria de agradecer a todas as instituições que contribuíram e viabilizaram em grande parte a realização desta dissertação, agradecendo a (o):

Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica (PPGG), do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Pará pela oportunidade de desenvolver a dissertação nesta instituição, pelo auxílio financeiro para realização dos trabalhos de campo e pela estrutura laboratorial oferecida, que permitiram que a quase totalidade das análises fossem realizadas com facilidade e eficiência.

Embrapa Amazônia Oriental, pela utilização de seu Laboratório de Solos para realizar análises essenciais na minha dissertação.

CNPq pela concessão da bolsa de Mestrado que permitiu minha dedicação exclusiva a este trabalho ao longo dos últimos 2 anos.

Não obstante, eu gostaria de mostrar minha gratidão às pessoas que contribuíram para o êxito deste trabalho, como:

O Prof. Dr. José Augusto Martins Corrêa, primeiro pela oportunidade de executar esta dissertação de mestrado no PPGG e por ter desde o início motivado o meu aprendizado, apoiado e sem dúvida, agradeço muito pela paciência demonstrada.

Ao que considero excelente professor, Dr. José Francisco Berrêdo Reis da Silva pela leitura crítica do trabalho e sugestões para torná-lo melhor.

Ao Mc. Sérgio Brazão que não mediu esforços para transformar em êxito minhas missões quase impossíveis.

Aos professores Drs. Paulo Sérgio de Souza Gorayeb e Marcondes Lima da Costa por terem possibilitado que eu usasse equipamentos que auxiliaram e facilitaram a obtenção de resultados para a minha dissertação.

Ao químico Orivan (EMBRAPA) pela oportunidade, Kennedy pela mão de obra incansável e Mc. Natalino Valente pelo auxílio e ensinamentos.

Aos técnicos que me auxiliaram, como o Francisco (EMBRAPA) e Lopes (CPGG).

A todas as pessoas que eu tive a satisfação de conhecer nesses últimos dois anos na UFPA e que contribuíram de alguma forma para o êxito deste trabalho.

Por fim, eu gostaria de agradecer a Deus, pelos pais que me deu, pelo amor e educação que tive e por ter me dado a graça de ter conhecido o meu marido, minha fonte constante de apoio e inspiração.

“A mente que se abre a uma nova idéia
jamais voltará ao seu tamanho original”

(Albert Einstein)

RESUMO

O conhecimento sobre a natureza dos processos deposicionais atuantes nas planícies de maré, em que os pântanos salinos estão incluídos, são de grande importância para entender o ecossistema costeiro tropical. A presença de minerais evaporitos, como nos sabkhas, é observada no pântano salino de Bragança durante o período de estiagem. Halita é depositada sobre a superfície do solo e gipso e pirita precipitados no subsolo através de ação capilar de salmouras trazidas do lençol freático. Os processos pedogenéticos no pântano salino são dominados por reações químicas de hidromorfismo, halomorfismo e sulfato redução. O objetivo deste estudo é caracterizar o solo do pântano salino de Bragança através das características texturais, mineralógicas e composição geoquímica dos sedimentos. A amostragem foi realizada em dois transectos localizados em ambos os lados da rodovia PA-458. Cada transecto tem 3 perfis com 1 metro de profundidade. As amostras foram coletadas com um trado holandês indicado para profundidades rasas (20 cm). A granulometria dos sedimentos foi obtida com um granulômetro a laser e a composição mineralógica foi realizada por técnicas de difração de raios-X. Os grãos de areia foram observados em microscópio petrográfico com captura de imagem digital. Os minerais neoformados e a fração argila+silte foram descritas usando um microscópio eletrônico de varredura (MEV). No solo também foram estudados o pH, condutividade elétrica, salinidade, teor de matéria orgânica, elementos maiores, menores e traço usando métodos químicos clássicos, espectrometria por fluorescência de raios X e de absorção atômica. O gleissolo presente no pântano salino mostrou textura siltico-argilosa, ser maciço, ligeiramente pegajoso a pegajoso, muito plástico a ligeiramente plástico e friável a firme. A mineralogia foi composta de quartzo, caulinita, esmectita, illita, pirita, jarosita, polihalita e halita. Os valores de pH variaram de acidez alta para ácido e o menor valor encontrado foi na profundidade de 70-90 cm (pH = 3,85), P4 perfil. Alguns perfis apresentavam mosqueados amarelos a laranjas na Zona 2, onde o pH é ácido e que corresponde à oxidação da pirita. Baseado na composição do complexo de adsorção, os perfis de solo estudados apresentaram alta CTC, devido à grande quantidade de matéria orgânica e minerais de argila. A predominância de Na^+ e Mg^{2+} , seguido por Ca^{2+} e K^+ atribuem ao solo o caráter eutrófico. Apenas o perfil P4, transecto B, mostrou caráter distrófico. Todos os perfis mostraram alta concentração de sódio, caracterizando o solo do pântano salino como "Solonchak" e, portanto, pode ser classificado como Gleissolo Sílico Sódico. O solo do pântano salino contém altos valores de Al_2O_3 , SiO_2 e Fe_2O_3 , que refletem

os seus minerais principais. Ilita, esmectita, polihalita halita e pirita refletem o ambiente de sedimentação do pântano salino, que ocorre sob a influência da água do mar que contribui com Na^+ , K^+ , Ca^{2+} e Mg^{2+} . A presença de jarosita indica a oxidação dos sulfetos. A elevada quantidade de Na_2O reflete as altas taxas de evaporação a que o ambiente do pântano está submetido, que favorece a neoformação de halita em diferentes profundidades ao longo dos perfis. Os resultados e as observações de campo sugerem que essas novas fases minerais são essencialmente o resultado da alta taxa de evaporação, transformação de matéria orgânica e de fases minerais primárias.

Palavras-chave: Geoquímica – Bragantina, Região (PA). Pântanos salinos. Minerais evaporitos.

ABSTRACT

The knowledge about the nature of depositional processes in the tidal flats, where the salt marsh are included, is very important to understand the tropical coastal ecosystem. Evaporitic minerals, like in Sabkhas, are observed in Bragança salt marsh during the dry season. Halite is deposited on the surface of the soil and gypsum and pyrite precipitate in the subsurface via capillary action out of brines brought up from the water table. The pedogenic processes in the salt marsh where dominate by chemical reactions like halomorphism, hydromorphism, sulfate reducing. The aim of this study is characterize the soil of Bragança salt marsh using the textural characteristics, mineralogical and geochemical composition of sediments. The sampling was performed in two transects located in both sides of the PA-458. Each transects have 3 profiles that arise 1 meter depth. The samples were collected by a dutch auger for augering shallow depths (20 cm). The granulometry of sediments was obtained with a laser granulometer and the mineralogical composition was performed by X-ray diffraction techniques. The sand grains were observed using a petrographic microscope with digital image capture. The neoformed minerals and silt+clay grains size were described using a scanning electron microscopy (SEM). In the soil were also studied the pH, electric conductivity, salinity, organic matter content, major, minor and trace elements using classical chemical methods, X-ray fluorescence and atomic absorption spectrometry. Gleysol present in salt marsh show silty-clayey grain size, massive texture, slightly sticky to sticky, very plastic to slightly plastic and friable to compact. Mineralogical it was composed of quartz, kaolinite, illite, smectite, pyrite, jarosite, polyhalite and halite. The pH values ranged from high acidity to acid and the lowest value was found in the depth of 70-90 cm (pH = 3.85), profile P4. Some profiles shown in the Zone 2, where pH is much acid, yellow to orange mottles which corresponds to pyrite oxidation. Based on composition of the adsorption complex of studied soil profiles, the profiles showed high CEC due to the large amount of organic matter and clay minerals. The dominance of Na^+ and Mg^{2+} , followed by Ca^{2+} and K^+ assigning to soil eutrophic character. Only the profile P4, B transect, showed dystrophic character. All profiles shown high sodium concentration, characterizing the salt marsh soil as "Solonchak" and therefore may be classified as Salic Sodic Gleysol. The salt marsh soil contains high values of SiO_2 , Al_2O_3 and Fe_2O_3 , which reflect its major minerals. Illite, smectite, polyhalite, halite and pyrite are characteristics of salt marsh environment, where the sedimentation occur under the influence of sea water which contributes to Na^+ , K^+ , Ca^{2+} , and Mg^{2+} . The presence of jarosite

indicates the oxidation of sulfides. The high amount of Na_2O reflect the strong evaporation rates under which the salt marsh environment is submitted, and support the neoformation of halite at different depths along a profile. The results and the field observations suggests that the new mineral phases are essentially the result of high evaporation rate, organic matter content, primary mineral phases.

Key words: Geochemistry - Bragantina, Region (PA). Salt marsh. Evaporite minerals.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1	Interação entre os sistemas, o pântano se comunica continuamente com o sistema aquático.	6
Figura 2	(A) Gramínea típica de pântanos salinos em período chuvoso; (B) Detalhe mostra a camada de sal resultante da evaporação da água do pântano no período de estiagem, sobre a gramínea seca; (C) Avicennia, típica de áreas muito salinas; (D) Detalhe mostra os cubos de sal transpirados pelas folhas de Avicennia.	7
Figura 3	Formas reduzidas de compostos químicos dominantes em solos secos/inundados. Fonte: modificada de Reddy & DeLaune, 2008.	9
Figura 4	(A) Feições provocadas pela estiagem; (B) Cristais de gipso presentes na superfície; (C) Crosta de halita; (D) Esteiras de algas.	11
Figura 5	Imagens de feições encontradas em sabkhas.	13
Figura 6	Localização da área de estudo, pântanos salinos situados na rodovia PA-458, que liga Bragança à vila de Ajuruteua	16
Figura 7	Rhizophora, Avicennia e Langularia sp., vegetação característica de manguezais, campos herbáceos e arbustivos sobre a planície costeira, Bragança-Pa.	18
Figura 8	Pântano salino de Bragança, foto tirada em 2009, no período chuvoso.	18
Figura 9	Imagem de satélite indicando os pontos de coleta, no pântano salino.....	21
Figura 10	(A) Testemunhador semi-cilíndrico de aço-carbono, utilizado em amostragens de sedimentos; (B) Trado Holandês.	22
Figura 11	Tubos de polietileno, parte interna e externa da centrífuga Heraeus Christ.	23
Figura 12	Granulômetro da marca Fritsch, modelo ANALYSETTE 22 MICROTEC PLUS, realiza leituras de frações até 2 mm.	23
Figura 13	Imagem do Goniômetro do Difratômetro de Raios-x PANalytical, modelo XPERT PRO MDP (PW 3040/60).	25
Figura 14	Equipamento LEO 1430, Zeiss, para análise micromorfológica.	26
Figura 15	Equipamento Leica DM 2500 P, modelo com captura de imagem digital e software LAZ.	26

Figura 16	Espectrômetro de Absorção Atômica utilizado na leitura da concentração dos elementos maiores e traço.	33
Figura 17	Gráfico demonstrativo das porcentagens de areia, silte e argila, nas classes básicas de textura de solo. Fonte: Vieira & Vieira, 1981.	34
Figura 18	Perfil P2, onde observa-se a discriminação das características dos horizontes.	36
Figura 19	Tapetes microbianos presentes em sistemas sedimentares evaporíticos. “Petees” são os padrões poligonais visíveis na superfície do tapete.	37
Figura 20	coletados no pântano salino, plotados no gráfico que possui as classes básicas de textura de solo. Fonte: Vieira & Vieira, 1981.	38
Figura 21	Porcentagem das frações granulométricas em profundidade, transecto A (P1, P6 e P7) e transecto B (P3, P4 e P5).	39
Figura 22	Histograma representativo dos perfis contendo duas populações representadas.	41
Figura 23	DRX em amostra total do perfil P1, profundidade 0-20, 50-70 e 90-100 cm.	42
Figura 24	Foto em microscópio com luz natural, de grãos angulosos, sub-angulosos e arredondados encontrados no pântano salino, na amostra P1 0-20 cm.	43
Figura 25	DRX em amostra total do perfil P3, profundidade 0-20, 40-60 e 80-100 cm.	43
Figura 26	DRX em amostra total do perfil P4, profundidade 0-20, 30-50 e 70-90 cm.	44
Figura 27	DRX em amostra total do perfil P5, profundidades 0-20, 40-60 e 80-100 cm. Presença de caulinita (Kln), jarosita (J), quartzo (Qtz) e halita (Hl).	45
Figura 28	Gretas de contração provocadas pela estiagem.	45
Figura 29	DRX em amostra total do perfil P6, profundidade 0-20, 40-60 e 80-100 cm. Presença de caulinita (Kln), jarosita (J), quartzo (Qtz) e halita (Hl).	46
Figura 30	DRX em amostra total do perfil P7, profundidade 0-20, 40-60 e > 60 cm. Presença de caulinita (Kln), polihalita (Ph) e quartzo (Qtz).	46
Figura 31	Salmouras ricas em halita, potássio e magnésio, que reagem com anidrita para precipitar a polihalita. Foto de crosta de halita+gipsita observada no pântano salino em outubro de 2009. 1) Cristais de halita e 2) Cristais de gipso.	47

Figura 32	Difratograma da amostra P1-0-20 orientada do perfil P1, profundidade 0-20 cm indicando a presença de illita/esmectita (Ill/Esm), caulinita (Kln) e illita (Ill).	48
Figura 33	Fotomicrografia ao MEV de seqüência de frústulas de diatomáceas em diferentes fases de conservação nos sedimentos do pântano salino estudado.	49
Figura 34	Fotomicrografia ao MEV de cristais de halita, com seu hábito cúbico característico e gipsita formando agregados de cristais com aspecto prismático acicular.	49
Figura 35	EDS dos pontos 1 e 2 indicando a presença de sulfato de cálcio e cloreto de sódio.	50
Figura 36	Relação do pH com a profundidade medidos nos transectos A e B.	51
Figura 37	Relação da condutibilidade elétrica com a profundidade medidos nos transectos A e B.	53
Figura 38	Distribuição dos elementos maiores no solo do pântano salino, ao longo do perfil P1, transecto A.	61
Figura 39	Distribuição dos elementos maiores no solo do pântano salino, ao longo do perfil P6, transecto A.	62
Figura 40	Distribuição dos elementos maiores no solo do pântano salino, ao longo do perfil P7, transecto A.	63
Figura 41	Distribuição dos elementos maiores no solo do pântano salino, ao longo do perfil P3, transecto B.	64
Figura 42	Distribuição dos elementos maiores no solo do pântano salino, ao longo do perfil P4, transecto B.	65
Figura 43	Distribuição dos elementos maiores no solo do pântano salino, ao longo do perfil P5, transecto B.	65
Figura 44	Diagramas de comparações geoquímicas entre as amostras do solo no pântano salino (transecto A e B) e os sedimentos coletados no estuário do Rio Marapanim (Berrêdo, 2006).	67

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 - Principais unidades morfológicas da área de estudo, suas sub-unidades e área de abrangência.....	20
Tabela 2 – Médias das frações granulométricas dos dois transectos.	40
Tabela 3 – Porcentagem de carbono orgânico, matéria orgânica e argila.	54
Tabela 4 – Atributos químicos dos perfis amostrados.	56
Tabela 5 – Composição química dos sedimentos do transecto A, Pântano Salino de Bragança. (valores em %-Peso).	59
Tabela 6 – Composição química dos sedimentos do transecto B, Pântano Salino de Bragança. (valores em %-Peso).	60
Tabela 7 – Comparação entre a composição química de manguezais, pântano salino e Folhelhos.	66

SUMÁRIO

DEDICATÓRIA.....	iv
AGRADECIMENTOS.....	v
EPÍGRAFE.....	vi
RESUMO.....	vii
ABSTRACT.....	ix
LISTA DE ILUSTRAÇÕES.....	xi
LISTA DE TABELAS.....	xiv
1 INTRODUÇÃO.....	1
2 REVISÃO DE LITERATURA	
2.1 ECOSISTEMA MANGUEZAL.....	4
2.2 IMPORTÂNCIA DO ECOSISTEMA E COMPONENTES.....	4
2.3 SALINIZAÇÃO DO MANGUEZAL.....	5
2.4 PÂNTANOS SALINOS.....	6
2.5 ESPÉCIES VEGETAIS DE PÂNTANOS.....	9
2.6 SOLOS DE PÂNTANOS.....	9
2.7 PÂNTANOS SALINOS DE BRAGANÇA.....	13
2.8 SABKHAS.....	14
3 OBJETIVO GERAL.....	17
4 ÁREA DE ESTUDO	
4.1 LOCALIZAÇÃO.....	18
4.2 CLIMA.....	19
4.3 VEGETAÇÃO.....	19
4.4 ASPECTOS GEOLÓGICOS E SOLOS.....	21
5 MATERIAL E MÉTODOS	
5.1 AMOSTRAGEM.....	23
5.2 ANÁLISE GRANULOMÉTRICA.....	24
5.3 ANÁLISE MINERALÓGICA.....	26
5.4 ANÁLISE POR MICROSCOPIA ELETRÔNICA DE VARREDURA.....	27
5.5 ANÁLISE PETROGRÁFICA.....	28
5.6 ANÁLISES QUÍMICAS E FÍSICO-QUÍMICAS.....	29
5.6.1 ph e Condutividade.....	29

5.6.2	Matéria Orgânica.....	29
5.6.3	Cátions Trocáveis, P e Al.....	30
5.5.4	Elementos maiores, menores e traço.....	34
5.5.5	Tratamento Estatístico.....	35
6	RESULTADOS E DISCUSSÕES	
6.1	DESCRIÇÃO DO PERFIL DE SOLO.....	36
6.2	ANÁLISE GRANULOMÉTRICA.....	37
6.3	MINERALOGIA.....	41
6.4	MICROSCOPIA ELETRÔNICA DE VARREDURA.....	48
6.5	pH E CONDUTIVIDADE ELÉTRICA.....	50
6.6	MATÉRIA ORGÂNICA.....	53
6.7	CÁTIONS TROCÁVEIS, P E AL.....	55
6.8	ELEMENTOS MAIORES, MENORES E TRAÇO.....	58
7	CONCLUSÕES.....	70
	REFERÊNCIAS.....	72

1. INTRODUÇÃO

No Brasil, os manguezais possuem extensão de 20.000 km² (Yokoya, 1995), o que equivale a mais de 12% do total de áreas cobertas por este ecossistema em todo o planeta. O estabelecimento de manguezais depende principalmente da existência de temperatura atmosférica superior a 15°C e a presença de águas rasas. Há a necessidade que determinadas áreas estejam protegidas contra a ação das ondas, caso contrário poderiam impedir a fixação e desenvolvimento adequado das plântulas, considerando a mobilidade do substrato que o manguezal costuma colonizar (Alongi 1989).

As contribuições mineralógicas desse ecossistema (aluminossilicatos e óxi-hidróxidos de ferro) transportadas em suspensão, os íons marinhos dissolvidos (Na⁺, K⁺, Ca²⁺ e Mg²⁺, SO₄²⁻) e o plâncton (diatomáceas), constituem a base para múltiplos e complexos processos geoquímicos que ocorrem na planície lamosa, através de reações da matéria orgânica com os íons sulfato e os produtos da degradação de minerais detríticos (Michalopoulos & Aller, 1995).

A mineralogia primária controla a composição química dos sedimentos dos manguezais e a formação de novos minerais em meio redutor, associado à decomposição da matéria orgânica (Berrêdo, 2006).

A Região Bragantina, localizada a 200 km a noroeste de Belém, possui fatores como a pluviosidade e outros fatores abióticos que influenciam no sucesso do estabelecimento dos bosques de mangues. No estuário do rio Caeté, localizado nesta região, situa-se a segunda maior região de manguezal do norte do Brasil, com uma abrangência de aproximadamente 220 km² (Wolff et al., 2000).

Estudo realizado por Boulhosa e Souza Filho (2005) identificou no litoral Bragantino três feições morfológicas principais: a) *Planalto Costeiro* que corresponde ao embasamento dos depósitos holocênicos, ocorre em altitudes médias de 30m podendo chegar a 50m; b) *Planície de maré*, subdividida em cobertura retrabalhada de supramaré (5 a 15m), manguezal (0 a 5m), cheniers (10 a 20m), e pântanos salinos ou Campos; e c) *Planície litorânea*, representada pelas subunidades Praias flecha Barreira (0 a 5m), Paleodunas (5 a 20m), interdunas (5 a 10m), dunas costeiras atuais (parabólicas piramidais e longitudinais) chegam a até 25m, sistema de lagos e deltas de maré vazante.

As planícies de maré são de grande importância para o entendimento da natureza dos processos deposicionais nela atuantes e para o entendimento do sistema ecológico costeiro tropical. Essas são dominadas por espécies vegetais típicas às quais se associam a outros

componentes da flora e da fauna, microscópicos e macroscópicos, adaptados a um substrato periodicamente inundado, com grandes variações de salinidade (Souza Filho, 1995).

Os pântanos, para efeito da Convenção sobre Zonas Úmidas de Importância Internacional (Ramsar, 1971), da qual o Brasil é signatário, são áreas de água, natural ou artificial, permanente ou temporária, estagnada ou corrente, doce, salobra ou salgada, incluindo áreas de água marítima com menos de seis metros de profundidade na maré baixa (art. 1o, Convenção de Ramsar, 1971).

Souza Filho, (2000) afirma que a formação dos pântanos ocorre durante eventos transgressivos, onde a subida do nível do mar provoca erosão dos depósitos do Grupo Barreiras na Planície Costeira Bragantina formando falésias ativas, além da migração de um lençol transgressivo constituído por depósitos de baixios de maré, praias e cordão de duna e praia. Este evento afoga a rede de drenagem, que foi progressivamente colmatada, evoluindo para uma seqüência de preenchimento de paleoestuários, representada pelo pântano salino. Estes são alimentados principalmente por sedimentos finos fluviais, oriundos da planície lamosa e são subdivididos em: (a) Pântano Salino Interno - permanece alagado durante o período chuvoso e fica totalmente seco durante o período de estiagem e (b) Pântano Salino Externo - situado no limite do Planalto Costeiro com a floresta secundária, é limitado externamente pela planície costeira lamosa com a vegetação do mangue. O pântano salino externo possui a mesma morfologia do pântano salino interno, diferenciando-se deste por ser relativamente mais baixo e por sofrer influência diária das marés.

Souza Filho (op. cit.) ressalta que os pântanos salinos possuem como característica, uma camada superficial rica em fragmentos orgânicos, seguida de lama oxidada maciça, com areias formando acamamento lenticular. Feições de bioturbação também ocorrem ao longo do pacote lamoso e a espessura deste, depende da deposição de argilas na forma de flocos ou de grânulos de granulometria maior.

Na literatura sobre manguezais, é comum encontrar autores que tratam os sedimentos onde há o desenvolvimento de espécies vegetais halófitas adaptadas a condições de intensa salinidade e de hidromorfismo, por solos (Schaeffer-Novelli, 1991).

Nesta dissertação adotaremos o termo solos salinos para as os sedimentos dos pântanos salinos onde haja fixação de vegetação. Esta definição está baseada na classificação de 1998 de SOIL SURVEY STAFF, em que os solos são “corpos naturais constituídos de partes sólidas (materiais minerais e orgânicos), líquidas e gasosas, que ocorrem na superfície terrestre, ocupam espaço e apresentam pelo menos uma das seguintes características: (i) consistem de seções aproximadamente paralelas (denominadas horizontes ou camadas), que

se distinguem do material de origem, inicial, como resultado de adições, perdas, translocações e transformações de energia e matéria e/ou (ii) tem habilidade de suportar o desenvolvimento do sistema radicular de espécies vegetais, em um ambiente natural”.

Os solos salinos ocorrem em regiões em que altas taxas de evaporação superam os índices pluviométricos. Esses solos apresentam normalmente predominância das frações granulométricas mais finas, elevado conteúdo em matéria orgânica e sais solúveis.

A combinação dos elevados conteúdos de matéria orgânica com a condição anaeróbia, as fontes de Fe reativo (óxidos dos sedimentos) e as fontes de SO_4^{2-} (água do mar) disponíveis, fazem dos solos de mangue, particularmente os dos campos salinos, um ambiente propício à ocorrência da redução bacteriana do sulfato a sulfeto e seu consequente acúmulo sob a forma de pirita, desencadeando o processo conhecido como piritização ou sulfidização (Boom et al., 1999; Cha et al., 1999; Böttcher et al., 2000; Otero, 2000).

O halomorfismo (meio concentrado em sais e com valores de pH entre 5,0 e 9,6), gerado pela influência do mar, e o hidromorfismo (meio não-percolante), causado pela marcante presença da água nos solos de mangue, tornam a hidrólise ácida (perda de sílica e bases), comum em solos bem drenados, inoperante nestes ambientes. O intemperismo torna-se predominantemente salinolítico durante os períodos de forte evaporação, fazendo com que o processo cristal químico da bissialitização predomine nestes solos (Prada-Gamero et al. 2004).

A origem dos argilominerais em ambientes costeiros com influência constante dos aportes marinhos e fluviais pode ser de dois tipos: detrital (alóctone) ou autóctone. Argilominerais de origem detrital são trazidos de outros ambientes pela ação hídrica e, ou, eólica, enquanto os argilominerais autóctones são formados *in situ*. A origem autóctone de argilominerais, por sua vez, pode ter dois caminhos: a precipitação direta, a partir de íons presentes na solução (halmirólise), e a transformação, a partir de um mineral precursor (Hillier, 1995).

2. REVISÃO DE LITERATURA

2.1. ECOSSISTEMA MANGUEZAL

Os manguezais são desenvolvidos em clima equatorial quente e úmido, com estação chuvosa e seca muito bem definidas e precipitação média anual em torno de 2.500 mm. A temperatura do ar varia de 25° a 27° C e a umidade relativa de 80% a 91% (Martorano et al.

1993). Estão distribuídos a partir de 04°30' N a 28°30' S ao abrigo uma ampla gama de condições ambientais. Esta grande diversidade de condições de crescimento se traduz em árvores de forma, atributos estruturais e arranjos espaciais variáveis. A variabilidade florística é limitada pelo fato de que as florestas de mangue são compostas por poucas espécies (Schaeffer-Novelli; Cintron-Molero & Camargo, 1990).

Os solos de mangue são solos halomórficos desenvolvidos a partir de sedimentos marinhos e fluviais com presença de matéria orgânica e que ocorrem em regiões de topografia plana na faixa costeira sob a influência constante do mar. Todas as classes de solos dessas áreas estão associadas à influência marcante da água, podendo ocorrer: areias quartzosas marinhas e podzóis hidromórficos (em terraços arenosos), solos glei, orgânicos com tiomorfismo e aluviais (Lani, 1998).

O ecossistema manguezal se desenvolve em zonas litorâneas associadas a cursos d'água, em áreas encharcadas, salobras e calmas, com influência das marés, porém, não atingidos pela ação direta das ondas. Toma-se como elo entre ambientes marinho, de água doce e terrestre, caracterizando-se por uma constante conquista de novas áreas devido ao acúmulo de grandes massas de sedimentos e detritos trazidos pelos rios e mar (Rossi & Matos, 1992).

Os manguezais são sistemas funcionalmente complexos, altamente resilientes e resistentes, portanto estáveis (Schaeffer-Novelli, 1991).

2.2. IMPORTÂNCIA DO ECOSSISTEMA E COMPONENTES

O ecossistema manguezal e os seus componentes encontram-se entre as zonas úmidas de importância internacional no contexto da Convenção de Ramsar (1971).

O manguezal é fonte de madeira, remédios, óleos, alimentos, entre outros, além da função básica exercida pelo manguezal, que é a proteção da linha de costa, contra a invasão do mar. Este ecossistema é considerado um dos mais produtivos do mundo e segundo Carmo et al (1994), a fauna do manguezal é composta por espécies residentes e visitantes.

A riqueza biológica dos ecossistemas costeiros faz com que essas áreas sejam os grandes “berçários” naturais, tanto para as espécies características desses ambientes, como para outros animais que migram para as áreas costeiras durante, pelo menos, uma fase do ciclo de vida. As áreas úmidas ou “wetlands” compostas pelo ecossistema manguezal e seus componentes, tais como o pântano salino, suportam altas concentrações de aves, espécies de mamíferos, répteis, anfíbios, peixes e invertebrados. Das 20.000 espécies de peixe do mundo,

mais de 40% vivem em água doce. Esse ecossistema é também um importante depósito de material genético vegetal (Ramsar, 1971).

A fauna e a flora de áreas litorâneas representam significativa fonte de alimentos para as populações humanas. Os estoques de peixes, moluscos e crustáceos apresentam expressiva biomassa, constituindo excelentes fontes de proteína animal de alto valor nutricional. Os recursos pesqueiros são considerados como indispensáveis à subsistência das populações tradicionais da zona costeira, além de alcançarem altos preços no mercado internacional, caracterizando-se como importante fonte de divisas para o País (Schaeffer-Novelli, 1991).

2.3. SALINIZAÇÃO DO MANGUEZAL

A salinização do manguezal pode ocorrer por fatores naturais ou antrópicos, Berrêdo et al. (2008) ao estudar o estuário do rio Marapanim concluiu que a variação climática na zona costeira do Pará interfere, principalmente, na variação do teor de sais das águas estuarinas. O aumento da evapotranspiração foi considerado o fator preponderante para a dessecação e a salinização de sedimentos situados topograficamente mais elevados em relação às áreas de inundações das marés. O efeito da sazonalidade da região, a distribuição anual das chuvas, das características morfológicas e sedimentológicas dos manguezais, a evapotranspiração e o regime das marés, contribuem decisivamente para a oxidação total ou parcial dos sedimentos em superfície, modificando a mineralogia e as características químicas e físico-químicas das águas intersticiais.

O estudo realizado por Ferreira Melo & Neto (2008) mostrou a influência antrópica na salinização do ecossistema, já que o crescimento da carcinicultura no Nordeste vem sendo associado à destruição de um dos ecossistemas mais complexos do planeta, o manguezal, além de atingir mata ciliar e carnaubais e causar danos cumulativos às bacias hidrográficas onde se inserem. A mortandade da vegetação e a hipersalinidade foram observadas após a implantação desses viveiros.

2.4. PÂNTANOS SALINOS

Pântanos salinos são as zonas costeiras caracterizadas por densa vegetação de ervas, gramíneas e arbustos baixos e sujeitas a inundação periódica de água salina e água doce de fontes adjacentes (Adam, 1990).

A sua formação ocorre em zonas costeiras, onde o movimento da água do mar é moderado, permitindo acumulação de sedimentos e desenvolvimento de espécies vegetais. São encontrados em praticamente todas as latitudes e geralmente associados a manguezais. Eles podem sobrepor habitats terrestres, indicando que o nível do mar subiu e trouxe sedimentos da área de supramaré para a área de intermaré. Esses ambientes de intermaré são rotineiramente expostos como possuidores de ambas as condições, marinhas e terrestres (figura 1), sendo habitadas por organismos de ambas as condições tais como, angiospermas, insetos, pássaros e mamíferos, assim como por peixes, moluscos, algas e crustáceos. A natureza biogênica, associado ao estresse físico presente devido às condições salinas e inundações, por exemplo, é a chave para o entendimento da comunidade ecológica que faz parte desse importante habitat (Pennings & Bertness, 2001).

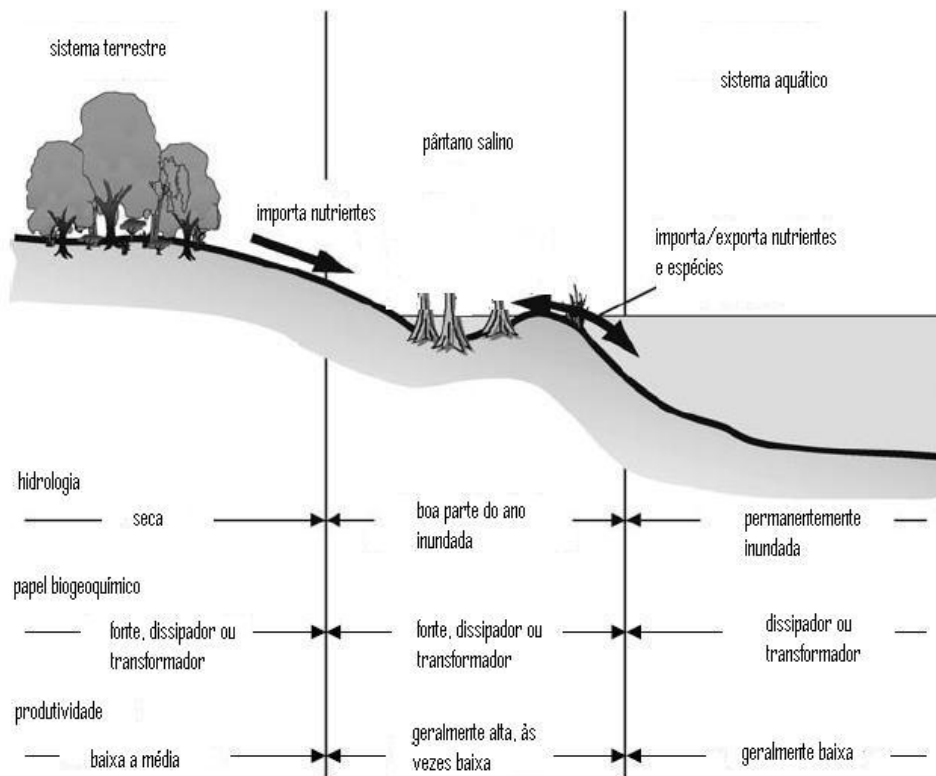


Figura 1- Interação entre os sistemas, o pântano se comunica continuamente com o sistema aquático.

Fonte: Modificada de (Reddy & DeLaune, 2008).

Estas zonas húmidas são também caracterizadas por possuírem plantas tolerantes a salinidade, como as do gênero *Spartina*, *Avicennia* e outras. Os solos podem variar de mineral para orgânico, apresentando acumulação de sulfetos. Recebem carga de nutrientes a partir de

bacias hidrográficas adjacentes e de água corrente, assim esses ecossistemas apresentam altas taxas de produtividade primária (Reddy & De Laune, 2008).

Segundo Odum (1988) o estresse salino deve reduzir a diversidade de plantas em comparação com pântanos de água doce e corrente e Pennings et al. (2009) acrescentam que a altura da vegetação diminuiu com o aumento da salinidade, considerando que a biomassa da parte aérea diminuiu em locais com salinidade elevada (figura 2). Assim, os pesquisadores consideram em termos evolutivos, que a salinidade representa uma barreira quase intransponível, que impede a evolução da maioria espécies vegetal.



Figura 2 – (A) Gramínea típica de pântanos salinos em período chuvoso; (B) Detalhe mostra a camada de sal resultante da evaporação da água do pântano no período de estiagem, sobre a gramínea seca; (C) Avicennia, típica de áreas muito salinas; (D) Detalhe mostra os cubos de sal formados sobre as folhas por evapotranspiração de Avicennia.

A evolução de um pântano salino é acompanhada pela interação de processos físicos (inundação e salinidade) e biológicos. O fluxo de maré tende a causar erosão, enquanto que a vegetação submersa durante a maré alta influencia na taxa de deposição dos sedimentos. Com um aumento do nível da água do mar, uma plataforma de rede de canais e pântanos é construída, com taxas de acreção igual à taxa de aumento do nível do mar (Kirwan & Murray, 2007).

Modelos e estudos de campo realizados por Kirwan & Murray (op. cit.), demonstram que um aumento moderado do nível da água do mar sobre a plataforma promove a deposição de sedimentos e sugerem que pântanos têm capacidade de preservar a sua morfologia em resposta às mudanças ambientais. A vegetação é um importante mecanismo de preservação, pois sem ela a profundidade aumentaria. A contínua subsidência, erosão, subida do nível do mar, e alterações antropogênicas (remoção de sedimentos costeiros), podem chegar ao ponto de impedir a fixação da vegetação ou rebrota, afetando assim, pântanos em todo o mundo. Em algumas regiões essas influências estão convertendo parcelas significativas dos pântanos em áreas de contato direto com as ondas do mar. O destino dos pântanos salinos é importante por questões práticas, pois deles provêm uma variedade de serviços ambientais, protegem a costa contra erosão, filtra os sedimentos e nutrientes da coluna d'água, servem como fontes, sumidouros e transformadores de materiais, além de serem berçários de diversas espécies.

2.5. ESPÉCIES VEGETAIS DE PÂNTANOS

Uma característica de pântanos salinos é o fato de que apenas um número relativamente pequeno de espécies de plantas é capaz de tolerar os graus de salinidade que ocorrem, assim é comum o desenvolvimento de espécies vegetais halófitas adaptadas a condições de intensa salinidade e de hidromorfismo, tais como *eleucharias sp.* e *spartina alterniflora* (Schaeffer-Novelli, 1991).

Como resultado, há grandes áreas geográficas em que existe uma uniformidade substancial na vegetação. Em alguns casos, a subdivisão pode ser baseada em temperaturas ou por tipo de solo. A vegetação dominante de ambientes salinos é essencialmente herbácea, apesar de alguns arbustos também ocorrerem. Além das ervas fanerógamas, campos salinos também podem carregar uma vasta vegetação de algas, que podem, em alguns lugares, ser tão importantes quanto às fanerógamas, formando estromatólitos (Reimold & Queen, 1974).

2.6. SOLOS DE PÂNTANOS

Em regra geral, neste ambiente, os processos físicos controlados pelas marés, são de grande importância no desenvolvimento deste ambiente. Nos pântanos salinos, a sedimentação ocorre a partir da concentração de sedimentos trazidos da planície de maré, no momento em que a energia das correntes decresce em direção a este ambiente.

Os solos dos pântanos são periodicamente inundados pelas marés. A decomposição da matéria orgânica nesses solos alagados rapidamente o empobrece em oxigênio, levando a formação de um ambiente anóxico. A química difere completamente daqueles solos bem drenados em diferentes caminhos, mas provavelmente a maior importância a ser considerada, é que a falta de oxigênio provoca a redução dos elementos (figura 3), como por exemplo, o processo de piritização (redução do sulfato para sulfeto) observado por Alongi, (1998).

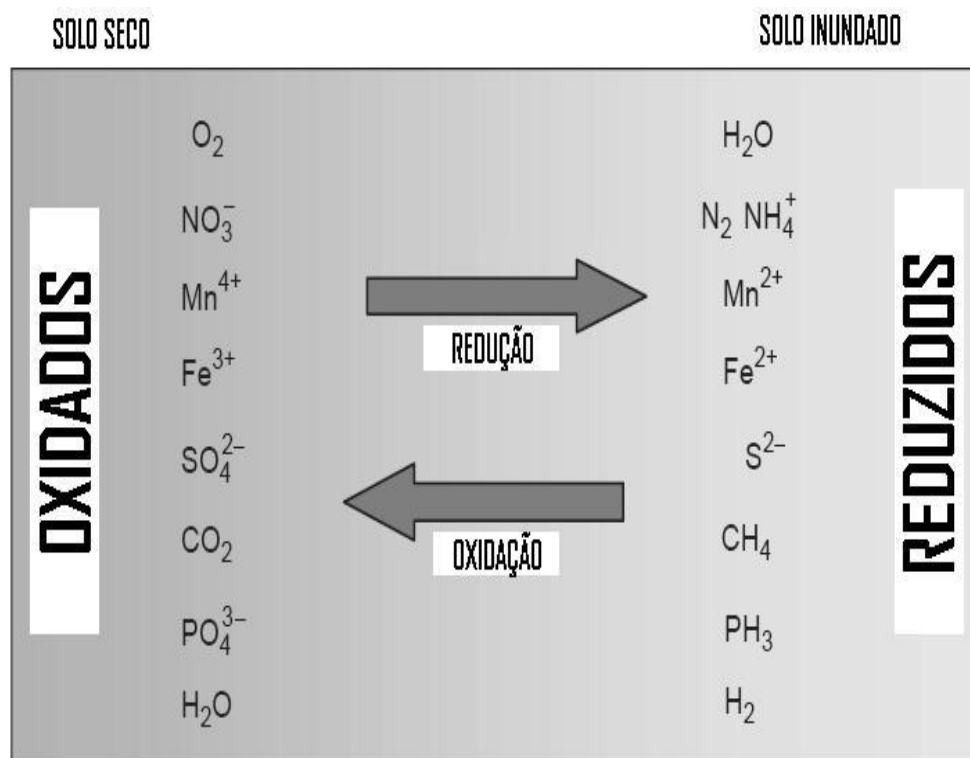


Figura 3 – Formas reduzidas de compostos químicos dominantes em solos secos/inundados.

Fonte: Modificada de (Reddy & DeLaune, 2008).

O ambiente anóxico desenvolve-se geralmente após alguns milímetros abaixo da superfície e a reação de sulfato redução é consequência principalmente de atividade microbiana e a via de mineralização do carbono.

Devido à decomposição da matéria orgânica e a saturação pela água, tais solos são de coloração acinzentada a preta com presença de sulfetos. São fracamente consolidados e podem atingir vários metros de espessura. A saturação de água anualmente resulta horizontes glei em razão de reações de oxi-redução. Os horizontes formados são:

- Horizonte A₁ parcialmente oxidado rico em matéria orgânica;
- Horizonte A₃ com alternância de oxidação e redução com aparecimento de zona matizada ou mosqueada;
- Horizonte C permanentemente reduzido com coloração azul esverdeada.

Em virtude da ação intermitente das águas, a ação oxidante dos microorganismos sobre a matéria orgânica é diminuída, ocasionando acumulação de material orgânico na superfície, não permitindo a existência de horizonte superficial reduzido. Logo a seguir, na formação do horizonte intermitentemente irrigado, o manganês e o ferro são depositados como um mosqueado de aparência ferruginosa ou em faixas caso a difusão do oxigênio seja rápida. Caso a difusão do oxigênio no solo seja lenta, o ferro e o manganês são depositados como concreções. Por ação de infiltração em faixa freática, assim como ascensão por capilaridade surge zona de saturação permanente. Esta zona que existe independente da maré possui a coloração azul esverdeada devido aos componentes de ferro presentes no perfil (Silva e Nascimento, 2006).

Além das características já citadas típicas de solos glei, no perímetro do pântano salino encontramos características semelhantes às de sabkhas (Warren & Kendall, 1985) e outros ambientes áridos, pois se observa feições de intensa evaporação da água do solo, esteiras de algas, intermitente precipitação de sulfato de cálcio (gipso) em pequenas lagoas, além de uma efêmera crosta de cloreto de sódio (halita) (figura 4).

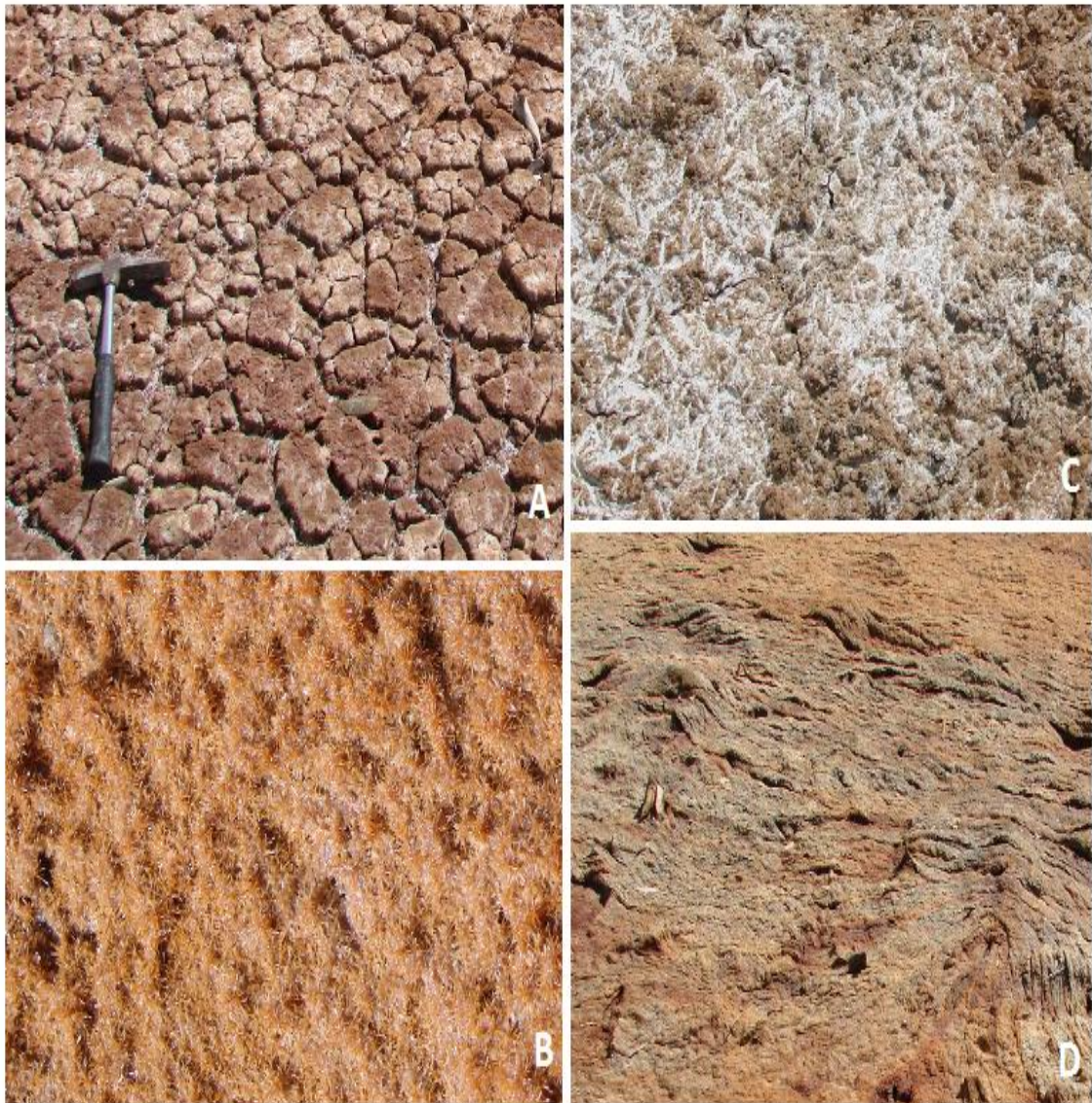


Figura 4 – (A) Feições provocadas pela estiagem; (B) Cristais de gipso presentes na superfície; (C) Crosta de halita; (D) Esteiras de algas.

Quando esses solos nos pântanos experimentam algum tipo de drenagem (natural ou artificial) ou mesmo, quando os pântanos sofrem forte evaporação, os solos são expostos a condições aeróbias, e têm a passagem de seus valores de pH normalmente próximos à neutralidade para valores inferiores a três, por causa da oxidação dos sulfetos e da formação de ácido sulfúrico por ela gerada (EMBRAPA, 1999).

Feições de bioturbação podem ocorrer e em virtude da alimentação da macrofauna e atividades de construção de galerias, a macrofauna bentônica também pode afetar a química dos sedimentos. As escavações feitas podem resultar em ampla troca entre a água superficial e a intersticial (Aller, 2001) e o poliqueta *Diversicolor nereis* é um exemplo de uma espécie abundante em muitos pântanos salinos (Mason et al. 1991).

A mineralogia primária controla a composição química dos sedimentos e a formação de novos minerais em meio redutor, associado à decomposição da matéria orgânica; esse é o caso da pirita (FeS_2), produto final dos processos de sulfato-redução, cuja formação depende da disponibilidade do ferro reativo ou do alumínio, no caso de aluminossilicatos formados a partir da sílica biogênica presente como diatomáceas nos sedimentos (Berrêdo et al., 2008).

Segundo Prakasa & Swamy (1987), a composição mineralógica dos solos glei apresenta, com frequência, sequências relativas de minerais de argila correspondentes, principalmente, a montmorilonita > caulinita > illita > clorita. Minerais, como o quartzo, halita e jarosita, também podem compor a assembleia mineralógica desses solos (Marius & Lucas, 1991). Outros minerais, como a “glaucônita” (illita dioctaedral com Fe^{2+} e Fe^{3+} nas posições octaedrais), podem se formar de acordo com as condições geoquímicas presentes nestes ambientes (Fanning et al., 1989).

Segundo Hilier (1995), os minerais desses solos podem ser originados de forma detrital, trazidos de outros ambientes pela ação hídrica e/ou eólica, ou de forma autóctone, formados *in situ*. Os argilominerais podem ser usados como um bom indicador da área fonte do intemperismo, intensidade e maturidade das rochas, sedimentos marinhos e fluviais. Quanto maior a distância da área de origem dos sedimentos em suspensão, estes apresentam uma assembleia de minerais de argila que podem ser alteradas em relação ao transporte, a deposição, remobilização (processos diagenéticos podem ocorrer durante o armazenamento temporário no sedimento; illita- esmectita e de caulinita, por exemplo) e insumos de tributários diferentes (Guyot et al., 2007).

2.7. PÂNTANOS SALINOS DE BRAGANÇA

A planície costeira bragantina encontra-se em um ambiente de macromaré, com variação do nível do mar de até 5,5 metros (DHN, 2009). Segundo Souza Filho & El-Robrini (1998), o nível do mar que durante o Pleistoceno terminal se aproximava da quebra do talude, subiu até o Holoceno (6.000 anos A.P.), afogando parcialmente as planícies costeiras. A indicação deste fenômeno está nas falésias mortas esculpidas no planalto costeiro do estado do Pará.

O fenômeno de afogamento da planície costeira é conhecido como Transgressão Holocênica (5.100 anos A.P.), e é responsável pelo afogamento de cursos fluviais, que evoluíram para estuários e pântanos salinos (Souza Filho, 1995).

Os sedimentos dos pântanos salinos constituem a primeira fase de sedimentação transgressiva da Planície Costeira Bragantina, representando o limite mais inferior do trato de sistema transgressivo. A deposição ocorre a partir da concentração dos sedimentos trazidos pela planície de maré no momento em que a energia destas correntes decresce em direção a este ambiente e a espessura do pacote lamoso está associada ao transporte de sedimentos finos em suspensão, além de processos de floculação físico-química das argilas, formação de organo-argilas e migração de sedimentos biogênicos, segundo Souza Filho & El-Robrini (1998).

2.8. SABKHAS

A existência de salmouras ricas em halita e gipso são semelhanças entre pântanos salinos e sabkhas, porém estes são ambientes totalmente diferentes. Os pântanos ocorrem geralmente associados a manguezais, regiões quentes e úmidas e os sabkhas são característicos de regiões desérticas, quentes e áridas.

O ambiente de evaporação mais comum, onde o sal exposto forma uma crosta na superfície do solo é chamado de sabkha (Kinsman, 1969) (figura 5). A formação das salmouras encontradas depende de condições climáticas e fisiográficas favoráveis. Tais ambientes de intensa evaporação podem estar presentes nas periferias das grandes bacias de água salgada.



Figura 5 – Imagens de feições encontradas em sabkhas.
Fonte: Imagens 2009.

Segundo Kinsman *op. cit.*, sabkhas costeiros são formados por deposição de sedimentos marinhos, e os evaporitos associados, são precipitados a partir da água do mar. Sabkhas continentais possuem influência de sedimentos continentais e marinhos, e os evaporitos associados são precipitados a partir da evaporação de águas continentais. Sabkhas são superfícies geomórficas equilibradas e influenciadas pelo nível local das águas subterrâneas.

Essas planícies de supramaré são ambientes costeiros onde ocorrem evaporitos e são essencialmente de baixo aporte de sedimentos clásticos e altas taxas de evaporação. Os evaporitos formados em sabkhas, adjacentes a um corpo d'água (marinho ou não marinho) em clima árido, são na sua grande maioria componentes de um perfil de solo nas zonas vadosas e freáticas. O sedimento evaporítico se forma dentro de um sedimento hospedeiro, mais abundante, e que se comporta como matriz, e cuja composição pode ser tanto carbonática, siliciclástica ou mista. Gipso, anidrita e halita são os minerais evaporíticos mais comuns, ainda que o influxo de águas continentais possa causar o aparecimento de inúmeros minerais dependendo da química de tais águas (Warren & Kendall, 1985).

A associação de fácies sedimentares tais como esteiras algálicas formadas na região intermaré nódulos e estruturas enterolíticas de sulfato de cálcio e cubos bem como formas esqueléticas de halita em uma matriz carbonática ou siliciclástica, costuma ser boas evidências para a identificação de um ambiente marginal do tipo sabkha (Warren & Kendall, *op. cit.*).

3. OBJETIVO GERAL

Partindo da hipótese de que o solo do pântano salino encontra-se em ambiente halomórfico, hidromórfico, sulfato redutor, a mineralogia destes solos deve, portanto, corresponder a estas condições. O objetivo deste trabalho é caracterizar e classificar os solos nos campos salinos de Bragança, na península Bragantina, por meio do estudo de suas características texturais, mineralógicas e sua geoquímica (parâmetros físico-químicos e químicos), com vistas em identificar e caracterizar os principais processos geoquímicos atuantes nestes solos.

4. CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

4.1 LOCALIZAÇÃO

O litoral NE do Pará perfaz 600 km de extensão, indo desde a foz do Rio Pará até a foz do Rio Gurupi, neste contexto encontramos a Planície Costeira Bragantina Estendendo-se desde a Ponta do Maiaú até a foz do Rio Caeté, esta região perfaz uma área de aproximadamente 1.570 km², com 40 km de linha costeira, e esta é extremamente irregular e recortada, com inúmeras baías e estuários, com cerca de 7.500 Km² (Souza Filho, 2000).

A área de estudo está inserida na planície costeira de Bragança, entre as coordenadas: 00°90'25" – 00°92'75" S e 46°70'75" – 46°70'25" W (figura 6).

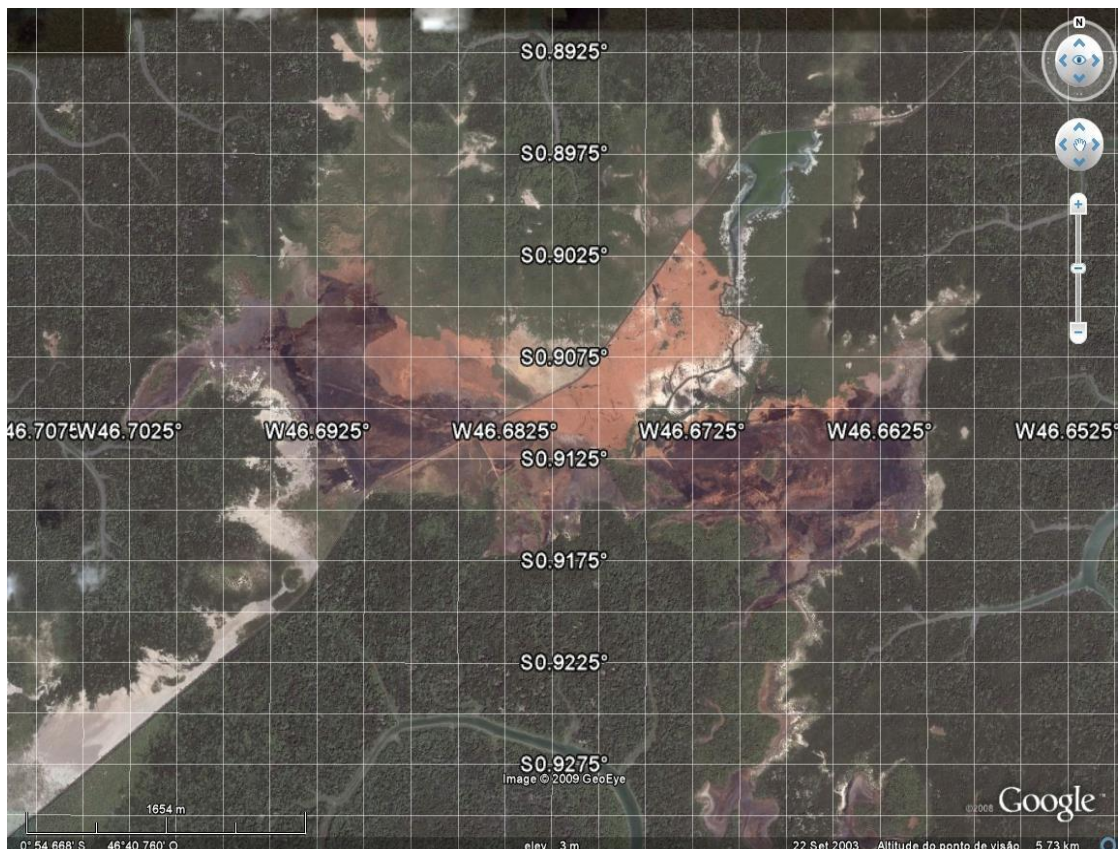


Figura 6 – Localização da área de estudo, pântanos salinos situados na rodovia PA-458, que liga a cidade de Bragança à vila de Ajuruteua. Fonte Google Earth (2009).

4.2 CLIMA

A região bragantina apresenta um clima tropical quente e úmido do tipo Am2, de acordo com a classificação de Köppen, citado por Martorano et al. (1993). Caracteriza-se por apresentar um período chuvoso bem acentuado nos meses de dezembro a maio e uma estação menos chuvosa nos meses de junho a novembro, com a precipitação pluviométrica média anual variando de 2.500 a 3.000 mm, enquanto a umidade relativa está entre 80 e 91%. A temperatura média anual é, aproximadamente, de 25,7 °C variando ao longo do ano de 20,4 °C a 32,8°C (Martorano et al. 1993).

Na região predominam os ventos alísios de NE, com velocidades médias de 7,9 m/s, principalmente, entre os meses de dezembro e maio. Esses ventos são, geralmente, precedidos de calmaria e, quase sempre, acompanhados de rajadas violentas e chuvas intensas. Entre os meses de junho e novembro, predominam os ventos E e SE, com intensidades moderadas (Silva 2001).

Nesta área predominam as macromarés semidiurnas, com altura média de 4,8 m e alturas máximas superiores a 5,5 m, durante as marés equinociais de sizígia (DHN 2009). As principais correntes que atuam no litoral paraense são as correntes de maré e, secundariamente, as correntes litorâneas resultantes da chegada das ondas na costa, que são responsáveis pelo transporte de sedimentos da plataforma continental para o litoral (Alves 2001).

4.3 VEGETAÇÃO

Esta se enquadra no contexto das florestas secundárias sobre o planalto costeiro e das formações pioneiras, representadas pela vegetação de mangue, campos herbáceos e campos arbustivos sobre a planície costeira (Souza Filho & El-Robrini 1998).

A vegetação de mangue ocupa toda a Planície Costeira de Bragança, penetrando em direção ao continente ao longo dos canais estuarinos. Esta vegetação ocorre nas áreas com influência de águas salinas e salobras, sendo constituídas somente por comunidades típicas, como *Rhizophora*, *Avicennia*, *Eleucharias* (figura 7) e *Laguncularia* (Lara, 2003). A cobertura vegetal desta região é caracterizada por um denso bosque de mangue e uma grande diversidade de ambientes sedimentares que incluem planícies de marés, pântanos salinos, cheniers, campos de dunas e outros (Souza Filho & Paradella 2003).

A vegetação herbácea ocupa áreas alagadas com influência pluvial e de águas salobras, estando representada pelos pântanos salinos vegetados, que têm como vegetação predominante a *Eleucharias sp* (Souza Filho & El-Robrini 1998) (figura 8).



Figura 7 – *Rhizophora*, *Avicennia* e *Langularia sp.*, vegetação característica de manguezais, campos herbáceos e arbustivos sobre a planície costeira, Bragança-Pa.



Figura 8 - Pântano salino de Bragança, foto tirada em 2009, no período chuvoso.

4.4 ASPECTOS GEOLÓGICOS E SOLOS

Souza Filho (1995) compartimentou a Planície Costeira Bragantina nos seguintes domínios morfológicos ao levar em consideração suas características sedimentológicas, forma, vegetação e processos físicos dominantes: (1) Planalto Costeiro, (2) Planície Aluvial, (3) Planície Estuarina e (4) Planície Costeira. Essas unidades e suas respectivas subunidades estão sintetizadas na tabela 1.

Os sedimentos da formação Barreiras (Terciário), de grande expressão na região e os depósitos holocênicos (quaternários), são as principais unidades geológicas da área. Apresentam relevo levemente ondulado, que acompanha o litoral paraense até a cidade de São Luís (Maranhão), estão em forma de falésias ativas, e assentam-se sobre a Formação Pirabas (Silva, 1998), podem constituir falésias inativas dispostas no interior da planície costeira. A Formação Barreiras é constituída por sedimentos clásticos, com litologia extremamente variável (conglomerados polimíticos com intercalações de sedimentos arenosos e argilosos), constituindo fácies sedimentares depositadas em ambientes de leque aluvial, planície de maré e fluvial (Rossetti et al. 1989). Arai et al. (1994) atribuíram idade Mioceno Inferior para esses depósitos; Mioceno Médio (Rossetti et al. 2001) e Mioceno Superior-Plioceno (Suguo & Nogueira 1999).

Os sedimentos quaternários também ocupam grandes áreas, representados por praias, dunas e paleodunas, pântanos salinos, planícies de maré, planície de maré lamosa, barras arenosas e lamosas, além dos depósitos aluviais (Silva, 1998).

Vieira et al. (1967) mapearam a ocorrência dos seguintes solos na região: latossolo amarelo, latossolo vermelho amarelo, latossolo concrecionário, podzol hidromórfico, regosol, glei pouco húmico, glei húmico e hidromórficos indiferenciados, estando em grupos separados ou associações de solos. A predominância é de solos de terra firme, apresentando, também, solos de mangue nas proximidades do litoral, hidromórficos e aluviais (SECTAM, 1999).

Tabela 1 - Principais unidades morfológicas da área de estudo, suas subunidades e área de abrangência (Souza Filho, 1995).

Domínios Morfológicos	Subunidades Morfológicas	Área (Km²)
Planalto Costeiro		493
	Canal Meandrante	
Planície Aluvial	Planície de Inundação	3
	Levee	
	Canal Estuarino	462
Planície Estuarina	Córrego de Maré	
	Planície de Inundação	
	Pântano Salino	83
	Manguezal	471
	Chenier	5,5
Planície Costeira	Planície Arenosa	49
	Dunas Costeiras	6,5
	Praias	

5. MATERIAIS E MÉTODOS

5.1 AMOSTRAGEM

Para a divisão dos pontos de coleta considerou-se a PA-458 no sentido que vai de Bragança para Ajuruteua. As coletas foram agrupadas em dois transectos (figura 9), um ao lado esquerdo da estrada PA-458, com os perfis P1, P6 e P7 e outro do lado direito da estrada, com os perfis P3, P4 e P5. As amostras foram obtidas através de testemunhos inicialmente coletados com testemunhador semicilíndrico de aço-carbono, com capacidade para coletar testemunhos de até 100 cm de comprimento e 8 cm de diâmetro, porém esta ferramenta não se mostrou eficaz para coleta nas condições apresentadas pelo solo (aderência a ferramenta). Os perfis possuíam 1 m e adotou-se para a coleta o trado holandês, com capacidade para coletar a cada 20 cm (figura 10).

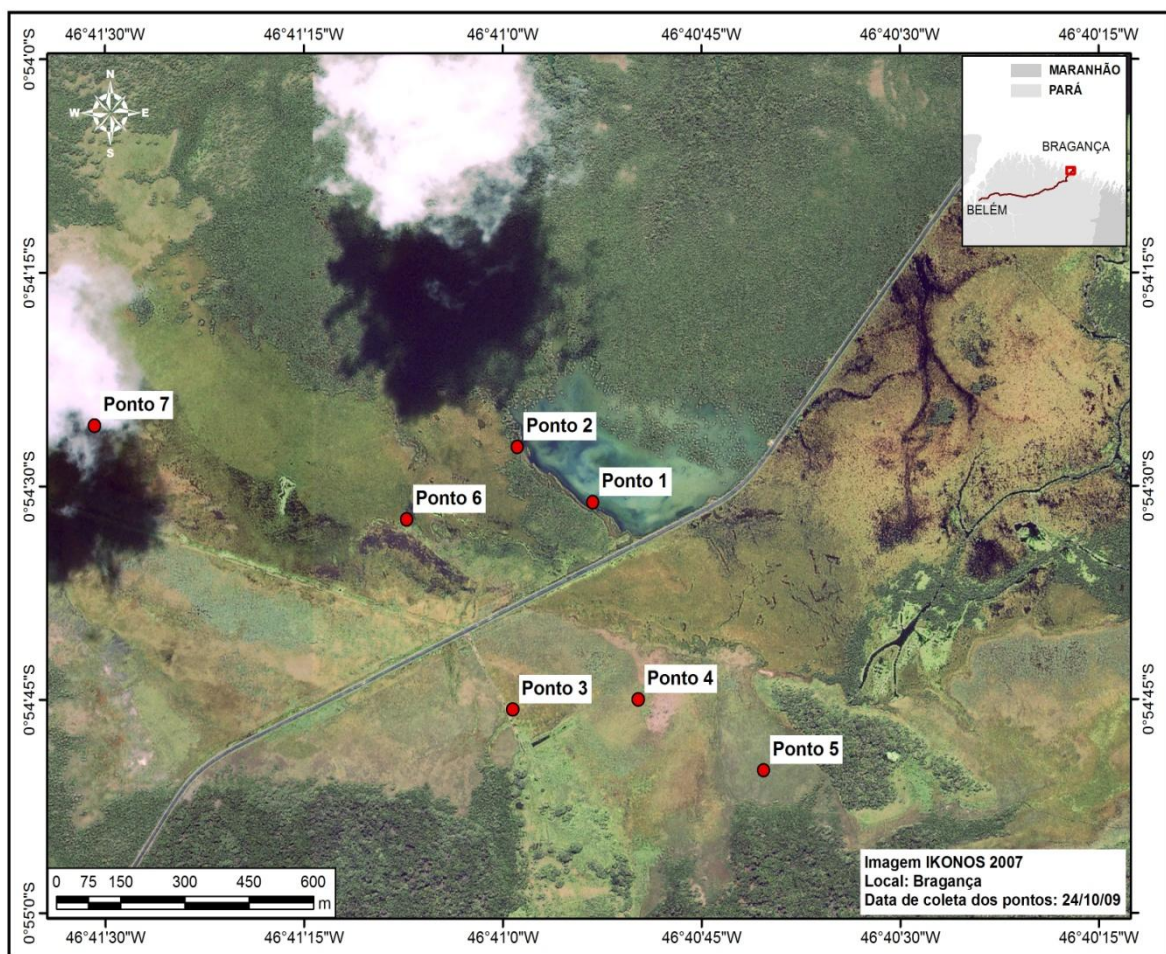


Figura 9 – Imagem de satélite indicando os pontos de coleta, no pântano salino.
Fonte: IKONOS 2007.



Figura 10 – (A) Testemunhador semi-cilíndrico de aço-carbono, utilizado em amostragens de sedimentos; (B) Trado Holandês.

Foi coletado outro perfil, P2, para fins de caracterização da textura e estruturas sedimentares. A cor dos solos foi determinada pela comparação visual utilizando uma carta de Munsell.

Após a coleta os testemunhos foram acomodados em sacos plásticos. Os locais de amostragem foram geo-referenciados.

5.2 ANÁLISE GRANULOMÉTRICA

Inicialmente as amostras foram secas em estufa a 50°C e posteriormente destorroadas e homogeneizadas.

Após a secagem, 100 g das amostras foram desagregadas no banho de ultrassom e a separação das frações granulométricas quantificadas por peneiramento a úmido, realizado em peneira de 0,062 mm, para retirada da fração mais grosseira (fração areia). Após isso, as amostras foram postas em tubos de teflon, levadas à centrífuga para separar a fração silte da fração argila, sob centrifugação em 1000 rpm em centrífuga Heraeus Christ (figura 11). Essas análises foram realizadas no Laboratório de Sedimentologia do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Pará (UFPA).



Figura 11 – Tubos de polietileno, parte interna e externa da centrífuga Heraeus Christ.

Utilizou-se também o método de quantificação das frações granulométricas através da quantificação no granulômetro a laser da marca Fritsch, modelo ANALYSETTE 22 MICROTEC PLUS (figura 12).

Para análise utiliza-se 1 g de amostra de solo, que deve estar em granulometria inferior a 2 mm e em meio aquoso (5 ml de água destilada, deionizada ou mineral). Caso a amostra tenha grande conteúdo de argila, recomenda-se a adição de pirofosfato de sódio (0,2 g) para evitar floculação.



Figura 12 - Granulômetro da marca Fritsch, modelo ANALYSETTE 22 MICROTEC PLUS, realiza leituras de frações até 2 mm.

5.3 ANÁLISE MINERALÓGICA

A análise mineralógica dos sedimentos é realizada pela técnica de policristais, “método do pó”, em amostra total, onde o material é desagregado e prensado em acessório específico. As amostras não sofreram tratamento químico para a remoção da matéria orgânica, para que o processo não destruísse os minerais evaporíticos presentes. A paragênese mineral é determinada por difração de raios X, segundo a metodologia proposta por Moore & Reynolds Jr (1989). Realizou-se as análises por difração de raios X no Laboratório de Difração de raios X do Instituto de Geociências utilizando um difratômetro da marca PANalytical, modelo X-PERT PRO MDP (PW 3040/60) com goniômetro PW 3050/60 (theta/theta) com tubo de raios X com ânodo de cobre ($K\alpha=1,54 \text{ \AA}$), modelo PW 337600 e gerador de tensão e corrente ajustados para 40 kV e 40 mA com detector do tipo RTMS X'celerator (figura 13). A aquisição dos dados é realizada através do X-PERT Data Collector, versão 2.1 A.

Para a caracterização dos argilominerais, utilizaram-se lâminas orientadas pelo método “pipette-on-glass” (Thorez, 1976). Analisaram-se as amostras por difração de raios X usando três tipos de preparação: a) amostra normal (sem tratamento); b) amostra submetida à saturação em uma atmosfera de etileno glicol por 24 horas e c) amostra submetida ao aquecimento em forno mufla a 550°C por 2 horas. A identificação dos minerais é realizada com o auxílio do Programa X-PERT Highscore 2.1 B e comparação dos picos gerados com os diferentes tratamentos aplicados as amostras, tendo como suporte Moore & Reynolds Jr (1989).



Figura 13 - Imagem do Goniômetro do Difratorômetro de Raios-x PANalytical, modelo X-PERT PRO MDP (PW 3040/60).

5.4 ANÁLISE POR MICROSCOPIA ELETRÔNICA DE VARREDURA

A micromorfologia dos minerais foi investigada no Laboratório de Microscopia Eletrônica de Varredura – LABMEV do Instituto de Geociências, com auxílio de microscópio eletrônico de varredura (MEV) modelo LEO 1430, marca Zeiss (figura 14). As condições de análises para as imagens e elétrons secundários são: corrente feixe de elétrons = 90 μ A, voltagem de aceleração constante = 15 kv, distância de trabalho = 10 mm. As amostras foram fixas a plataformas metálicas por uma fita de carbono e em seguida metalizadas.



Figura 14 – Equipamento LEO 1430, Zeiss, para análise micromorfológica.

5.5 ANÁLISE PETROGRÁFICA

A análise petrográfica dos grãos foi investigada no Laboratório de Petrografia do Instituto de Geociências, com auxílio de microscópio Leica DM 2500 P, com captura de imagens digital (figura 15). Investigaram-se grãos de areia fina imersos em uma gota de óleo, sobre lâminas. A obtenção das imagens foi através do software LAZ sob luz natural.



Figura 15 - Equipamento Leica DM 2500 P, modelo com captura de imagem digital e software LAZ.

5.6 ANÁLISE QUÍMICA E FÍSICO-QUÍMICAS

5.6.1 pH, condutividade elétrica e salinidade

Obteve-se as medidas de pH em laboratório, mediante a metodologia proposta pela EMBRAPA (1997) que utiliza a proporção 1:2,5, ou 10 g de solo para 25 ml de solução (água destilada ou cloreto de cálcio).

Após seguir a proporção indicada no manual deixa-se as amostras em repouso por 1 noite e no dia seguinte inseriu-se o eletrodo de vidro na suspensão. O eletrodo para as leituras de pH é calibrado periodicamente com soluções padrão de pH 4 e 7 (escala NIST) e a medição feita com a utilização de solução padrão de cloreto de potássio (KCl) 1N.

Para estimar a Condutividade Elétrica e Salinidade utiliza-se o sobrenadante da solução solo: água (1:2) (EMBRAPA, 1997). Neste método, coloca-se 10 ml de TFSA em becker de 50 ml, adiciona-se 20 ml de água destilada e deixa-se em repouso por 30 minutos ou até que os sólidos sedimentem. Assim, leva-se o sobrenadante à célula condutimétrica e realiza-se a leitura.

5.6.2 matéria orgânica (mo).

A determinação da matéria orgânica por ataque químico com o dicromato de potássio em meio sulfúrico é o conhecido método titrimétrico de Walkley-Black (1934). Tem como princípio a oxidação da matéria orgânica do solo com solução de dicromato de potássio em presença de ácido sulfúrico, utilizando como catalisador da oxi-redução o calor desprendido na diluição do ácido sulfúrico e titulação do excesso de dicromato com sulfato ferroso amoniacal.

Para o procedimento transfere-se 1g de TFSA para um erlenmeyer de 500 ml. Adiciona-se, com auxílio de uma bureta, 10 ml da solução de dicromato de potássio 1N e, imediatamente a seguir, 20 ml de ácido sulfúrico concentrado. Agita-se por um minuto com uma leve rotação manual do frasco, procurando evitar que o solo adira às suas paredes. Deixa-se a suspensão em repouso por trinta minutos e adiciona-se cerca de 200 ml de água destilada, 10 ml de ácido ortofosfórico concentrado e oito gotas de difenilamina 1 %. A seguir é feita a titulação com uma solução de sulfato ferroso amoniacal 0,5N, até a mudança de cor de azul para verde. Procede-se de modo semelhante com 10 ml de solução de dicromato, para obter-se o título da solução de sulfato ferroso amoniacal. Daqui, acha-se o fator:

$$= \frac{2 \quad 2 \quad 7}{1} = \frac{10 \quad 1}{0,5}$$

Onde: V1 : volume de sulfato ferroso amoniacal gasto na titulação.

Cálculo:

$$\% = \frac{10 - 2 \quad 0,5 \quad 0,4}{1}$$

Onde: V2 : volume de sulfato ferroso amoniacal gasto na titulação da amostra; p: peso da amostra.

$$\% \text{ M.O.} = \% \text{ C} \times 1,725$$

5.6.3 cátions trocáveis, p e al.

As análises químicas para a determinação de P assimilável, cátions trocáveis (Ca, Mg, K, Na e Al) e H+Al (acidez potencial) foram realizadas segundo o método descrito pela EMBRAPA (1997).

Para preparar o extrato que será utilizado nas análises químicas de Ca, Mg e Al trocáveis coloca-se 10 ml de TFSA (terra fina seca ao ar), em erlenmeyer de 250 ml, e adiciona-se 100 ml de KCl a pH 7. Após, agita-se durante 30 min e deixa-se em repouso por uma noite.

Metodologia para dosagem de cálcio + magnésio utilizando EDTA:

- Pipetar 25 ml do extrato límpido e sobrenadante e transferir para erlenmeyer de 125 ml;
- Adicionar 4 ml do coquetel constituído de cianeto de potássio, trietanolamina e solução tampão pH 10; 3 gotas do indicador negro de ericromo T (EBT);
- Titular com solução 0,025 N de EDTA, até a viragem de róseo para azul puro.

O teor de $\text{Ca}^{++} + \text{Mg}^{++}$ existente na amostra é dado pela igualdade:

$$\text{ml EDTA gasto na titulação} = \text{meq } \text{Ca}^{++} + \text{Mg}^{++} / 100 \text{ ml TFSA}$$

Metodologia para a dosagem do cálcio utilizando EDTA:

- Pipetar 25 ml do restante do líquido sobrenadante, obtido na extração de cálcio + magnésio trocáveis, e colocar em erlenmeyer de 125 ml;

- Adicionar 2 ml de solução emascarante e 3 ml de solução de KOH a 10% e uma pitada do indicador murexida;
- Titular com EDTA 0,025 N até viragem do róseo para roxo. Anotar o volume gasto na bureta.

O teor de Ca^{++} existente na amostra é, então, obtido pela igualdade:

$$\text{ml EDTA gasto na titulação} = \text{meq Ca}^{2+} / 100 \text{ ml TFSA}$$

O teor de Mg^{2+} existente na amostra é, então, obtido pela igualdade:

$$(\text{meq Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}) - (\text{meq Ca}^{2+}) = \text{meq Mg}^{2+} / 100 \text{ ml TFSA}$$

Metodologia para a determinação de alumínio trocável por volumetria de neutralização:

- Pipetar 25 ml do mesmo extrato obtido durante a extração para determinação de cálcio e magnésio e transferir para erlenmeyer de 125 ml;
- Adicionar 3 gotas do indicador fenolftaleína a 1% e titular com NaOH 0,025 N, até mudança na coloração de incolor para levemente rósea. Anotar o volume gasto na bureta.

O teor de alumínio trocável na amostra é obtido pela igualdade:

$$\text{Meq Al}^{3+} 100 \text{ ml de TFSA} = \text{ml de NaOH gasto na bureta}$$

Para determinação da acidez potencial por volumetria de neutralização, transferi-se 10 ml de TFSA para erlenmeyer de 125 ml e adiciona-se 100 ml de solução de acetato de cálcio 1N, pH 7. Agita-se por 30 minutos em agitador horizontal e depois em repouso por uma noite.

Pipeta-se 25 ml do sobrenadante obtido e transfere para erlenmeyer de 125 ml, após adiciona-se 3 gotas de fenolftaleína a 1% e titula-se com solução de NaOH 0,025 N até mudança na coloração de incolor para levemente rósea. Anota-se o volume gasto na bureta (La).

A acidez potencial, expressa em meq de $\text{H}^+ + \text{Al}^{+++}$, existente na amostra é dado pela expressão:

$$\text{meq de H}^+ + \text{Al}^{3+} 100 \text{ ml de TFSA} = (\text{La} - \text{Lb}) \times f$$

Lb = prova em branco

f = fator de correção

O fósforo disponível pode ser obtido pelo método espectrofotométrico que utiliza solução obtida através da extração com extrator Mehlich, reagindo com molibdato de amônio e empregando ácido ascórbico como redutor. A solução adquire a cor azul, de boa estabilidade e intensidade, proporcional a quantidade de fósforo na solução. Assim, para análise, transfere-se 10 ml de TFSA para erlenmeyer de 250 ml e acrescenta-se 100 ml de solução extratora, agita-se por 30 minutos e depois em repouso por uma noite.

No dia seguinte transfere-se 5 ml do líquido sobrenadante para um becker de 50 ml, acrescenta-se 10 ml de solução diluída de molibdato de amônio e uma pitada de ácido ascórbico em pó, agita-se e deixa em repouso por 45 minutos. Efetuam-se as leituras dos padrões para formação da curva padrão e em seguida as amostra na frequência de absorvância de 660 nm. O resultado é a interpolação da leitura obtida com a amostra na curva padrão.

O sódio e o potássio são analisados pelo método direto pelo fotômetro de chama. Utiliza-se solução extratora duplo-ácida (HO 0,05 M + H₂SO₄ 0,0125M) para ambos.

Solução-padrão para potássio

- 10,0 mmol de K⁺/L - Pesar 0,7460 g de KCl p.a. previamente seco em estufa a 105°C. Passar para balão aferido de 1 L. Dissolver e completar o volume com água destilada ou deionizada. Estocar;
- 1,0 mmol de K⁺/L - Pipetar 100 mL da solução de 10,0 mmol de K⁺/L Passar para balão aferido de 1 L . Completar o volume com água destilada ou deionizada. Estocar;
- 0,1; 0,2; 0,3 e 0,4 mmol de K⁺/L - Pipetar 50, 100, 150 e 200 mL da solução-padrão de 1,0 mmol de K⁺/L Colocar em balões aferidos de 500 mL. Completar o volume com solução extratora. Transferir para frascos apropriados. Identificar cada um deles com a concentração correspondente: 0,1; 0,2; 0,3 e 0,4 mmol de K⁺/L.

Antes de proceder a leitura da amostra, selecionar o filtro próprio para potássio. Aferir o fotômetro com água destilada ou deionizada no ponto zero e com a solução-padrão de 0,2 mmol de K⁺/L no valor correspondente ao centro da escala.

Em razão da diluição de 1:10 na extração, as concentrações de K⁺ nos padrões em mmol/L correspondem aos teores de potássio da amostra, em cmolc/dm³. Assim, o cálculo do teor de potássio trocável na amostra é dado pela expressão:

$$\text{mg de K}^+/\text{dm}^3 \text{ na TFSA} = \text{leitura} \times F_k \times 390$$

F_k = coeficiente angular da reta padrão.

Solução-padrão de sódio

- 10,0 mmol de Na^+/L - Pesar 0,5850 g de NaCl p.a. previamente seco em estufa a 105°C . Passar para balão aferido de 1L. Dissolver e completar o volume com água destilada ou deionizada. Estocar;
- 1,0 mmol de Na^+/L - Pipetar 100 ml. da solução de 10,0 mmol de Na^+/L Passar para balão aferido de 1 L. Completar o volume com água destilada ou deionizada. Estocar;
- 0,1; 0,2; 0,3 e 0,4 mmol de Na^+/L - Pipetar 50, 100, 150 e 200 mL da solução-padrão de 1,0 mmol de Na^+/L Colocar em balões aferidos de 500 mL. Completar o volume com solução extratora. Transferir para frascos apropriados. Identificar cada um deles com a concentração correspondente: 0,1; 0,2; 0,3 e 0,4 mmol de Na^+/L .

Selecionar o filtro próprio para sódio. Aferir o fotômetro com água destilada ou deionizada no ponto zero. Levar as quatro soluções-padrão diluídas (0,1; 0,2; 0,3 e 0,4 mmol de Na^+/L) ao fotômetro de chama. Efetuar as leituras correspondentes. Anotar. Elaborar gráfico cujas concentrações de padrões estejam colocadas no eixo das abscissas, e as leituras, no eixo das ordenadas. Unindo-se os pontos, obtém-se a reta-padrão, passando pela origem. O fator F_{Na} é o coeficiente angular dessa reta-padrão. Assim, o cálculo do teor de sódio trocável, na amostra, é dado pela expressão:

$$\text{mg de Na}^+ / \text{dm}^3 \text{ na TFSA} = \text{leitura} \times F_{\text{Na}} \times 230$$

Em posse dos dados obtidos nas análises químicas descritas pode-se obter:

- Soma de bases (SB): $\text{Na} + \text{K} + \text{Ca} + \text{Mg}$
- Capacidade de troca de cátions efetiva (CTCe): $\text{SB} + \text{Al}$
- Capacidade de troca de cátions total (CTCt): $\text{SB} + (\text{H} + \text{Al})$
- Porcentagem de saturação de bases (V%): $\text{SB}/100 \times \text{CTCt}$

5.6.4 elementos maiores menores e traço.

Para a análise dos elementos maiores Si, Fe, Al, P e Ti as amostras são previamente secas a 110°C , e, em seguida calcinadas a 1.000°C durante 1h, para eliminar a influência da matéria orgânica presente nos sedimentos. Após o resfriamento a massa fundida é dissolvida com HCl 2N, para que os elementos passassem para a forma de cloretos. Posteriormente a amostra é filtrada em papel quantitativo de filtração lenta para um balão de 250 ml.

Para a determinação do Si, o material retido no papel de filtro citado acima é levado ao forno mufla a uma temperatura de 900°C – 1000°C (1h). Em seguida o cadinho (sílica + impurezas) é pesado para obtenção do peso P1. Posteriormente a etapa de fluorização, onde o resíduo é umedecido com 2 a 3 gotas de H₂SO₄ concentrado e 10 ml de HF (40%), leva-se ao banho de areia. Por fim, é adicionado mais 10 ml de HF (40%) para evaporação até a secura total, e o material é novamente calcinado por 1h (900°C – 1000°C) para a obtenção do peso P2. Por diferença de peso (P1 – P2) antes e após a fluorização determina-se o teor de silício (expresso em SiO₂).

Para a determinação do Fe, uma alíquota da solução estoque é transferida para um balão de 100 ml com 5 ml de cloridrato de hidroxilamina (10 Vol-%), 10 ml de citrato de sódio (10 Vol-%) e 10ml de solução de ortofenantrolina (0,1 Vol-%). Em seguida deixa-se em repouso por 1h e posteriormente mede-se a absorbância, em cubeta de 1 cm e comprimento de onda de $\lambda = 510$ nm, da marca BECKMAN, modelo DU-6, pertencente ao Laboratório de Análises Químicas do Instituto de Geociências.

Da solução estoque determina-se o alumínio (expresso em Al₂O₃) por titrimetria pela análise complexométrica com EDTA, o fósforo (P₂O₅) pelo método espectrométrico azul de molibdênio e o titânio (TiO₂) pelo método espectrométrico com peróxido de hidrogênio (H₂O₂).

As amostras também foram analisadas no Laboratório de Espectrometria de Absorção Atômica do Instituto de Geociências (figura 16), seguindo a metodologia proposta por Angino & Billings (1972), onde 0,5 g da amostra passa por uma abertura ácida a partir de uma mistura de ácidos concentrados HF + HClO₄ (10:1) em banho de areia. Após a digestão, o material é filtrado e encaminhado para a leitura dos elementos Ca, K, Na e Mg.



Figura 16. Espectrômetro de Absorção Atômica utilizado na leitura da concentração dos elementos maiores e traço.

A análise dos elementos Sr, Rb e Zr foi realizada no programa IQ+ Semiquant, por fluorescência de raios X em pastilha prensada, utilizando o espectrômetro sequencial Axios Minerals, tubo de raios-x cerâmico anodo de Rh de 2,4kW, PANalytical.

A aquisição de dados foi feita com o software SuperQ Manager, e o tratamento dos dados com o software IQ+, também da PANalytical.

Na preparação da pastilha prensada foi utilizado 3 gramas de amostra para 0,6 g de parafina e para a análise no vidro fundido, 1 g de amostra foi utilizada. Dados de perda ao fogo (PF) obtido a 1.000°C.

5.6.5 tratamento estatístico

O processamento e integralização dos dados foram realizados através de técnicas estatísticas de análise univariada, com o auxílio do software “Statistics” 6.0 e de uma análise de correlação. Estes métodos permitiram analisar a distribuição dos dados, distinguindo as suas características particulares, com a determinação de relações entre os parâmetros químicos analisados. Foram construídos histogramas com os principais parâmetros envolvidos.

6. RESULTADOS E DISCUSSÕES

6.1 DESCRIÇÃO DO PERFIL DE SOLO

Na descrição de um perfil de solo, as características mais importantes para se observar em cada horizonte são: cor, textura, estrutura, porosidade, cerosidade, consistência, cimentação e nódulos (concreções) minerais, aliados com análise dos parâmetros químicos e físico-químicos (Vieira & Vieira, 1981).

Para a descrição do solo encontrado nos pântanos salinos bragantinos, considerou-se relevante a observação da cor, textura, estrutura e consistência. As várias tonalidades de coloração permitem a delimitação dos horizontes e para a classificação das tonalidades utilizou-se a carta de cores de Munsell (Munsell Soil Color Charts).

A textura refere-se as proporções dos vários grupos de grãos individuais que formam o solo, principalmente das frações areia, silte e argila. Para a classificação utilizou-se um gráfico proposto por Vieira & Vieira (op. cit.) (figura 17).

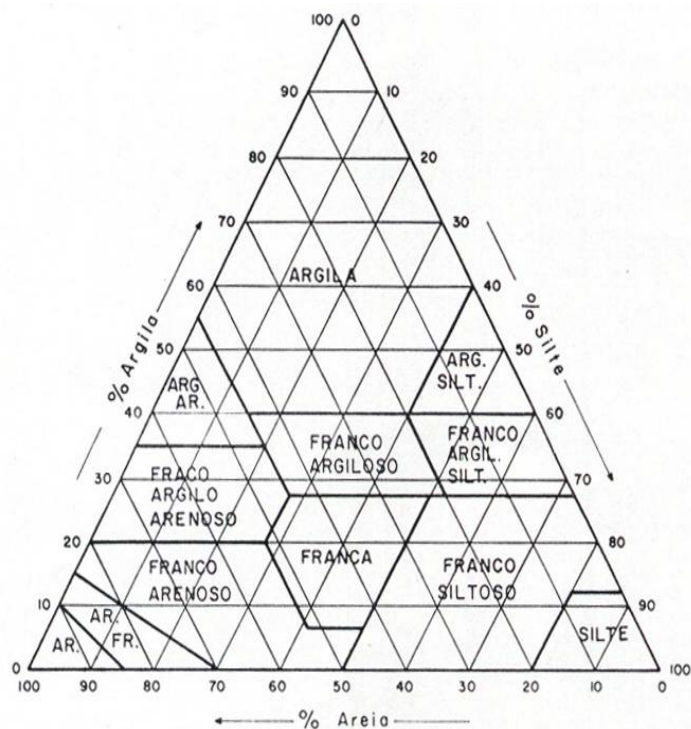


Figura 17 – Gráfico demonstrativo das porcentagens de areia, silte e argila, nas classes básicas de textura de solo.

Fonte: Vieira & Vieira, 1981.

A estrutura de um solo está associada a agregação de suas partículas individuais em partículas compostas ou agregados, os quais associados darão origem aos torrões, resultantes da coesão das partículas . O grau de estrutura (coesão) classifica os torrões como: maciços, fracos, moderados e fortes (Vieira & Vieira, op. cit.).

A análise da consistência do solo foi realizada pela medida da consistência molhada (infringe-se a capacidade de campo) através da pegajosidade e plasticidade e por consistência úmida (condições normais de umidade do solo) onde se avalia a facilidade dos torrões em quebrar-se e pulverizar-se (Vieira & Vieira, op. cit.).

Assim, com base nas observações de campo aliadas a análise laboratorial obteve-se:

- Classificação - Gleissolo Sáfico Eutrófico, textura argilo-siltosa, relevo plano, campo herbáceo.
- Situação, declive e cobertura vegetal sobre o perfil – perfil de trincheira em local praticamente plano, com vegetação natural de campos.
- Litologia e formação geológica – sedimentos do Holoceno.
- Pedregosidade – ausente
- Rochosidade – ausente
- Relevo local – plano
- Erosão – não aparente
- Drenagem – imperfeita a mal drenada
- Vegetação primária – Campos herbáceos
- Uso atual – vegetação primitiva

O perfil representativo P2 (figura 18), apresenta:

O 0 – 4 cm; composto principalmente por raízes de gramíneas.

A1 4 – 24 cm; oliva escuro (2,5Y 3/3 úmido); argilo siltosa; maciço; ligeiramente pegajoso; muito plástico; muito firme; transição plana.

A3 24 – 54 cm; cinza oliva (2,5Y 4/3 úmido); argilo siltosa; maciço; ligeiramente pegajoso; plástico; firme; transição abrupta.

C1_g 54 – 82 cm; bruno acinzentado claro (10YR 6/2,5 úmido); argilo siltosa; maciço; pegajoso; ligeiramente plástico; friável; transição gradual.

C2_g 82 - + cm; bruno acinzentado (10YR 5/3 úmido); argilo siltosa; maciço; muito pegajoso; ligeiramente plástico; friável.

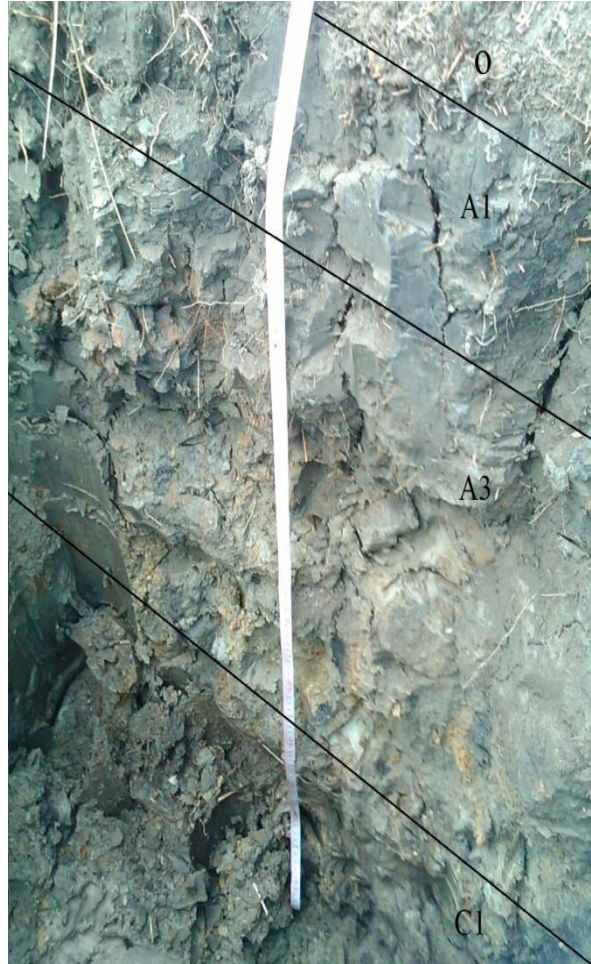


Figura 18 – Perfil P2, onde se observa a discriminação das características dos horizontes.

Outras características observadas reforçam que o pântano salino é um ambiente evaporítico extremamente salino. Segundo Noffke et al., (2002) essas características presentes em sistemas evaporíticos tropicais, subtropicais e semi-áridos, tais como as esteiras de algas e a precipitação de gesso e halitas, são influenciadas não só pelo meio físico, mas também por parâmetros químicos dinâmicos.

O aparecimento dessas esteiras algálicas (figura 19) promove grandes cadeias de concentração de íons e durante o período de estiagem essas algas encolhem e formam um padrão de fissuras. Há a precipitação de gesso e halita sobre estas algas, durante forte período de evaporação da água no pântano, formando os “petees” (Noffke et al., op. cit.).



Figura 19 – Tapetes microbianos presentes em sistemas sedimentares evaporíticos. “Petees” são os padrões poligonais visíveis na superfície do tapete.

6.2 ANÁLISE GRANULOMÉTRICA

O estudo sobre a variação granulométrica em ambientes de macromarés é importante para compreendermos o processo de transporte e deposição dos sedimentos, como resultado de uma série de processos físicos decorrentes da ação das macromarés semidiurnas, da descarga fluvial, ação de ondas e ventos (Masselink e Short, 1993).

A textura já avaliada em campo foi confirmada em laboratório, enquadrando os transectos na classe textural que varia entre argilo siltoso e franco argiloso siltoso (figura 20).

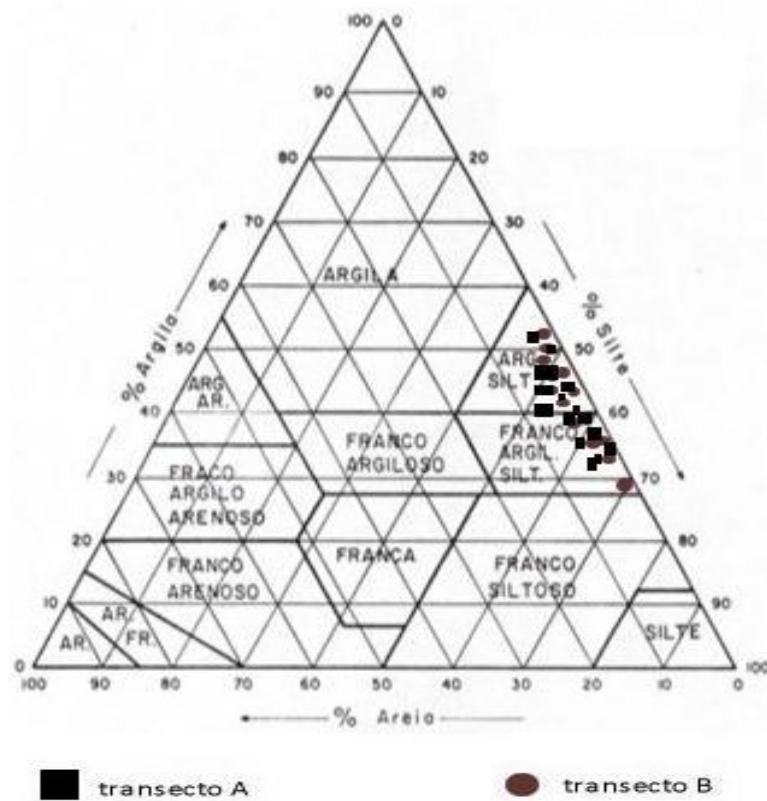


Figura 20 – Pontos coletados no pântano salino, plotados no gráfico que possui as classes básicas de textura de solo.

Fonte: Vieira & Vieira, 1981.

Ao analisar todos os perfis, observou-se que o fracionamento granulométrico das partículas de todas as amostras obedece a seguinte ordem percentual de distribuição lateral e em profundidade: silte>argila>areia (figuras 21).

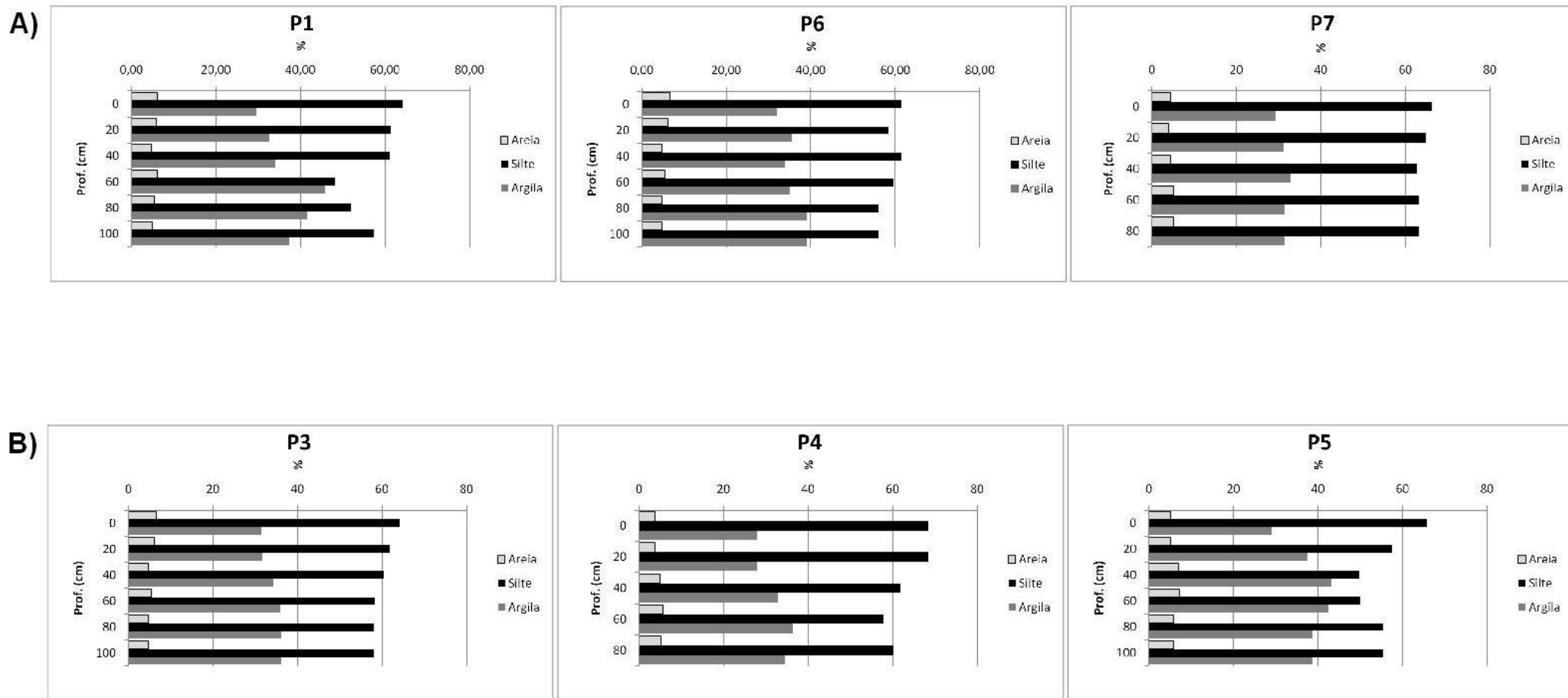


Figura 21 – Porcentagem das frações granulométricas em profundidade, transecto A (P1, P6 e P7) e transecto B (P3, P4 e P5).

No transecto A verifica-se que no ponto 1 (P1) há uma tendência em aumentar o conteúdo de argila até a profundidade de 60 cm, quando a proporção silte: argila atinge valores de 50:50. Isto não acontece nos demais pontos (P6, P7), onde as proporções silte:argila (65:30) permanecem inalteradas com a variação de profundidade. No transecto B, localizado mais a sul, em uma área mais seca, os perfis apresentam as mesmas características observadas em A.

O transecto A (esquerda da estrada PA-458, perfis P1, P6 e P7) apresenta as médias: silte (59,88 %), argila (34,77 %) e areia (5,30 %) enquanto que, no transecto B (direita da estrada PA-458, perfis P3, P4 e P5): silte (59,27 %), argila (35,17%) e areia (5,56 %) (tabela 2). As diferenças percentuais entre os transectos A e B são mínimas e indicam poucas variações nos níveis energéticos de deposição sedimentar ao longo do pântano salino.

Tabela 2 - Médias das frações granulométricas dos dois transectos.

Transecto	Perfil	Areia	Silte	Argila
		%		
A	P1	5,59	57,39	36,86
	P6	5,59	59,33	35,10
	P7	4,50	64,29	31,21
B	P3	5,59	60,58	33,93
	P4	4,94	62,10	32,97
	P5	6,12	55,70	38,18

Ao avaliar um histograma representativo dos perfis (figura 22) observou-se que há duas populações representadas, provavelmente oriundas de sistemas deposicionais diferentes. Segundo Souza Filho (1995), o modelo sedimentar proposto para a Planície Costeira Bragantina mostra um sistema deposicional costeiro complexo, constituído por diferentes ambientes de sedimentação (fluvial, estuarino, planície de maré, parálico e litorâneo) e características sedimentares, estratigráficas e morfológicas peculiares, no que diz respeito à geometria e distribuição espacial dos ambientes. Este modelo deposicional é composto de um sistema de planície costeira de macromaré fluvial-estuarina-planície de maré, com cordão duna-praia barreira associado. Souza Filho (op. cit.) mostrou que a estratigrafia recente da planície costeira apresenta uma seqüência transgressiva basal, constituída por areias e lamas de origem marinha/estuarina na base, seguida por uma seqüência regressiva de lamas

orgânicas de planícies de maré (manguezal), situados atrás de um cordão arenoso transgressivo atual. A sequência sedimentar vertical geral da planície de maré é caracterizada por uma granodecrescência ascendente, composta por areias da planície arenosa na base, sobreposta por lamas da planície lamosa (manguezal) de intermaré e supramaré.

Por estar inserido no ambiente complexo descrito, considera-se que o pântano salino externo é também influenciado pelas marés e está depositado sobre depósitos da planície de maré lamosa e arenosa, representando uma sequência de preenchimento de depressões, provavelmente associadas a lagoas (ponds) ou pequenas lagunas, em acordo com o proposto por Souza Filho, op. cit.

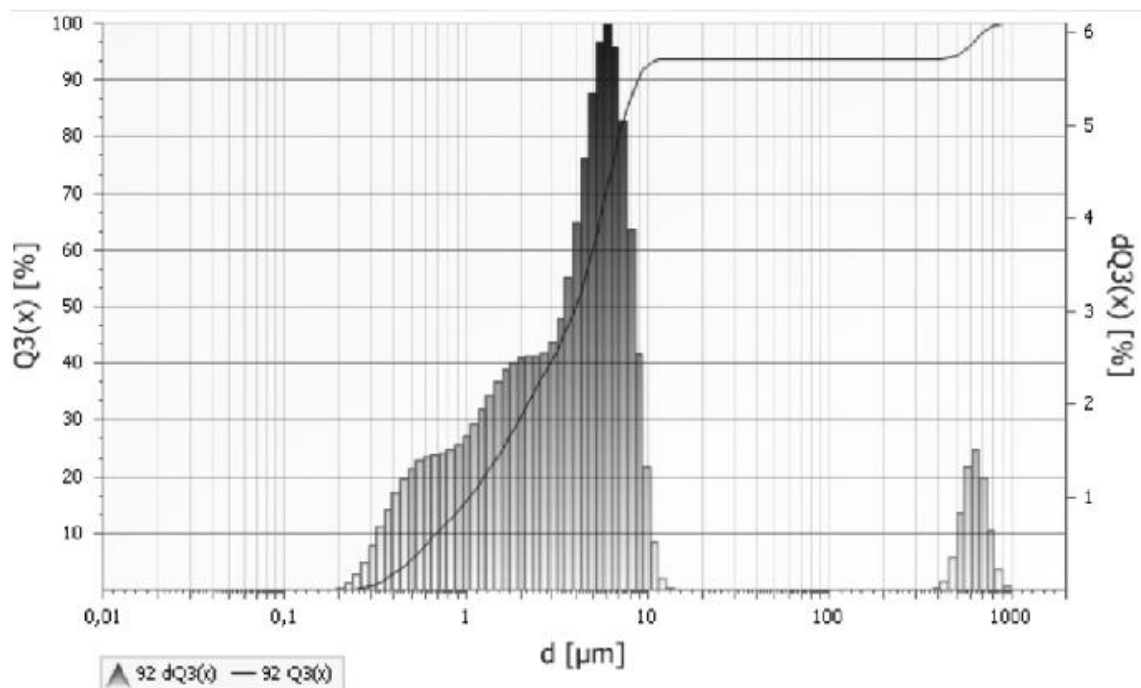


Figura 22 – Histograma representativo dos perfis contendo as duas populações representadas.

6.3 MINERALOGIA

Ao estudar a planície costeira bragantina, Costa et al. (2004) comprovou que os sedimentos do manguezal são constituídos por quartzo, goethita, hematita, caulinita, illita e esmectita, além de pirita, halita, gipso, jarosita e feldspato potássico. Parte desses minerais foi identificada pela técnica de difração de raios X (DRX) no pântano salino.

Para Berrêdo (2006), a dinâmica da sedimentação costeira, condicionada pelo clima quente e úmido, morfologia do substrato lamoso (de baixa permeabilidade) e o regime de

macromarés, determina a lenta migração da água intersticial por sedimentos siltico-argilosos, com diferentes características físico-químicas, teores de matéria orgânica e concentração de nutrientes. Essas características dos sedimentos favorecem a dissolução de minerais (principalmente oxi-hidróxidos de ferro e caulinita de baixa cristalinidade), que reagem com os produtos de decomposição da matéria orgânica e material biogênico (diatomáceas), propiciando a geração rápida de novas fases minerais.

Os evaporitos encontrados no pântano salino e que são observados nos difratogramas foram formados exclusivamente pela evaporação das águas do pântano que são uma mistura da água doce (chuva) e da água do estuário do rio Caeté (salobra/inverno ou salgada/verão).

A análise da amostra total do perfil P1 (figura 23) indica a presença dos minerais caulinita (Kln), quartzo (Qtz) e halita (Hl). Essa assembleia mineralógica não varia em profundidade.

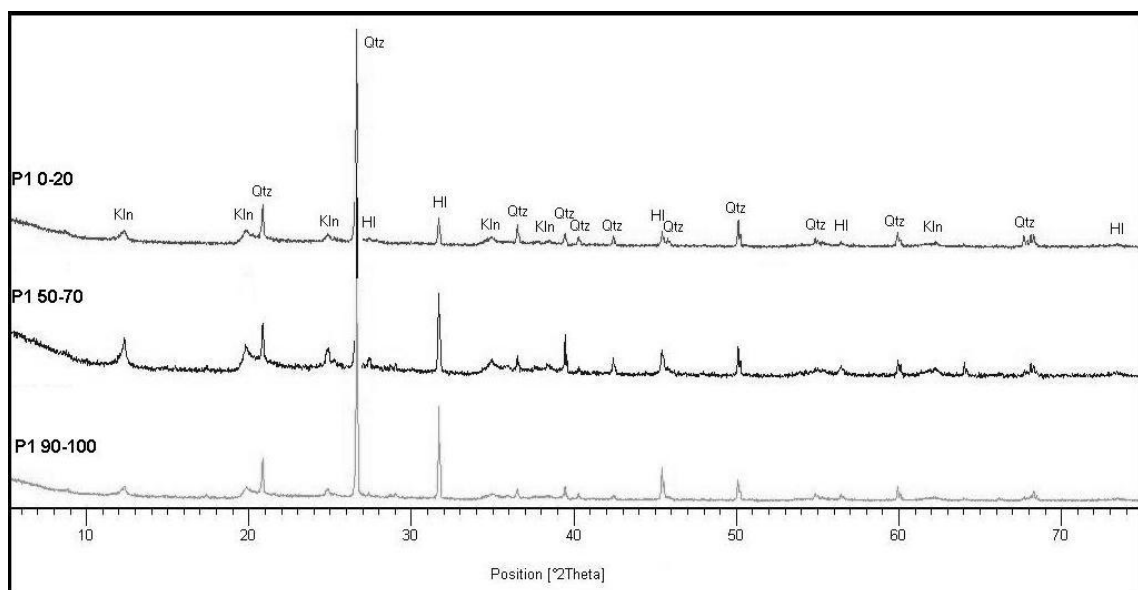


Figura 23 – DRX em amostra total do perfil P1, profundidade 0-20, 50-70 e 90-100 cm.

O quartzo é o mineral mais comum encontrado nos sedimentos. Os grãos de quartzo observados na fração areia por microscópio são angulosos a subangulosos (alguns arredondados), leitosos ou com brilho vítreo e fraturas conchoidais, cobertos por películas de óxidos de ferro ou argila (figura 24).

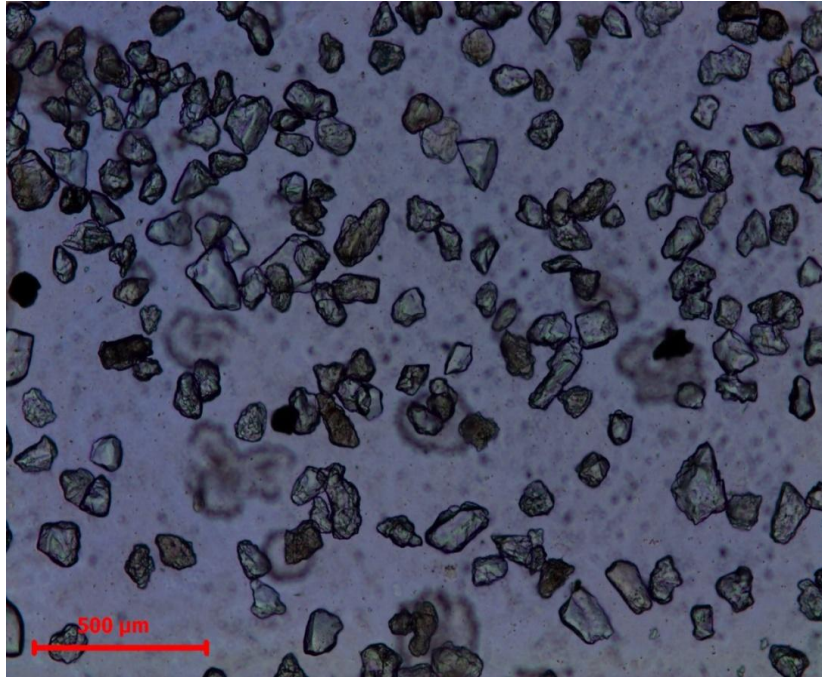


Figura 24 – Foto em microscópio com luz natural, de grãos angulosos, sub-angulosos e arredondados encontrados no pântano salino, na amostra P1 0-20 cm.

O perfil P3 e P4 apresentaram em sua composição mineralógica, caulinita (Kln), quartzo (Qtz) e um pequeno pico da ilita (Ill) com reflexão em 10 Å (figura 25 e 26). As demais amostras do perfil não variaram na composição.

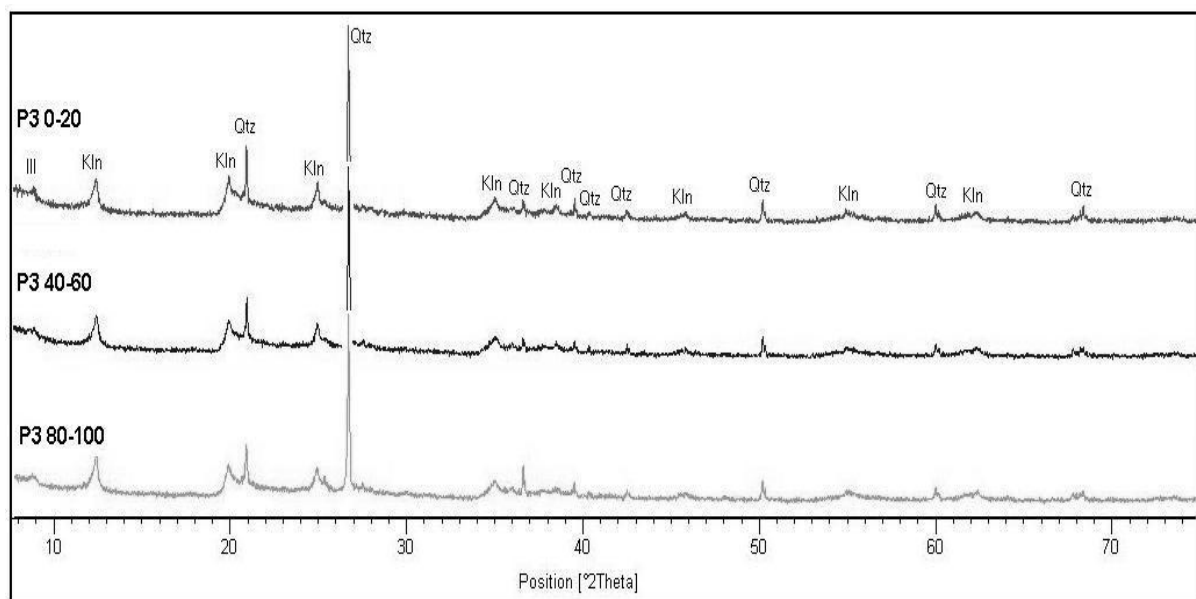


Figura 25 – DRX em amostra total do perfil P3, profundidade 0-20, 40-60 e 80-100 cm.

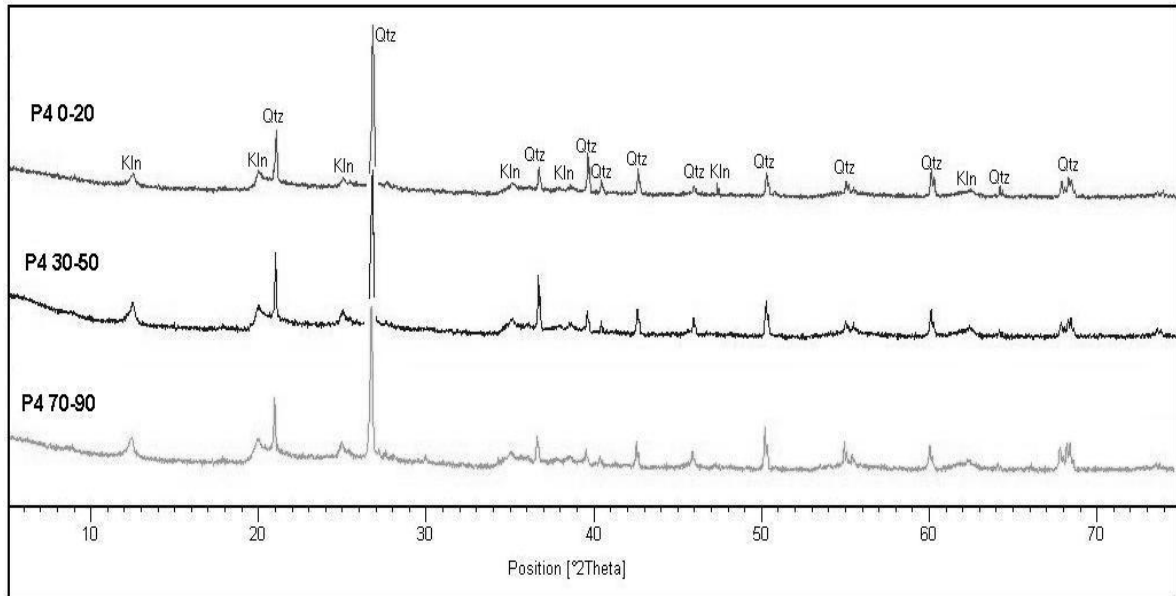


Figura 26 – DRX em amostra total do perfil P4, profundidade 0-20, 30-50 e 70-90 cm.

Os perfis P5 e P6 possuem na sua camada mais profunda além dos minerais quartzo (Qtz), halita (Hl) e caulinita (Kln) presentes em todo o perfil, o mineral jarosita (J) (figura 27 e 29). Segundo Aubrun (1988), a jarosita é produzida normalmente quando as condições redutoras são substituídas por condições oxidantes, com intensificação da evaporação no solo e o surgimento de numerosas fendas de retração na superfície do substrato (gretas de contração) (figura 28). A oxidação natural é acentuada pelo desenvolvimento de bactérias sulfato-oxidantes, que auxiliam na transformação da pirita em jarosita.

Berrêdo (2006) e Oliveira et al. (2002), afirmam que a jarosita é frequentemente detectada na fração argila de sedimentos de manguezais, entretanto, no pântano salino estudado a jarosita somente foi detectada em amostra total e em profundidade 80-100 cm, assinalando que em maiores profundidades as condições de formação desse mineral são mais favoráveis.

Outros minerais autigênicos tais como: pirita, halita e gipso, encontrados normalmente nesse tipo de ambiente, também refletem os processos de oxi-redução da matéria orgânica e a intensidade da evaporação, associado à topografia do pântano salino. O exame micromorfológico, realizado através do MEV, descreve melhor a presença nos sedimentos, de cristais bem formados de halita e de gipso. Esses minerais ocorrem principalmente em amostras obtidas no período de estiagem, formados na superfície dos solos pela evaporação da água do pântano salino.

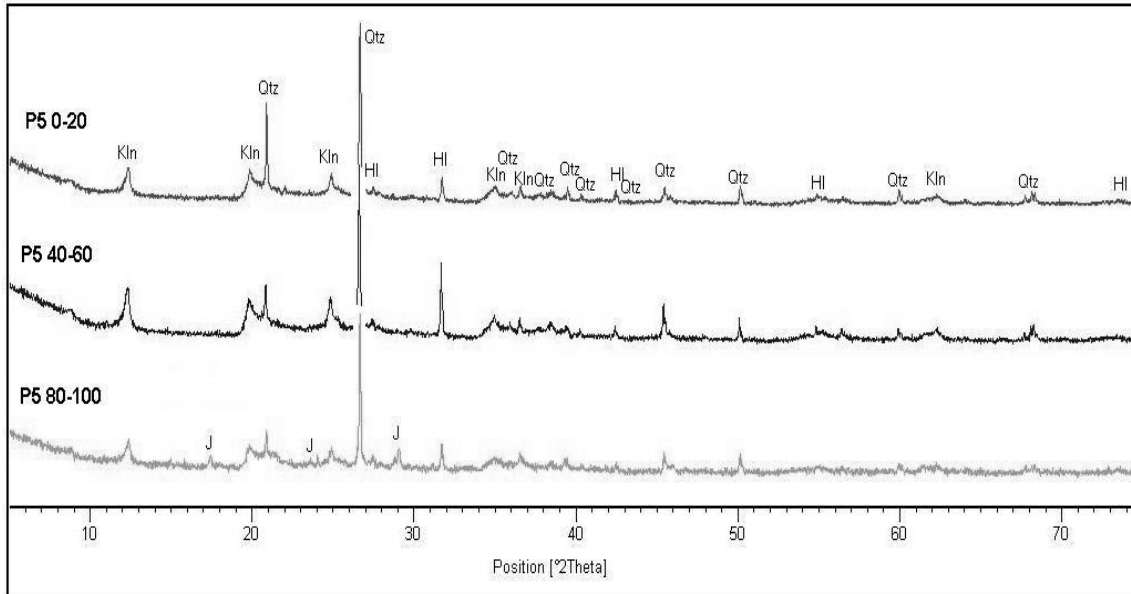


Figura 27 – DRX em amostra total do perfil P5, profundidades 0-20, 40-60 e 80-100 cm. Presença de caulinita (Kln), jarosita (J), quartzo (Qtz) e halita (HI).



Figura 28 – Gretas de contração provocadas por forte ressecamento do solo durante a estiagem.

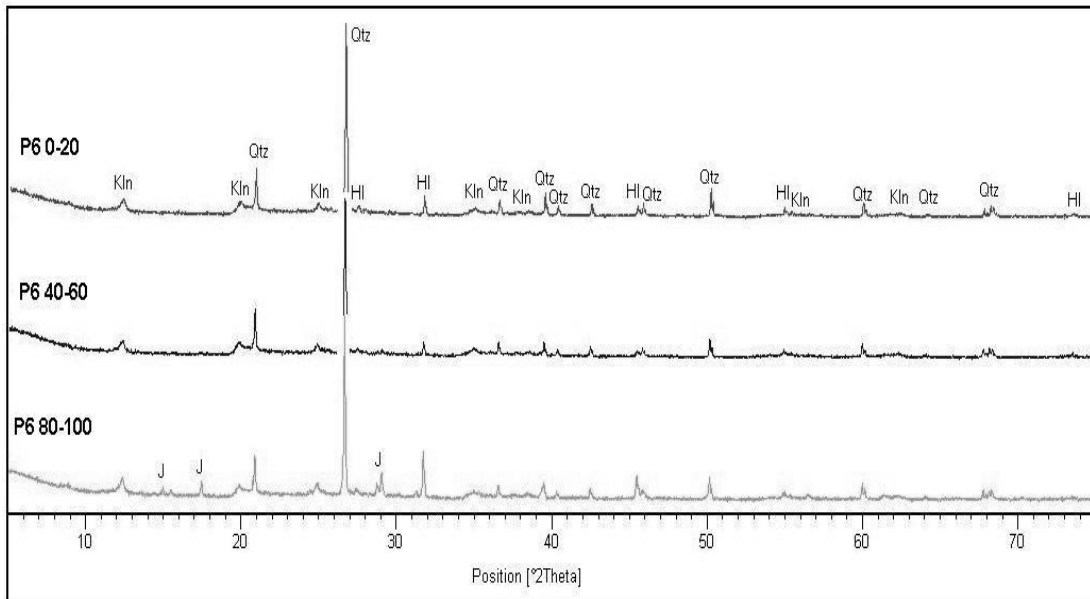


Figura 29 – DRX em amostra total do perfil P6, profundidade 0-20, 40-60 e 80-100 cm. Presença de caulinita (Kln), jarosita (J), quartzo (Qtz) e halita (HI).

O perfil P7 (figura 30) indicou a presença de quartzo (Qtz), caulinita (Kln) e provavelmente polihalita (Ph). Segundo Rahimpour-Bonab, (2007), o mineral polihalita é um sulfato de potássio e magnésio típico de alguns depósitos evaporíticos, que em muitas ocasiões substitui a anidrita. A substituição ocorre quando há salmouras ricas em halita, potássio e magnésio, que reagem com anidrita para precipitar a polihalita (figura 31).

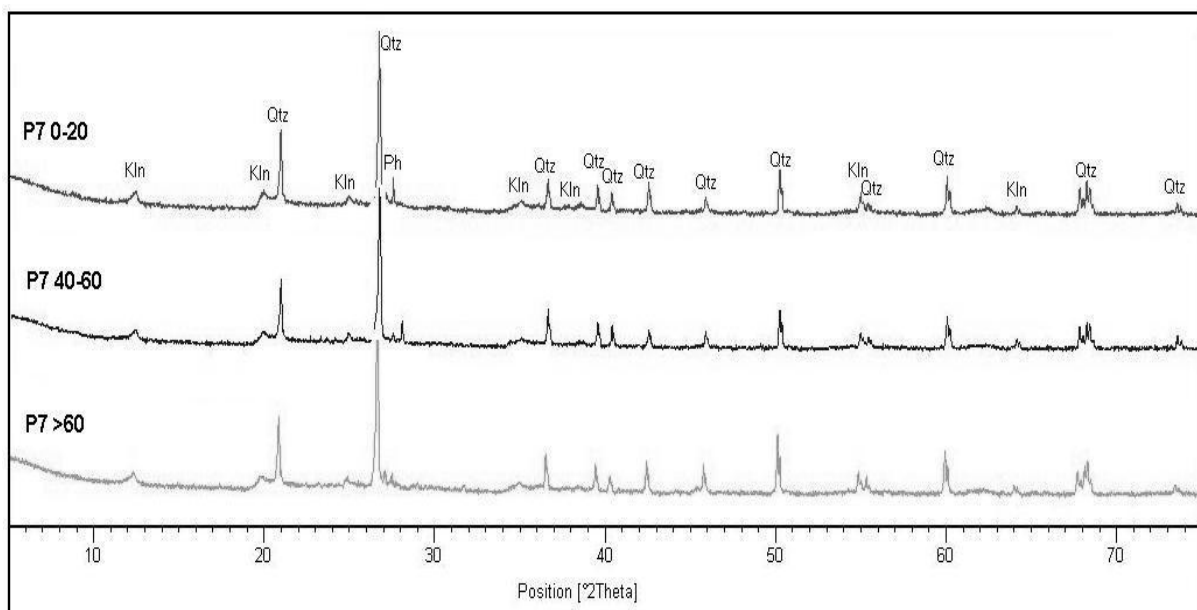


Figura 30- DRX em amostra total do perfil P7, profundidade 0-20, 40-60 e > 60 cm. Presença de caulinita (Kln), polihalita (Ph) e quartzo (Qtz).

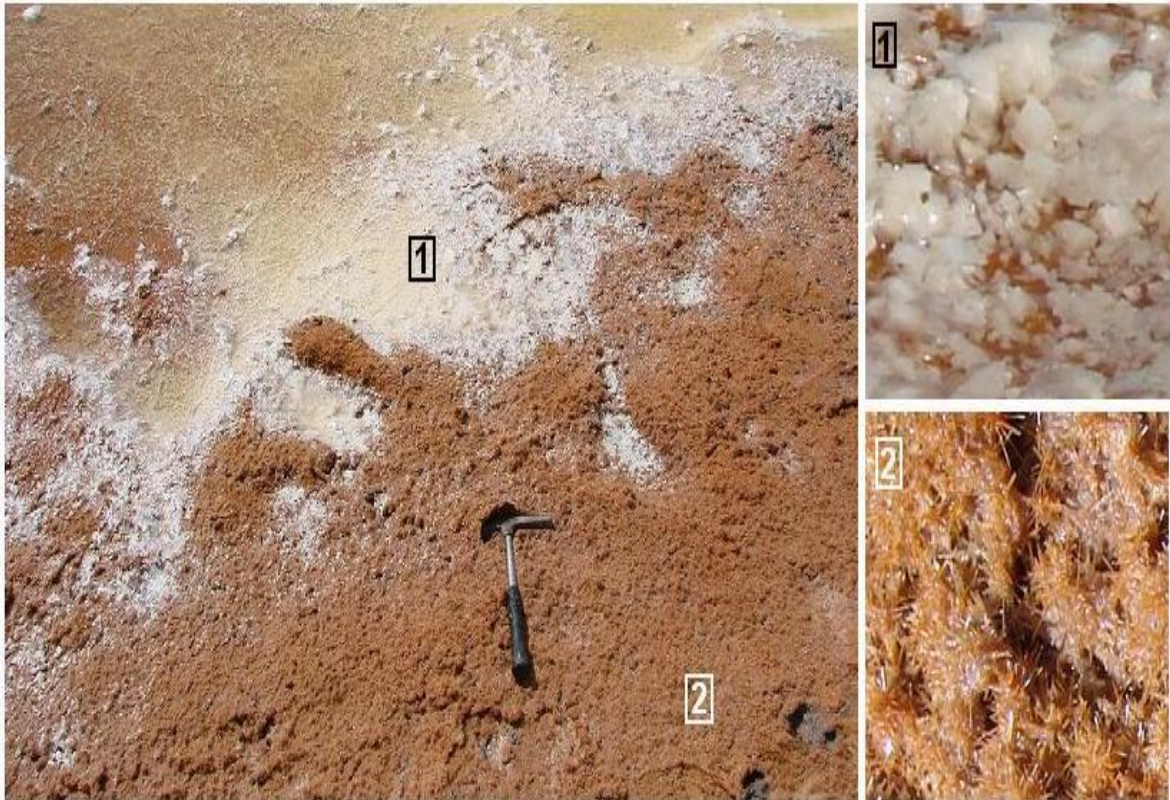


Figura 31 - Salmouras ricas em halita, potássio e magnésio, que reagem com anidrita para precipitar a polihalita. Foto de crosta de halita+gipso observada no pântano salino em outubro de 2009. 1) Cristais de halita e 2) Cristais de gipso.

A assembleia de argilominerais observada na fração $< 2 \mu\text{m}$ dos sedimentos do pântano salino é constituída de: Ilita/Esmectita, ilita e caulinita.

A caulinita foi identificada através das reflexões em $7,17 \text{ \AA}$ e $3,57 \text{ \AA}$ em amostras não tratadas. Quando submetida a uma atmosfera de etileno glicol não apresenta nenhuma variação nas suas reflexões 00ℓ , entretanto, as suas reflexões $d(001)$ e $d(002)$ desaparecem, após o aquecimento das lâminas orientadas a $550 \text{ }^\circ\text{C}$ por duas horas. A abundância desse mineral evidencia o forte processo de intemperismo que domina no ambiente continental nas regiões tropicais.

Foi observado uma reflexão larga a aproximadamente $12,66 \text{ \AA}$ em amostras orientadas. Quando a amostra foi submetida ao tratamento por saturação com etilenoglicol, as reflexões deslocam-se para valores próximos de $17,21 \text{ \AA}$ e desapareceram após aquecimento a $550 \text{ }^\circ\text{C}$. Moore & Reynolds Jr (1989) consideram que esse comportamento é típico de minerais interstratificados do tipo ilita/esmectita.

A illita é identificada por reflexões em 10,09 Å, 4,99 Å e 3,33 Å. Os picos não são modificados quando submetida ao tratamento por etilenoglicol e quando aquecida a 550°C os picos se tornam mais estreitos e intensos.

A lâmina orientada do perfil P1 0-20 cm foi considerada um perfil representativo para todos os perfis e profundidades, já que não houve variação na assembleia mineralógica (figura 32)

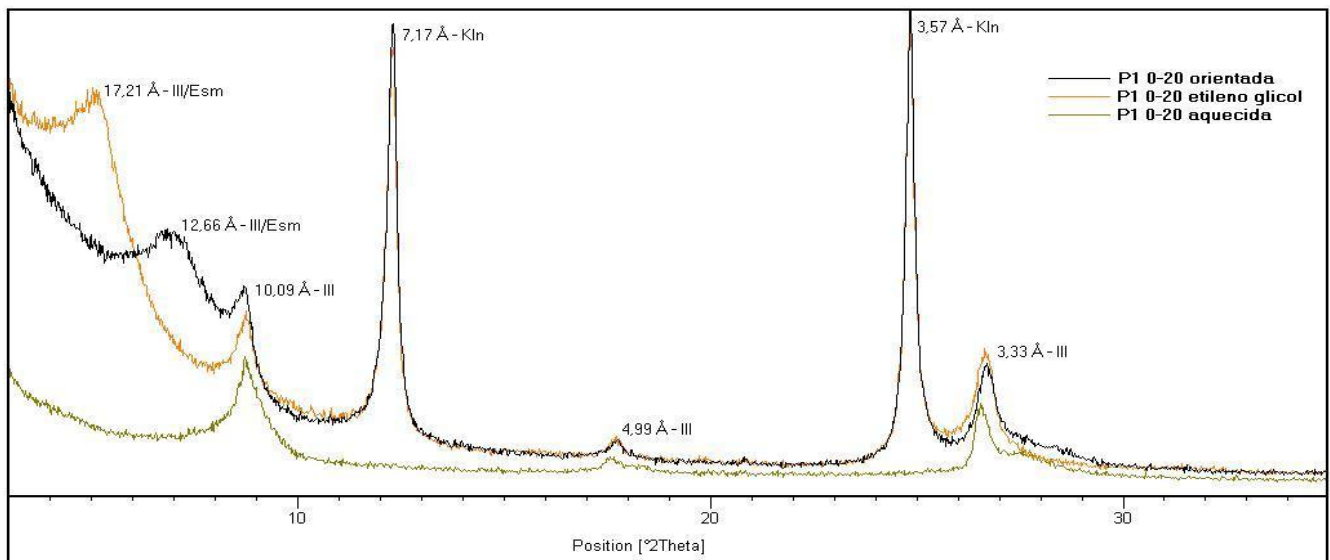


Figura 32 – Difratograma da amostra P1-0-20 orientada do perfil P1, profundidade 0-20 cm indicando a presença de illita/esmectita (Ill/Esm), caulinita (Kln) e illita (Ill).

6.4 MICROSCOPIA ELETRÔNICA DE VARREDURA (MEV)

A análise por microscopia eletrônica de varredura das amostras do pântano salino mostrou a presença abundante de esqueletos de diatomáceas que se encontram em estado de conservação variável. Esses fragmentos esqueléticos estão por vezes bem conservados ou fragmentados por processos mecânicos ou, ainda, com sinais de decomposição química (figura 33).

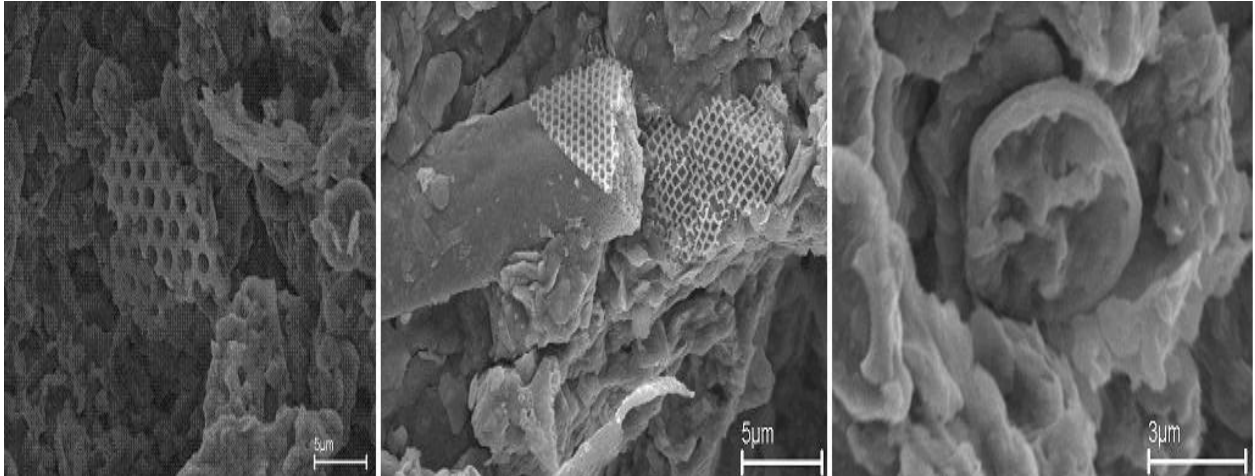


Figura 33 - Fotomicrografia ao MEV de seqüência de frústulas de diatomáceas em diferentes fases de conservação nos sedimentos do pântano salino estudado.

As diatomáceas são microalgas planctônicas que habitam a zona costeira e que se desenvolvem na zona eufótica (Brandini et al. 1998). Estão presentes em ambientes estuarinos ricos em nutrientes e a sua ocorrência e distribuições são importante pela comprovada interação com o ciclo do silício dissolvido nos oceanos e ambientes costeiros, além da participação nos processos de biomineralização dos sedimentos lamosos (Mann 2001). Representam o grupo de maior expressão dentre as microalgas bentônicas que compõem os sedimentos dos ambientes costeiros devido ao constante aporte de águas estuarinas ao ecossistema, como observado por Berrêdo (2006).

A presença de halita e gipsita também foi identificada através de microscopia eletrônica de varredura (figura 34 e 35).

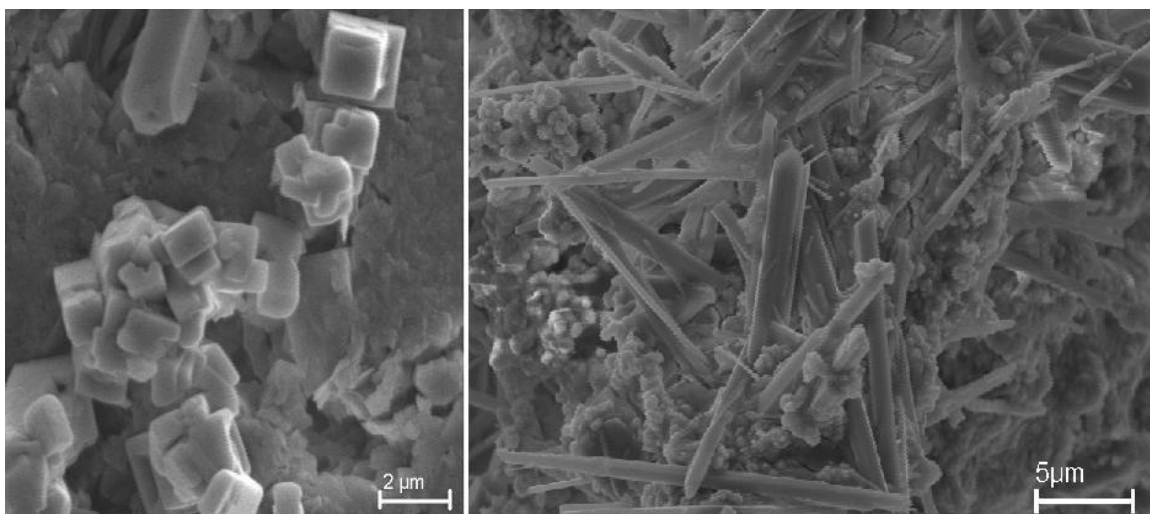


Figura 34 - Fotomicrografia ao MEV de cristais de halita, com seu hábito cúbico característico e gipsita formando agregados de cristais com aspecto prismático acicular.

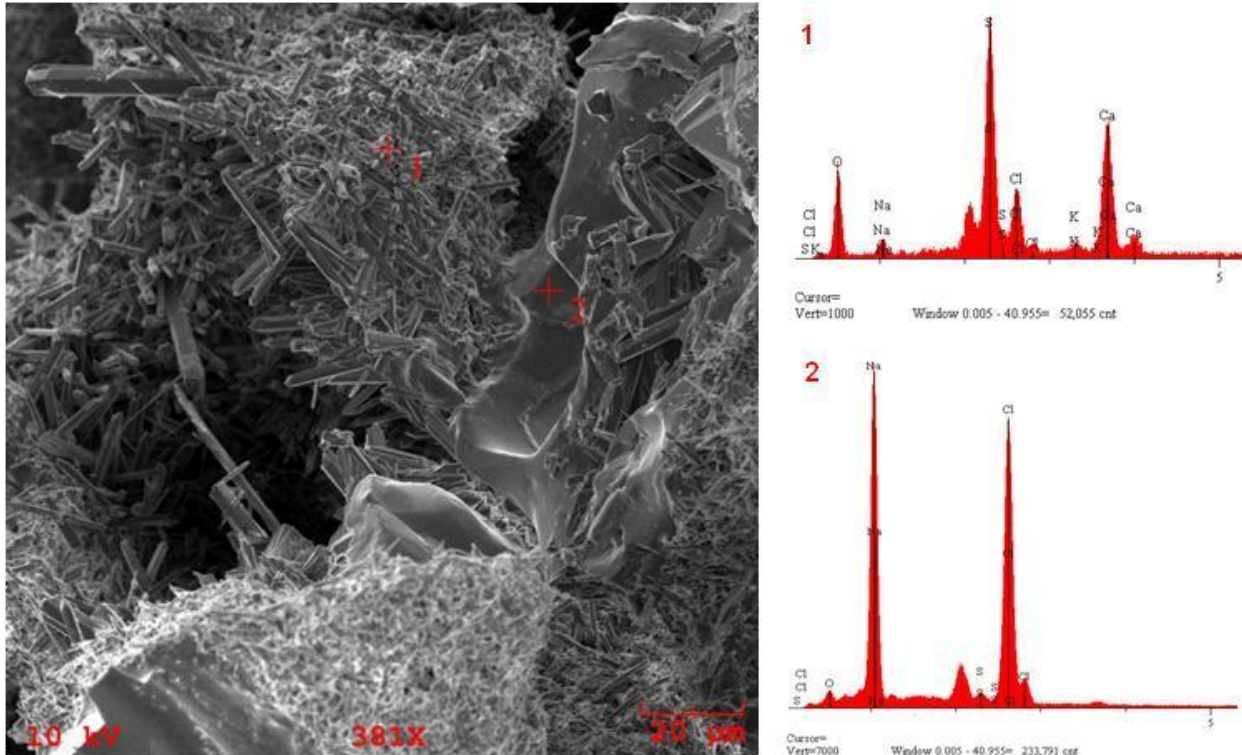


Figura 35 – EDS dos pontos 1 e 2 indicando a presença de sulfato de cálcio e cloreto de sódio.

6.5 PH E CONDUTIVIDADE ELÉTRICA

Os perfis, representados por transecto A (perfis P1, P6 e P7) e B (P3, P4 e P5) (figura 36), indicaram valores de pH que variaram de acidez elevada a acidez média, sendo que o menor valor encontrado foi aquele em profundidade de 70-90 cm, (pH=3,85) do perfil P4. A ocorrência desses valores de pH mais ácidos pode estar relacionada tanto a presença de ácidos orgânicos, comum nestes solos como a oxidação de sulfetos, promovida pela liberação de O_2 pela atividade de plantas e microorganismos (Madureira et al, 1997).

No transecto A observa-se que os valores de pH mostram padrões de comportamentos similares nos perfis P6 e P7, caracterizados por uma forte redução de pH entre a profundidade zero e 40 cm. A partir daí, o pH permanece relativamente constante em P7 e volta a crescer em P6. O perfil P1 mostrou um comportamento diferenciado, praticamente oposto, onde o pH aumenta da profundidade zero até 40 cm e em seguida decresce até 70 cm e a partir daí permanece aproximadamente constante.

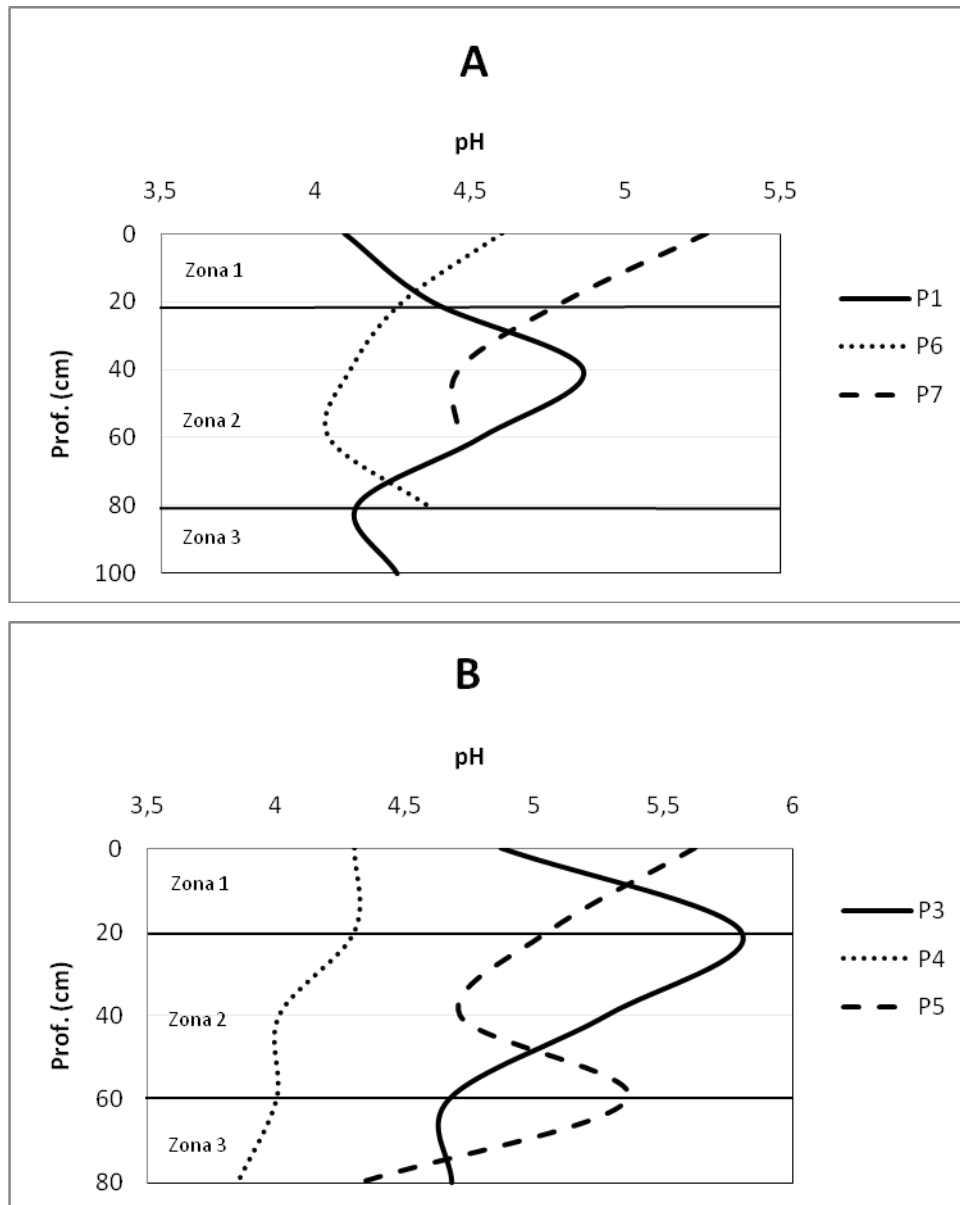


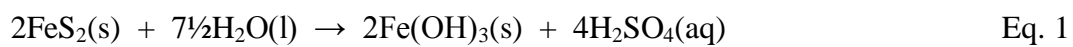
Figura 36 – Variação do pH com a profundidade medido nos transectos A e B.

No transecto B os perfis P4 e P5 mostram valores de pH com comportamento similar ao observado no transecto A. De zero a 20 cm o pH permanece relativamente constante no intervalo entre 4,3 a 5,6; em seguida nos perfis P3 e P5 há uma diminuição no valor até a profundidade de 60 cm; a partir dessa profundidade o pH Permanece relativamente constante nos perfis.

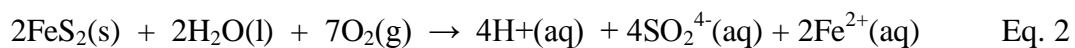
Com base no comportamento do pH nos dois transectos é possível sugerir três zonas onde o pH varia acentuadamente: a) Zona 1 (0-20 cm) – o pH mostra uma forte diminuição nos perfis P5, P6 e P7 e permanece relativamente constante no perfil P4, é fortemente influenciada por fenômenos superficiais rasos como interações entre os sedimentos e a água durante o inverno e forte atividade biogênica (organismos e raízes); b) Zona 2 (20-60/80 cm)

– o pH decresce nos perfis P4, P6 e P7, provavelmente influenciado por reações de oxidação da pirita e matéria orgânica, c) Zona 3 (60/80-100 cm) – o pH praticamente não varia e apresenta valores inferiores aqueles observados na Zona1, esta parte do sedimento permanece durante o período de chuva e de estiagem em contato com soluções aquosas (nível freático).

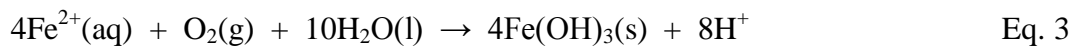
Para a Zona 1 e Zona 2, onde há forte redução de pH acredita-se haver predomínio de reações de oxidação de pirita e matéria orgânica. Segundo Andrews et al. (1996) a reação poderia ser modelada da seguinte maneira:



E/ou, sob influência de microrganismos



Seguida da oxidação do Fe^{2+}



Os resultados de condutividade elétrica (CE) (figura 37), mostram a mesma distribuição observada no pH. No transecto A, na zona mais superficial (zero a 20 cm) verifica-se que os perfis P6 e P7 mostram o mesmo comportamento, ou seja, a condutividade elétrica aumenta com a profundidade, influenciada provavelmente por fenômeno de evaporação. O Perfil P1 mostra, todavia, um comportamento oposto, uma vez que se encontra numa área onde ainda se observa a presença de água originária do pântano.

No transecto B o comportamento da condutividade elétrica nos perfis P3 e P5 acompanham o comportamento do perfil P1, ou seja, diminuem nos primeiros 40 cm e depois tendem a aumentar com a profundidade.

Tem-se uma maior influência de águas subterrâneas mais salinas nos perfis pertencentes ao transecto localizado a esquerda da PA-458, principalmente nos perfis P1 e P6 que estavam próximos a uma efêmera crosta de halitas. Apesar deste gradiente, com exceção do perfil P4 que é considerado de baixa a moderada salinidade (sua condutividade variou entre 0,59 a 1,02 mS/cm), todos os perfis apresentam valores superiores a 3,2 mS/cm, sendo considerados extremamente salinos. Esses valores evidenciam o caráter sálico segundo tabela

proposta por EMBRAPA (1999) e demonstram o ambiente halomórfico que caracteriza os solos do pântano salino de Bragança.

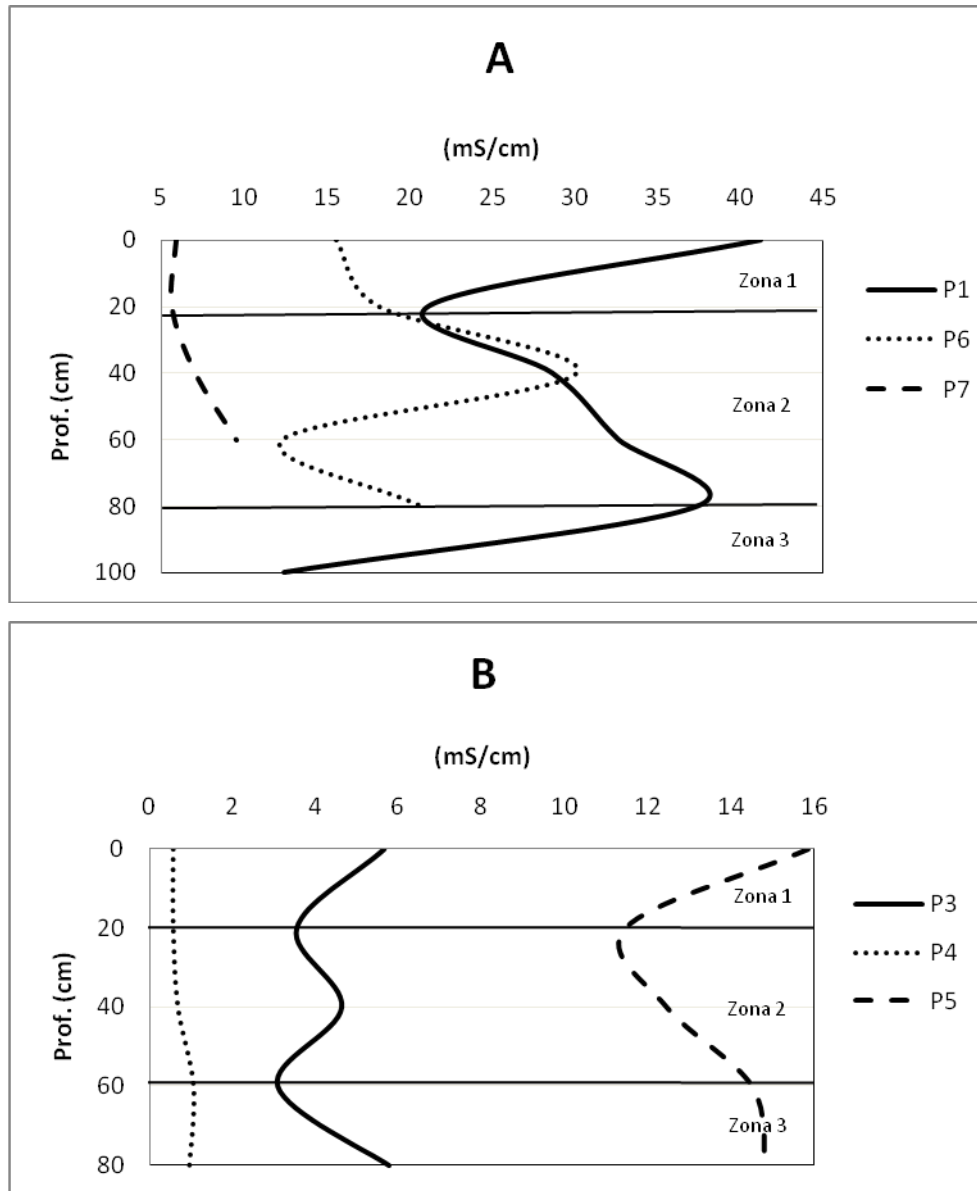


Figura 37 – Variação da condutibilidade elétrica com a profundidade medidos nos transectos A e B.

6.6 MATÉRIA ORGÂNICA

Os teores de carbono orgânico no Gleissolo foram elevados, considerando que são solos minerais. O valor mais alto de carbono orgânico foi observado no horizonte superficial do perfil 7, com teor de 6,49%, como pode ser observado na Tabela 3, enquadrando este solo

como possuidor de horizonte mineral pela relação $C\% < 8 + 0,067 \times \% \text{ de argila}$ (EMBRAPA, 1999). Esta relação é embasada na definição de material orgânico da EMBRAPA, em que por definição possui 12% (base de peso) ou mais de carbono, se a fração mineral possuir 60% ou mais de argila (após eliminação da fração orgânica). Se, por outro lado, a fração mineral não possuir partículas do tamanho da fração argila, apenas 8% de carbono são suficientes para que o material seja considerado orgânico. Para valores intermediários entre 0 e 60% de argila, a quantidade de carbono necessária para que o material seja considerado orgânico deve satisfazer fórmula descrita.

Para serem considerados organossolos, por definição deveriam apresentar teores maiores que os encontrados de carbono orgânico, que enquadraria os horizontes superficiais no conceito de horizonte hístico, ou seja, como possuidores de um horizonte resultante de acumulação de resíduos vegetais ou camadas orgânicas mais recentes (EMBRAPA, 1999).

Tabela 3 – Porcentagem de carbono orgânico, matéria orgânica e argila

Transecto A					Transecto B				
Perfil	Prof. cm	MO	C %	argila	Perfil	Prof. cm	MO	C %	argila
P1a	0-20	2,56	1,49	29,51	P3a	0-20	3,729	2,16	31,51
P1b	20-40	2,33	1,35	32,76	P3b	20-40	2,603	1,51	31,72
P1c	40-50	10,18	5,90	34,06	P3c	40-60	3,147	1,82	34,35
P1d	50-70	9,48	5,50	45,75	P3d	60-80	2,758	1,60	35,92
P1e	70-90	3,73	2,16	41,6	P3e	80-100	1,787	1,04	36,13
P1f	90-100	3,34	1,94	37,45	P4a	0-20	2,836	1,64	27,83
P6a	0-20	7,77	4,50	31,92	P4b	30-50	1,865	1,08	32,92
P6b	20-40	7,07	4,10	35,56	P4c	50-70	3,419	1,98	36,53
P6c	40-60	6,06	3,51	33,86	P4d	70-90	4,001	2,32	34,59
P6d	60-80	2,95	1,71	35,11	P5a	0-20	4,584	2,66	29,09
P6e	80-100	3,34	1,94	39,06	P5b	20-40	3,652	2,12	37,42
P7a	0-20	11,19	6,49	29,39	P5c	40-60	3,574	2,07	43,24
P7b	20-40	4,12	2,39	31,17	P5d	60-80	1,670	0,97	42,54
P7c	40-60	4,82	2,79	32,76	P5e	80-100	1,593	0,92	38,62
P7d	> 60	2,64	1,53	31,52					

Os altos valores encontrados para a matéria orgânica podem contribuir para a formação de muitas cargas negativas no solo, assim, a elevação dos teores aumenta a capacidade de troca catiônica (CTC) (Brady e Weil, 1999).

De acordo com Tomé Jr (1997), em condições de acidez (valores de pH baixos e altos teores de alumínio trocável), pode ocorrer limitação na decomposição da matéria orgânica, e o solo a longo prazo, tenderia a acumular. Os altos teores de matéria orgânica encontrados nos

solos amostrados podem ocorrer devido às condições de hidromorfismo e, portanto a presença de um ambiente redutor que dificulta a decomposição.

A classificação quantitativa para matéria orgânica estabelecida por Muzilli (1978) estabelece que resultados maiores que 2,41 %, são considerados elevados. Pode-se dizer também que há uma tendência em ocorrer maiores teores de ($H^{\circ} + Al^{3+}$) em solos mais ricos em matéria orgânica, principalmente se estes apresentarem baixos valores de pH.

6.7 CÁTIONS TROCÁVEIS, P E Al.

Lima et al., (2005) ao estudar solos sujeitos a inundação, comprovou que os cátions trocáveis Ca^{2+} , Mg^{2+} , K^+ e Na^+ , não estão sujeitos a reações de oxi-redução em condições ambientais, não sendo, portanto, diretamente influenciados pela inundação do solo. Todavia, grandes quantidades dos íons NH_4^+ , Fe^{2+} e Mn^{2+} , liberados durante a inundação, podem deslocar consideráveis quantidades de Ca^{2+} , Mg^{2+} , K^+ e Na^+ dos sítios de troca, aumentando seus teores em solução.

O caráter eutrófico é verificado em quase todos os perfis, que apresentam valores elevados de Mg^{2+} (alcançando 29 cmolc /dm³), K^+ (com valores máximos de 1,8 cmolc /dm³) e Ca^{2+} (atingindo valores máximos de 3,8 cmolc/dm³). Apenas o perfil P4, pertencente ao transecto B, apresentou o caráter distrófico (Tabela 4).

Tabela 4 – Atributos químicos dos perfis amostrados

Transecto A														
Perfil	Prof. cm	pH H ₂ O	C.E. mS/cm	C %	P mg/dm ³	K	Na	Ca	Mg	SB	Al	H	T	V
						cmolc/dm ³								
P1a	0-20	4,09	41,20	1,49	9	1,55	73,79	3,8	29	30,55	0,4	6,2	37,15	82,24
P1b	20-40	4,37	21,10	1,35	15	1,52	51,08	2,8	19,5	21,02	0,4	5,54	26,96	77,97
P1c	40-50	4,86	28,60	5,90	15	1,61	61,73	2,9	22,3	23,91	0,2	4,42	28,53	83,81
P1d	50-70	4,53	32,60	5,50	4	1,27	55,34	2,7	23,7	24,97	0,3	5,48	30,75	81,20
P1e	70-90	4,13	37,40	2,16	4	1,80	70,00	3,3	26,5	28,30	0,4	5,54	34,24	82,65
P1f	90-100	4,26	12,39	1,94	8	1,26	41,62	2,5	17,4	18,66	0,4	6,2	25,26	73,87
P6a	0-20	4,6	15,54	4,50	18	1,37	43,99	2,7	22,2	23,57	0,2	7,39	31,16	75,64
P6b	20-40	4,28	18,10	4,10	14	1,21	38,79	3,0	18,0	19,21	0,4	3,73	23,34	82,30
P6c	40-60	4,11	30,10	3,51	46	2,07	65,98	3,6	24,2	26,27	0,2	5,08	31,55	83,27
P6d	60-80	4,04	12,33	1,71	8	1,33	43,99	2,7	16,3	17,63	0,3	5,31	23,24	75,86
P6e	80-100	4,36	20,60	1,94	4	1,29	51,79	3,3	22,6	23,89	0,4	4,72	29,01	82,35
P7a	0-20	5,26	5,89	6,49	9	1,26	25,07	2,7	10,9	12,16	0,1	5,51	17,77	68,42
P7b	20-40	4,8	5,62	2,39	24	1,05	20,81	2,1	10,3	11,35	0,3	6,3	17,95	63,23
P7c	40-60	4,46	7,06	2,79	20	0,92	19,39	2,0	8,0	8,92	0,8	6	15,72	56,74
P7d	> 60	4,46	9,55	1,53	4	0,73	19,87	2,2	8	8,73	0,4	6,7	15,83	55,16
Transecto B														
Perfil	Prof. cm	pH H ₂ O	C.E. MS	C %	P mg/dm ³	K	Na	Ca	Mg	SB	Al	H	T	V
						cmolc/dm ³								
P3a	0-20	4,87	5,66	2,16	7	0,97	16,08	3,4	13,2	14,17	0,3	4,98	19,45	72,86
P3b	20-40	5,8	3,54	1,51	19	1,27	20,81	3,9	14,1	15,37	0,1	8,65	24,12	63,73
P3c	40-60	5,28	4,63	1,82	13	1,12	18,21	3,2	12,8	13,92	0,2	6,24	20,36	68,36
P3d	60-80	4,67	3,08	1,60	13	1,10	18,21	3,0	12,0	13,10	0,3	6,47	19,87	65,93
P3e	80-100	4,68	5,78	1,04	14	1,10	19,39	3,0	12,2	13,30	0,4	6,2	19,90	66,83
P4a	0-20	4,3	0,59	1,64	3	0,10	18,66	0,3	2,7	2,80	8,1	16,98	27,88	10,04
P4b	30-50	4,01	0,70	1,08	2	0,25	18,21	0,3	3,7	3,95	10,8	10,16	24,91	15,86
P4c	50-70	4	1,07	1,98	4	0,24	19,24	0,3	2,7	2,94	10,7	8,77	22,41	13,12
P4d	70-90	3,85	0,97	2,32	10	0,32	20,34	0,3	3	3,32	12	8,46	23,78	13,95
P5a	0-20	5,62	15,84	2,66	9	0,40	43,99	3,2	20,8	21,20	0,1	4,03	25,33	83,69
P5b	20-40	5,05	11,46	2,12	4	0,42	43,51	3,3	18,7	19,12	0,2	4,42	23,74	80,54
P5c	40-60	4,71	12,45	2,07	10	0,42	46,83	3,6	19	19,42	0,2	3,43	23,05	84,25
P5d	60-80	5,36	14,50	0,97	12	0,44	47,53	3,8	18,1	18,54	0,1	5,35	23,99	77,29
P5e	80-100	4,32	14,80	0,92	1	0,44	48,24	3,6	19,7	20,14	0,2	7,23	27,57	73,05

Os valores de soma de bases são muito elevados, mesmo se descontados os teores de sódio, tornando a capacidade de troca de cátions do solo também elevada. De acordo com Brady e Weil (1999), a magnitude da CTC de um solo resulta da natureza dos colóides minerais e orgânicos e do pH do mesmo. Nos solos das regiões tropicais e subtropicais a fração argila é constituída principalmente pela caulinita e óxidos de ferro e alumínio, cujas superfícies apresentam baixa concentração de cargas negativas, já na presença da matéria orgânica os grupos funcionais carboxílicos e fenólicos aumentam a densidade desta carga e representam acréscimos de até 90% na CTC.

No solo do pântano salino os elevados teores de sódio (Na^+) observados, são claramente nocivos às plantas (extremamente adaptadas), em concordância com Rizzini (1979). Entretanto, não deixa de ser um substrato muito rico e atraente para inúmeras espécies animais que nele se alimentam e se reproduzem, confirmando a alta diversidade desse ecossistema, como comenta Carmo et al. (1994).

Os perfis estudados indicaram variação nos teores de fósforo com a profundidade. Este elemento não participa diretamente das reações redox no solo, contudo, mudanças nas características químicas do solo resultantes dessas reações influenciam, acentuadamente, o comportamento do P em solos que sofrem inundação (Willett, 1991). Entre essas mudanças, a elevação do pH, decorrente da redução de vários compostos, influencia diretamente a mobilização do fósforo. O P liberado dos sedimentos, em resposta ao aumento do pH, é controlado por reações de dessorção e de readsorção (Willett, op. cit.).

Apesar dos perfis apresentarem altos teores de alumínio trocável, sua saturação é muito baixa, o que pode ser atribuído aos elevados níveis de cátions no sistema. A percentagem % de saturação de Al^{3+} (m) também indicou que o teor deste elemento não está em níveis prejudiciais, segundo valores propostos por Muzilli (1978).

De acordo com Olivie-Lauquet et al. (2001), o aumento do Al em solução estaria diretamente relacionado com o aumento dos teores de Fe e Mn. Isto é, com a solubilização dos compostos de Fe e Mn, o Al associado a esses óxidos também seria liberado em solução, aumentando sua mobilização. Além disso, com a solubilização dos compostos de Fe e de Mn, e conseqüente aumento dos teores desses elementos em solução, pode ter ocorrido um deslocamento de Al trocável, aumentando o seu teor em solução. Esta solubilização se sobreporia à tendência do Al^{3+} hidrolizar e precipitar hidróxidos de Al em valores de pH mais elevados, sob inundação.

Rieder (1987), afirma que a medida que reduz-se o pH do solo há uma tendência de elevação do conteúdo de Al^{3+} em cada horizonte, havendo uma correlação positiva e linear

entre hidrogênio e alumínio iônicos na solução do solo, mas, apenas até um certo limite. A partir de certa quantidade de hidroxila no solo, este não aumenta mais, porém continua aumentando o conteúdo de Al^{3+} provido de argilas em degradação acionada pela acidez gerada pelo H^+ .

Todos os perfis apresentam característica sódica, ou seja, porcentagem de saturação por sódio em relação à capacidade de troca de cátions superior ou igual a 15%, caracterizando-o como “Solonchak”, podendo incluir este solo nos Gleissolos Sálcos sódicos, pois a relação de $(\text{Na} + \text{K}) / (\text{Ca} + \text{Mg})$ e Ca/Mg são respectivamente superior e inferior a 1. Isso vem demonstrar a alta influência do sódio no complexo trocável do solo e na especialização da vegetação. Segundo Rossi & Mattos (2002), a elevada quantidade de sódio trocável, por exemplo, poderia na verdade ser interpretada como sódio acumulado ou depositado, pois os argilominerais presentes no solo não teriam carga suficiente para essa troca. Da mesma forma, os teores de Al também podem ser dúbios, visto que podemos estar medindo acidez provocada por compostos de enxofre e decomposição da matéria orgânica.

6.8 ELEMENTOS MAIORES, MENORES E TRAÇO

Os sedimentos dos pântanos salinos são compostos principalmente por SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , Na_2O , Cl e SO_3 . K_2O , MgO , CaO , P_2O_5 e TiO_2 . Ocorrem subordinadamente, SrO , ZrO_2 e Rb_2O (Tabela 5, transecto A e Tabela 6, transecto B).

Os teores de SiO_2 no transecto A possuem média de 42,10 % e no transecto B de 45,26 %, já os teores de Al_2O_3 são 13,67 e 18,45 % respectivamente, perfazendo juntos mais de 50 % no transecto A e 60 % no B. A composição química é bastante homogênea entre os transectos A e B.

Os teores de K_2O situam-se em torno de 1,76 % no A e 1,65 % no B, o Na_2O situa-se próximo de 9,38 % no A e 5,62 % no B. Os teores de MgO situam-se em torno de 1,10 % no A e 1,04 % no B; o CaO situa-se em torno de 0,13 %. Os teores de Fe como Fe_2O_3 6,73 % no A e 6,5 % no B, assim como o enxofre (SO_3), que variou em torno de 1 % nos transectos, e os teores de TiO_2 com 1 %.

Tabela 5 – Composição química dos sedimentos do transecto A, Pântano Salino de Bragança. (valores em %-Peso)

Amostras	Prof. (cm)	Al ₂ O ₃	CaO	Cl	Fe ₂ O ₃	K ₂ O	MgO	Na ₂ O	P ₂ O ₅	SO ₃	SiO ₂	TiO ₂	SrO	ZrO ₂	Rb ₂ O	PF	Σ
P1a	0-20	13,77	0,16	8,01	4,88	1,55	1,4	10,45	0,09	2,06	35,93	0,9	0,28	0,04	0,01	20,46	99,99
P1b	20-40	16,42	0,12	2,84	7,15	1,97	1,25	3,2	0,19	0,85	50,66	1,12	0,38	0,06	0,01	13,78	100
P1c	40-50	14,72	0,15	5,09	9	2,38	1,07	6,35	0,15	3,9	42,29	1,09	0,02	0,07	0,01	13,69	99,98
P1d	50-70	13,27	0,14	7,19	8,1	1,9	1,33	9,02	0,12	2,7	35,17	0,95	0,02	0,05	0,01	20,05	100,02
P1e	70-90	9,74	0,1	12,83	5,06	1,38	0,84	18,63	0,05	1,65	24,25	0,67	0,01	0,03	0,01	24,76	100,01
P1f	90-100	16,13	0,12	1,96	9,46	1,97	1,35	2,83	0,2	1,09	49,7	1,14	0,02	0,05	0,01	13,96	99,99
Md		14,01	0,13	6,32	7,28	1,86	1,21	8,41	0,13	2,04	39,67	0,98	0,12	0,05	0,01	17,78	100,00
σ		2,43	0,02	3,97	1,95	0,35	0,21	5,86	0,06	1,13	10,00	0,18	0,16	0,01	0,00	4,66	0,01
P6a	0-20	13,5	0,11	6,88	6,52	1,55	1	11,53	0,16	0,58	40,06	1,02	0,02	0,06	0,01	17,01	100,01
P6b	20-40	15,43	0,11	2,82	9,69	1,74	1,08	4,29	0,21	0,83	47,72	1,18	0,36	0,07	0,01	14,46	100
P6c	40-60	16,22	0,13	3,18	7	2,09	1,49	2,36	0,22	0,59	50,82	1,15	0,02	0,06	0,01	14,66	100
P6d	60-80	13,59	0,12	6,79	6,53	1,97	0,96	11,86	0,12	1,4	41,08	1,03	0,32	0,06	0,01	14,15	99,99
P6e	80-100	14,74	0,13	3,81	8,82	2,42	1,29	3,83	0,16	4,37	42,58	1,08	0,02	0,06	0,01	16,68	100
Md		14,70	0,12	4,70	7,71	1,95	1,16	6,77	0,17	1,55	44,45	1,09	0,15	0,06	0,01	15,39	100,00
σ		1,17	0,01	1,98	1,45	0,33	0,22	4,55	0,04	1,61	4,62	0,07	0,18	0,00	0,00	1,34	0,01
P7a	0-20	13,7	0,19	8,24	3,87	1,48	1,01	9,87	0,12	0,46	47,9	0,94	0,01	0,09	0,01	12,12	100,01
P7b	20-40	12,61	0,16	11,34	4,66	1,41	0,91	12,71	0,12	0,42	43,36	1,02	0,01	0,09	0,01	11,18	100,01
P7c	40-60	12,3	0,17	8,6	5,86	1,48	0,95	11,28	0,18	0,46	47,23	1,01	0,01	0,09	0,01	10,36	99,99
P7d	> 60	8,97	0,11	17,24	4,4	1,18	0,62	22,46	0,07	0,7	32,72	0,82	0,01	0,09	0,01	10,6	100
Md		11,90	0,16	11,36	4,70	1,39	0,87	14,08	0,12	0,51	42,80	0,95	0,01	0,09	0,01	11,07	100,00
σ		2,04	0,03	4,16	0,84	0,14	0,17	5,71	0,05	0,13	7,01	0,09	0,00	0,00	0,00	0,78	0,01

Tabela 6 – Composição química dos sedimentos do transecto B, Pântano Salino de Bragança. (valores em %-Peso)

Perfil/ Amostras	Prof. (cm)	Al ₂ O ₃	CaO	Cl	Fe ₂ O ₃	K ₂ O	MgO	Na ₂ O	P ₂ O ₅	SO ₃	SiO ₂	TiO ₂	SrO	ZrO ₂	Rb ₂ O	PF	Σ
P3a	0-20	18,91	0,22	3,29	6,01	1,70	1,26	4,46	0,12	0,44	46,32	1,11	0,02	0,03	0,01	16,11	100,01
P3b	20-40	20,30	0,17	0,52	6,58	1,86	1,34	0,81	0,14	0,32	51,69	1,13	0,01	0,03	0,01	15,08	99,99
P3c	40-60	20,27	0,21	1,42	7,34	1,72	1,24	2,40	0,15	0,34	49,92	1,09	0,01	0,03	0,01	13,84	99,99
P3d	60-80	19,90	0,18	2,77	6,79	1,87	1,18	4,68	0,14	0,37	47,78	1,09	0,01	0,03	0,01	13,21	100,01
P3e	80-100	19,21	0,17	4,75	6,23	1,76	1,18	6,80	0,11	0,33	45,65	1,10	0,01	0,03	0,01	12,65	99,99
Md		19,72	0,19	2,55	6,59	1,78	1,24	3,83	0,13	0,36	48,27	1,10	0,01	0,03	0,01	14,18	100,00
σ		0,63	0,02	1,65	0,52	0,08	0,07	2,30	0,02	0,05	2,52	0,02	0,00	0,00	0,00	1,41	0,01
P4a	0-20	20,27	0,07	0,10	3,36	1,27	0,93	0,24	0,16	0,74	54,22	1,02	0,01	0,06	0,01	17,54	100,00
P4b	30-50	21,41	0,03	0,09	5,43	1,59	0,90	0,19	0,11	0,50	53,80	1,25	0,01	0,06	0,01	14,61	99,99
P4c	50-70	21,66	0,04	0,09	5,50	1,66	0,92	0,25	0,12	0,57	53,92	1,13	0,01	0,05	0,01	14,06	99,99
P4d	70-90	20,84	0,03	0,10	6,60	1,56	0,94	0,24	0,17	0,94	52,86	1,09	0,01	0,05	0,01	14,57	100,01
Md		21,05	0,04	0,10	5,22	1,52	0,92	0,23	0,14	0,69	53,70	1,12	0,01	0,06	0,01	15,20	100,00
σ		0,62	0,02	0,01	1,35	0,17	0,02	0,03	0,03	0,20	0,59	0,10	0,00	0,01	0,00	1,58	0,01
P5a	0-20	15,46	0,17	6,19	4,96	1,66	1,09	7,79	0,10	0,37	38,81	0,99	0,33	0,04	0,01	22,02	99,99
P5b	20-40	16,29	0,11	5,75	8,72	1,77	1,02	6,11	0,14	0,34	38,29	1,03	0,33	0,04	0,01	20,06	100,01
P5c	40-60	16,17	0,12	6,92	7,39	1,64	0,98	11,20	0,11	0,31	36,21	1,04	0,24	0,03	0,01	17,63	100,00
P5d	60-80	16,55	0,13	5,80	8,04	1,79	0,97	9,40	0,12	0,36	38,65	1,04	0,36	0,04	0,01	16,79	100,05
P5e	80-100	11,06	0,10	12,09	8,05	1,28	0,65	22,68	0,06	0,45	25,53	0,86	0,21	0,04	0,01	16,94	100,01
Md		15,11	0,13	7,35	7,43	1,63	0,94	11,44	0,11	0,37	35,50	0,99	0,29	0,04	0,01	18,69	100,01
σ		2,30	0,03	2,69	1,46	0,21	0,17	6,56	0,03	0,05	5,67	0,08	0,07	0,00	0,00	2,28	0,02

No transecto A (P1, P6 e P7) observa-se mudança no comportamento com a profundidade. A granulometria e o conteúdo em matéria orgânica exercem uma influencia significativa sobre as reações químicas que têm lugar nos perfis de solos.

No perfil P1 os constituintes SiO_2 , K_2O , Na_2O , Cl e a MO mostram variações mais acentuadas. A zona 1 é caracterizada por um aumento com a profundidade na concentração do SiO_2 e do K_2O contemporaneamente a diminuição nas concentrações de Na_2O , CaO , MgO , Cl , SO_4 e MO. Na zona 2 o padrão de distribuição dos elementos é modificado, ocorre uma diminuição gradativa do SiO_2 e menos acentuada de Al_2O_3 , o K_2O , CaO , SO_4 e MO têm os valores de concentração aumentado de 20 cm até aproximadamente 40 cm e a partir daí voltam a decrescer até atingir 80 cm de profundidade. O MgO tem um comportamento antagônico ao CaO até cerca de 40 cm, a partir daí seu comportamento é similar. O Na_2O e Cl possuem comportamento similar, caracterizado por um aumento gradativo a partir de 20 cm, alcançando um valor máximo na profundidade de 80 cm. Na zona 3 ocorre um aumento na concentração do Fe-Total, Al_2O_3 , SiO_2 , MgO , CaO e K_2O e os elementos Na_2O , Cl e SO_4 tendem a diminuir e a MO não apresenta variações nessa zona.

A composição química do perfil P1 reflete a mineralogia identificada neste perfil. Pode-se observar principalmente a presença do mineral quartzo, caulinita e halita, ambos identificados no DRX. O SiO_2 e Al_2O_3 constituem 54 % em peso, equivalendo ao quartzo e principalmente aos argilominerais (caulinita, esmectita e ilita). A halita é formada a partir do Na e Cl. O Fe-Total corresponde à pirita e jarosita, enquanto, K_2O , CaO e MgO , a ilita, esmectita, e ainda polihalita.

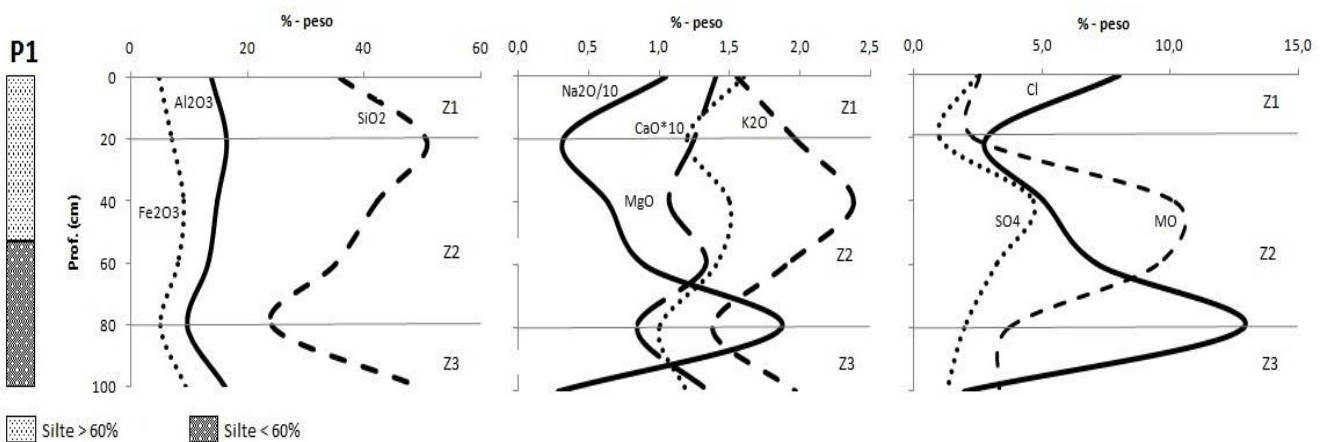


Figura 38 – Distribuição dos elementos maiores no solo do pântano salino, ao longo do perfil P1, transecto A.

No perfil P6 observa-se que Fe-Total, Al₂O₃, SiO₂, K₂O e SO₄ apresentam diminuição nas suas concentrações na zona 1, o MgO e CaO permanecem praticamente constantes, enquanto que o Na₂O, Cl e MO diminuíram. Ao atingirem a zona 2, o valores de Al₂O₃, SiO₂, MgO, CaO e K₂O aumentam até aproximadamente 40 cm e a partir desta profundidade, há uma diminuição nas suas concentrações. Fe-Total, Na₂O, Cl e SO₄ mostram uma redução na sua concentração na zona 2 até a profundidade 40 cm e a partir daí aumentam, com exceção de Na₂O e Cl que tornam a diminuir ao chegarem em 60 cm. A MO tende a diminuir até atingir 60 cm de profundidade, seguindo de ligeiro aumento.

A composição química do perfil P6 é semelhante a do perfil P1 e reflete a mineralogia identificada neste perfil. Pode-se observar principalmente a presença do mineral quartzo, caulinita, halita e em maiores profundidades a jarosita foi identificada, como visualizado no DRX e também na distribuição no solo, pois há um aumento nas concentrações de Fe-Total e SO₄ em profundidade, indicando que pode estar havendo a formação de jarosita. As gretas de contração presentes na área facilitaríam também a oxidação da pirita e sua transformação em jarosita em maiores profundidades, segundo uma equação proposta por Faure (1998) que foi modificada devido às condições do solo. A reação poderia ser modelada da seguinte maneira:



Seguido de formação de jarosita a partir de Fe₂O₃

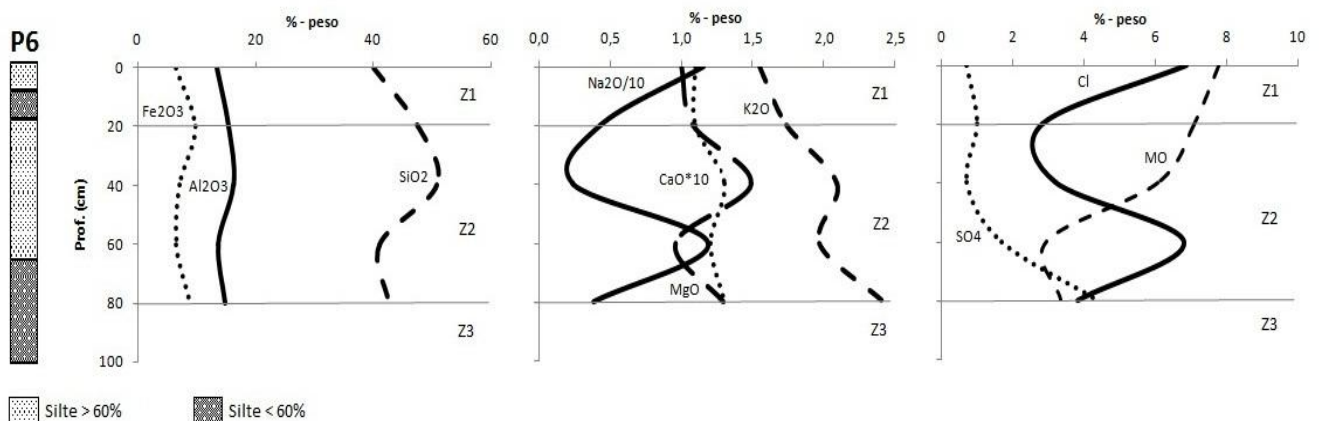
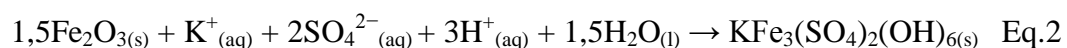


Figura 39 - Distribuição dos elementos no solo do pântano salino, ao longo do perfil P6, pertencente ao transecto A.

A concentração do SO_4 no perfil P7 foi considerada constante, diferente dos perfis anteriores. A concentração de Na_2O e Cl aumentam ligeiramente na zona 1, diminuem na zona 2 até os 40 cm e a partir desta profundidade tendem a aumentar, indicando que provavelmente não iriam diminuir após os 60 cm como nos demais perfis pertencentes a este transecto, apenas indicam que a concentração poderia se manter constantes ou ainda aumentar.

O Fe-Total, Al_2O_3 , SiO_2 , MgO , K_2O , CaO apresentaram semelhanças com o comportamento observado nos perfis anteriores, caracterizados por pouca modificação na zona 1, com exceção da MO que teve uma diminuição mais pronunciada e na zona 2 todos aumentaram até aproximadamente 40 cm e após essa profundidade indicaram redução em suas concentrações.

A composição química do perfil P7 é semelhante a dos demais perfis do transecto e reflete a mineralogia identificada neste perfil. Pode-se observar principalmente a presença do mineral quartzo, caulinita e possivelmente do mineral polihalita.

Este perfil apresenta o nível freático mais próximo da superfície (60 cm). Assim como os outros perfis do transecto A, o P7 está localizado nas proximidades de salmouras e portanto sob influência de soluções com altos teores de K e Mg verifica-se a precipitação do mineral evaporítico polihalita.

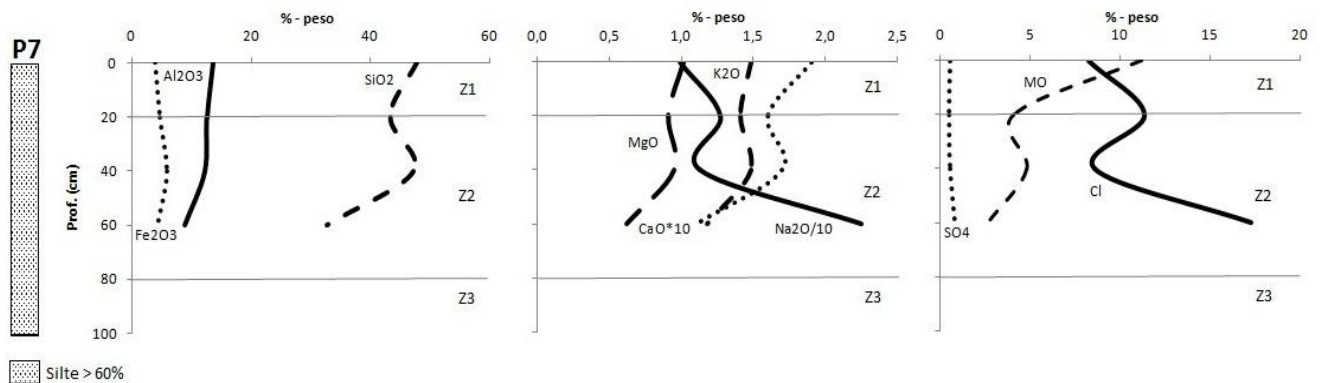


Figura 40 - Distribuição dos elementos no solo do pântano salino, ao longo do perfil P7, pertencente ao transecto A.

No transecto B (P3, P4 e P5), também houve variação química e mineralógica. Observa-se uma mudança no comportamento dos elementos com a profundidade. A granulometria e o conteúdo em matéria orgânica também exercem uma influencia significativa sobre as reações químicas que têm lugar nos perfis de solos.

O perfil P3 (figura 41) mostra uma diminuição na concentração de Na_2O , CaO , Cl e MO na zona 1. Na zona 2 o Na_2O e Cl apresentaram aumento na sua concentração e esta se

manteve na zona 3 (atingida em 60 cm). Já o CaO e a MO aumentaram a sua concentração na zona 2 até aproximadamente os 40 cm e a partir desta profundidade tenderam a diminuir. O K_2O teve pequena diminuição na sua concentração até 40 cm na zona 2 e depois voltou a aumentar, permanecendo constante na zona 3. O Fe-Total, Al_2O_3 , MgO e SO_4 apresentaram leves variações ao longo do perfil.

A composição química do perfil P3, que pouco varia, reflete a mineralogia identificada. Observa-se principalmente a presença do mineral quartzo e caulinita, que são minerais primários e a ausência total de minerais neoformados.

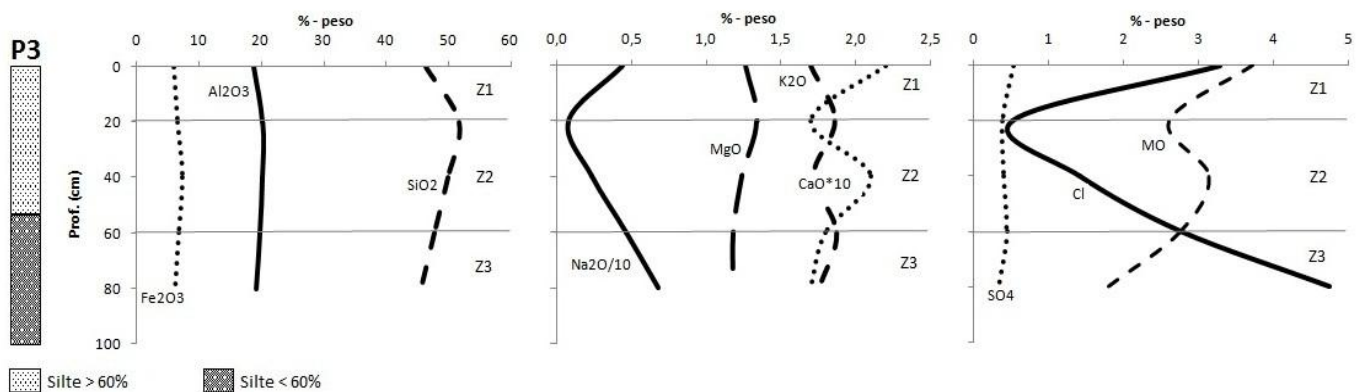


Figura 41- Distribuição dos elementos no solo do pântano salino, ao longo do perfil P3, pertencente ao transecto B.

No perfil P4 o Fe-Total, Al_2O_3 , SiO_2 , Na_2O , MgO e Cl se comportaram de forma semelhante, não apresentando variação significativa em suas concentrações com a profundidade (figura 42). O CaO, SO_4 e a MO tiveram suas concentrações reduzidas na zona 1 e aumentaram na zona 2. O CaO aumentou até os 40 cm e após essa profundidade voltou a diminuir. Na zona 3, devido os sedimentos estarem muito ressequidos não possível coletar amostras com o trado holandês. A composição química do perfil P4 é semelhante a do perfil P3 e reflete a mesma mineralogia, composta principalmente do mineral quartzo e caulinita. Porém este perfil tem uma particularidade, ou seja, a concentração de sais é extremamente baixa o que pode ser observado na distribuição dos elementos no solo. Deve estar, portanto, fora da influência das salmouras produzidas pela evaporação da água do pântano salino.

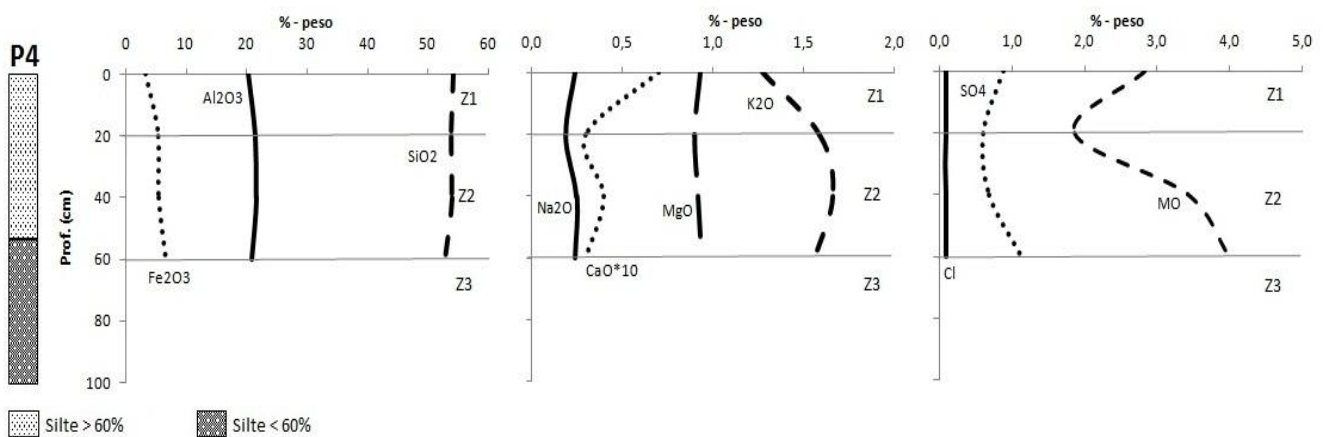


Figura 42 - Distribuição dos elementos no solo do pântano salino, ao longo do perfil P4, pertencente ao transecto B.

No perfil P5 (figura 43) praticamente todos apresentaram certa estabilidade na zona 1, com exceção do Na_2O e CaO . Na zona 2 observou-se que a estabilidade manteve-se para a maioria dos elementos, exceto para Na_2O , Cl e MO , que tiveram ligeiro aumento de sua concentração até a profundidade de 40 cm e após diminuíram até a profundidade de 60 cm, ainda na zona 2. Na zona 3, observou-se mudança de comportamento para praticamente todos os parâmetros, com exceção do Fe-Total e SO_4 que mantiveram-se estáveis, o Al_2O_3 , SiO_2 , MgO , CaO e K_2O apresentaram diminuição em suas concentrações, o Na_2O e Cl aumentaram seus teores e a MO mostrou tendência a se manter constante.

A composição química do perfil P5 reflete a mineralogia identificada neste perfil e é semelhante a do perfil P6 pertencente ao transecto A. Se observa principalmente a presença do mineral quartzo, caulinita, halita e jarosita em maiores profundidades. O Fe-Total e o SO_4 mostraram concentrações praticamente constantes ao longo do perfil, porém só foi observada a formação da jarosita em maiores profundidades.

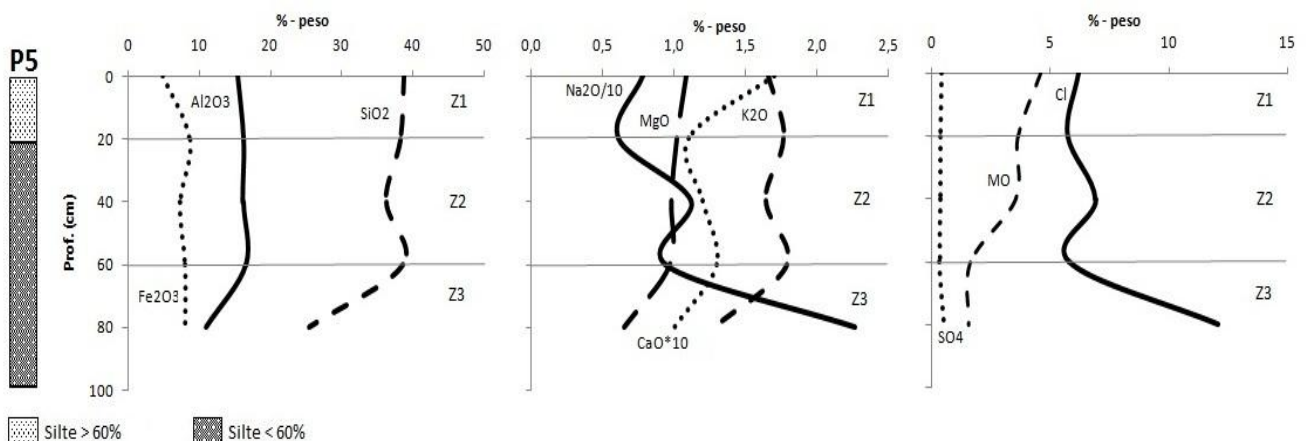


Figura 43 - Distribuição dos elementos no solo do pântano salino, ao longo do perfil P5, pertencente ao transecto B.

O solo do pântano salino possui composição química muito semelhante aquelas apresentadas pelos sedimentos dos manguezais. Observam-se teores mais elevados de ferro, titânio, sódio, potássio e fósforo e teores mais baixos de SiO_2 , Al_2O_3 , CaO e S (Tabela 7).

Tabela 7 - Comparação entre a composição química de manguezais, pântano salino e Folhelhos.

Elementos (% - peso)	Marapanim (1)	Pântano (2)	Média Folhelhos (3)
SiO_2	54,47	43,62	58,10
Al_2O_3	18,32	15,98	15,40
MgO	0,9	1,07	2,44
CaO	0,41	0,13	3,11
F_2O_3	6,51	6,62	6,47
TiO_2	0,69	1,03	0,65
Na_2O	1,46	7,51	1,30
K_2O	1,47	1,71	3,24
P_2O_5	< 700 ppm	0,13	0,17
% C	2,59	2,43	0,80
MnO	0,03	-	-
S	1,57	0,98	0,64
PF	14,88	15,62	-

1 Manguezais do nordeste do estado do Pará (clima úmido) – Berrêdo, 2006;

2 Pântanos salinos (este estudo);

3 Média Folhelhos - Mason, 1971.

As razões $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ e $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ (Figura 34), nos sedimentos dos pântanos salinos, correlacionam-se aos valores obtidos por Berrêdo (2006) ao estudar o estuário do rio Marapanim, refletindo essencialmente o domínio da caulinita na constituição daqueles sedimentos. A razão $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ mantém-se entre 2,31 e 3,84 (média de 2,78), mais baixa que a encontrada por Berrêdo (2,89); a média $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ (1,26) é um pouco maior que a obtida por Berrêdo (1,07).

O solo do pântano salino, assim como os sedimentos coletados no estuário do Rio Marapanim refletem a ação intensa do intemperismo tropical, indicando minerais ricos em Al_2O_3 como a caulinita. A baixa razão $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$, está relacionada com a evaporação da água do pântano salino em que há a concentração de Na_2O .

Pode-se observar que alguns pontos no diagrama, aqueles mais próximos dos folhelhos (perfil P4), podem sugerir altas concentrações de K_2O , o que destoaria dos demais pontos.

Porém a anomalia está relacionada ao teor de Na_2O , que é mínimo nesta área e não ao teor de K_2O , semelhante aos dos demais perfis.

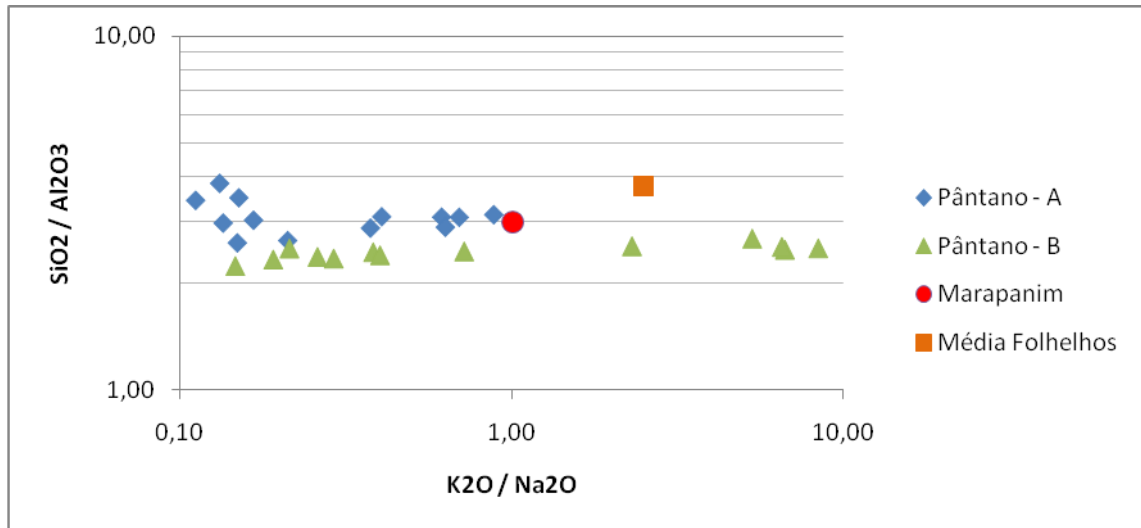


Figura 44 - Diagramas de comparações geoquímicas entre as amostras do solo no pântano salino (transecto A e B) e os sedimentos coletados no estuário do Rio Marapanim (Berrêdo, 2006).

Os índices que representam a relação entre a sílica e alumina (Ki) ou entre os sesquióxidos de ferro e de alumínio (Kr), são indicativos da idade ou evolução dos solos (Vieira & Vieira, 1981). Segundo esses autores, quanto mais os valores de Ki e Kr se afastam de 1, mais recente e menos evoluídos são os solos. Os valores de Ki nos transectos A e B foram 5,2 e 4,2, respectivamente e Kr ficaram entre 3,9 e 3,4 respectivamente. Esses valores indicam que os solos nos pântanos salinos de Bragança são muito novos e pouco evoluídos.

Em todos os perfis, os teores de SiO_2 foram maiores que os de Al_2O_3 , resultando nos elevados valores de Ki observados. Segundo, Corrêa et al. (2003) esses valores são indicativos de que há menor solubilização e saída de sílica do sistema, favorecendo a gênese de minerais de argila tipo 2:1 na área (drenagem deficiente, precipitação relativamente baixa ou nula no período de estiagem, temperatura e evapotranspiração elevadas).

A caulinita, mineral de argila 1:1, tem a sua origem relacionada aos latossolos que tipicamente se desenvolvem na região bragantina e mesmo na região nordeste do estado do Pará. Esses minerais são erodidos dos solos da região e transportados pelos sistemas fluviais até os estuários da costa paraense. Nesse contexto, são acumulados juntamente com outros minerais formando os depósitos sedimentares onde normalmente se instalam os manguezais.

Este processo define uma origem alóctone da caulinita. A existência de soluções de solo desprovidas de sílica e bases favorece a formação deste argilomineral (Righi & Meunier,

1995). A neoformação (formação *in situ*) da caulinita se mostra dificultada sob condições encontradas nos solos do pântano, já que, conforme destacado anteriormente, estes ambientes apresentam condições que favorecem a bissialitização e não a monossialitização.

Esta afirmação se encontra de acordo com o campo de estabilidade da caulinita proposto por Dixon (1989), visto que, segundo o autor, em ambientes que permitem o estabelecimento de uma elevada relação $[K^+]/[H^+]$, como observado na Tabela 3, o equilíbrio geoquímico é deslocado no sentido da formação de 2:1 ao invés de 1:1.

Existe a hipótese de transformação de argilominerais a partir da solução e outros minerais, e também a neogênese que consistiria em uma segunda fonte geradora de minerais 2:1, como a esmectita, por exemplo, pois o ambiente de alteração, caracteriza-se por um meio halomórfico e hidromórfico, como o encontrado neste estudo, e estaria priorizando um processo salinolítico de alteração que é marcado pela remoção parcial de sílica e bases da água do mar, depositado durante o período chuvoso e concentrado no período de estiagem, permitindo a bissialitização, e conseqüentemente, a formação de argilominerais do tipo 2:1. A concentração de elementos na água do pântano durante o período de intensa evaporação também favorece o aparecimento dos minerais evaporíticos observados na difração de raios-X.

Os evaporitos halita, gipso, jarosita e polihalita representam minerais autigênicos em sedimentos lamosos (Queiroz, 1992). A formação do gipso descrita por Suguio (1980) ocorre pela evaporação da água do mar, em meio calmo, onde a circulação de água é limitada e é o primeiro mineral que precipita e progride, até a precipitação da halita, se as condições são favoráveis. Ambos minerais foram observados em abundância no pântano salino.

A polihalita precipita quando há salmouras ricas em halita, potássio e magnésio, em que estes elementos reagem com anidrita para precipitar Rahimpour-Bonab, (2007).

A jarosita é produzida normalmente quando as condições redutoras são substituídas por condições oxidantes e há uma intensificação da evaporação no solo. O surgimento de numerosas gretas de contração na superfície do solo do pântano certamente favoreceu a oxidação natural da pirita, induzindo a formação de jarosita. Esse fenômeno vem sendo bastante estudado e foi observado em zonas de manguezal africanas por Aubrun (1988).

A pirita não foi identificada nos difratogramas das amostras estudadas, mas este mineral é geralmente verificado em sedimentos lamosos como os de manguezais e pântanos. Sua formação a baixa temperatura se dá principalmente quando existe um somatório de fatores, tais como: minerais ferruginosos detríticos provenientes do intemperismo de rochas e solos da zona de alimentação; provisionamento regular de sulfatos, proporcionado pelo

movimento das marés e aporte de matéria orgânica, produzida principalmente pela decomposição da vegetação local (Kalck, 1978).

Em sedimentos onde a matéria orgânica se acumula mais rapidamente do que se decompõem, as águas intersticiais se tornam anaeróbicas e tem início a sulfato-redução bacteriana. Forma-se o ácido sulfídrico. Uma parte desse ácido sulfídrico reage imediatamente com os minerais ferruginosos detríticos para formar em condições redutoras monossulfetos de ferro, principalmente greigita (Fe_3S_4) (Aragon, 1997). O resto do ácido sulfídrico é transformado em enxofre elementar pelas bactérias. Uma parte desse enxofre elementar reage em seguida com os monossulfetos de ferro para formar a pirita. O resto de enxofre elementar é oxidado pelas bactérias em sulfato (Aragon, op. cit).

7. CONCLUSÕES

Os atributos químicos e físicos do solo e a sazonalidade da região desempenharam importante papel nas transformações geoquímicas observadas no pântano salino.

Baseado na classificação de campo aliada com análises laboratoriais classificou-se o solo pertencente ao pântano salino como um Gleissolo Sáfico Sódico Eutrófico, textura argilo-siltosa, situado em relevo plano e campo herbáceo.

Os processos pedogenéticos presentes nos pântanos salinos, que se encontra em ambiente halomórfico, hidromórfico, sulfato redutor, são caracterizados por uma série de reações químicas típicas desse ambiente que se confundem com as reações eodiagnéticas para sedimentos gerados em ambiente evaporítico.

Características presentes em sistemas evaporíticos tropicais, subtropicais e semi-áridos, tais como as esteiras de algas e a precipitação de gipso e halitas, foram observadas e são influenciadas não só pelo meio físico, mas também por parâmetros químicos dinâmicos presentes no pântano salino.

Ao analisar todos os perfis, verificou-se que o fracionamento granulométrico das partículas de todas as amostras obedece a seguinte ordem percentual de distribuição lateral e em profundidade: silte>argila>areia. Os histogramas indicaram duas populações representadas, provavelmente oriundas de sistemas deposicionais diferentes.

O solo do pântano salino é constituído mineralogicamente por quartzo, caulinita, illita, esmectita, halita, jarosita, polihalita, gipso, óxidos de ferro e minerais acessórios. A matéria orgânica e o material bioclástico (diatomáceas e carapaças de animais) também são expressivos.

Os teores de carbono orgânico no Gleissolo foram elevados, considerando que são solos minerais.

O caráter eutrófico é verificado em quase todos os perfis, que apresentam valores elevados de Mg^{2+} (alcançando 29 cmolc /dm^3), K^+ (com valores máximos de $1,8 \text{ cmolc /dm}^3$) e Ca^{2+} (atingindo valores máximos de $3,8 \text{ cmolc/dm}^3$). Apenas o perfil P4, pertencente ao transecto B, apresentou o caráter distrófico. Os valores de soma de bases são muito elevados, mesmo se descontados os teores de sódio, tornando a capacidade de troca de cátions do solo também elevada.

O P não participa diretamente das reações redox no solo, contudo, mudanças nas características químicas do solo resultantes dessas reações certamente influenciam o comportamento deste elemento em solos que sofrem inundação.

Observou-se que houve altos teores de Al^{3+} nos perfis, havendo uma correlação positiva e linear entre hidrogênio e alumínio iônicos na solução do solo, mas, apenas até certo limite.

Todos os perfis apresentam característica sódica, ou seja, porcentagem de saturação por sódio em relação à capacidade de troca de cátions superior ou igual a 15%, caracterizando-o como “Solonchak.

Em geral, a composição química dos sedimentos do pântano salino corresponde à contribuição da área de origem (composta principalmente de SiO_2 , Al_2O_3 e Fe_2O_3 e pobre em elementos alcalinos), juntamente com os elevados teores de Na, Mg, K e Ca com proveniência marinha. O aparecimento de novas fases minerais, são essencialmente resultado da degradação da matéria orgânica, fases minerais anteriores e o fato de que nesses solos, que possuem alto teor de matéria orgânica e são pouco permeáveis, a formação de minerais é certamente favorecida pelos fluxos lentos da água intersticial, rica em elementos, durante a evaporação da água do pântano.

REFERÊNCIAS

- Alongi, D. M. 1989. The role of soft-bottom benthic communities in Tropical Mangrove and Coral Reef Ecosystems. *Critical Reviews in Aquatic Sciences*, v. 1, n. 2, p. 243-280.
- Alves, M.A.M.S. 2001. Morfodinâmica e sedimentologia da praia de Ajuruteua – NE do Pará. Belém: Centro de Geociências. Universidade Federal do Pará. Dissertação de Mestrado.
- Andrews, J.E.; Brimblecombe, P.; Jickells, T.D.; Liss, P.S. 1996. *An Introduction to Environmental Chemistry*. Oxford: Blackwell Science Ltd., 209p.
- Angino, E. E. and G. K. Billings. 1972. *Atomic Absorption Spectrometry in Geology*, 2nd ed. Elsevier Pub. Co., New York. 191 p.
- Aragon, G.T. 1997. Biogeoquímica sedimentar do enxofre e do ferro em um manguezal da baía de Sepetiba, RJ: neoformação de sulfetos ferrosos. Niterói: Universidade Federal Fluminense, 119p. (Tese de Doutorado em Geoquímica Ambiental).
- Arai, M.; Rossetti, D.F.; Truckenbrodt, W.; Nogueira, A.C.R.; Góes, A.M. 1994. Novos dados sobre a estratigrafia e ambiente deposicional dos sedimentos Barreiras, NE do Pará. In: *Simpósio de Geologia da Amazônia*, 4., Belém, 1994. Anais. Belém, SBG. p.185-187.
- Aubrun, A. 1988. *Mangrove ancienne de BasseCasamance (Sénégal): caractérisation-pédologie-sédimentologie*. Strasbourg: Université Louis Pasteur de Strasbourg,. 165p. (Tese de Doutorado).
- Berrêdo J. F. 2006. *Geoquímica dos sedimentos de manguezais do nordeste do estado do Pará: o exemplo do estuário do rio Marapanim*. Tese de Doutorado, Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, 185 p.
- Berrêdo J. F.; Costa, M. L. da; Vilhena, M do P. S. & Santos, J. T dos. 2008. Mineralogia e geoquímica de sedimentos de manguezais da costa amazônica: o exemplo do estuário do rio Marapanim (Pará). *Revista Brasileira de Geociências*. Volume 38(1): 24-35.
- Berrêdo, J. F.; Costa, M. L. da; Progene, M do P. S. 2008. Efeitos das variações sazonais do clima tropical úmido sobre as águas e sedimentos de manguezais do estuário do rio Marapanim, costa nordeste do Estado do Pará. *Acta Amazônica*, vol. 38(3): 473 – 482.
- Boom, M.; Brassler, H.J.; Hansford, G.S. & Heijnen, J.J. 1999. Comparison of the oxidation kinetics of different pyrites in the presence of *Thiobacillus ferrooxidans* or *Leptospirillum ferrooxidans*. *Hydrometallurgy*, 53:57-72.
- Bottcher, M.; Hespeneide, B. & Llobet-Brossa, E. 2000. The biogeochemistry, stable isotope geochemistry, and microbial community structure of a temperate intertidal mudflat: an integrated study. *Cont. Shelf Res.*, 20:1749-1769.
- Boulhosa, M. B. M; Souza Filho, P. W. M. 2005. Uso de Imagens SRTM e Landsat ETM+7 para o mapeamento geomorfológico dos ambientes costeiros do nordeste do Pará. *Anais*

- XII Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, Goiânia, Brasil, 16-21 abril, INPE, p. 1745-1747.
- Brady, N.C.; Weil, R.R. 1999. The nature and properties of soil. 2ed. New Jersey: Prentice-Hall, 624p.
- Buch, M.W & Rose, D. 1996. Mineralogy e Geochemistry of the sediments of the Etosha Pan region in northern Namibia: a reconstruction of the depositional environment. *Journal of African Earth Sciences*, 22, 355-378.
- Carmo, T.M.S. do; Melo, R.M.S; Oliveira, A.R. de; Akahori, L.; Almeida, R. de; Lovat, T.J.C. 1994. Conhecendo o manguezal: material didático. Vitória, Editora Fundação Ciciliano Abel de Almeida, 25p.
- Cha, J.M.; Cha, B.W.S. & Lee, J.H. 1999. Removal of organo-sulfur odor compounds by *Thiobacillus novellus* SRM, sulfuroxidizing microorganisms. *Process Biochem.*, 34:659-665.
- Citrón, G & Schaeffer-Novelli, Y. 1983. Introducción a la ecología del manglar. San Juan, Rostlac. 109p.
- Convensão de RAMSAR (1971). Disponível em: http://www.ramsar.org/lib/lib_manual2006e.htm#A1. Acesso em: 28/07/09.
- Corrêa, M.M; Ker, J.C; Mendonça, E.S; Ruiz, H.A; Bastos, R.S. 2003. Atributos Químicos, Físicos e Mineralógicos de Solos da Região das Várzeas de Sousa (PB). *R. Bras. Ci. Solo*, 27:311-324.
- Costa, M.L. da.; Behling, H.; Berrêdo, J.F.; Siqueira, N.V.M. 2004. Mineralogical, Geochemical and Palynological Studies of Late Holocene Mangrove Sediments from Northeastern Para State, Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, 34(4):479-488.
- DHN. 2009. Tabua das marés para 2009. Fundeadouro de Salinópolis (Estado do Pará). Disponível em: <https://www.mar.mil.br/dhn/dhn/index.html>. Acesso em: 28/07/09.
- Dixon, J.B. Kaolin and serpentine group minerals. In: Dixon, J.B. & Weed, S.B., eds. *Minerals in soils environments*. 2.ed. Madison, Soil Science Society of America, 1989. p.439-525.
- Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária – EMBRAPA. 1997. Serviço Nacional de Levantamento e Conservação de Solos. Manual de métodos e análises de solos. 2.ed. Rio de Janeiro. 212p.
- Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária - EMBRAPA. 1999. Sistema brasileiro de classificação de solos. Rio de Janeiro, Centro Nacional de Pesquisa de Solos. 412p.
- Fanning, D.S. & Fanning, M.C.B. 1989. Soil morphology, genesis and classification. New York, John Wiley & Sons. 395p.

- Faure, G. 1998. Principles and Applications of Inorganic Geochemistry. 2ed. Prentice Hall (Upper Saddle River, N.J.), 600p.
- Fernandes, M. E. B. 2003. Produção primária: serapilheira. In: FERNANDES, M. E. B. (Org.). Os manguezais da costa norte brasileira. São Luís-MA: Fundação Rio Bacanga. p. 61-78.
- Ferreira, D de M; Melo, J. V de; Neto, L. X. da C. 2008. Influência da Carnicultura sobre a salinização do solo em áreas do Município de Guamaré/RN. I Congresso de Iniciação em Desenvolvimento Tecnológico e Inovação– CONITI (1.: Natal: Rio Grande do Norte. RN)/ José Yvan Pereira Leite e Antônio Luiz Pereira de Siqueira Campos. Natal: CEFET-RN, 2008. 115p.
- Füchtbauer, H. (Ed.), 1988. Sedimente und Sedimentgesteine: 1-1141. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart.
- Furquim, S.A.C. 2007. Formação de carbonatos e argilominerais em solos sódicos do Pantanal Sul-Mato-Grossense. São Paulo: 222 p. Tese de Doutorado. Universidade de São Paulo.
- Gualberto, L. P. S; Souza Filho, P. W. 2007. Reconhecimento de ambientes costeiros a partir de análise textural de imagens SAR R99B (Banda L – Polarização VV). Anais XIII Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, Florianópolis, Brasil, 21-26 abril, INPE, p. 4889-4896.
- Hillier, S. 1995. Erosion, sedimentation and sedimentary origin of clays. In: VELDE, B., ed. Origin and mineralogy of clays: clays and de environment. Berlin, Springer, p.162-214.
- Imagens de feições encontradas em sabkhas. 2009. Disponível em: <<http://gary-brown.co.uk>>. Acesso em 09 de setembro de 2011.
- Kalck, Y.1978. Evolution des zones à mangroves du Senegal au quaternaire récent. Etudes géologique et géochimique. Strasbourg: Université Louis Pasteur, 121p. (These 3é cycle).
- Kirwan, M. L., and A. B. Murray (2002), A coupled geomorphic and ecological model of tidal marsh evolution, Proc. Natl. Acad. Sci., 104, 6118–6122, doi:10.1073/pnas.0700958104.
- Kinsman, D. J. J. 1969. Modes of Formation, Sedimentary Associations, and Diagnostic Features of Shallow-Water and Supratidal Evaporites. AAPG Bulletin, Volume 53.
- Koch, V. 1999. Epibenthic production and energy flow in the Caeté mangrove estuary, North Brazil. 96 f. Tese (Doutorado) – Universidade de Bremen, Alemanha.
- Lani, J.L. 1998. Deltas dos rios Doce e Itapemirim; solos, com ênfase nos Tiomórficos, água e impacto ambiental do uso. Viçosa, Universidade Federal de Viçosa. 169p. (Tese de Doutorado)
- Lara, R.J. 2003. Amazonian mangroves - a multidisciplinary case study in Pará State, North Brazil: introduction. Wetlands Ecology and Management, 11: 217-221.

- Lima, H.N; Mello, J.W.V de; Schaefer, C.E.G.R; Ker, J.C. 2005. Dinâmica da mobilização de elementos em solos da Amazônia submetidos à inundação. *Acta Amazonica*, vol. 35(3): 317 – 330.
- Loring, D.H., and R.T.T. Rantala. 1992. Manual for the geochemical analyses of marine sediments and suspended particulate matter. *Earth Sci. Rev.* 32:235–283
- Marius, C. & Lucas, J. 1991. Holocene mangrove swamps of West Africa: sedimentology and soils. *Afric. J. Earth Sci.*, 12:41-54.
- Martorano, L.G; Perreira, L.C; Cézar, E.G.M; Pereira, I.C.B. 1993. Estudos climáticos do Estado do Pará, classificação climática (Köppen) e deficiência hídrica (Thorntwhite, Mather). Belém: SUDAM/EMBRAPA, SNLCS. 53 p
- Mason, B.H. 1971. Princípios de geoquímica. São Paulo, Editora da Universidade de São Paulo, 401p.
- Masselink, G. & Short, A.D. 1993. The effect of the tide range on beach morphodynamics and morphology: a conceptual beach model. *Journal of Coastal Research*, 9 (3): 785-800.
- Michalopoulos P. & Aller R.C. 1995. Rapid clay mineral formation in Amazon Delta sediments: Reverse Weathering and oceanic elemental cycles. *Science*, 270:614-617.
- Michalopoulos P. & Aller R. C. 2000. Conversion of diatoms to clays during early diagenesis in tropical, continental shelf muds. *Geology*, 28(12):1095-1098.
- Moore, D.M. & Reynolds Jr, R.C. 1989. X-ray diffraction and the identification and analysis of clay minerals. 1.ed. New York, Oxford University Press, 332p.
- Muzzili, O. 1978. Análise de solos: interpretação e recomendação de calagem e adubação para o Estado do Paraná. Londrina: Fundação Instituto Agrônômico do Paraná, 49 p. (Circular IAPAR, 9).
- Noffke, N; Gerdes, G; Klenke, T. 2002. Benthic cyanobacteria and their influence on the sedimentary dynamics of peritidal depositional systems (siliciclastic, evaporitic salty, and evaporitic carbonatic). *Earth-Science Reviews* 62 (2003) 163–176.
- Oliveira, O. M. C de; Queiroz, A. F. de S; Argôlo, J. L. Estudo mineralógico do sedimento de manguezal da baía de Camamu-Ba. *Rem: Rev. Esc. Minas* [online]. 2002, vol.55, n.2, p. 147-151.
- Olivie-Lauquet, G.; Gruau, G.; Dia, A.; Riou, C.; Jaffrezic, A.; Henin, O. 2001. Release of trace elements in wetlands: role of seasonal variability. *Wat. Res.* 35(4): 943-952.
- Otero, X.L. 2000. Biogeoquímica de metais pesados em ambientes sedimentários marinhos. Santiago de Compostela, Universidad de Santiago de Compostela. 308p.(Tese Dr)
- Pennings, S.C. & Bertness, M.D. (2001) Salt marsh communities. *Marine Community Ecology* (ed. M.E. Hay), pp. 289–316. Sinauer Associates, Sunderland.

- Pennings, S.C., Craft, C.B., Guo, H. & Wieski, K. 2010. Ecosystem Functions of Tidal Fresh, Brackish, and Salt Marshes on the Georgia Coast. *Estuaries and Coasts* 33:161–169.
- Prada-Gamero, R.M; Vidal-Torrado, P. & Ferreira, T. O. 2004. Mineralogia e físico-química dos solos de mangue do Rio Iriri no canal de Bertioga (Santos, SP). *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, 28:233-243.
- Prakasa, R.M. & Swamy, A.S.R. 1987. Clay mineral distribution in the mangrove of the Godavari delta. *Clay Res.*, 6:81-86.
- Rahimpour-Bonab, H; Shariatinia, Z; & Siemann, M. G. 2007. Role of rifting in evaporite deposition in the Great Kavir Basin, central Iran (*in* *Evaporites through space and time*) *Geological Society Special Publications*, 285 69-85.
- Reddy, K. R & DeLaune, R. D. 2008. *Biogeochemistry of Wetlands: Science and Applications*. Boca Raton, FL: CRC Press, Taylor & Francis Group. 806 p.
- Reimold, R.J. & Queen, W.H. 1974. Ecology of halophytes. Academy Press, Inc. New York. p 3-19, 1974. 1 Fig, 112 Ref.
- Rieder, A. 1987. Características químicas, físicas e físico-hídricas de solos de algumas várzeas de Mato Grosso. Cuiabá: EMATER – MT. 169p.
- Rossetti, D.F.; Góes, A.M.; Souza; Lena, S.B.S. 2001. Estratigrafia da sucessão sedimentar Pós-Barreiras (Zona Bragantina, Pará) com base em radar de penetração no solo. *Revista Brasileira de Geofísica*, 19(2):113-130.
- Rossi, M.; Matos, I.F. 1992. O ecossistema mangue: uma análise dos solos e da vegetação no Estado de São Paulo. In: Congresso Nacional sobre Essências Nativas 2. Anais. São Paulo, Instituto florestal, p. 930-936.
- Schaeffer-Novelli, Y; Cintrón-Molero, G; Adaime, R. R. and Camargo, T. M de. 1990. Variability of mangrove ecosystems along the Brazilian coast. *Estuaries*, v. 13, n. 2, p. 204-218.
- Schaeffer-Novelli, Y. 1991. Manguezais brasileiros. São Paulo, Universidade de São Paulo. 42p. (Tese de Livre Docência)
- SECTAM (1999). Coordenadoria de Estatística Estadual – CEE: setor de coleta e tratamento de dados. Perfis Municipais: Bragança-Pará. 39 p.
- Silva C.A. da. 1998. Análise morfoestratigráfica do estuário do rio Marapanim-NE do Pará. Dissertação de Mestrado, Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, 133 p.
- Silva, M. G. L. 2001. Avaliação multitemporal da dinâmica costeira da praia do pescador, Bragança (Norte do Brasil). Belém: Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências. Dissertação de Mestrado.
- Silva, S. B. e; Nascimento, W. 2006. A fertilidade das ilhas do município de Belém. UFRA, Belém.

- Soil Survey Staff. 2003. Keys to soil taxonomy. 9th. Ed. United States Department of Agriculture-Natural Resource Conservation Service. Washington: U.S. Gov. Print Office. 332 p.
- Souza Filho, P.W.M. 1995. Influência das variações do nível do mar na morfoestratigrafia da planície costeira bragantina (NE do Pará) durante o holoceno. Belém, Universidade federal do Pará, 123 p. Dissertação de Mestrado.
- Souza Filho, P.W.M & El Robrini, M. 1998. Morfologia, processos de sedimentação e litofácies dos ambientes morfo-sedimentares da planície costeira bragantina, nordeste do Pará, Brasil. *GEONOMOS*, 4 (2): 1-16.
- Souza Filho, P. W. M. 2000. Avaliação e aplicação de dados de sensores remotos no estudo de ambientes costeiros tropicais úmidos, Bragança, Norte do Brasil. 236 f. Dissertação (Doutorado) – Universidade Federal do Pará.
- Souza Filho, P.W.M. & Paradella, W.R. 2002. Recognition of the main geobotanical features along the Bragança mangrove coast (Brazilian Amazon Region) from Landsat TM and Radarsat-1 data. *Wetlands Ecology and Management*, 10: 123-132p.
- Souza Filho, P W.M. & Paradella, W.R. 2003. Use of synthetic aperture radar for recognition of coastal geomorphological features, land use assessment and shoreline changes in Bragança coast, Pará, Northern Brazil. *Annals of the Brazilian Academy of Science*, 75: 341-56.
- Souza Filho, P. W; Gonçalves, F. D; Beisl, C. H; Miranda, F.P de; Almeida, E. F. de & Cunha, E. R. 2005. Sistema de observação costeira e o papel dos sensores remotos no mapeamento da costa norte brasileira, Amazônia. *RBC - Revista Brasileira de Cartografia*, Nº 57/02. (ISSN 1808-0936).
- Souza Filho, P. W. M.; Paradella, W. R. Silveira, O.F.M. 2005. Synthetic aperture radar for recognition of coastal features in the wet tropics: applications in the brazilian Amazon coast. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi, Série Ciências Naturais*, v. 1, p. 149-154.
- Suguio, K. ; Nogueira, A. C. R. 1999. Revisão crítica dos conhecimentos geológicos sobre a Formação (ou Grupo?) Barreiras do Neógeno e o seu possível significado como testemunho de alguns eventos geológicos mundiais. *Geociências*, 18:461-479.
- Thorez, J. 1976. Practical identification of clay minerals. *Bélgique,G. Lelotte*, 90 p.
- Tomé Jr., J.B. 1997. Manual para interpretação de análise de solo. Guaíba: Agropecuária.
- Vieira, L. S; Santos, W. H. P dos; Falesi, I. C. & Filho, J. P. S. O. 1967. Levantamento de reconhecimento dos Solos da Região Bragantina, Estado do Pará. *Separata da Pesquisa Agropecuária Brasileira*, vol. 2. *Pesq. agropec. bras.* 2:1-63.

- Warren, J.K & Kendall, C.G.ST.C. 1985. Comparison of sequences formed in marine sabkha (subaqueous) settings – modern and ancient. *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*. v.69, no 6. p 1013 – 1023.
- Wolff, M; Koch, V; Isaac, V. 2000. A trophic flow model of the Caeté mangrove estuary (North Brazil) with considerations for the sustainable use of its resources. *Estuarine Coastal. Shelf Science*. v. 50, p. 789-803.
- Yokoya, N. S. 1995. Distribuição e Origem. In: SCHAEFFERNOVELLI, Y. (Org.). *Manguezal Ecosistema entre a terra e o mar*. São Paulo: Caribbean Ecological Research. p. 9-12.