

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

SEDIMENTAÇÃO QUATERNÁRIA NOS LAGOS DA MICRORREGIÃO DE SÃO
RAIMUNDO NONATO, PI

Paulo Fiorini

Orientador: Prof.Dr. Paulo César Fonseca Giannini
Co-orientador: MsC. Vinícius Ribau Mendes

MONOGRAFIA DE TRABALHO DE FORMATURA
(TF-12 / 36)

De acordo,

Paulo Fiorini

Prof. Dr. Paulo César Fonseca Giannini

SÃO PAULO
2012

RESUMO	1
Abstract	2
1. INTRODUÇÃO.....	3
2. METAS E OBJETIVOS.....	4
3. MATERIAIS E MÉTODOS	5
3.1 Revisão bibliográfica.....	5
3.2. Sensoriamento remoto	5
3.3. Atividade de campo	6
3.4. Análise da orientação do cascalho superficial	7
3.5. Confecção de colunas estratigráficas	7
3.6. Ensaios de laboratório	7
3.6.1 <i>Análise granulométrica</i>	7
3.6.2. <i>Datações</i>	8
3.6.3. <i>Petrografia</i>	9
3.6.3.1. CONFECÇÃO DE LÂMINAS DE MINERAIS PESADOS.....	9
3.6.3.2. CONFECÇÃO DE SEÇÕES DELGADAS	10
3.6.3.3. ANÁLISE MINERALÓGICA VIA ÓPTICA	10
3.6.3.4. ANÁLISE PETROGRÁFICA	11
3.6.4. <i>Identificação de argilominerais por difratometria de raios X</i>	11
4. RESULTADOS OBTIDOS	12
4.1. Revisão bibliográfica.....	12
4.1.1. <i>Geologia e geomorfologia regional</i>	12
4.1.2. <i>Variações climáticas no Nordeste brasileiro do final do Pleistoceno ao Holoceno</i>	13
4.1.3. <i>Origem, evolução e associações microtexturais de calcrites</i>	15
4.2. Sensoriamento remoto	16
4.3. Atividade de campo	20
4.3.1. <i>Fácies reconhecidas</i>	20
4.3.2. <i>Distribuição geográfica e vertical de fácies</i>	21
4.3.3. <i>Análise da orientação do cascalho superficial</i>	24
4.4. Análise granulométrica	27
4.5. Minerais pesados	30
4.6. Petrografia	33
4.6.1. <i>Lagoa dos Porcos</i>	33
4.6.2. <i>Lagoa dos Bois</i>	37
4.6.3. <i>Corte natural do rio próximo à Lagoa do Sobrado</i>	39
4.7. Identificação mineralógica de argilas por difratometria de raios X	43
5. INTERPRETAÇÃO E DISCUSSÃO DOS RESULTADOS.....	45
6. CONCLUSÕES.....	48
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	49

AGRADECIMENTOS

À FUMDHAM e ao MsC. Vinícius Ribau Mendes por terem me dado a oportunidade de participar de um projeto tão interessante e importante.

À Jordana Acuña Zampelli e à Carolina Marchesi Xavier pelo auxílio nos procedimentos laboratoriais.

Aos meus pais, Marcos Antonio Fiorini e Nadia Salhab Fiorini, e ao Prof. Dr. Paulo César Fonseca Giannini por todo apoio, paciência e por terem acreditado em mim. Viver ao lado de pessoas como vocês é uma honra.

RESUMO

Centenas de lagos sazonais espalham-se sobre a porção piauiense da Depressão Periférica do São Francisco, na microrregião de São Raimundo Nonato. Estes lagos, muitas vezes alinhados ao longo de drenagens, apresentam sucessão estratigráfica muito semelhante, caracterizada por fácies rudácea e arenosa na base, seguida de fácies lutácea, esta por sua vez recoberta por cascalho. Datações LOE da fácies arenosa de dois lagos revelou idade aproximada de 17 ka AP, apontando para possível correlação entre sua sedimentação e o evento climático H1, associado a aumento de umidade na maior parte da América do Sul. O alinhamento dos lagos segundo drenagens regionais, a sucessão sedimentar rudácea-arenácea basal e principalmente as idades destas fácies, são fortes indícios de que elas representam depósitos fluviais preteritamente contínuos ao longo das drenagens. A deposição lamosa subsequente, cuja base é datada em cerca de 8,3 ka cal AP, representa a fase lacustre recente e é decorrência do abandono desta circulação fluvial por queda na precipitação, provavelmente relacionada à progressiva aridificação do clima nordestino a partir de meados do Holoceno. Associações microtexturais de calcretes, frequentemente desenvolvidas no topo da fácies arenosa, indicam tratar-se de paleossolos e evidenciam assim um hiato com a fácies lamosa, o qual marca a passagem para condições de semi-aridez. A sobreposição de processos pedogênicos e freáticos na formação destes calcretes, aliada à ocorrência simultânea de caulinita e esmectita, apontam para oscilações no regime hídrico regional.

Abstract

In the area of São Raimundo Nonato, in the state of Piauí, Brazil, hundreds of seasonal lakes spread over the depression that surrounds the Capivara mountain range. These lakes are often aligned along drainages and show a general stratigraphic succession, characterized by gravelly and sandy facies on the base, followed by muddy facies covered with gravel. OSL dating of the sandy facies revealed an age of about 17 kyr B.P., pointing to a possible correlation between its sedimentation and the climatic event H1, associated with increased moist in most of South America. The alignment of the lakes along regional drainages, the basal gravel-sand sedimentary succession and especially the ages of the sandy facies, are strong evidence that they represent fluvial deposits formerly continuous along drainages. The subsequent mud deposition, the base of which shows an age of about 8.3 cal kyr BP, represents the recent lacustrine phase. It results from the cease of fluvial circulation due to a decrease in precipitation, probably related to the aridification of the northeastern Brazil climate from the mid-Holocene. Calcrete microtextural associations found often in the sand facies top are typical of paleosols, therefore indicating an hiatus with the mud facies, which marks the establishment of semi-arid conditions. Overlapping pedogenic and groundwater processes in the formation of these calcretes, combined with the simultaneous occurrence of kaolinite and smectite, indicates oscillations in the regional hydrological pattern.

1. INTRODUÇÃO

A região da bacia hidrográfica do rio Piauí onde se situam os municípios de São Raimundo Nonato e São João do Piauí, no sudeste do estado (Figura 1), apresenta vasto patrimônio arqueológico e paleontológico, que vem sendo estudado desde o início da década de 1970 (Guidon 1975 e Maranca 1975 *apud* Alves 2002), sendo atualmente foco de pesquisa da Fumdham (Fundação Museu do Homem Americano), criada em 1986 (Fumdham 2011), que atua no Plano de Manejo do Parque Nacional Serra da Capivara.

No aspecto arqueológico, incluem-se 1223 sítios atualmente cadastrados na região do parque (Fumdham 2011), sobretudo abrigos sob rocha contendo pinturas e/ou gravuras rupestres. No âmbito paleontológico, destacam-se as centenas de achados de restos de animais da megafauna pleistocênica, como preguiças gigantes (*Eremotherium lundi* e *Catonyx cuvieri*), gliptodontes (e.g. *Hoplophorus euphractus* e *Glyptodon clavipes*), toxodontes (*Toxodon* sp.) e tigres-dente-de-sabre (*Smilodon populator*) (Guérin *et al.* 1996).

A serra que dá nome ao parque é uma *cuesta* com mergulho suave para noroeste, sustentada por rochas sedimentares siluro-devonianas da Bacia do Parnaíba. A escarpa frontal da cuesta eleva-se diante de uma planície composta por coberturas sedimentares cenozoicas sobre rochas pré-cambrianas (principalmente gnaisses orto e paraderivados, granitos e granodioritos, filitos, xistos, quartzitos e mármore, segundo CPRM 2006) pertencentes à Faixa Riacho do Pontal. Nesta planície, afastados cerca de 5 a 60 km do pé da serra da Capivara, ocorrem centenas de lagos sazonais, com 100 a 500 m de eixo maior, secos em grande parte do ano (sobretudo de junho a novembro), e associados às porções centrais da bacia de drenagem do rio Piauí.

Aparentemente muito assoreados, estes lagos apresentam uma sucessão estratigráfica semelhante, caracterizada por camadas rudácea e arenosa na base, seguidas por camada lutácea cinza. Ambas camadas podem conter pelotas carbonáticas arredondadas de forma subequidimensional irregular, com cerca de 2 cm de diâmetro em média. Aventra-se a possibilidade de que este material carbonático seja oriundo de processos pedogenéticos ou freáticos ligados à formação de calcretes, estejam eles *in situ* ou retrabalhados. No topo da sucessão e na superfície, ocorre, frequentemente, cobertura de blocos e seixos dispersos ou em contato mútuo, dispostos ora de maneira homogênea ora em concentrações. Alguns destes lagos abrigam fósseis da megafauna pleistocênica, ao passo que em muitos outros não foram, até o momento, encontrados vestígios destes animais.

Apesar da importância arqueológica e paleontológica da região da serra da Capivara, existe relativa escassez de trabalhos de enfoque estritamente geológico sobre o Quaternário desta área. As características destes lagos, no que pese a sucessão estratigráfica recorrente, com presença de possíveis calcretes, e o rico registro paleontológico, levam a crer que seus depósitos apresentem grande potencial para o estudo integrado da evolução ambiental e

paleoclimática da região nos quais estavam inseridos aqueles que talvez tenham sido os primeiros seres humanos a povoar a América do Sul (Guidon & Delibrias 1986).

Soma-se a estas intrigantes características o fato de que estes lagos espalham-se por uma grande área (aproximadamente 6500 km²), desde Dom Inocêncio até Caracol (Figura 1), sugerindo que sua gênese esteja ligada a fenômenos ou fatores controladores de escala regional, quiçá climáticos.

Neste contexto, a proposta deste Trabalho de Formatura foi estudar a distribuição espacial destes lagos, sua estratigrafia e sedimentologia, tendo em vista contribuir para a reconstituição da evolução sedimentar da região da serra da Capivara, no Quaternário superior. Além disso, almejou-se contribuir para a contextualização da região sudeste do Estado do Piauí dentro do quadro paleoclimático e paleoambiental das regiões Norte e Nordeste do país.

2. METAS E OBJETIVOS

A meta deste Trabalho de Formatura, aqui entendida como a contribuição científica maior ou mais pretensiosa a que se planeja idealmente chegar, é situar a gênese dos lagos da região de São Raimundo Nonato, e a sucessão de fácies neles encontrada, no contexto das mudanças climáticas regionais do Quaternário tardio. Como meta paralela, espera-se contribuir para o entendimento das condições naturais que favoreceram a notável ocupação antrópica pré-histórica registrada nos sítios arqueológicos do Parque da Serra da Capivara.

Para buscar as informações necessárias ao alcance destas metas, os seguintes objetivos foram estabelecidos:

1. Caracterizar a distribuição e morfometria planimétrica dos lagos em relação a drenagens antigas e atuais, a alinhamentos estruturais e a unidades litológicas e/ou geomorfológicas reconhecidas, a fim de inferir os fatores controladores de sua formação.
2. Analisar as fácies presentes no registro sedimentar dos lagos, inclusive orientação e organização do cascalho encontrado em superfície e distribuição dos fósseis de megafauna. Como objetivo corolário, verificar se a sucessão de fácies encontrada é de fato ubíqua o bastante para permitir uma interpretação baseada em fenômenos de escala regional.
3. Fazer a análise de proveniência nas fácies arenáceas do preenchimento sedimentar dos lagos.
4. Realizar o estudo petrográfico das concreções carbonáticas (possíveis calcretes) e das argilas: no primeiro caso, para verificar se são de fato concreções eodiagenéticas *in situ*, e que refletem, portanto, o ambiente geoquímico da própria deposição, ou se se trata de material retrabalhado; e, no caso das argilas, para definir com quais condições paleoclimáticas de deposição suas mineralogias são mais compatíveis.

3. MATERIAIS E MÉTODOS

3.1 Revisão bibliográfica

A pesquisa bibliográfica teve três focos temáticos principais. O primeiro foi a caracterização da geologia e geomorfologia regional. O segundo foi a variação climática ocorrida no Nordeste brasileiro do final do Pleistoceno ao Holoceno, verificada sob diferentes bases de dados (palinologia, isótopos estáveis de carbono e nitrogênio da matéria orgânica, isótopos de oxigênio de espeleotemas, sedimentologia de tufas e calcretes etc), e sua possível relação com eventos climáticos globais. Curvas supostamente mais precisas de variação climática durante o Quaternário na Região Nordeste, baseadas em isótopos de oxigênio de espeleotemas, foram utilizadas para correlações com indícios paleoclimáticos obtidos neste trabalho. O terceiro diz respeito a origem, evolução e associações microtexturais de calcretes.

3.2. Sensoriamento remoto

O objetivo da análise por sensoriamento remoto foi a contextualização dos lagos estudados com relação à rede de drenagem da bacia do rio Piauí, à geologia regional e às unidades geomorfológicas descritas no item 4.1.1.

Para atingir este objetivo, confeccionaram-se, com auxílio do software *Global Mapper* 11, mapas de relevo e de declividade e perfis topográficos baseados em imagens SRTM (*Shuttle Radar Topography Mission*) obtidas no sítio eletrônico da Embrapa Monitoramento por Satélite (Miranda 2005), cuja resolução espacial é de 30 m na horizontal e 3 m na vertical. Para ilustrar de modo mais preciso o contexto geomorfológico de ocorrência dos lagos, utilizaram-se também imagens de satélite obtidas no sítio eletrônico *Google Earth*®, as quais apresentam resolução espacial superior (cerca de 1 m). Visando à montagem de um mapa geológico da região por meio do programa *Arc Map* 10, fez-se uso ainda de dados vetoriais referentes ao mapa geológico do Estado do Piauí escala 1:1.000.000 (CPRM 2006), disponíveis no sítio eletrônico *GeoBank*, da CPRM.

Duas áreas retangulares inferiores a 100 km², com um total de doze pontos de descrição de campo, foram selecionadas com base nas imagens de satélite e no mapa de declividade, tendo como objetivo esclarecer a possível relação espacial e genética entre os diferentes lagos. Os critérios principais de seleção destas áreas, denominadas Área I e Área II, foram a aparente contiguidade dos lagos ao longo das drenagens e a disponibilidade de dados de campo e amostrais. Os pontos dentro de cada área foram numerados com base na sua posição relativa dentro do sistema de drenagem, em ordem crescente de montante para jusante.

Outra aplicação da análise por sensoriamento remoto foi a caracterização morfométrica dos lagos abordados no tópico referente à orientação do cascalho superficial (item 4.3.3). Para esta análise, foram utilizadas imagens de satélite obtidas no sítio eletrônico *Google Earth*®.

3.3. Atividade de campo

A atividade de campo teve como objetivos principais a descrição e subdivisão em camadas ou fácies do registro sedimentar que compõe nove dentre os mais de 1.200 lagos da região e três sondagens realizadas em locais próximos a estes lagos. Visou também à coleta de amostras, destinadas a caracterização granulométrica, mineralógica e petrográfica. A campanha de campo contou com o patrocínio da Fumdhamp e foi realizada em novembro de 2011, com duração de uma semana. Teve a participação do aluno, do orientador e do então mestrandinho Vinícius Ribau Mendes (Programa de Geoquímica e Geotectônica do Instituto de Geociências (IGC) da Universidade de São Paulo (USP)), que atua como co-orientador do Trabalho de Formatura.

A sistemática seguida no levantamento de campo incluiu a descrição breve, com eventuais ilustrações, do contexto geomorfológico de cada lago, bem como a análise de fácies deposicionais. Desenvolveu-se esta análise em poços, cuja profundidade variou entre 1,4 m e 11,4 m, e em trincheiras de até 3,0 m de profundidade por 2,5 m de largura, sendo a representação gráfica na forma de seções colunares (item 3.5). Onde possível, realizou-se a amostragem de sedimento representativo das diferentes fácies reconhecidas, bem como de concreções carbonáticas. A coleta foi realizada com pá, auxiliada por martelo estratigráfico quando necessário, em quantidade suficiente para completar uma massa entre 1 e 2 kg. Acondicionaram-se as amostras em sacos plásticos, fechados com auxílio de fitas adesivas e identificados com o código do ponto.

Na nomenclatura de fácies, adotaram-se códigos do tipo XYz, conforme sistemática adaptada de Miall (1978), em que a letra maiúscula inicial (X) indica a litologia ou granulação dominante (O, para cascalho clasto-suportado ou ortocascalho, P; para cascalho (acima de 30%) matriz-suportado ou paracascalho; C, para cascalho sem matriz; A, para areia; e L, para lama), as letras maiúsculas seguintes (Y) indicam litologias subordinadas (mesmas convenções) e as letras minúsculas (z), as estruturas sedimentares (g, para gretas de exposição subaérea).

No trabalho de campo também foram feitas medidas da orientação de seixos e blocos alongados que recobriam os lagos (item 4.3.3), com auxílio de bússola do tipo *Brunton*.

3.4. Análise da orientação do cascalho superficial

As medidas da orientação de seixos e blocos alongados que recobriam os lagos foram ilustradas por meio de histogramas de frequências circular, construídos com auxílio do programa Stereo32. Estes resultados foram contextualizados em relação às observações de campo e à orientação morfométrica dos lagos, caracterizada na análise por sensoriamento remoto (item 4.2).

3.5. Confecção de colunas estratigráficas

Seções colunares foram construídas com base nas descrições de campo, refinadas, onde possível, pelos dados de dimensão média dos grãos e de distribuição por classes de *phi* obtidos na análise granulométrica (item 3.6.1). Com base nos dados de distribuição de classes de *phi*, foram definidos os termos principais e secundários de acordo com a classificação de Folk (1954). Nos casos cujo termo principal era areia ou silte, usaram-se as classes nominais de Wentworth (1922) para referir-se à moda dentro daquela fração (exemplos: areia fina, silte grosso).

Para a representação da granulometria, lançada no eixo horizontal de cada seção colunar, adotou-se o termo principal da classificação de Folk (1954). Estruturas sedimentares, incluindo fósseis e concreções, foram representadas no corpo da coluna sedimentar, o qual foi preenchido também com um padrão referente à granulometria.

Com base no exame destas colunas, apresentadas no item 4.3.1, e de sua distribuição espacial obtida nos produtos de sensoriamento remoto, realizou-se a definição e correlação das fácies que compõem o registro sedimentar (itens 4.3.1 e 4.3.2). Estas colunas também se encontram no item 4.5, onde ilustram as fácies nas quais foram obtidos os sedimentos cimentados e as concreções carbonáticas descritos petrograficamente.

3.6. Ensaios de laboratório

3.6.1 Análise granulométrica

As amostras de sedimentos foram submetidas à análise granulométrica no aparelho *Malvern Mastersizer 2000*, que calcula matematicamente o tamanho das partículas a partir da difração por elas provocada num feixe de raios laser, segundo a teoria de Mie-Fraunhoffer. O modelo físico-matemático adotado considera partículas dispersas em movimento aleatório, das quais se infere, portanto, um eixo geométrico médio. O equipamento possui dois tipos de acessório (unidades) de dispersão de amostra: o *Hydro*, para suspensão líquida de amostra com material lutáceo, e o *Scirocco*, para areia seca. Como quase todas as amostras analisadas apresentam teor considerável de silte e argila (mais do que 10%), optou-se pelo uso do acessório *Hydro*.

Os resultados de distribuição granulométrica agrupados em intervalos de 0,125 *phi* foram submetidos ao cálculo de estatísticas descritivas de tendência central (diâmetro médio e desvio padrão) e caudal (assimetria) pela técnica analítica dos momentos de Pearson. Gráficos de variação espacial, de montante para jusante, destas três estatísticas foram construídos para uma mesma fácie, essencialmente arenosa, encontrada em diferentes lagos. O material pelítico não foi computado para efeito de cálculo destas estatísticas, pois interpretou-se ser infiltrado ou diagenético, portanto sem significado deposicional. Para construir esses gráficos, assim como suas retas de regressão, e para obter os respectivos coeficientes de correlação linear (*r*), utilizou-se o programa de planilhas eletrônicas *Excel*TM. Para avaliar os resultados de *r*, o critério usado foi o nível de significância ou erro I (α), que corresponde à probabilidade de rejeitar-se uma hipótese nula (H_0) verdadeira. Como H_0 , neste caso, afirma a inexistência de correlação significativa ($r \sim 0$), α pode ser entendido como a probabilidade de aceitar-se correlação inexistente. O objetivo da confecção destes gráficos foi testar a existência de padrões característicos de transporte sedimentar entre os lagos da bacia de drenagem do rio Piauí, conforme o método de McLaren & Bowles (1985). Segundo esses autores, depósitos contíguos ao longo da trajetória de transporte sedimentar podem se tornar mais grossos, melhor selecionados e com distribuição granulométrica mais positiva, ou mais finos, melhor selecionados e com distribuição granulométrica mais negativa, quando submetidos a regime decrescente de energia de transporte.

Também foram feitos gráficos para a relação da profundidade de coleta da amostra com o diâmetro médio e desvio padrão da fração arenosa de todas as fácies.

3.6.2. *Datações*

Grãos de quartzo provenientes de duas amostras arenosas foram datados por Luminescência Oticamente Estimulada (LOE). A separação e preparação dos grãos com esta finalidade foi realizada, sob luz vermelha, segundo as seguintes etapas: 1. peneiramento, para separação da fração entre 120 e 150 μm ; 2. tratamento com H_2O_2 27%, para eliminação de matéria orgânica; 3. ataque com HCl 3,75%, para eliminação de carbonatos; 4. ataque com HF 48-51% por 40 minutos, para eliminação do feldspato e da porção externa dos grãos de quartzo afetadas pela radiação alfa; 5. novo tratamento com HCl, para eliminação de compostos residuais relacionados ao ataque de HF; 6. separação de minerais leves por flutuação em solução de politunsgato de sódio ($\text{Na}_6(\text{H}_2\text{W}_{12}\text{O}_{40})\cdot\text{H}_2\text{O}$), preparada à densidade de 2,75 g/cm³; 7. separação entre quartzo e feldspato remanescente, com uso de solução de politunsgato de sódio à densidade de 2,62 g/cm³.

O procedimento utilizado foi o do protocolo SAR de Murray & Wintle (2000) e Wintle & Murray (2006), que é o mais aceito para a determinação da dose de radiação acumulada em grãos de quartzo. Consiste em comparar o sinal LOE natural com o sinal de doses

conhecidas (D1 a D4), por interpolação simples. Doses teste (TDI) são aplicadas após cada medida LOE, como forma de corrigir a mudança na sensibilidade da amostra. Esses sinais de luminescência foram medidos com o equipamento Risø DA-15 TL/OSL System. A fonte beta de $^{90}\text{Sr}/^{90}\text{Y}$ acoplada a esse equipamento forneceu a taxa de dose de $88.9 \pm 4.1 \text{ mGy/s}$. O estímulo ótico foi feito com LEDs azuis (comprimento de onda 470 nm) que atingiam as amostras com a intensidade de 31 mW/cm^2 . A taxa de aquecimento utilizada foi 5°C/s e todas as alíquotas foram preparadas com o mesmo volume (~400 grãos).

Na medida da taxa de dose anual de radiação por espectrometria gama, utilizou-se um detector de germânio de alta pureza (HPGe). A contribuição da radiação cósmica na taxa anual foi calculada de acordo com Barbouti & Rastin (1983) e Prescott & Stephan (1982), usando-se informações sobre latitude, longitude, altitude e profundidade de coleta, bem como sobre a densidade de cada amostra. Estimou-se o erro total da dose anual de acordo com a lei gaussiana de propagação de erro.

Uma amostra foi datada no Laboratório de Espectrometria Gama e Luminescência (Legal) do IGc-USP e outra no *Nordic-Laboratory for Luminescence Dating* - Departamento de Ciências da Terra da Universidade de Aarhus, Dinamarca. Ambas datações foram custeadas pela Fumdhams. As idades estão apresentadas em anos antes de 2011, que foi a data de coleta das amostras.

Uma terceira amostra argilosa foi datada pelo método ^{14}C , por ser rica em matéria orgânica. Alíquotas para datação foram coletadas e acondicionadas em papel alumínio. Para prevenir problemas de contaminação, esta operação foi feita sem contato direto com a amostra, com o auxílio de coletores metálicos e luvas de látex. O material, já no papel alumínio, foi vedado, embalado em envelopes plásticos e congelado até o momento de envio ao laboratório de datação. A datação, custeada pela Fumdhams, foi realizada no laboratório *Beta Analytic Inc* (Miami, Florida, Estados Unidos) pelo método AMS (*Accelerator Mass Spectrometry*).

O resultado de datação ^{14}C AMS encontra-se apresentado em anos antes do presente (AP) calibrado (cal), sendo presente o ano de 1950. Para a calibração foi utilizado o programa INTCAL09 (Oeschger *et al.* 1975, Stuiver *et al.* 1993, Talma & Vogel 1993, Heaton *et al.* 2009, Reimer *et al.* 2009).

3.6.3. Petrografia

3.6.3.1. CONFECÇÃO DE LÂMINAS DE MINERAIS PESADOS

As frações areia fina de amostras arenosas processadas no ensaio de granulometria foram colocadas em funis de vidro contendo bromofórmio (CHBr_3 , $d \sim 2,85 \text{ g/cm}^3$) para a decantação dos minerais com densidade superior a cerca de $2,8 \text{ g/cm}^3$. O material afundado

foi utilizado na montagem permanente de lâminas de grãos, utilizando-se bálsamo do Canadá natural como meio de imersão.

As atividades analíticas foram executadas no Laboratório de Sedimentologia “Armando Márcio Coimbra” (Labsed) do Departamento de Geologia Sedimentar e Ambiental (GSA) do IGc-USP.

3.6.3.2. CONFECÇÃO DE SEÇÕES DELGADAS

Foram confeccionadas seções delgadas de três concreções carbonáticas e de uma amostra de sedimento cimentado, na espessura padrão de 30 µm, com cobertura de lamínula. Antes de serem encaminhadas à laminação, as amostras passaram por processo de impregnação com resina colorida, cuja finalidade é ressaltar a porosidade original dos sedimentos. Este processo consistiu no gotejamento, numa câmara de vácuo, de uma mistura de resina epóxi, endurecedor, solvente (álcool etílico) e corante azul, nas proporções em massa 50:5:7:1, respectivamente, sobre o material disposto em porta-amostra de silicone, de modo que a mistura lentamente permeie toda a amostra, até encobri-la.

3.6.3.3. ANÁLISE MINERALÓGICA VIA ÓPTICA

Este tipo de análise visou à caracterização de assembleias de minerais pesados com a finalidade de detectar mudanças compostionais no tempo e no espaço, com significado potencial quanto a área-fonte, seleção hidrodinâmica e/ou dissolução pós-deposicional.

Entretanto, a quantidade ínfima de grãos de zircão, turmalina e rutilo não permitiu a utilização de razões relacionadas a estes minerais, as quais são mais usuais como índices de proveniência (RZ - rutilo/zircão), controle hidráulico (ZT - zircão/turmalina) e dissolução química (TH - turmalina/hornblenda) (Morton & Hallsworth 1994, Guedes *et al.* 2011).

Optou-se, em vista disso, pela utilização da razão entre epidoto e titanita como indicativa de mudanças de proveniência, uma vez que estes dois minerais são abundantes na área de estudo e apresentam estabilidade química, densidade e dureza semelhantes. Para este fim, foram calculados índices ABi de Morton & Hallsworth (1994), de acordo com a Equação 1:

$$ABi = \frac{A}{(A+B)} \times 100, \text{ (Equação 1)}$$

onde A = quantidade de epidoto e B= quantidade de titanita

Gráficos de dispersão exibindo abundância relativa de espécies minerais e diâmetro médio foram confeccionados utilizando-se o programa de planilhas eletrônicas *Excel*TM.

3.6.3.4. ANÁLISE PETROGRÁFICA

Parte das análises petrográficas consistiu na caracterização textural e mineralógica das concreções carbonáticas em seções delgadas. O procedimento de análise foi a descrição de componentes deposicionais (arcabouço e matriz), seguida da de componentes diagenéticos (cimento e porosidade), com ênfase na interpretação de processos eólicos e pedodiagenéticos. A finalidade deste estudo foi encontrar texturas indicativas de calcretes, e, onde presentes, identificar sua origem, se pedogênica ou freática.

Outra parte dos estudos petrográficos visou à caracterização da trama e textura dos argilominerais ao microscópio eletrônico de varredura (MEV), a fim de inferir sua natureza genética, se detritica (matriz) ou eodiagenética (cimento). A determinação da origem da assembleia de argilominerais ao longo da coluna sedimentar é necessária para saber-se se as condições favoráveis à sua formação (climáticas, inclusive) são da época da deposição ou posteriores.

O MEV utilizado foi o LEO 440I. Como a finalidade desta análise foi a caracterização de aspectos morfológicos da amostra, optou-se por recobri-la com ouro e pela utilização do detector de elétrons secundários. Este detector capta preferencialmente os elétrons ejetados a partir da própria amostra, cuja energia é função da distância percorrida, de maneira que a imagem produzida pode ser considerada um reflexo da sua microtopografia, o que reflete, por exemplo, o hábito cristalino dos argilominerais.

3.6.4. Identificação de argilominerais por difratometria de raios X

Difratogramas de raios X para identificação de argilominerais foram obtidos utilizando-se o difratômetro de pó Siemens modelo D5000.

Os argilominerais foram concentrados pela técnica da pipetagem. Esta técnica consiste em submeter as partículas a processo de decantação e coletar a fração desejada, no caso argila (partículas menores do que 4 μm), em tempo calculado de acordo com a Lei de Stokes.

Após a coleta, o material em solução aquosa foi depositado em uma placa de petri contendo duas lâminas de vidro, sendo uma destinada à análise do material em condições naturais e após aquecimento a 550°C, e outra destinada à análise após saturação em etilenoglicol ($\text{C}_2\text{H}_4(\text{OH})_2$). As amostras submetidas a este tipo de procedimento foram previamente agitadas com pirofosfato de sódio ($\text{Na}_4\text{P}_2\text{O}_7 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$) e água destilada para dispersar e deflocular as frações finas presentes.

4. RESULTADOS OBTIDOS

4.1. Revisão bibliográfica

4.1.1. Geologia e geomorfologia regional

A área de estudo situa-se no limite das províncias estruturais São Francisco, Borborema e Parnaíba, representadas respectivamente: pelo complexo mesoarqueano Sobradinho-Remanso e unidades neoarqueanas Minadorzinho e Macambira; pela faixa brasileira Riacho do Pontal e granitoides paleoproterozoicos do Complexo Ceará; e pela Bacia do Parnaíba, uma sinéclise intracratônica paleozoica.

Estas províncias estruturais condicionam a compartimentação da geomorfologia da área em dois domínios principais: o das serras e chapadas areníticas e o da Depressão Periférica do São Francisco (Pellerin 1984).

O primeiro destes domínios é representado pela serra da Capivara, uma *cuesta* com mergulho suave para noroeste, sustentada por rochas sedimentares siluro-devonianas da Bacia do Parnaíba. No limite deste domínio com a depressão periférica, os rebordos erosivos de frente de *cuesta* e *cornijas* constituem vertentes abruptas, em cujo sopé encontram-se colúvios e leques aluviais.

O segundo domínio representa um vasto pediplano, constituído por coberturas detrito-lateríticas, interrompidas por exposições de rocha nua e *inselbergs* (Figura 1) de rochas cristalinas pré-cambrianas do Complexo Sobradinho-Remanso e da Faixa Riacho do Pontal. Sobre este pediplano, de maneira pontual, ocorrem os lagos temporários objeto de interesse deste trabalho.

O complexo arqueano Sobradinho-Remanso compreende gnaisses, aflorantes na borda sudoeste da bacia de drenagem do rio Piauí, junto a granitos e granodioritos do complexo Ceará. A Faixa Riacho do Pontal está representada por xistos, filitos, metacalcários e quartzitos neoproterozoicos da Formação Barra Bonita (Grupo Casa Nova) e intrusões graníticas neoproterozoicas da Suite Intrusiva Serra da Aldeia. Na porção sudoeste da bacia hidrográfica do rio Piauí, ocorrem as unidades neoarqueanas Minadorzinho e Macambira, sendo a primeira composta por micaxistos e a segunda por metamafitos, metaultramafitos, "metacherts", formações ferríferas, xistos e quartzitos (CPRM 2006).

As rochas sedimentares paleozoicas da Bacia do Parnaíba não ocorrem na área de estudo, mas sustentam o planalto arenítico que se eleva diante dela. As principais unidades aflorantes são: 1) arenitos grossos e conglomerados eossilurianos da Formação Ipu (Grupo Serra Grande), atribuídos a sistema fluvial entrelaçado com influência periglacial (Caputo & Lima 1984); 2) folhelho cinza escuro com intercalações de siltito e arenito muito micáceo, relacionados a mar raso (Góes & Feijó 1994), da Formação Tianguá (Grupo Serra Grande); 3) arenito médio a grosso e eventuais pelitos da Formação Jaicós, atribuídos a sistemas fluviais

entrelaçados do Neossiluriano (Góes & Feijó 1994); 4) folhelho cinza escuro e camadas alternadas de arenitos e siltitos da Formação Pimenteiras (Grupo Canindé), registrando ambiente nerítico de plataforma dominada por tempestades (Della Fávera 1990 *apud* Góes & Feijó 1994); e 5) arenito com intercalações delgadas de siltitos e folhelhos devonianos da Formação Cabeças (Grupo Canindé), atribuídos a ambiente marinho plataforma sob ação de correntes de maré (Della Fávera 1982 *apud* Góes & Feijó 1994; Freitas 1990 *apud* Góes & Feijó 1994) ou oceânicas, com influência periglacial representada por diamictitos (Caputo 1984 *apud* Góes & Feijó 1994).

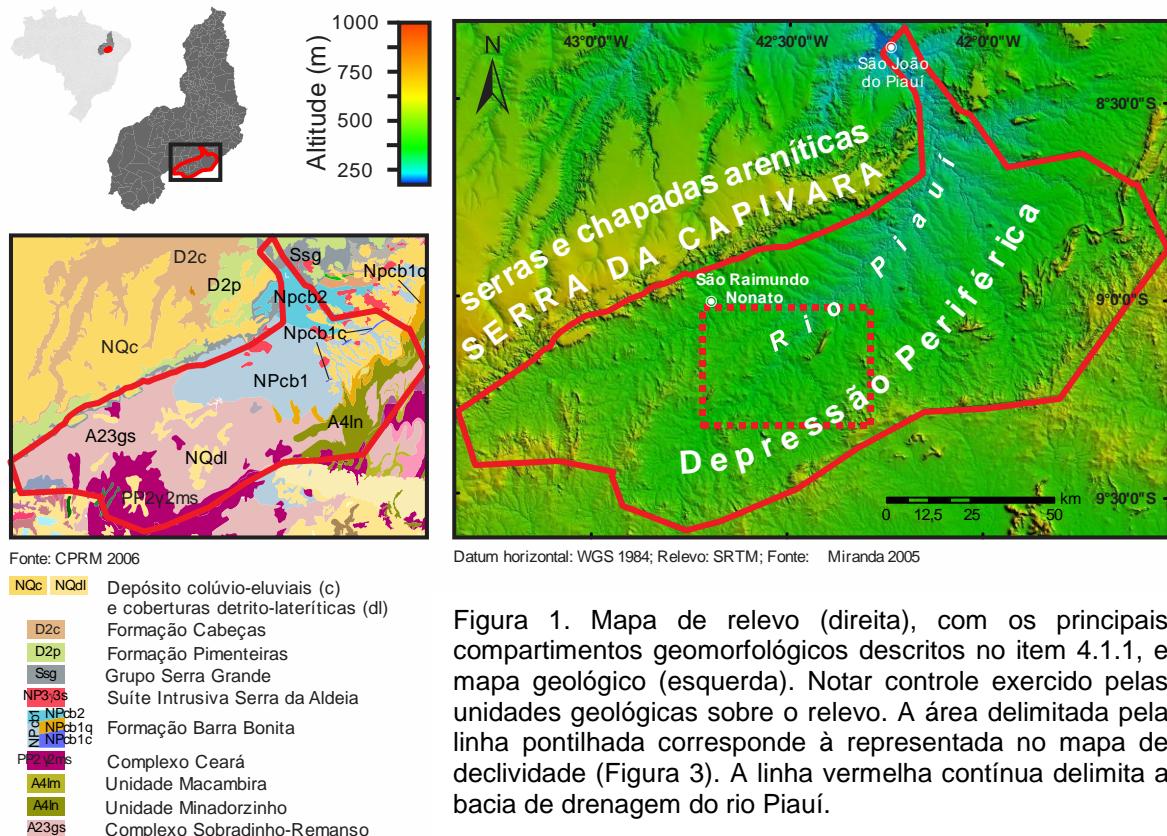


Figura 1. Mapa de relevo (direita), com os principais compartimentos geomorfológicos descritos no item 4.1.1, e mapa geológico (esquerda). Notar controle exercido pelas unidades geológicas sobre o relevo. A área delimitada pela linha pontilhada corresponde à representada no mapa de declividade (Figura 3). A linha vermelha contínua delimita a bacia de drenagem do rio Piauí.

4.1.2. Variações climáticas no Nordeste brasileiro do final do Pleistoceno ao Holoceno

As variações climáticas no Nordeste brasileiro ao longo do último ciclo glacial vêm sendo foco de pesquisas desde o final da década de 1990, quando foram encontradas, em testemunhos marinhos da margem continental cearense, evidências químicas e isotópicas de episódios com maior taxa de sedimentação terrígena, e portanto mais úmidos, correlacionáveis aos eventos Heinrich 1 a 6 (H1 a H6) (Arz *et al.* 1998). Em estudos posteriores (Jennerjahn *et al.* 2004), mesmos testemunhos revelaram ainda outros picos de aporte terrígeno atribuíveis a eventos paleoclimáticos mais antigos (H7, H8) ou mais novos (Dryas Recente), além de indícios de expansão da vegetação e possíveis trocas florísticas entre Mata Atlântica e Floresta Amazônica entre 15,5 a 11,8 ka AP (Behling *et al.* 2000), intervalo grosso modo correspondente ao período H1 – Dryas Recente.

O crescimento episódico de espeleotemas e tufas no norte do Estado da Bahia em 15,5, 39, 48, 60 e 74 ka AP também evidencia períodos mais úmidos no Nordeste brasileiro, correlacionáveis aos eventos H no hemisfério norte (Wang *et al.* 2004), à baixa atividade monsônica no leste da China (Wang *et al.* 2006), à baixa vazão de rios para a Bacia do Cariaco na Venezuela (Peterson *et al.* 2000) e a anomalias positivas de precipitação reconhecidas com base em $\delta^{18}\text{O}$ de espeleotemas no Sudeste brasileiro (Wang *et al.* 2007a).

De maneira oposta à correlação positiva observada entre as variações pluviométricas no Nordeste e no Sudeste brasileiros ao longo do período glacial, o registro isotópico do final do Pleistoceno e do Holoceno de espeleotemas de cavernas potiguares (Cruz *et al.* 2009) (Figura 2) e da Chapada Diamantina (Barreto 2010) (Figura 3) aponta para correlação antifásica em relação ao regime pluvial do Sudeste (Cruz *et al.* 2005), mas em fase em relação à Bacia do Cariaco (Haug *et al.* 2001). A ausência de deposição de espeleotema verificada a partir de 4,2 ka AP em algumas cavernas do Nordeste é, por si só, uma indicação de que a segunda metade da época apresenta condições mais secas do que a primeira (Cruz *et al.* 2009). Esta hipótese corrobora o interpretado por De Oliveira *et al.* (1999), cujos resultados de datação por termoluminiscência e ^{14}C e de palinologia de dunas fósseis do médio rio São Francisco indicariam que os padrões climáticos de semiaridez e de vegetação de caatinga atuais foram estabelecidos na região em 4,2 ka AP.

Em contrapartida, dados palinológicos, antracológicos e de isótopos de matéria orgânica têm sido usados para interpretar umidificação do clima a partir de aproximadamente 4 a 3 ka AP na Região Sul-Sudeste (De Oliveira 1992, Ledru 1993, Behling 1998, 2002, Sheel-Ybert 2000, Behling & Negrelle 2001, Garcia *et al.* 2004) e nas costas norte (Ledru *et al.* 2001) e maranhense (Pessenda *et al.* 2001). A primeira metade do Holoceno teria sido, portanto, relativamente mais seca que o atual no Sul-Sudeste, em parte da Amazônia e no nordeste do Maranhão, e mais úmida na região hoje conhecida como semiárido nordestino.

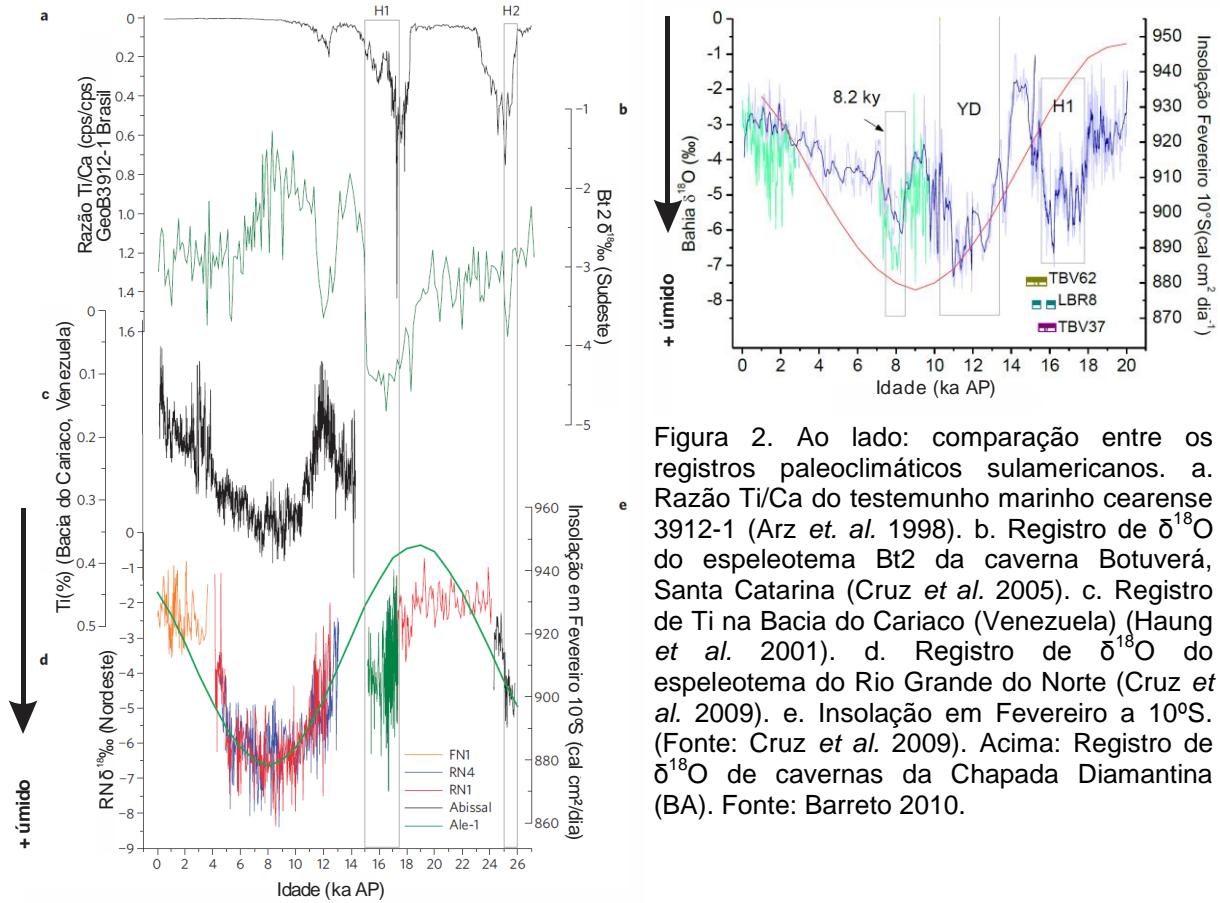


Figura 2. Ao lado: comparação entre os registros paleoclimáticos sulamericanos. a. Razão Ti/Ca do testemunho marinho cearense 3912-1 (Arz *et. al.* 1998). b. Registro de $\delta^{18}\text{O}$ do espeleotema Bt2 da caverna Botuverá, Santa Catarina (Cruz *et. al.* 2005). c. Registro de Ti na Bacia do Cariaco (Venezuela) (Haung *et. al.* 2001). d. Registro de $\delta^{18}\text{O}$ do espeleotema do Rio Grande do Norte (Cruz *et. al.* 2009). e. Insolação em Fevereiro a 10°S. (Fonte: Cruz *et. al.* 2009). Acima: Registro de $\delta^{18}\text{O}$ de cavernas da Chapada Diamantina (BA). Fonte: Barreto 2010.

4.1.3. Origem, evolução e associações microtexturais de calcretes

Calcretes são duricrostas carbonáticas continentais, comuns em regiões de clima árido ou semiárido, originadas por processos pedogenéticos ou pela variação do nível freático, sendo assim denominados como calcretes pedogênicos ou freáticos, respectivamente.

Calcretes pedogênicos desenvolvem-se em perfis de solo raso, acima do nível freático (Alonso-Zarza 2003). Segundo Esteban & Klappa (1983), um perfil ideal de calcreto pedogênico desenvolve-se em cinco estágios. Os dois primeiros referem-se à transformação intempérica do material hospedeiro e ao desenvolvimento inicial do solo. No terceiro estágio, ocorre precipitação de CaCO_3 de maneira descontínua, induzida por raízes e microrganismos, desenvolvendo-se o horizonte de calcreto nodular. Segundo Alonso-Zarza (2003), a movimentação vertical da água junto às raízes favorece a formação de nódulos verticais (rizólitos). Ao microscópio, os nódulos apresentam densa cimentação microespática e grãos siliciclásticos com sinais de corrosão. No quarto estágio, tem-se a coalescência dos nódulos, formando um horizonte de calcreto laminar. No quinto e último estágio, três cenários são possíveis, de acordo com a taxa de erosão e sedimentação. No caso de pouca erosão ou sedimentação, ocorre intensificação no acúmulo de CaCO_3 , o que dificulta ou mesmo impede a presença de organismos no solo. Caso a sedimentação torne-se maior do que a erosão, há

desenvolvimento de um horizonte de solo e formação de novo horizonte laminar. Se a erosão exceder a deposição, ocorre exposição do horizonte laminar, levando ao desenvolvimento de microformas cársticas no seu interior por processos de dissolução de águas meteóricas.

Calcretes freáticos desenvolvem-se em condições de nível freático raso (2 a 5 m) e altas taxas de evaporação e evapotranspiração (Mann & Horwitz 1979). Também apresentam nódulos, só que agora dominados por processos físico-químicos inorgânicos, e não biogênicos como nos calcretes pedogênicos. Porém, a distinção entre os dois tipos de calcretes é problemática (Alonso-Zarza & Wright 2010), uma vez que processos biológicos e inorgânicos podem se sobrepor em diferentes fases, dificultando a identificação da origem primária.

Wright (2007) propõe um modelo de classificação de calcretes composto por duas associações microtexturais distintas, uma relacionada a mecanismos de precipitação inorgânicos, denominada associação *alpha*, e outra associada à precipitação bioinduzida, denominada associação *beta*.

Na associação *alpha*, os grãos do arcabouço estão frequentemente imersos em matriz/cimento de CaCO_3 e seus componentes siliciclásticos apresentam bordas corroídas e/ou substituição parcial por calcita espática. Fraturas, geralmente preenchidas por calcita, podem ocorrer tanto na matriz/cimento como em grãos do arcabouço, neste último caso constituindo a calcita deslocadora (*displacive*), que empurra os fragmentos dos grãos e amplia a largura das fraturas pela ação de seu crescimento.

A associação *beta* é caracterizada por trama septo-alveolar, pisoides, coberturas micríticas microbianas oriundas da atividade de fungos e cianobactérias na superfície de grãos silicáticos e intraclastos, calcita acicular e *Microcodium*, uma estrutura calcítica peculiar associada a raízes (Klappa 1978; Alonso-Zarza *et al.* 1998).

4.2. Sensoriamento remoto

No mapa da Figura 3, muitas lagoas distribuem-se sobre talvegues, estando presentes sobretudo em áreas cuja declividade apresenta valores baixos (menores que um grau). No exame de maior detalhe (figuras 4 e 5), nota-se que os lagos comumente apresentam formas alongadas segundo a direção das drenagens.

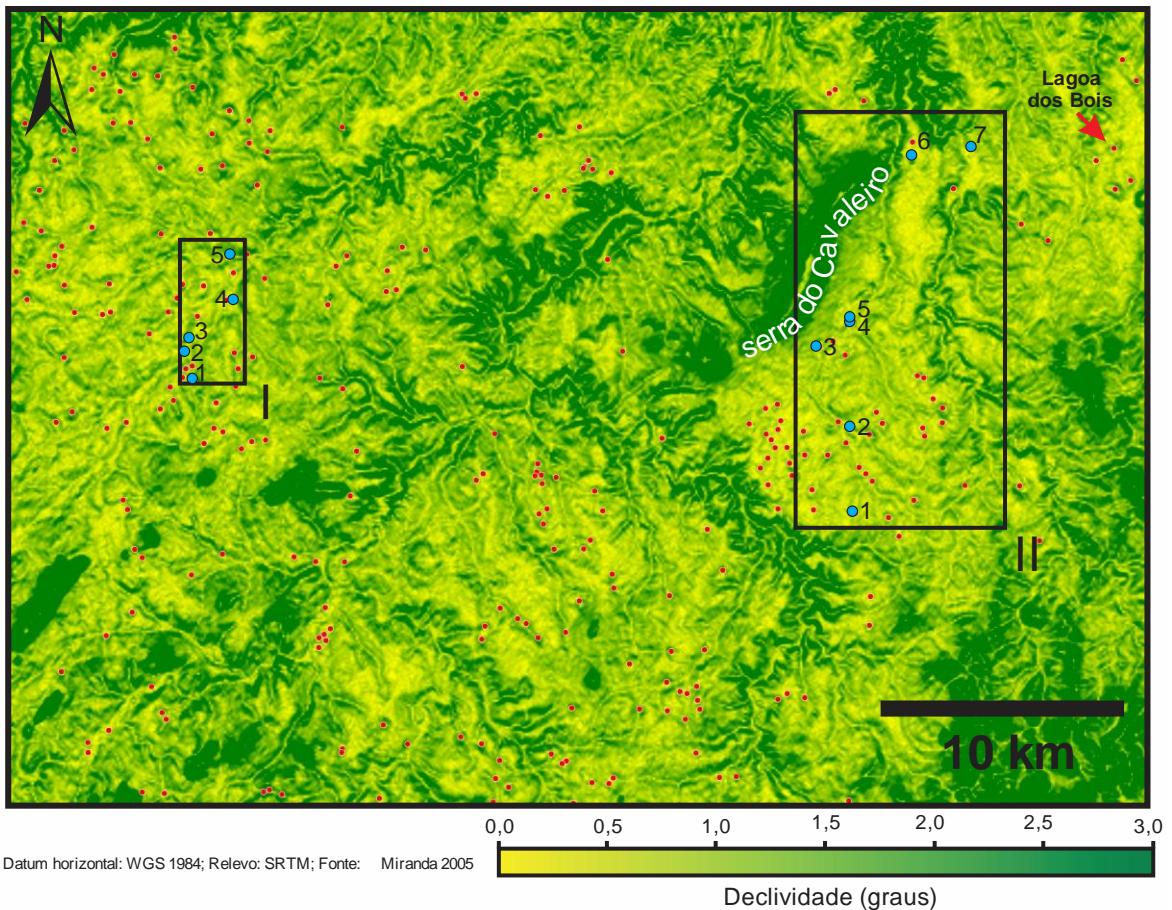


Figura 3. Mapa de declividade, apresentando a distribuição dos diversos lagos que ocorrem na área, indicados pelos pontos vermelhos e azuis. Os pontos azuis representam os lagos selecionados para detalhamento estratigráfico e sedimentológico (itens 4.3 e 4.4). Os retângulos destacam as áreas representadas nas figuras 4.A e 5.A. Área I: 1) Lagoa dos Porcos; 2) Sondagem I-2; 3) Sondagem I-3; 4) Lagoa da Dona Catarina II; 5) Lagoa Rasa. Área II: 1) Lagoa do Arroz; 2) Lagoa do Baixão do Alegre; 3) Lagoa do Adamastor; 4) Sondagem II-4; 5) Lagoa Formosa 6) Lagoa do Meio; 7) Lagoa do Sobrado. Notar o alinhamento de parte dos lagos ao longo das drenagens. Notar também o alto topográfico localizado no canto noroeste da Área II, denominado serra do Cavaleiro. A seta vermelha no canto nordeste do mapa indica a localização da Lagoa dos Bois, abordada nos itens 4.3.3 e 4.6.2.

Na Área I (Figura 4), dois lagos a jusante da Lagoa dos Porcos mostram aparente continuidade com ela e entre si. Com a finalidade de verificar esta continuidade no registro sedimentar destes lagos, optou-se por neles realizar as sondagens I-2 e I-3. Entretanto, nota-se que a Sondagem I-2 situa-se fora da drenagem onde foi realizada a Sondagem I-3 e na qual se alonga a Lagoa dos Porcos (Figura 4.C).

Mais a jusante, a Lagoa da Dona Catarina II alonga-se na mesma direção, porém numa drenagem paralela. As drenagens associadas a esta lagoa e à Lagoa dos Porcos desaguam aparentemente naquela sobre a qual se alinha a Lagoa Rasa, a elas perpendicular.

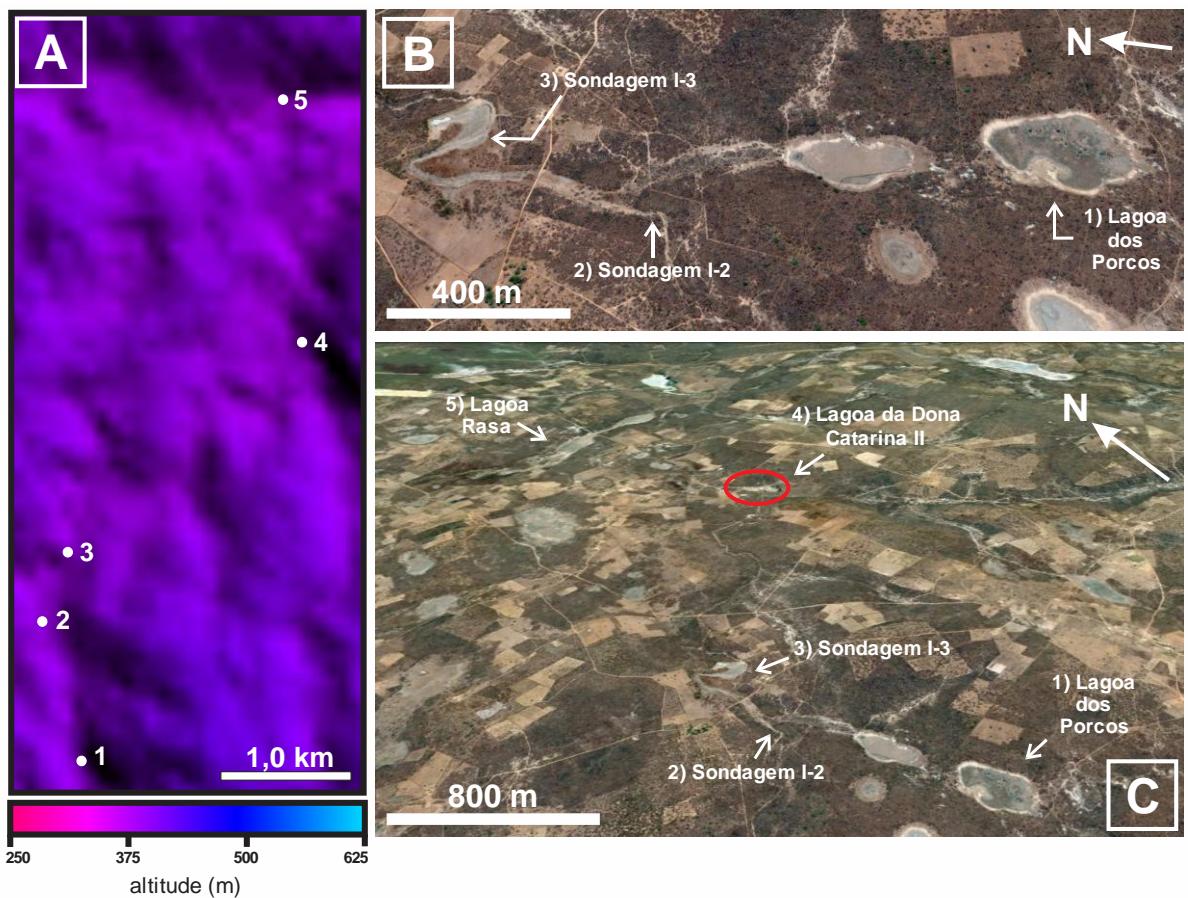


Figura 4. Produtos de sensoriamento remoto da Área I. A. Imagem de relevo SRTM evidenciando a distribuição dos lagos sobre as drenagens. B. Lagoa dos Porcos e lagos à jusante, a norte (esquerda), alongados segundo a orientação da drenagem sobre a qual se situam (fonte: *Google Earth*®). C. Imagem ilustrando o posicionamento da Lagoa da Dona Catarina II sobre drenagem diferente daquela à qual se associa a Lagoa dos Porcos. Notar a Lagoa Rasa, ao fundo, situada sobre outra drenagem e com orientação perpendicular à Lagoa da Dona Catarina II (fonte: *Google Earth*®).

Na Área II, os lagos também se distribuem e se alongam de acordo com drenagens. Nota-se que a Lagoa do Arroz, a montante, e a Lagoa do Baixão do Alegre, a jusante, compartilham posicionamento sobre a mesma drenagem (Figura 5.B). A primeira, porém, situa-se em confluência com outro contributário, de orientação aproximadamente perpendicular. A Lagoa do Adamastor e a Lagoa Formosa também se situam sobre mesma drenagem (Figura 5.C). Analogamente, observa-se que o lago à jusante, neste caso a Lagoa Formosa, orienta-se perpendicularmente à drenagem sobre a qual se encontra o lago a montante. Já a Lagoa do Meio e a Lagoa do Sobrado não se situam sobre mesma drenagem, mas se encontram sobre drenagens que coalescem em outra de maior hierarquia (Figura 5.D).

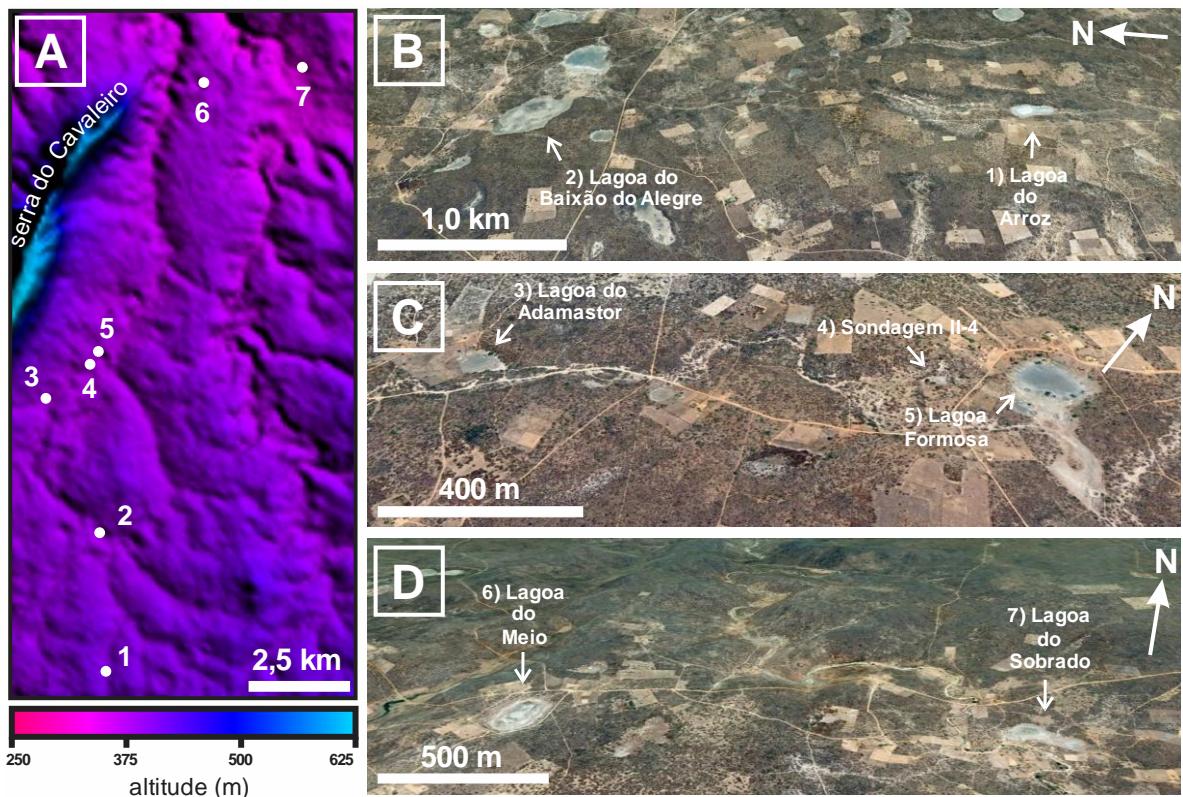


Figura 5. Produtos de sensoriamento remoto da Área II. A. Imagem de relevo SRTM ilustrando o alinhamento dos lagos ao longo de drenagens. B. Imagem ilustrando o alongamento da Lagoa do Baixão do Alegre, perpendicular ao da Lagoa do Arroz, situada a montante (fonte: *Google Earth*®). C. Alinhamento entre a Lagoa do Adamastor e a Lagoa Formosa. Notar que a Sondagem II-4 foi realizada uma centena de metros a montante da margem da Lagoa Formosa (5) (fonte: *Google Earth*®). D. Imagem ilustrando o posicionamento das lagoas do Meio e do Sobrado em drenagens distintas (fonte: *Google Earth*®). Estas duas drenagens parecem coalescer à jusante, numa drenagem de maior hierarquia.

Com o auxílio do mapa de declividade (Figura 3), foi possível observar com maior clareza a rede de drenagens, e confirmar que a suposta distribuição preferencial de lagos ao longo de paleorrios ou rios intermitentes é recorrente na área.

Entretanto, o alinhamento dos lagos sobre as drenagens, por si só, não garante a existência de padrão de variação granulométrica ou mineralógica característico de transporte sedimentar (o que será verificado nos itens 4.4 e 4.5), uma vez que, conforme foi observado nesta análise, muitos dos lagos que se alinharam ao longo de mesma drenagem encontram-se sob influência de diferentes contributários e/ou podem apresentar contextos geomorfológicos distintos. Na Área II, por exemplo, a Lagoa Formosa e a Lagoa do Adamastor acham-se relativamente próximas (a menos de 2 km) a um alto topográfico denominado serra do Cavaleiro, destacado na Figura 3 pelos fortes contornos verdes, sugestivos da declividade relativamente alta. Podem, portanto, ser eventualmente influenciados pelo aporte episódico de fluxos gravitacionais e enxurradas oriundos deste alto topográfico.

4.3. Atividade de campo

No trabalho de campo, descreveram-se sucessões sedimentares em poços ou trincheiras abertos em lagos e áreas adjacentes. A maioria dos lagos apresenta a mesma sucessão estratigráfica geral, caracterizada da base para o topo por cascalho arenoso, areia, lama contendo clastos de cascalho dispersos e pavimento superficial de seixos (Figura 8). A presença deste pavimento sobre a camada lamosa permite interpretar que os clastos rudáceos flutuantes encontrados em meio a lama possam ser pós-depositionais em relação à matriz, infiltrados por gretas de contração de largura subcentimétrica a centimétrica e profundidade decimétrica. Mesmo quando esta sucessão geral não é observada, a tendência de granodecrescência ascendente se mantém, com raras exceções.

4.3.1. Fácies reconhecidas

Ao todo, foram reconhecidas quatro fácies, identificadas pelos códigos OA, A, LAg e C. Elas encontram-se descritas a seguir e sintetizadas, de acordo com suas principais feições diagnósticas e processos deposicionais interpretados, no Quadro 1.

A fácie OA caracteriza-se por cascalho clasto suportado, com matriz arenosa (figuras 7.A e 6.D). Ocorre em geral na base das colunas, onde apresenta seixos angulosos, de gnaisse, e seixos arredondados, predominantemente de silexito. Possui quantidade significativa de lama quando subjacente à fácie lutácea (LAG), o que sugere tratar-se de finos infiltrados. Pode conter fósseis de animais da megaflora pleistocênica, desarticulados e concentrados em locais específicos, como é o caso da Lagoa dos Porcos, onde ocorrem ainda concreções carbonáticas.

A fácie A comprehende sedimentos essencialmente arenosos (figuras 6.C, 7.A e 7.B), de granulação geralmente média, mal a moderadamente selecionados, com eventual presença de cascalho em pequenas proporções (menores que 10%). Quando situada sob a fácie LAg, apresenta quantidade significativa de lama, provavelmente infiltrada a partir da camada superior (Figura 6.C). Em grandes profundidades e nas sucessões em que a fácie LAg não ocorre, apresenta menor quantidade de pelíticos, nestes casos possivelmente de origem diagenética. Na Lagoa do Adamastor, esta fácie contém clastos alongados de lama cinza escuro com mais de 20 cm de eixo maior (Figura 7.B). Pode apresentar manchas esverdeadas, nódulos ferruginosos e concreções carbonáticas de até 2 cm de diâmetro, estas mais frequentes no topo da fácie. Em alguns locais, esta fácie apresenta concreções carbonáticas de forma cilíndrica, subverticais, com eixo maior variando entre 1 e 4 cm. Forma e disposição são sugestivas de rizoconcreções. Datação por LOE do sedimento desta fácie, obtido na Lagoa dos Porcos e na Lagoa Rasa, respectivamente a 2,75 e 1,60 m de profundidade, revelou idades de $17,0 \pm 0,5$ ka AP e $17,0 \pm 1,7$ ka AP. A fácie LAg é composta

predominantemente por lama de coloração cinza escuro (Figura 6.B), com proporções variáveis de areia e pequena quantidade de cascalho (menor que 5%). Comumente, apresenta gretas de contração com largura subcentimétrica a centimétrica e profundidade decimétrica. Interpreta-se que o cascalho presente nesta camada tenha-se infiltrado por estas gretas, a partir da camada superior (fácie C). Podem conter ainda concreções carbonáticas subesféricas, arredondadas ou não, com cerca de 2 cm de diâmetro. Datação por ^{14}C da base desta fácie, na Lagoa dos Porcos, revelou idade de 8380 a 8200 anos cal AP.

A fácie C constitui cobertura de cascalho (Figura 6.A), composta por seixos e blocos, geralmente de quartzo de veio, silexito e gnaisse, podendo ocorrer também fragmentos de concreções ferruginosas. Os clastos encontram-se concentrados e/ou dispersos de maneira homogênea, em contato mútuo ou não. Muito raramente, esta fácie pode ocorrer junto a camada de até 3 mm de espessura de areia fina a média, moderadamente selecionada, em concentrações esparsas ou descontínuas, como ocorre na Lagoa dos Bois (figura 11)

4.3.2. Distribuição geográfica e vertical de fácies

A fácie OA ocorre em oito das 12 sucessões sedimentares descritas e constitui depósito basal de seis destas oito sucessões. Na Área I, está presente em todos os lagos estudados, com exceção da Lagoa Rasa, e aparece sempre abaixo da fácie A (Figura 8). Na Área II, ocorre na Lagoa Formosa e daí para jusante, sobretudo sob a fácie LAg e em sucessões onde a fácie A é ausente (Figura 8).

Identificou-se a fácie A em 11 das 12 sucessões sedimentares descritas, geralmente sobre a fácie OA e/ou sob a fácie LAg. Na Sondagem II-4, na Lagoa Formosa e na Lagoa do Sobrado, porém, esta fácie ocorre também sob a fácie OA (Figura 8). Ela foi observada em todas as sondagens da Área I (Figura 8) e em seis sondagens da Área II, excetuando-se a Lagoa do Meio (Figura 8). Na Área II, destacam-se Lagoa do Adamastor, Lagoa Formosa e Sondagem II-4, onde a espessura da fácie atinge pelo menos 7 m, 8 m e 6 m, respectivamente.

As fácies LAg e C ocorrem no topo da sucessão e invariavelmente associadas entre si, a fácie C recobrindo a fácie LAg. Esta associação de fácies está presente no registro sedimentar em nove dos 12 poços descritos, estando ausente apenas nas sondagens realizadas fora dos limites dos lagos, ou seja, I-2 e I-3, na Área I (Figura 8), e II-4, na Área II (Figura 8).

Suspeita-se que a localização próxima à serra do Cavaleiro (Figura 5) tenha relação com a maior espessura do preenchimento sedimentar verificada na Lagoa Formosa e na Sondagem II-4. O curso de água que depositou estes sedimentos pode ter encontrado maior facilidade em escavar seu canal sobre os sedimentos aluvio-coluvionares ao sopé desta serra.

A granodecrescência ascendente observada em praticamente todas as sucessões sugere que a energia no transporte sedimentar, realizado provavelmente por cursos de água, diminuiu gradualmente ao longo do tempo. Esta progressiva queda de energia culminou na formação de corpos de água estagnados, representada pela fácie LAg. A fácie C pode corresponder a depósitos de enxurrada confinada (*stream flood*) proximais, essencialmente cascalhosos. A fina camada de areia superficial (menor que 5 mm de espessura), encontrada junto ao cascalho da fácie C em alguns casos, permite levantar a hipótese de que o cascalho de enxurrada tenha sido depositado junto a pequena quantidade de areia, posteriormente infiltrada na camada lutácea subjacente (fácie LAg) através de gretas de exposição subaérea.

Quadro 1. Síntese das fácies reconhecidas durante a atividade de campo, da base para o topo. Ao lado do código de cada fácie, encontram-se indicadas uma ou mais figuras ilustrativas.

Código (e figura ilustrativa)	Granulometria / feições diagnósticas	Processo deposicional interpretado
OA (figuras 6.D e 7.A)	Ortocascalho com matriz arenosa	Tração em barras fluviais e depósitos residuais (<i>lags</i>)
A (figuras 6.C, 7.A e 7.B)	Areia geralmente média, mal a moderadamente selecionada, com eventual presença de cascalho em pequenas proporções	Tração em barras fluviais
LAG (Figura 6.B)	Lama cinza escuro com proporções variáveis de cascalho e areia e gretas de largura e profundidade centimétricas a decimétricas	Decantação de finos em corpo de água estagnado, seguido de gretação por exposição subaérea e preenchimento das gretas por areia e cascalho
C (Figura 6.A)	Cobertura superficial de seixos e blocos em concentrações ou dispersos de maneira homogênea, em contato mútuo ou não	Enxurrada confinada, essencialmente cascalhosa, com quantidade subordinada de areia, parte posteriormente removida por infiltração para a camada subjacente

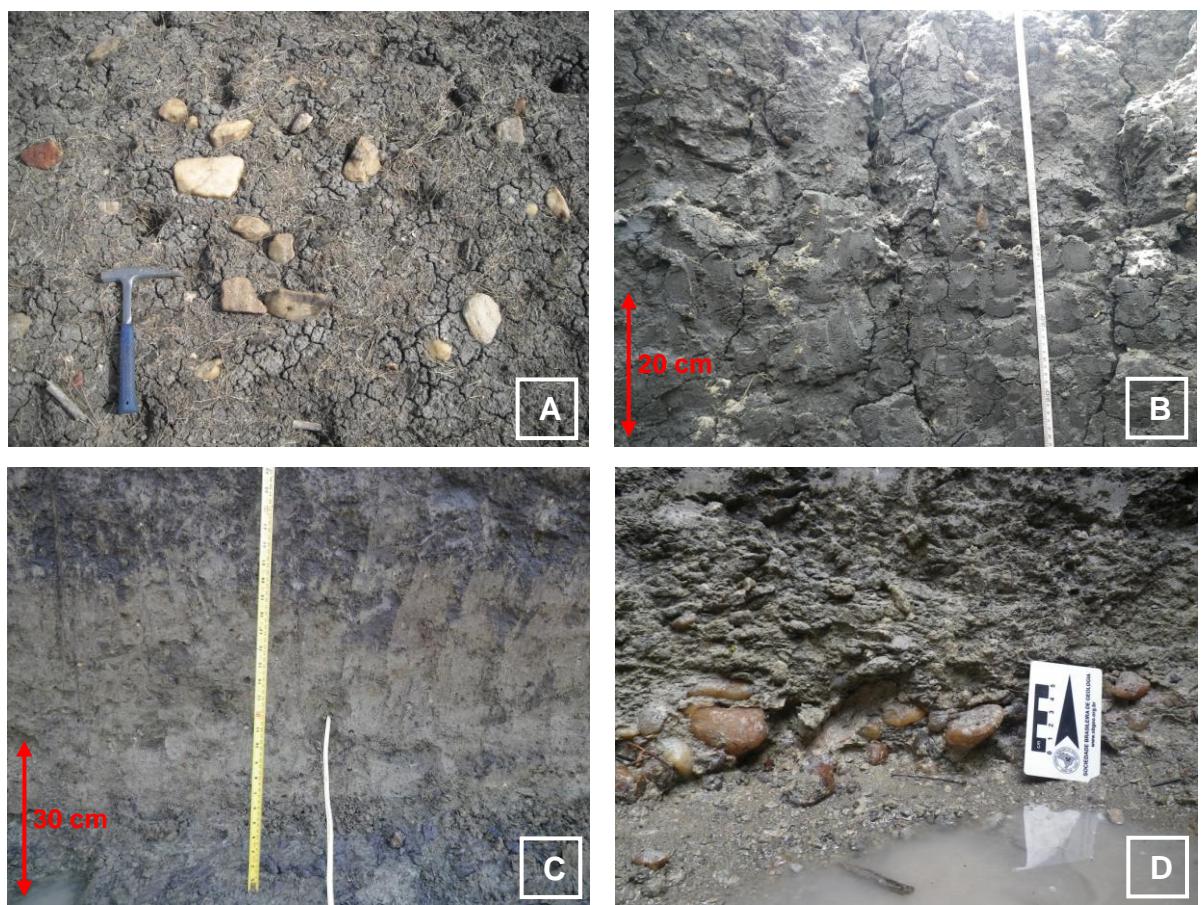


Figura 6. A. Fácies C sobre fácies LAg, Lagoa Rasa (vista em planta). B. Fácies LAg, Lagoa do Adamastor. C. Fácies A, Lagoa dos Porcos. D. Fácies OA, Lagoa da Dona Catarina II.

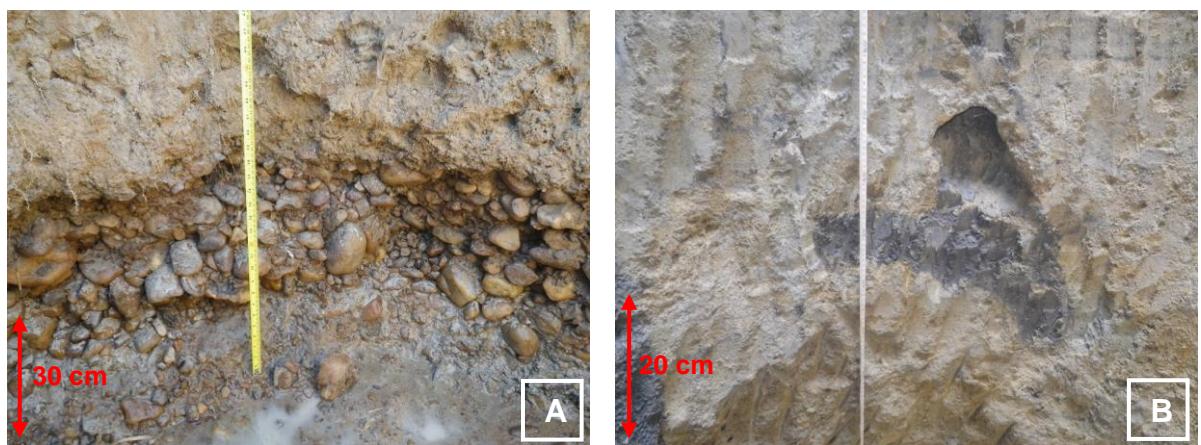
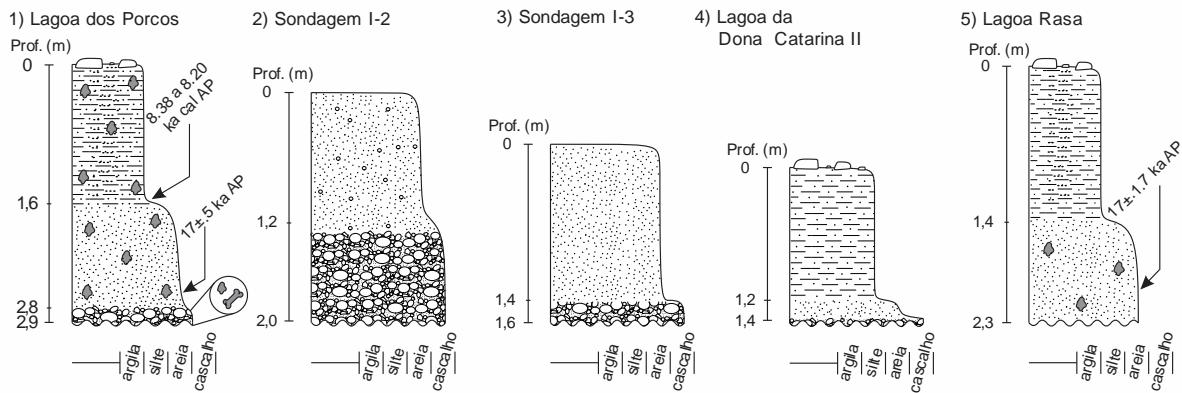
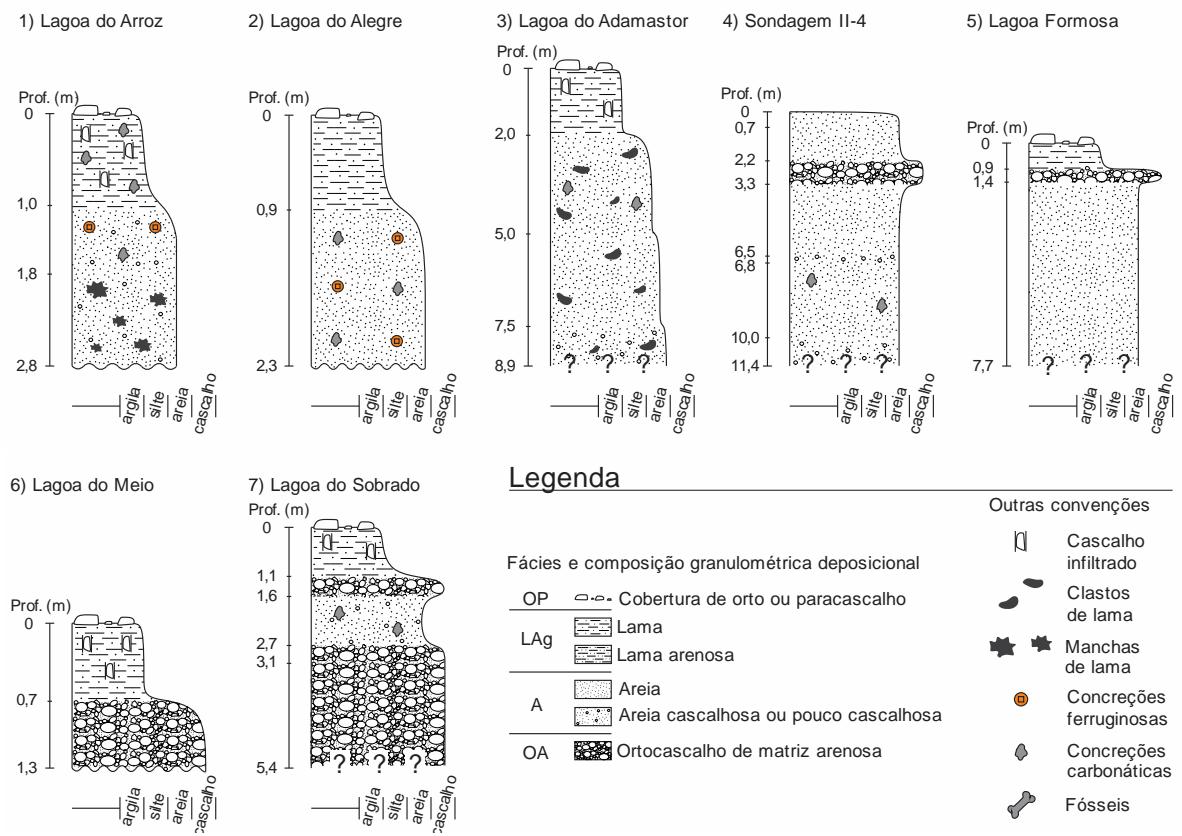


Figura 7. A. Fácies A sobre a fácies OA, Sondagem I-3. Nesta sondagem, não se observou a fácies LAg, o que pode justificar a menor quantidade de material pelítico em meio a areia das fácies A e OA, em comparação com outras sondagens. B. Fácies A, Lagoa do Adamastor. Destaque para clasto de lama alongado com mais de 20 cm de comprimento, no centro da figura.

Área I



Área II



Legenda

Fácies e composição granulométrica deposicional	
OP	Cobertura de orto ou paracascalho
LAG	Lama
	Lama arenosa
A	Areia
	Areia cascalhosa ou pouco cascalhosa
OA	Ortocascalho de matriz arenosa

Outras convenções	
■	Cascalho infiltrado
●	Clastos de lama
★	Manchas de lama
●	Concreções ferruginosas
◆	Concreções carbonáticas
✉	Fósseis

Figura 8. Colunas estratigráficas das sondagens descritas nas áreas I e II. As profundidades indicadas na coluna à esquerda marcam os contatos entre as fácies.

4.3.3. Análise da orientação do cascalho superficial

A análise de trama do cascalho na fácie OP contemplou dois lagos. O primeiro deles situa-se a pouco mais de 200 m a norte da Lagoa dos Porcos (Figura 9.A), enquanto que o outro, denominado Lagoa dos Bois (Figura 9.B), fica fora dos limites das áreas de estudo I e II (Figuras 4 e 5), cerca de 6 km a leste da Lagoa do Sobrado (Figura 3).

O lago a norte da Lagoa dos Porcos (Figura 9.A) tem cerca de 300 m de eixo maior, alongando-se na direção NNW-SSE. As medidas da orientação de 36 clastos que

compunham a cobertura superficial de cascalho revelam orientação predominante NNW-SSE (entre 150° e 160° azimute), sugestivas de arranjo preferencial com eixo maior longitudinal ao paleofluxo, ou a(p) (Figura 9.C).

A Lagoa dos Bois alonga-se segundo NE, com cerca de 500 m de eixo maior (Figura 9.B). Apresenta cobertura cascalhosa contínua (Figura 10) ou em concentrações onduladas, cujas cristas são transversais ao alongamento do lago, o que sugere macroforma de leito, com comprimento de onda entre 1 e 2 m (Figura 11). Nas cristas das macroformas e nos pavimentos horizontais, os clastos se tocam, feição sugestiva de transporte trativo. Foi obtida neste lago a orientação de 32 clastos que compõem a cobertura de cascalho superficial, caracterizando três modas: NE (60° a 70° azimute), SE (100° a 110° azimute) e NW (150° a 180° azimute) (Figura 9.D).

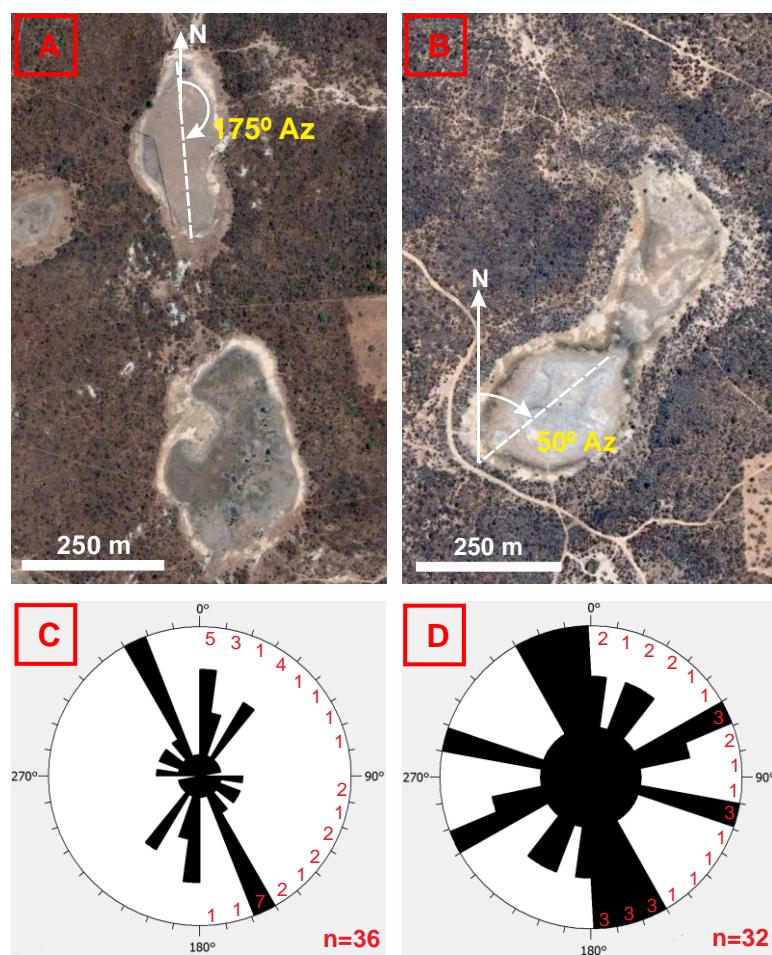


Figura 9. A. Orientação do lago a norte da Lagoa dos Porcos. B. Orientação da Lagoa dos Bois. C. Histograma de frequências circular ilustrando a orientação dos seixos e blocos alongados do lago a norte da Lagoa dos Porcos. D. Histograma de frequências circular ilustrando a orientação dos seixos e blocos alongados da Lagoa dos Bois. n é o número total de medidas. Os números em vermelho indicam a quantidade de valores em cada fatia de 10°.

Diferentemente do observado no lago próximo a Lagoa dos Porcos, o alinhamento do cascalho na Lagoa dos Bois dá-se não somente paralelo ao alongamento do lago, como também oblíquo e perpendicular. Este fato pode ter relação com a maior densidade de cascalho presente neste lago, favorecendo a formação de imbricação a(t)b(i), com orientação do eixo maior do clasto perpendicular ao fluxo. Este resultado é compatível com a presença de contato entre os clastos, freqüente na Lagoa dos Bois (Figuras 10 e 11), e rara, no lago a norte da Lagoa dos Porcos (Figura 12).



Figura 10. Lagoa dos Bois. Cobertura cascalhosa contínua, com freqüente contato mútuo entre clastos rudáceos.



Figura 11. Lagoa dos Bois. Cobertura cascalhosa em concentrações onduladas, cujas cristas são transversais ao alongamento do lago. As ondulações possuem comprimento de onda de cerca de 1,0 m.



Figura 12. Lagoa a norte da Lagoa dos Porcos. Notar a menor densidade de cascalho em relação à Lagoa dos Bois (figuras 10 e 11).

4.4. Análise granulométrica

Os resultados de análise granulométrica foram examinados quanto a suas tendências de variação espacial. O objetivo foi verificar a eventual ocorrência de padrão de transporte sedimentar, conforme o método de McLaren & Bowles (1985), admitindo-se como premissa que as fácies homólogas tenham a mesma idade e que representem, portanto, transporte ao longo de uma mesma paleogeografia. Para este fim, foi considerada a fácie A, devido à sua composição granulométrica essencialmente arenosa, adotando-se como referência a amostra em posição mais próxima à fácie LAg. Também avaliou-se a relação da profundidade com as estatísticas diâmetro médio e desvio padrão, em cada área, para todas as amostras coletadas. Na Área II (Figura 14), não foram considerados os dados referentes à Lagoa do Baixão do Alegre, uma vez que os resultados foram muito discrepantes em relação à classificação tátil-visual realizada em campo. As tendências observadas de montante para jusante estão descritas a seguir.

Na Área I, observa-se tendência geral de diminuição do diâmetro médio e do desvio padrão, ao passo que a assimetria torna-se cada vez mais negativa (Figura 13), padrão sugestivo de transporte segundo McLaren & Bowles (1985). Uma exceção encontra-se no trecho entre a Lagoa dos Porcos e a Sondagem I-2, no qual o diâmetro médio aumenta e a assimetria torna-se mais positiva, concomitantemente à melhor seleção granulométrica, o que, todavia, configura o outro dos dois padrões indicativos de transporte segundo os mesmos autores.

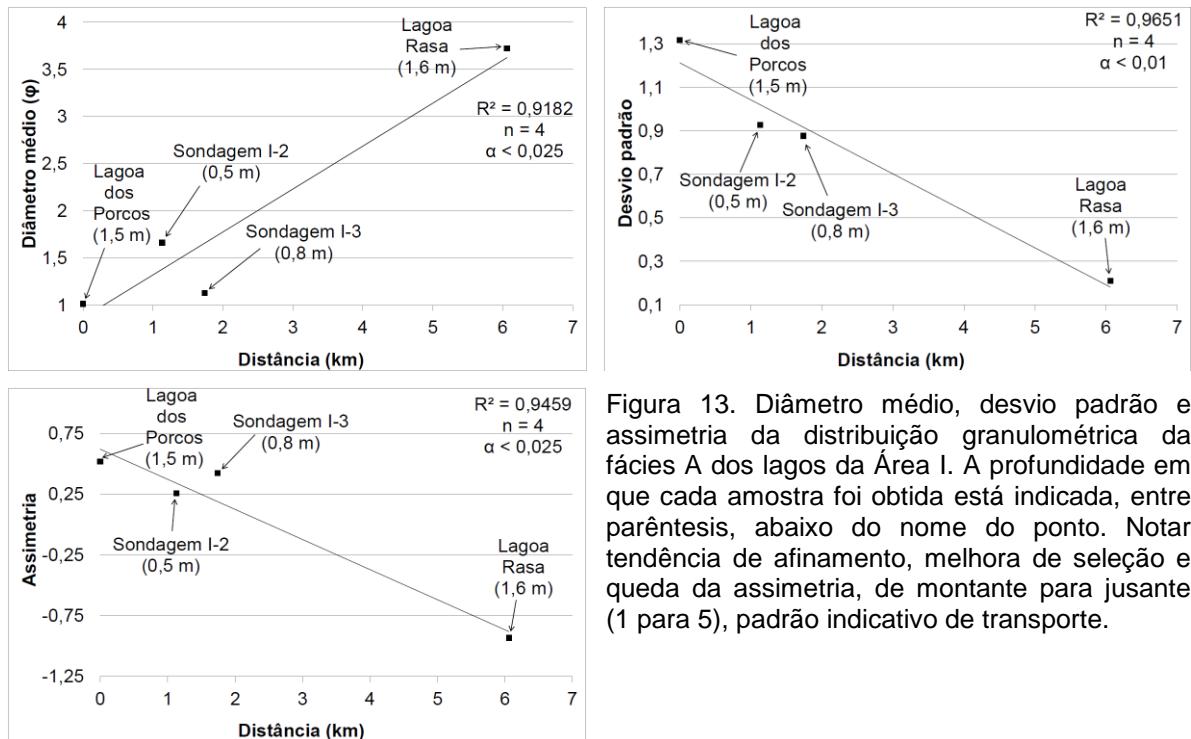


Figura 13. Diâmetro médio, desvio padrão e assimetria da distribuição granulométrica da fácies A dos lagos da Área I. A profundidade em que cada amostra foi obtida está indicada, entre parêntesis, abaixo do nome do ponto. Notar tendência de afinamento, melhora de seleção e queda da assimetria, de montante para jusante (1 para 5), padrão indicativo de transporte.

Na Área II (Figura 14), não se caracterizou nenhum padrão de variação granulométrica sugestivo de transporte, visto que o desvio padrão aumenta para jusante. Além disso, não há correlação entre o diâmetro médio e a posição relativa da sondagem no sistema de drenagem.

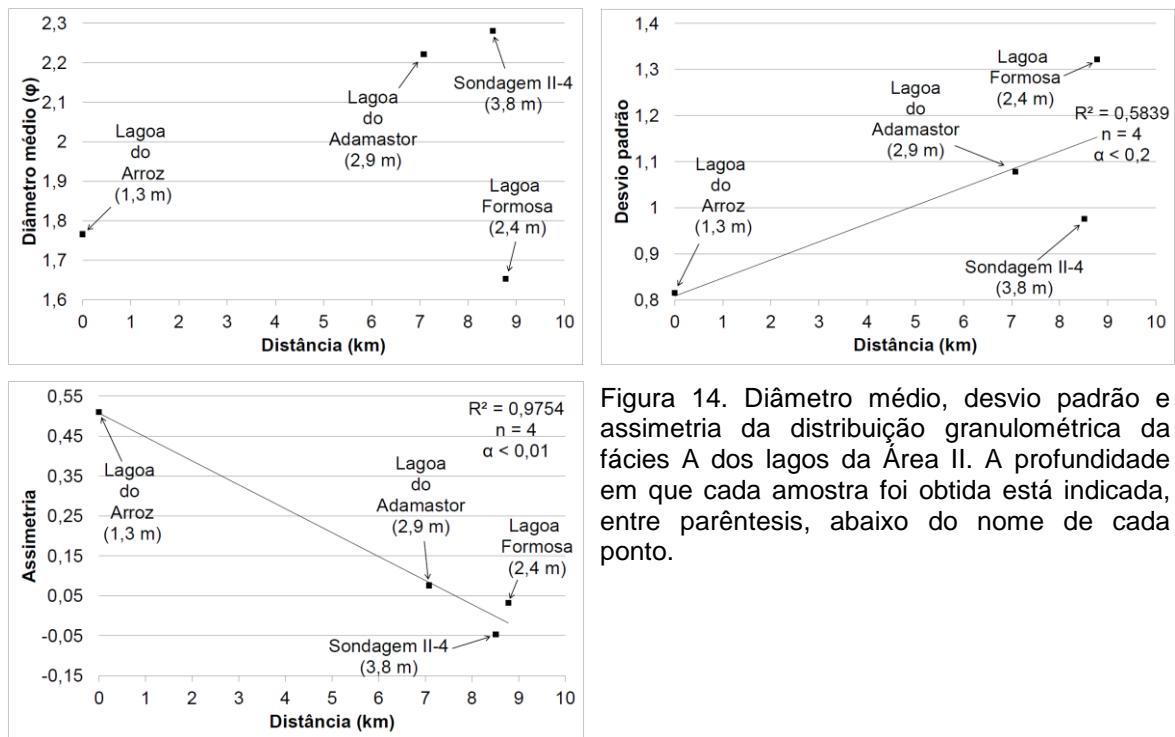


Figura 14. Diâmetro médio, desvio padrão e assimetria da distribuição granulométrica da fácies A dos lagos da Área II. A profundidade em que cada amostra foi obtida está indicada, entre parêntesis, abaixo do nome de cada ponto.

Ainda na Área II, observa-se tendência geral de piora na seleção granulométrica para o topo, concomitantemente à diminuição do diâmetro médio (Figura 15). Já na Área I, não fica evidente tendência vertical de melhora ou piora na seleção granulométrica, mas apenas de diminuição do diâmetro médio (Figura 16). Cabe lembrar que os poços nesta área são mais rasos e, portanto, foram coletadas menos amostras.

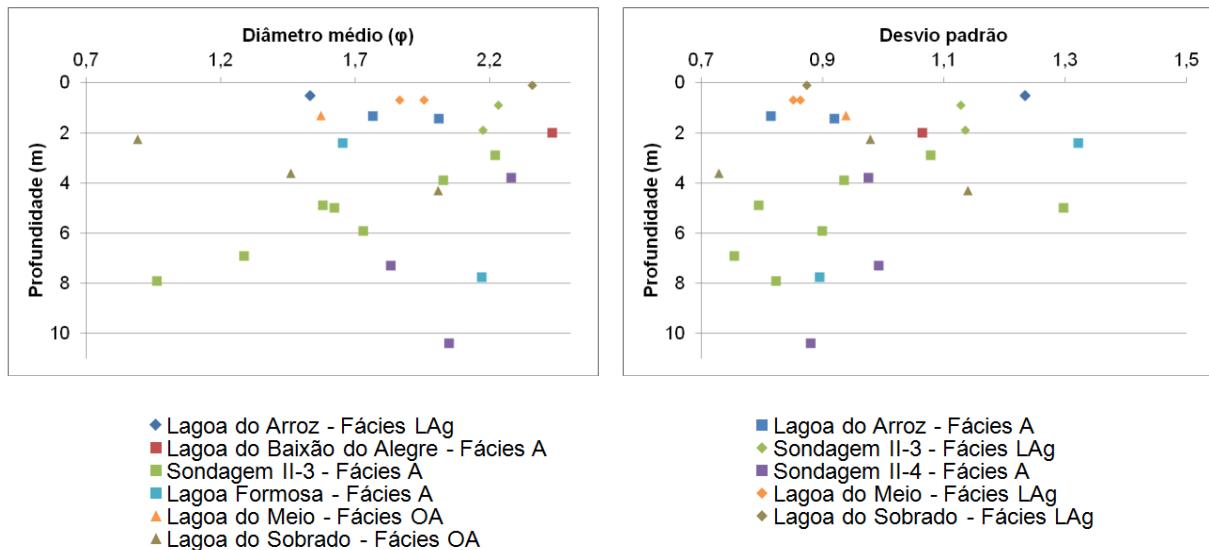


Figura 15. Relação do diâmetro médio e do desvio padrão com a profundidade dos depósitos da Área II. Os formatos dos símbolos referem-se às fácies, enquanto que as cores referem-se aos lagos.

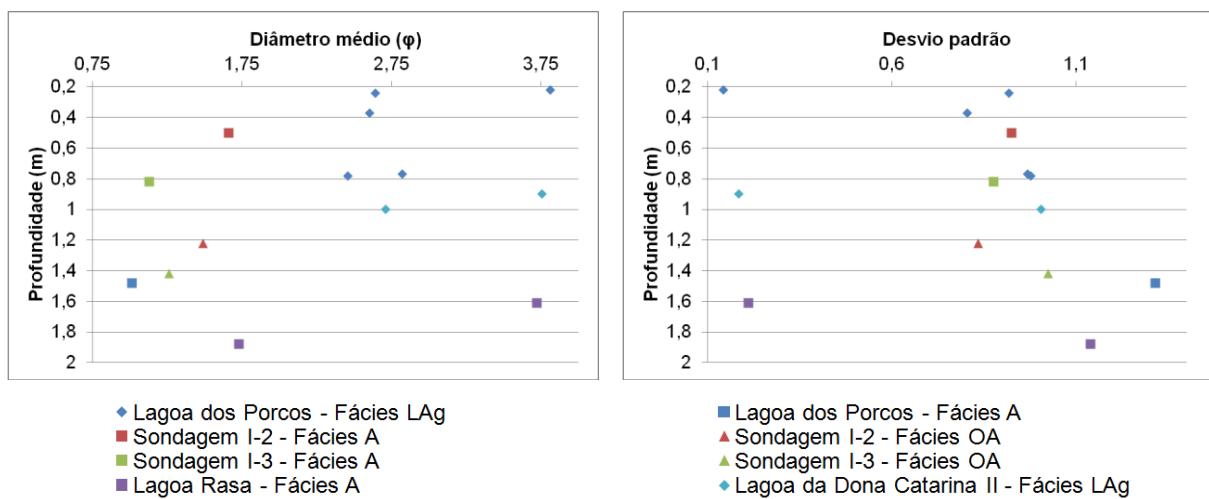


Figura 16. Relação do diâmetro médio e do desvio padrão com a profundidade dos depósitos da Área I. Os formatos dos símbolos referem-se às fácies, enquanto que as cores referem-se aos lagos.

Uma hipótese para a falta de evidências granulométricas de transporte sedimentar na Área II, em contraste à Área I, é a de que a Lagoa do Adamastor, a Sondagem II-4 e a Lagoa Formosa, por situarem-se sobre depósitos alúvio-coluvionares no sopé da serra do Cavaleiro (Figura 5), estariam mais sujeitas ao aporte episódico de fluxos gravitacionais e enxurradas oriundos deste alto topográfico. Outra possível explicação é a de que a confluência de

diferentes contributários interfira na distribuição granulométrica e oblitere assim qualquer padrão de transporte que venha a se desenvolver ao longo de uma drenagem específica.

Com relação à variação granulométrica vertical, foi verificado, na Área I, diminuição do diâmetro médio para o topo, sem correlação com variações na seleção granulométrica. Pelo contrário, na Área II, a diminuição do diâmetro médio para o topo acompanha-se de piora na seleção granulométrica (Figura 15), o que pode ser atribuído à diminuição gradativa da competência de transporte ao longo do tempo, talvez em consequência de um regime hídrico cada vez mais baixo e/ou padrão de sedimentação cada vez mais episódico.

4.5. Minerais pesados

Caracterizou-se a assembleia de minerais pesados da fácie A em nove amostras, sendo quatro obtidas na Área I e cinco na Área II. Na Área I, as amostras estudadas referem-se a Lagoa dos Porcos, Sondagens I-2, Sondagem I-3 e Lagoa Rasa. Na Área II, a Lagoa do Arroz, Lagoa do Adamastor, Sondagem II-4, Lagoa Formosa e Lagoa do Sobrado. Chama atenção a imaturidade mineralógica da assembleia nas duas áreas, em vista da baixa abundância de minerais ultraestáveis (ZTR menor do que 30%) em relação a minerais moderadamente estáveis (epidoto, titanita e cianita) e mesmo instáveis (hornblenda e tremolita).

Na Área I a assembleia de minerais pesados é composta essencialmente por hornblenda, epidoto, zircão, cianita, titanita, tremolita, apatita, rutilo e granada. Antofilita, cassiterita, clinozoisita, diopsídio-augita (variedade dialágio), hiperstênio, sillimanita, turmalina e zoisita constituem minerais traço (quantidades inferiores a 1%). As quantidades relativas apresentam-se no Quadro 2.

Quadro 2. Quantidades relativas, expressas em porcentagem, dos minerais pesados contabilizados na fácie A dos depósitos da Área I.

	Hornblenda	Epidoto	Zircão	Titanita	Cianita	Tremolita	Apatita	Rutilo	Granada	Traços*
Lagoa dos Porcos	38%	18%	4%	11%	4%	7%	10%	0%	2%	5%
Sondagem I-2	37%	33%	10%	2%	10%	5%	0%	2%	0%	1%
Sondagem I-3	27%	28%	25%	3%	8%	2%	0%	3%	1%	3%
Lagoa Rasa	10%	61%	4%	12%	1%	1%	9%	1%	0%	4%

*Antofilita, cassiterita, clinozoisita, dialágio, hiperstênio, sillimanita, turmalina, zoisita

Levando em consideração a Lagoa dos Porcos e as sondagens I-2 e I-3, nota-se, de montante para jusante, queda gradativa na quantidade relativa de hornblenda e tremolita, ao passo que o zircão torna-se mais abundante. Esta tendência não pode ser indicativa de transporte, uma vez que zircão é um mineral mais denso do que os demais e a tendência observada na análise granulométrica foi, grosso modo, de afinamento para jusante (item 4.4).

A diminuição simultânea de hornblenda e tremolita sugere, por outro lado, que a variação tenha origem relacionada à fonte (Figura 17).

Corroboram esta hipótese as quantidades muito menores de hornblenda e zircão na Lagoa Rasa, a qual apresenta quantidade relativa de epidoto muito maior do que a observada nos outros lagos. Adicionalmente, a orientação da Lagoa Rasa, alongada sobre uma drenagem transversal àquela sobre a qual se encontra a Lagoa dos Porcos e as sondagens I-2 e I-3 (Figura 4.C), permite pensar na influência de fonte distinta.

As quantidades de apatita e titanita encontradas na fácie A dos lagos é muito superior àquelas encontradas nas sondagens I-2 e I-3, as quais se encontram no leito da drenagem. Em contrapartida, a fácie A reconhecida nestas sondagens é enriquecida em zircão. Duas hipóteses não mutuamente excludentes podem ser aventadas para explicar esta diferença entre os lagos e a drenagem. Uma seria de dissolução pós-deposicional mais efetiva de titanita e apatita nos depósitos arenosos das drenagens de que nos depósitos lamosos dos lagos, por conta da maior permeabilidade dos primeiros. Outra seria a ausência de cronocorrelação entre as fácies A encontradas nos lagos e nas sondagens realizadas no leito da drenagem, o que teria consequências tanto relacionadas à fonte quanto à dissolução pós-deposicional.

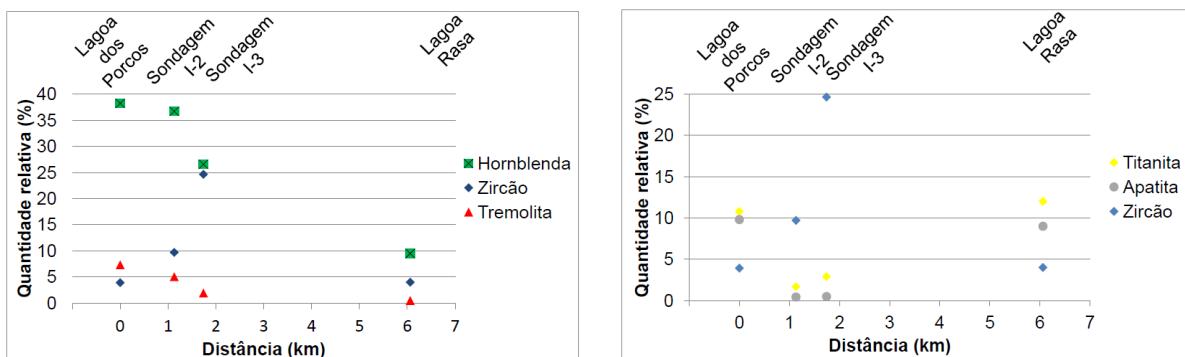


Figura 17. Variação na concentração de minerais pesados transparentes não micáceos de montante para jusante na Lagoa dos Porcos, nas sondagens I-2 e I-3, e na Lagoa Rasa. O gráfico da esquerda compara a variação de minerais “pesados leves” e instáveis (hornblenda e tremolita) e o da direita, a variação de “pesados leves” metaestáveis (titanita e apatita), com o “pesado pesado” ultraestável zircão. Notar gradativa diminuição da quantidade de hornblenda e tremolita da Lagoa dos Porcos para a Sondagem I-3, concomitante ao gradativo aumento da quantidade de zircão. Este padrão é o posto do esperado por efeito de seleção hidráulica e deve estar relacionado à variações na fonte. Observar que na Lagoa Rasa o padrão não se mantém. À direita, atentar para as grandes quantidades de titanita e apatita na Lagoa dos Porcos e na Lagoa Rasa, em contraste à maior quantidade de zircão nas sondagens I-2 e I-3. Estas diferenças também podem ocorrer em resposta a variações na fonte ou podem ser devidas à diferença de estabilidade, em decorrência de menor taxa de dissolução nos lagos.

Na Área II, os principais minerais identificados foram epidoto, titanita, tremolita, cianita, zircão, hornblenda, granada, rutilo e turmalina. Como minerais traço, foram contabilizados antofilita, apatita, cassiterita, clinozoisita, clinopiroxênio (variedade dialágio), estaurolita,

iperstênio, monazita, scheelita, sillimanita e zoisita. As quantidades relativas estão expostas no Quadro 3.

Quadro 3. Quantidades relativas, expressas em porcentagem, dos minerais pesados contabilizados na fácies A dos depósitos da Área II.

	Epidoto	Titanita	Tremolita	Cianita	Zircão	Hornblenda	Granada	Rutilo	Turmalina	Traços*
Lagoa do Arroz	20%	56%	1%	8%	2%	4%	traço	1%	1%	6%
Lagoa do Adamastor	29%	15%	22%	10%	3%	6%	2%	2%	3%	7%
Sondagem II-4	89%	traço	1%	traço	1%	0%	5%	1%	0%	3%
Lagoa Formosa	33%	15%	3%	15%	15%	1%	3%	2%	2%	12%
Lagoa do Sobrado	10%	2%	36%	14%	8%	11%	traço	4%	1%	11%

*antofilita, apatita, cassiterita, clinozoisita, dialágio, estaurolita, hiperstênio, monazita, scheelita, sillimanita, zoisita

Observando o Quadro 3, nota-se relação inversa entre as quantidades de epidoto e titanita na Lagoa do Arroz, Lagoa do Adamastor, Sondagem II-4 e Lagoa Formosa. Esta relação é ilustrada na Figura 18, onde estão apresentadas os índices ABI de Morton & Hallsworth (1994), calculados para a razão entre epidoto e titanita conforme Equação 1 apresentada no item 3.6.3.3.

Como o epidoto e a titanita são minerais com densidade, estabilidade química e dureza semelhantes, supõe-se que a variação recíproca entre os dois minerais seja resposta a mudanças na fonte sedimentar. O enriquecimento em epidoto ocorre nos poços próximos da serra do Cavaleiro, e, portanto, é natural pensar que este alto topográfico é a fonte mais importante deste mineral.

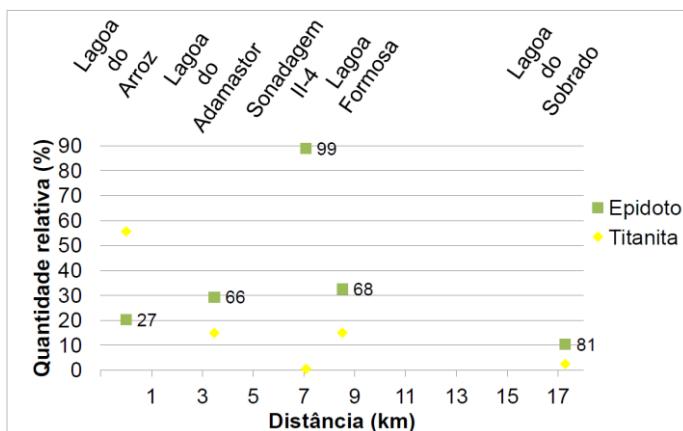


Figura 18. Relação inversa entre a variação nas quantidades relativas de epidoto e titanita na Lagoa do Arroz, Lagoa do Adamastor, Sondagem II-4 e Lagoa Formosa. Os lagos com as maiores quantidades de epidoto são aqueles mais próximos à serra do Cavaleiro (Figura 5.A): Lagoa do Adamastor, Sondagem II-4 e Lagoa Formosa. O número ao lado dos quadrados que representam o epidoto indicam os índices ABI para a razão entre este mineral e a titanita.

4.6. Petrografia

Foram descritas quatro seções delgadas ao microscópio óptico. As duas primeiras referem-se a concreção e rocha hospedeira, coletadas em meio à fácie A de corte natural na margem de um rio intermitente, cerca de 300 m a oeste da Lagoa do Sobrado. As outras duas amostras representam concreções carbonáticas presentes na fácie LAg da Lagoa dos Porcos e da Lagoa dos Bois (Figura 19).

Além disso, mais três amostras obtidas na Lagoa dos Porcos, referentes a concreção carbonática da fácie A, ao próprio sedimento arenoso da fácie A e ao sedimento argiloso da fácie Lag, foram submetidas à análise por MEV.



Figura 19. Colunas estratigráficas das sucessões sedimentares das quais foram obtidas as concreções carbonáticas analisadas por microscopia óptica. Na Lagoa dos Porcos e na Lagoa dos Bois, as concreções analisadas são da fácie LAg. No corte natural do rio próximo à Lagoa do Sobrado, a concreção analisada foi retirada da fácie A. As amostras analisadas ao MEV referem-se às concreções obtidas na fácie LAg e ao sedimento das fácies A e LAg da Lagoa dos Porcos.

4.6.1. Lagoa dos Porcos

O cimento, componente textural essencial da concreção, representa 85% da amostra enquanto que o arcabouço siliciclástico e a matriz siltosa completam, respectivamente, os 10% e 5% restantes. A porosidade está presente, mas é quantitativamente negligenciável.

O arcabouço é constituído por areia média a muito fina, muito mal selecionada, subarredondada a subangulosa, com esfericidade média a alta. Mineralogicamente é composto principalmente por grãos de quartzo monocristalino (75%) e contém, em menores proporções, quartzo policristalino (10%), feldspato (5%), fragmentos de gnaiss e/ou granito (10%) e traços de hornblenda.

A matriz siltosa é caracterizada por grãos angulosos a subangulosos de quartzo monocristalino, com esfericidade média a alta.

O cimento é composto principalmente por calcita espática, microespática e micrita, que juntas constituem 85% da fração. Quando intergranular, a calcita ocorre predominantemente como mosaico de cristais anédricos a subédricos, podendo, de maneira subordinada, apresentar hábito lamelar (Figura 20.A). A calcita também ocorre como franja radial (Figura 20.B), envolvendo grãos siliciclásticos que frequentemente mostram sinais de corrosão (Figura 20.C). Calcita espática pode ainda preencher fraturas ou clivagens dos grãos siliciclásticos, em padrão deslocador (figuras 20.C e 21.A).

Outro cimento observado, com concentração de 10% na fração, é o óxido/hidróxido metálico, que ocorre na forma de manchas (Figura 20.B), frequentemente associado a vênulas tortuosas, com cerca de 100 μm de espessura (Figura 20.C). Dentro das vênulas, o óxido/hidróxido metálico ocorre nas bordas, enquanto a porção central é composta por calcita espática em mosaico. Aventa-se a possibilidade de que estas vênulas sejam biogênicas, talvez associadas a raízes. Outra provável feição biogênica, esta identificada ao MEV, são placas nanométricas com feições tubulares alinhadas em fileiras (Figura 21.B). Elas foram interpretadas como possíveis fitólitos.

Também foi observado cimento filossilicático (5% na fração), com coloração amarelada ou parda e cor de interferência cinza de primeira ordem ($\delta < 0,003$), provável caulinita. Alguns cristais bem desenvolvidos, que chegam a ter cerca de 400 μm , mostram relação temporal dúbia em relação ao cimento carbonático. Uma hipótese é a de que encontrem-se envoltos por franja calcítica espática anisópaca, sendo anterior à cimentação carbonática. A outra hipótese é a de que o cimento filossilicático possa ter preenchido um revestimento de poro carbonático drusiforme, sendo, portanto, posterior à cimentação carbonática (Figura 20.D).

A porosidade é praticamente ausente, constituindo exceção o poro circular de origem incerta, talvez bioturbação, apresentado na Figura 20.A. Este poro apresenta em suas bordas cimento filossilicático pardo, de baixa birrefringência ($\delta < 0,003$), também de possível caulinita.

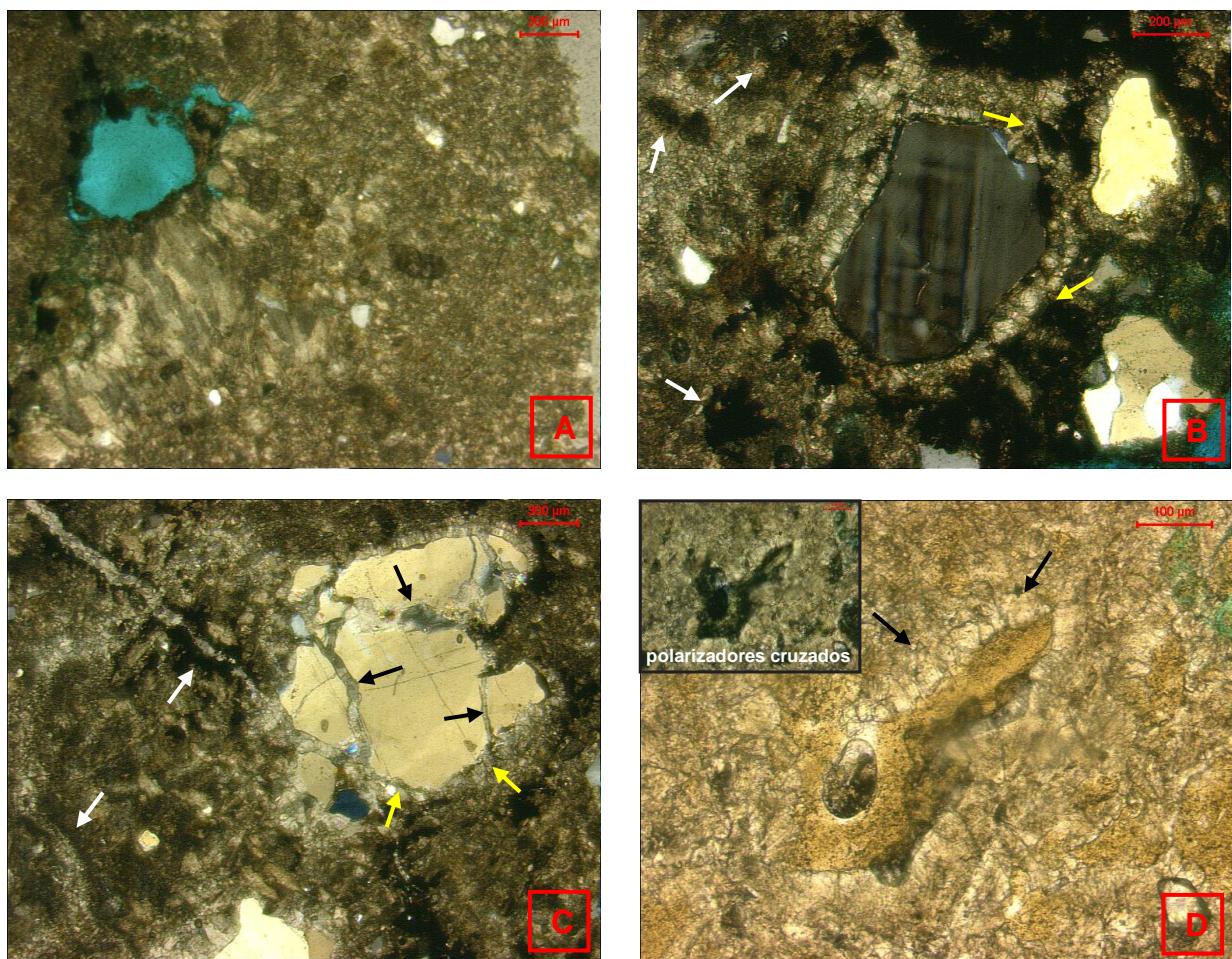


Figura 20. Fotomicrografias de concreção carbonática da Lagoa dos Porcos. A. Cimento intergranular de calcita microespática a espática em mosaico, e lamelar (seta amarela). O poro circular indicado pela seta branca apresenta revestimento por cimento filossilicático pardo de baixa birrefringência. B. Franja radial de calcita espática envolvendo grão de microclínio. Notar as manchas de cimento de óxido/hidróxido que bordejam as franjas radiais (setas amarelas) ou ocorrem dispersos no espaço intergranular de calcita espática e microespática em mosaico (setas brancas). C. Calcita deslocadora (setas pretas), cristalizada em fraturas de um grão de quartzo. Observar ainda sinais de corrosão na borda do mesmo grão (setas amarelas) e vénulas (setas brancas) preenchidas por mosaico de calcita espática, com cimento de óxido/hidróxido em suas bordas. D. Cimento filossilicático amarelo de baixa birrefringência, em meio a revestimento ou cimento envolvente de calcita radial (setas).

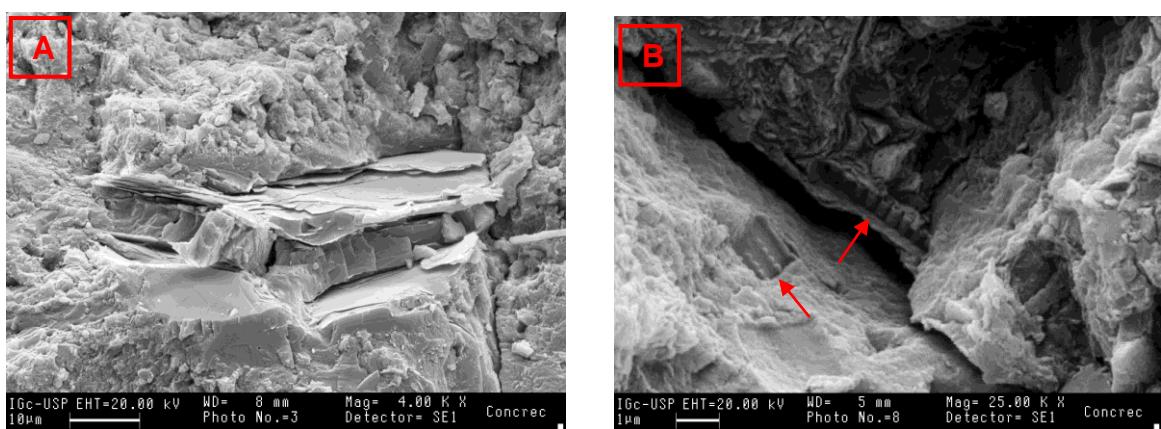


Figura 21. Eletromicrografias, obtidas ao MEV, de concreção carbonática coletada na Lagoa dos Porcos. A. Calcita deslocadora desenvolvida em meio às clivagens de um clasto micáceo. B. Clastos biogênicos, provavelmente de fitólitos (setas). Notar que os dois clastos estão aparentemente dispostos em posições relativas distintas.

Análise via MEV da areia da fácie A revelou importante cimentação filossilicática, cuja microtextura é característica de argilominerais do grupo das esmectitas (figuras 22.A e B). Nesta fácie também se observou possível fitólito, caracterizado por placas de menos de 4 μm de lado, contendo cavidades circulares alinhadas (Figura 22.C).

O sedimento argiloso da fácie LAg, visto através do MEV, apresentou textura tipicamente deposicional, desprovida de feições características de desenvolvimento filossilicático diagenético. Grãos siliciclásticos, e um possível detrito biogênico de formato discóide, na fração silte, imersos em meio à argila, puderam ser observados em detalhe (figuras 23.A, B e C).

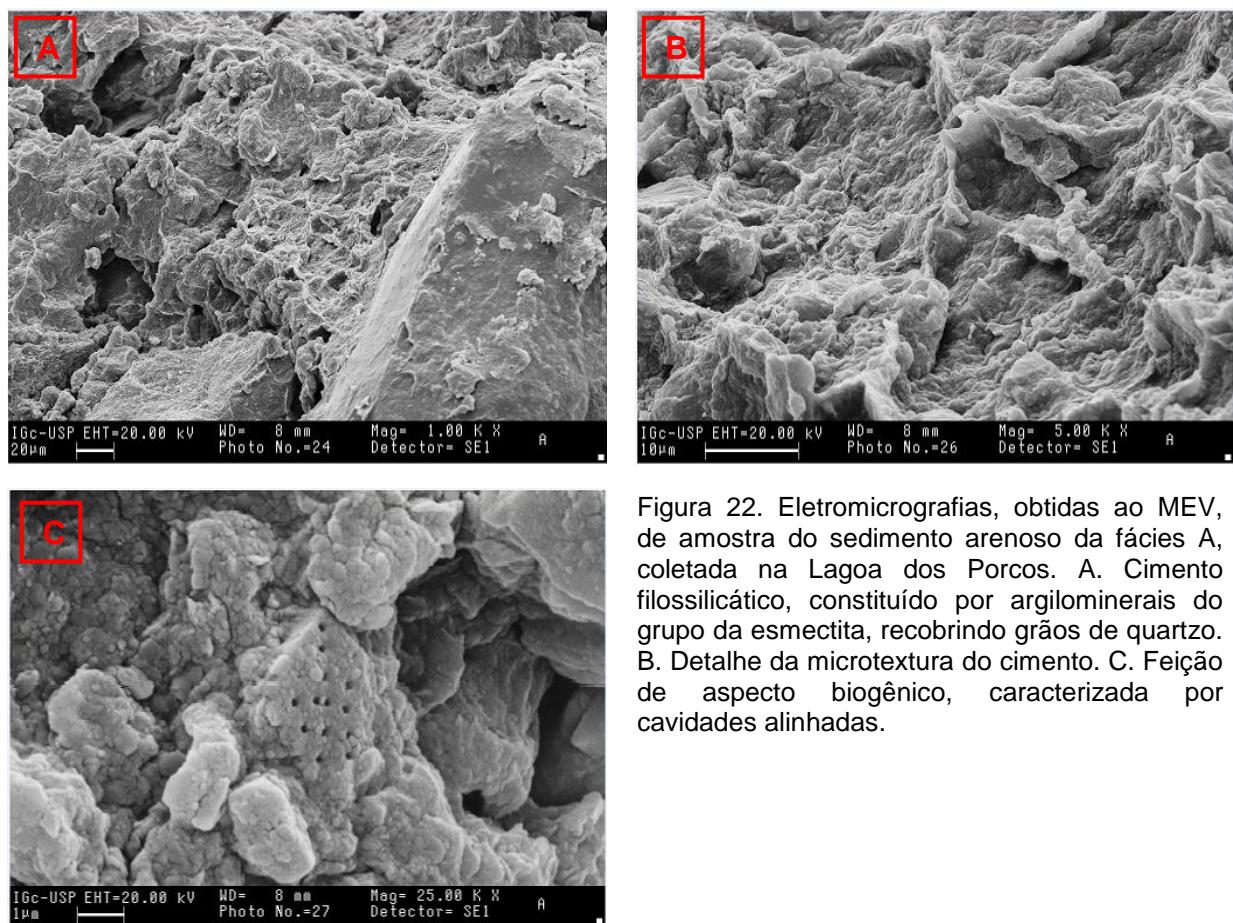


Figura 22. Eletromicrografias, obtidas ao MEV, de amostra do sedimento arenoso da fácie A, coletada na Lagoa dos Porcos. A. Cimento filossilicático, constituído por argilominerais do grupo da esmectita, recobrindo grãos de quartzo. B. Detalhe da microtextura do cimento. C. Feição de aspecto biogênico, caracterizada por cavidades alinhadas.

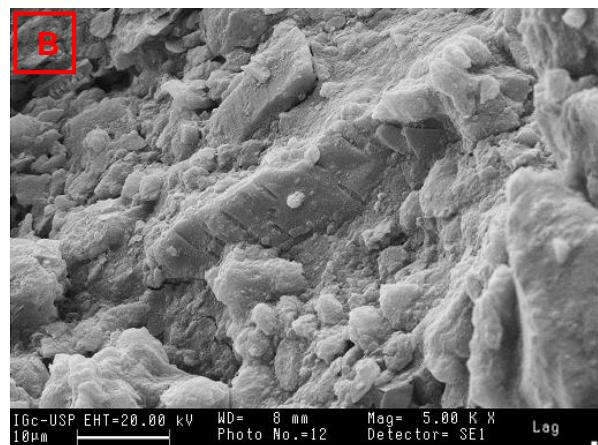
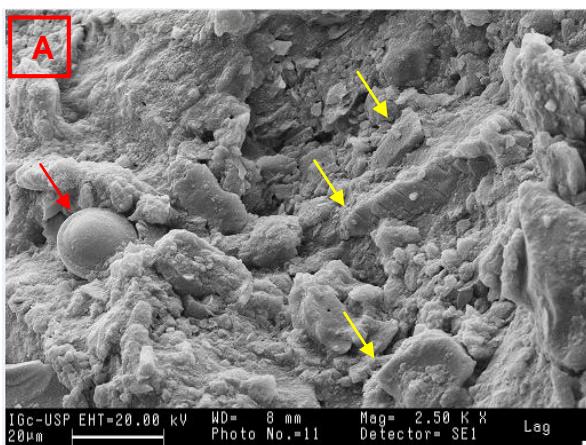


Figura 23. Eletromicrografias, obtidas ao MEV, de amostra do sedimento argiloso da fácie LAg, coletada na Lagoa dos Porcos. A. Siliciclastos angulosos de provável feldspato (setas amarelas) e clasto discoide, aparentemente biogênico (seta vermelha), imersos em argila detritica. B. Detalhe de grão de feldspato euédrico, com clivagens sulcadas, feição atribuída à dissolução doagenética. C. Detalhe do provável bioclasto oblato.

4.6.2. Lagoa dos Bois

Na concreção coletada no preenchimento sedimentar da Lagoa dos Bois, o arcabouço siliciclástico representa cerca de 60% dos componentes texturais e a matriz siltosa, 5%, sendo que um seixo de laterita com 1,5 cm de diâmetro, constituindo 60% da área da seção delgada, não foi levado em consideração nas estimativas. O cimento constitui aproximadamente 25% da concreção e os poros completam 10%.

O arcabouço é constituído predominantemente por areia média a fina muito mal selecionada. Os grãos são angulosos a subangulosos, alguns com sinais de corrosão nas bordas, e apresentam esfericidade média a alta. Mineralologicamente é composta por 80% de quartzo monocristalino, 10% de feldspato e 10% de minerais opacos, com presença de muscovita em quantidade traço.

A matriz siltosa é composta por grãos de quartzo monocristalino angulosos a subangulosos, com esfericidade média a alta.

A calcita perfaz cerca de 75% do cimento, ocorrendo na forma de cristais espáticos anedrais a subedrais, com hábito em mosaico ou lamelar. Sua distribuição espacial geralmente é na forma de preenchimento intersticial, mas ocorre também como revestimento de poro (Figura 24.A). Calcita deslocadora (Figura 24.B) e grãos de quartzo com sinais de corrosão (Figura 24.A) também foram observados.

Os poros representam 10% dos componentes texturais, dos quais cerca de 3% correspondem a porosidade intergranular primária. Os 7% restantes são fraturas, talvez gretações, no seixo de laterita e no seu contato com o cimento carbonático. Algumas destas fraturas encontram-se total ou parcialmente preenchidas por cimento carbonático, no último caso com arranjo pendular, atribuível a condições vadosas (Figura 25.A).

Outro cimento observado, com concentração de 20% na fração, é um filossilicato de coloração amarela e com cor de interferência cinza de primeira ordem ($\delta < 0,003$), provável caulinita. Este filossilicato chega a formar cristais subédricos, que ocorrem em meio a trama mosaico-lamellar carbonática (Figura 25.B). Trata-se de geração de cimento provavelmente anterior à calcita, pois esta parece invadir embainhamentos presentes no filossilicato (Figura 2B.D). Este cimento ocorre sobretudo no contato entre o seixo de laterita e o resto da concreção carbonática (Figura 25.C).

Cimento de óxido/hidróxido metálico completa 5% na fração, ocorrendo na forma de manchas dispersas (Figura 24.B).

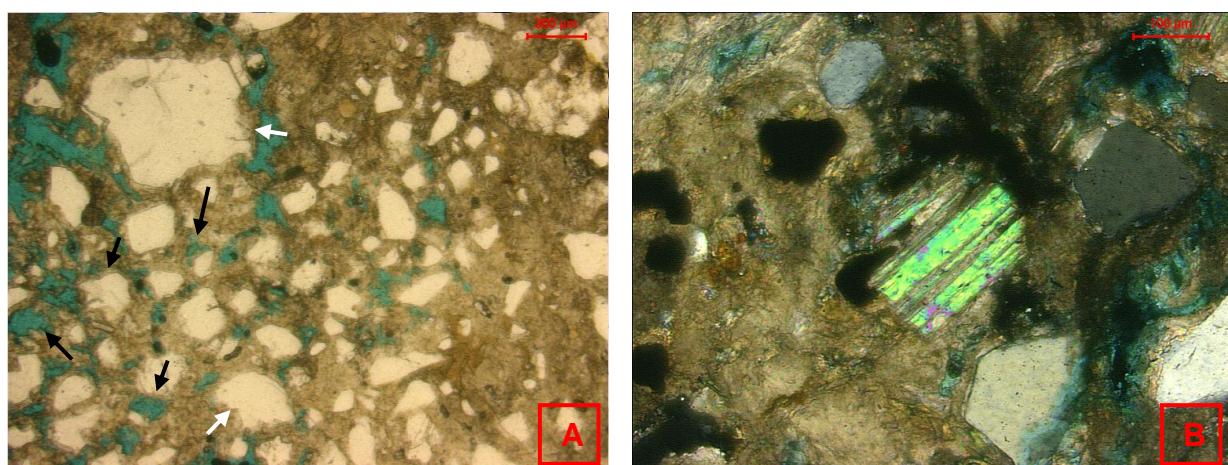


Figura 24. Fotomicrografias da concreção da Lagoa dos Bois. A. Cimento de calcita intergranular predominante na metade direita da fotomicrografia. Na metade esquerda, notar porosidade primária parcialmente preservada e revestimento de poros por cimento de calcita (setas pretas). As setas brancas indicam sinais de corrosão em grãos de quartzo. Polarizadores descruzados B. Calcita deslocadora em clivagens de grão de muscovita. Observar também cimento de óxido/hidróxido metálico. Polarizadores cruzados.

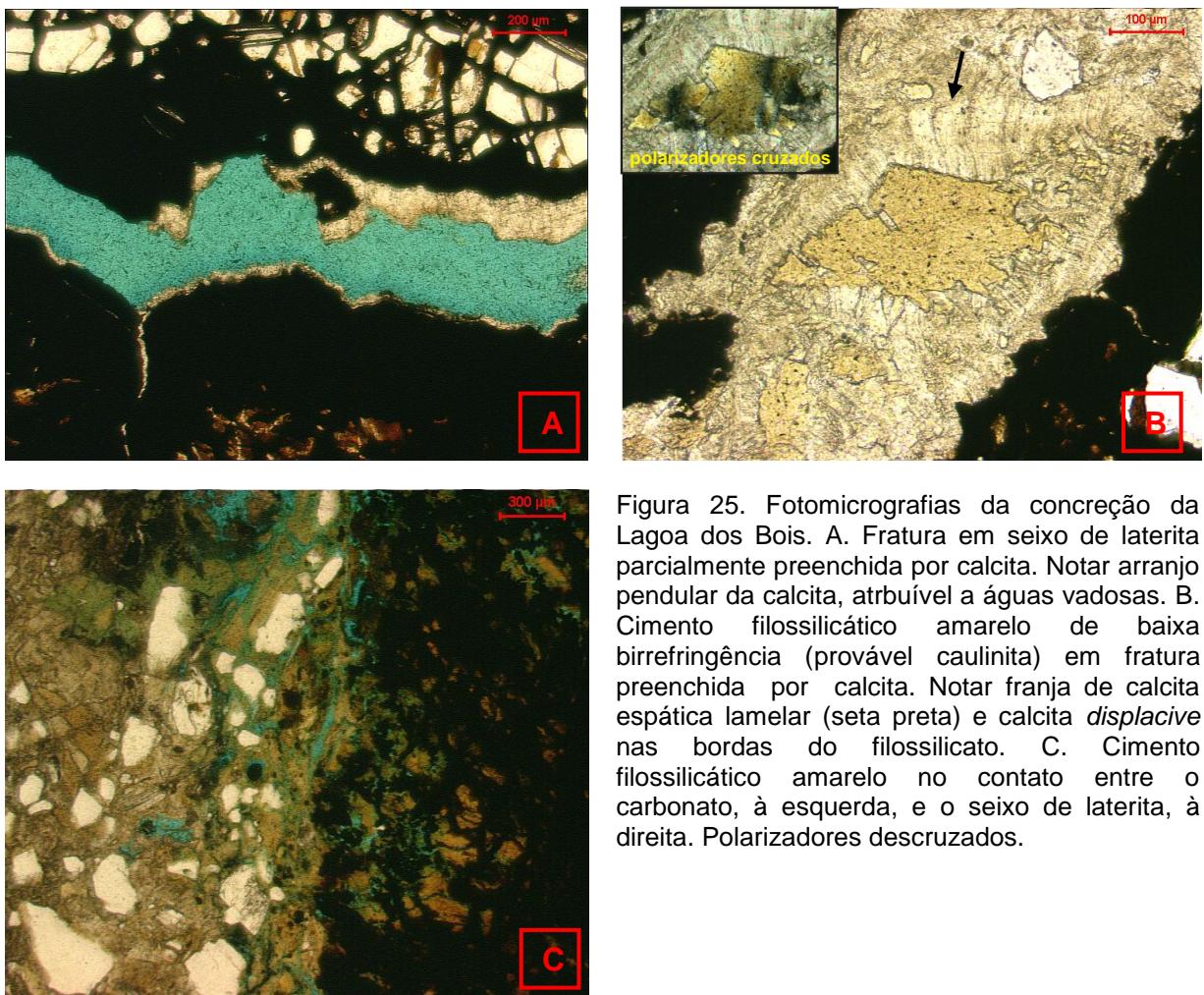


Figura 25. Fotomicrografias da concreção da Lagoa dos Bois. A. Fratura em seixo de laterita parcialmente preenchida por calcita. Notar arranjo pendular da calcita, atribuível a águas vadosas. B. Cimento filossilicático amarelo de baixa birrefringência (provável caulinita) em fratura preenchida por calcita. Notar franja de calcita espática lamelar (seta preta) e calcita *displacive* nas bordas do filossilicato. C. Cimento filossilicático amarelo no contato entre o carbonato, à esquerda, e o seixo de laterita, à direita. Polarizadores descruzados.

4.6.3. Corte natural do rio próximo à Lagoa do Sobrado

Trata-se de depósito fluvial bem cimentado, com os depósitos de cascalho da fácie OA na base e areias pouco cascalhosas da fácie A no topo (Figura 26.A).

O cascalho da fácie OA é monomítico, constituído por seixos de quartzo e quartzito. Apresenta estratificação sub-horizontal e gradação normal mal definidas, além de imbricação a(t)b(i) razoavelmente nítida (Figura 26.B).

O arenito da fácie A pode ser dividido em duas camadas, a inferior com 70 cm de espessura e coloração levemente esverdeada, rica em concreções carbonáticas, algumas na forma de tubos verticais, e a superior, alveolada, mais sobressalente no afloramento, com raras concreções (Figura 26.C).

Foram analisadas uma concreção carbonática da camada inferior e amostra representativa do sedimento da camada superior.

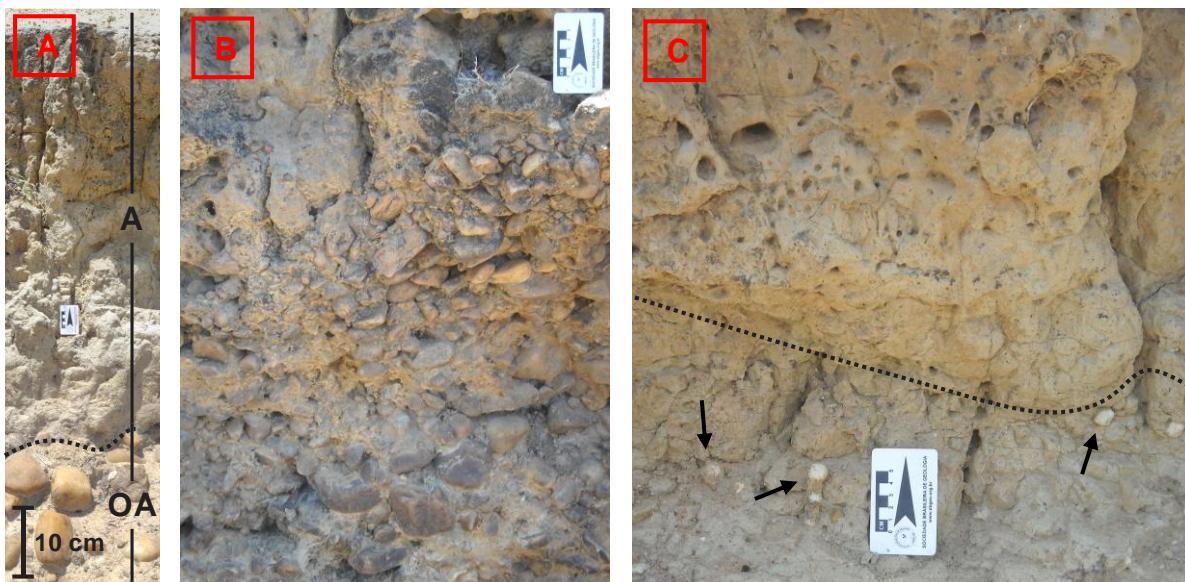


Figura 26. Depósito fluvial em corte natural do rio próximo à Lagoa do Sobrado. A. Subdivisão nas fácies OA (base) e A (topo). B. Ortocascalho da fácie OA. Notar estratificação sub-horizontal, gradação normal e imbricação a(t)b(i). C. Areia da fácie A. Notar camada inferior, rica em concreções carbonáticas (setas pretas), e camada superior, alveolada e sobressalente.

No sedimento referente à camada superior, o arcabouço constitui cerca de 70% dos componentes texturais, ocorrendo também 5% de matriz siltosa. Cimento e poros completam, respectivamente, 10% e 15%.

O arcabouço é composto por areia fina a média, mal selecionada. Os grãos apresentam esfericidade baixa a alta e são angulosos a subangulosos. Sua composição mineralógica é de 70% de quartzo monocristalino, 5% de quartzo policristalino, 25% de feldspato, ocorrendo ainda traços de hornblenda, muscovita e epidoto.

A matriz siltosa é composta por grãos de quartzo com esfericidade média a alta, angulosos a subangulosos.

O cimento predominante (70%) é um filossilicato de coloração amarela, com cor de interferência amarela a laranja de primeira ordem ($\delta = 0,010$ a $0,015$), provável esmectita (Figura 27.A). Apresenta-se como cutículas, muitas vezes coalescidas na forma de menisco intergranular, e como revestimento de poros. Cimento posterior de óxido/hidróxido metálico, que ocorre recobrindo os cimentos filossilicáticos (Figura 27.B), é pouco desenvolvido (5% na fração). Cimento carbonático, que equivale a 25% da fração, encontra-se localmente de duas formas: como mosaico intergranular, formado por cristais anédricos a subédricos de calcita microespática a espática, ou em auréola de franjas fibro-radiadas (Figura 27.C).

Cerca de um terço da porosidade é composta por poros secundários alongados, possíveis bioturbações. Alguns destes poros encontram-se revestidos por cimento filossilicático amarelo ou pardo (Figura 27.D).

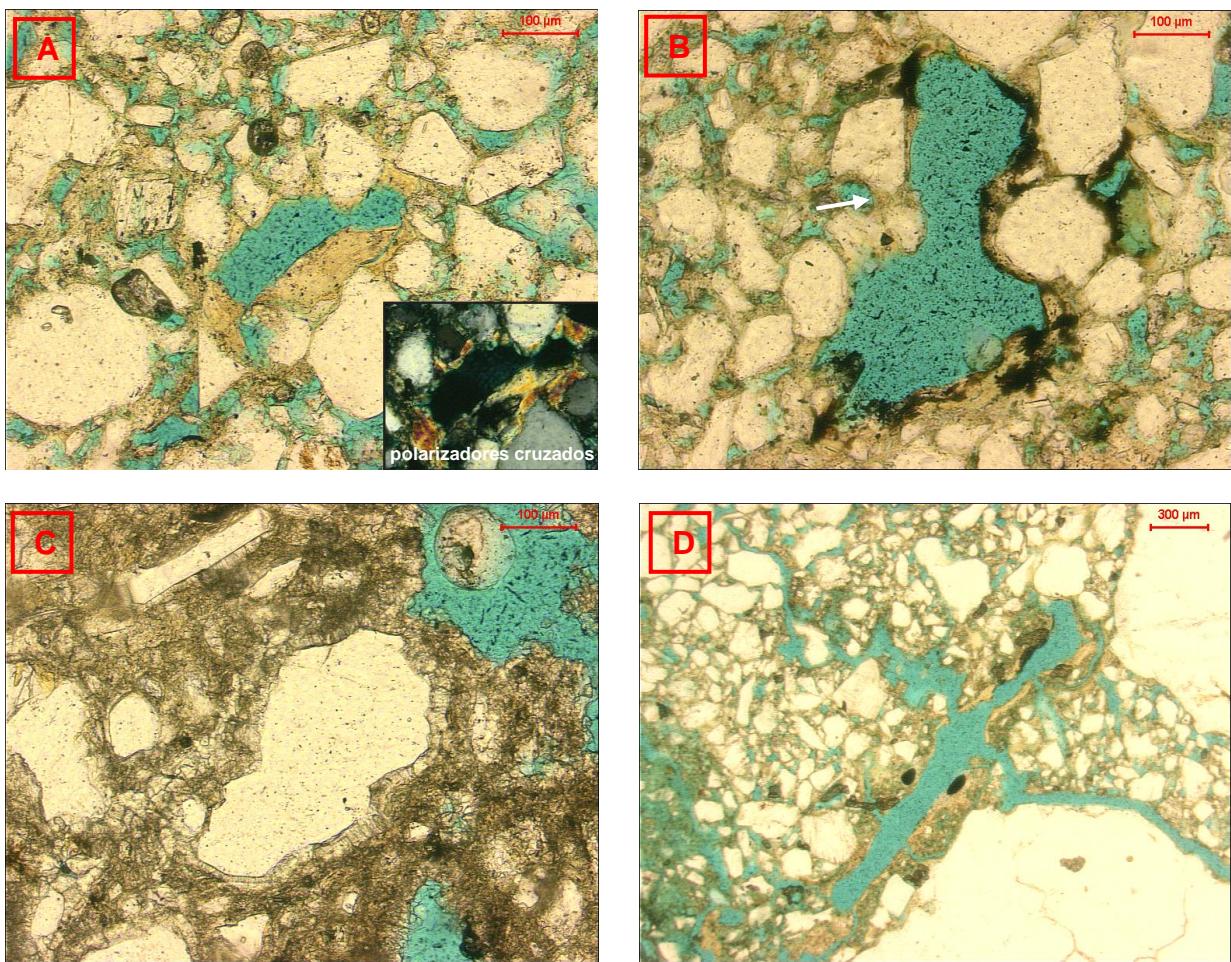


Figura 27. Fotomicrografias da fácie A do corte natural do rio próximo à Lagoa do Sobrado. A. Cimento filossilicático amarelo cuticular a intergranular, de birrefringência moderada (evidenciada no detalhe a nicóis cruzados). B. Cimento filossilicático amarelo revestido por cimento de óxido/hidróxido metálico. Notar menisco de filossilicato, indicado pela seta. Polarizadores descruzados. C. Franja radial de calcita espática envolvendo grão de quartzo. No entorno, o cimento do mesmo mineral é intergranular, formado por mosaico de calcita microespática a espática. Polarizadores descruzados. D. Poro secundário alongado, atribuído à bioturbação, revestido por cimento filossilicático amarelo, possível esmectita. Polarizadores descruzados.

Dentre os componentes texturais da concreção, o arcabouço corresponde a 30% e a matriz siltosa a 10%. O cimento totaliza 55% da amostra e os poros 5%.

O arcabouço é constituído por areia fina a média moderadamente selecionada. Os grãos apresentam esfericidade média a alta e são angulosos a subangulosos. Mineralogicamente, o arcabouço é composto por quartzo monocristalino (90%) e feldspato (10%). Ocorrem ainda traços de muscovita e epidoto.

A matriz siltosa é composta por grãos de quartzo monocristalino angulosos a subangulosos, com esfericidade média a alta.

Cimento carbonático, representando quase que a totalidade da fração (98%), ocorre como franjas radiais, constituídas por calcita fibrosa ou, mais comumente, como mosaico intergranular de calcita microespática a espática anedral a subedral (Figura 28.A). Calcita deslocadora também foi observada, comumente associada às franjas radiais espáticas

(Figura 28.A). Recobrindo o cimento carbonático, ocorrem manchas de cimentação por óxido/hidróxido metálico, as quais representam os restantes 2% do cimento (Figura 28.B), juntamente com traços de cimento filossilicálico amarelo, com cor de interferência cinza de 1^a ordem ($\delta < 0,003$), provável caulinita (Figura 28.C).

Os poros correspondem a cerca de 5% da concreção e são secundários. Têm a forma de vênulas horizontais, com cerca de 250 μm de espessura (Figura 28.D), e podem ter origem biogênica. Notam-se ainda poros móldicos, menos frequentes.

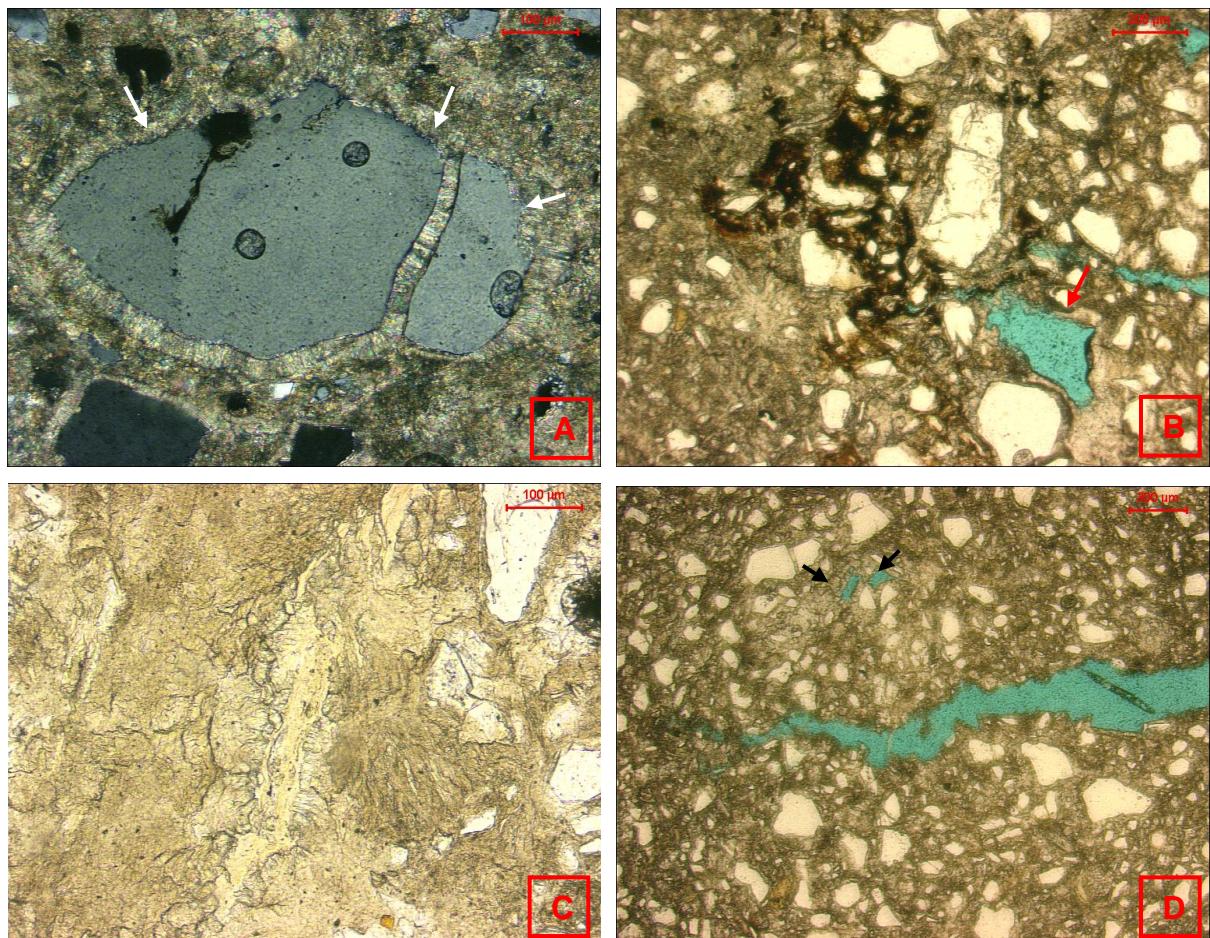


Figura 28. Fotomicrografias da concreção carbonática coletada no corte natural do rio próximo à Lagoa do Sobrado. A. Grão de quartzo envolto por franja radial de calcita espática e apresentando fratura preenchida por calcita deslocadora. Notar aspecto corroído da borda (setas) Polarizadores cruzados. B. Manchas de cimento de óxido/hidróxido metálico impregnando a trama intergranular em mosaico de calcita microespática e espática. A seta indica possível poro móldico. Polarizadores descruzados. C. Cimento filossilicálico amarelo. Polarizadores descruzados. D. Poro venular horizontal de possível origem biogênica. Acima, notar possíveis poros móldicos (setas). Polarizadores descruzados.

Todas as concreções analisadas apresentam feições características da associação microtextural *alpha* de Wright (2007), como bordas corroídas de grãos de quartzo imersos em cimento carbonático, calcita deslocadora preenchendo fraturas de grãos siliciclásticos e franjas radiais de calcita espática. É possível ainda que as formas anedrais ou subedrais dos

cristais que compõem o mosaico intergranular de calcita se devam a dissolução, outra característica de associações microtexturais *alpha*.

Por outro lado, a geometria muitas vezes vertical dos nódulos do corte natural do rio próximo à Lagoa do Sobrado permite associá-los a rizólitos e, portanto, a contextos favoráveis a texturas beta. Adicionalmente, densa cimentação microespática e grãos siliciclásticos com sinais de corrosão são, segundo Esteban & Klappa (1983), características petrográficas de nódulos em horizontes de calcrete pedogênico.

Cimento filossilicático caulinítico e esmectítico foi observado em todas as seções analisadas, porém não de maneira simultânea, o que impossibilitou determinar a ordem de geração destes cimentos. Ademais, suas relações de contato com o cimento calcítico não permitem concluir qual a relação temporal entre estes argilominerais e a cimentação carbonática.

A presença abundante de alvéolos no corte natural do rio próximo à Lagoa do Sobrado permite a interpretação de que o horizonte superior da exposição observada já tenha desenvolvido calcretes, os quais teriam sido lixiviados, sendo assim os alvéolos resultantes de sua dissolução móldica. A forma sugestiva de rizólitos dos calcretes é indicativa de que raízes tenham sido condutos preferenciais de precipitação de calcita.

4.7. Identificação mineralógica de argilas por difratometria de raios X

Foram submetidas à análise por difratometria de raios X (DRX) seis amostras, sendo duas delas referentes às fácies A e LAg da Lagoa dos Porcos e as demais à fácies A da Lagoa da Dona Catarina II, da Lagoa Rasa e das sondagens I-2 e I-3.

A partir da análise dos difratogramas da Figura 29, foram identificados argilominerais do grupo da caulinita e da esmectita em todas as amostras analisadas.

Aos argilominerais do grupo da caulinita correspondem os picos de cerca de 7 Å nas curvas referentes às amostras naturais e glicoladas, picos que, na ausência de clorita, se tornam ausentes após o aquecimento da amostra.

Os argilominerais do grupo da esmectita foram identificados pelos picos de aproximadamente 14 Å nas amostras naturais, que passam a 18 Å após a saturação da amostra em etilenoglicol e caem para 10 Å após o aquecimento.

Outras ocorrências foram micas e argilominerais interestratificados. Às micas correspondem os picos de 10 Å nos difratogramas das amostras naturais, glicoladas e aquecidas das fácies A e LAg da Lagoa dos Porcos, e das amostras referentes à fácies A das sondagens I-2 e I-3. Os argilominerais interestratificados foram identificados pelos picos de cerca de 16 e 22 Å, observados nos difratogramas referentes às amostras aquecidas da fácies A da Lagoa dos Porcos, Lagoa da Dona Catarina II e da Lagoa Rasa.

No difratograma referente à fácie A da Sondagem I-2 (Figura 29), o pico P corresponde ao pirofosfato de sódio, antifloculante utilizado no procedimento de concentração da argila.

O Quadro 4 sumaria os filossilicatos identificados em cada amostra.

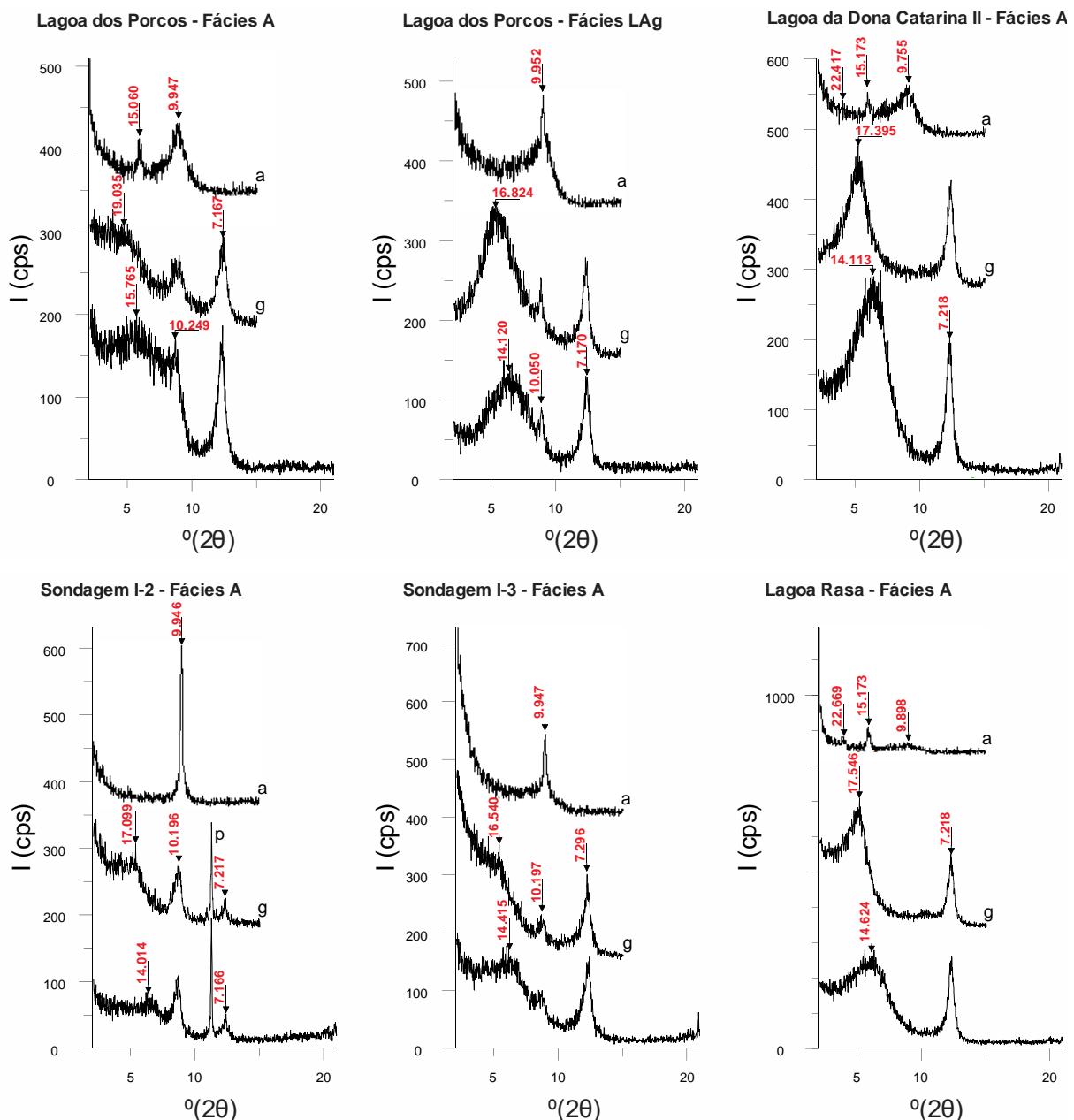


Figura 29. Difratogramas referentes a amostras naturais (curva inferior), glicoladas (g) e aquecidas (a), representativas das fácie A e LAg da Lagoa dos Porcos, e da fácie A da Lagoa da Dona Catarina II, das sondagens I-2 e I-3 e da Lagoa Rasa.

Quadro 4. Sumário dos filossilicatos identificados em cada amostra analisada por DRX

Amostra ↓ Filossilicato	Lagoa dos Porcos Fácies A	Lagoa dos Porcos Fácies LAg	Lagoa da Dona Catarina II Fácies A	Sondagem I-3 Fácies A	Sondagem I-4 Fácies A	Lagoa Rasa Fácies A
Caulinita	✓	✓	✓	✓	✓	✓
Esmectita	✓	✓	✓	✓	✓	✓
Interestratificado			✓			✓
Mica	✓	✓		✓	✓	

A presença de argilomineral do grupo da esmectita, na forma de cimento, foi corroborada pelas análises petrográficas via MEV e microscopia ótica dos sedimentos arenosos pertencentes à fácies A, obtidos na Lagoa dos Porcos e no corte natural do rio próximo à Lagoa do Sobrado (itens 4.6.1 e 4.6.3).

A caulinita na forma de cimento foi identificada através de análise petrográfica ao microscópio ótico em todas as concreções analisadas (item 4.6). Sua identificação por DRX mesmo em sedimento arenoso da fácies A não recoberto pelo material argiloso da fácies LAg, caso das sondagens I-3 e I-4, torna menos provável a possibilidade de origem por infiltração e mais plausível a sua formação autígena, a exemplo da esmectita.

Análise ao MEV de amostra da fácies LAg, referente à Lagoa dos Porcos (item 4.6.1), não revelou feições morfológicas típicas de argilominerais autígenos. A identificação de esmectita e caulinita ao DRX é, portanto, evidência da origem detritica destes argilominerais na fácies LAg.

A ocorrência simultânea e recorrente destes dois filossilicatos pode ser uma evidência de que as condições hidrológicas regionais variaram significativamente, uma vez que a caulinita é um grupo de argilominerais com relação Si:Al 1:1, favorecida por lixiviação intensa, enquanto que a esmectita é um grupo de argilominerais expansíveis, com relação Si:Al 2:1, e ricos em cátions, característicos de lixiviação menos intensa e favorecidos por intemperismo, sedimentação e eodiagênese sob climas áridos e semi-áridos.

5. INTERPRETAÇÃO E DISCUSSÃO DOS RESULTADOS

A análise por sensoriamento remoto (item 4.2) revelou que muitos dos lagos distribuem-se preferencialmente ao longo de paleorrios ou rios intermitentes, sobretudo nas áreas de declividade mais baixa. Padrões de variação granulométrica característicos de transporte (McLaren & Bowles 1985) na fácies arenácea de lagos vizinhos foram observados de montante para jusante apenas na Área I, indício adicional de que os lagos possam ter evoluído a partir de antigas drenagens (item 4.4).

Entretanto, apesar deste padrão ter sido encontrado, os resultados obtidos nas análises por sensoriamento remoto e de minerais pesados transparentes indicam haver influência de variação na fonte nos resultados sedimentológicos, o que torna duvidosa a aplicação do método de McLaren e Bowles (1985).

Um possível motivo para a ausência dos padrões de variação granulométrica na Área II pode ser os diferentes contextos geomorfológicos em que se encontram os lagos nesta área. Cite-se, por exemplo, a influência local do alto topográfico da serra do Cavaleiro (figuras 3 e 5), feição propícia ao aporte episódico de sedimentos via fluxos gravitacionais e enxurradas.

Nas sondagens realizadas próximas a esta serra, notou-se piora gradativa da seleção granulométrica e diminuição do diâmetro médio ao longo do tempo, o que pode ser evidência de que a competência de transporte tenha-se tornado paulatinamente menor, talvez em consequência de um regime hídrico cada vez mais reduzido, e/ou que o aporte sedimentar tenha-se tornado mais episódico. O fato desta gradativa piora da seleção granulométrica ter sido observada com maior clareza nas sondagens próximas à serra reforça a ideia de que a variação de contexto geomorfológico tenha influenciado significativamente a sedimentação fluvial dentro da Área II.

Admite-se ainda haver grande possibilidade de que nesta área a mesma fácie seja constituída por sedimentos depositados em diferentes pulsos de sedimentação, e portanto em distintos intervalos de tempo, o que torna problemática a correlação de fácies homólogas para efeito de avaliação de padrão indicativo de transporte. A quantidade anômala de epidoto na fácie A da Sondagem II-4 é um indício desta falta de correlação temporal.

A análise de minerais pesados demonstra ainda a possibilidade de que a fácie A reconhecida nas sondagens realizadas no leito da drenagem (sondagens I-2 e I-3), não seja cronocorrelata à fácie A dos lagos (Lagoa dos Porcos e Lagoa Rasa), dadas as maiores quantidades de apatita e titanita no substrato dos lagos, em contrapartida à maior quantidade de zircão no leito de drenagem.

Dados de campo (item 4.3) mostram que a sucessão sedimentar dos lagos é recorrente. Algumas peculiaridades locais foram observadas, mas a sucessão de fácies de granulometria cada vez mais fina foi observada em praticamente todos os depósitos. Adicionalmente, dentro de uma mesma fácie também se notou, com frequência, granodecrescência ascendente. Esta tendência geral de deposição de sedimento cada vez mais fino é uma evidência da queda de energia do regime hidrológico da região.

Amostras da fácie A da Lagoa dos Porcos e da Lagoa Rasa foram datadas por LOE em $17,0 \pm 0,5$ e $17,0 \pm 1,7$ ka AP, respectivamente. Estas idades coincidem com o evento de mudança climática global H1. No Brasil, este evento seria representado por aumento de umidade, como evidenciado pela elevação da taxa de aporte terrígeno, baseada na razão

Ti/Ca, detectada em testemunhos marinhos da plataforma continental do Ceará (Arz *et al.* 1998), e pela intensificação da influência das massas de ar úmido ligadas as monções, detectada em dados de $\delta^{18}\text{O}$ de espeleotemas de Santa Catarina (Cruz *et al.* 2005), do Rio Grande do Norte (Cruz *et al.* 2009) (Figura 2) e da Bahia (Barreto 2010) (Figura 3).

A idade ^{14}C de 8380 a 8200 anos cal AP obtida na fácies LAg da Lagoa dos Porcos é correlacionável a época de mudança climática ocorrida por volta da segunda metade do Holoceno, identificada por palinologia e $\delta^{18}\text{O}$ de espeleotemas em diferentes regiões do Brasil. No Nordeste do país, esta mudança caracterizou-se pelo estabelecimento de condições mais secas (De Oliveira 1999, Cruz *et al.* 2009), em contrapartida à umidificação verificada na Região Sudeste. Assim, pode-se aventar que a implantação da fase lacustre atual da região de São Raimundo Nonato, representada pela fácies LAg, decorra do represamento ou abandono de antigas drenagens, por redução da precipitação.

Através do estudo petrográfico das concreções carbonáticas da Lagoa dos Porcos e da Lagoa dos Bois, bem como do sedimento arenoso e concreção carbonática obtidos no corte natural do rio próximo à Lagoa do Sobrado, foram identificados pelo menos quatro tipos de cimento: carbonato, caulinita, esmectita e óxido/hidróxido metálico. Não é possível ordenar cronologicamente cimentação filossilicática e carbonática. Já a cimentação por óxido/hidróxido metálico é claramente posterior, tanto à cimentação carbonática quanto à filossilicática.

Feições características de associações microtexturais *alpha*, como bordas corroídas de grãos de quartzo imersos em cimento carbonático, calcita deslocadora preenchendo fraturas de grãos siliciclásticos e franjas radiais de calcita espática, foram encontradas. Porém, a presença de possíveis fitólitos, observados na concreção e no sedimento argiloso da fácies LAg da Lagoa dos Porcos, aliada a geometria sugestiva de rizólitos das concreções da Lagoa do Sobrado, permite supor que também atuaram processos pedogênicos na formação dos nódulos. Adicionalmente, Esteban & Klappa (1983) sugerem, diferentemente de Wright (2007), que densa cimentação microespática e grãos siliciclásticos com sinais de corrosão são características petrográficas de nódulos em horizontes de calcrete pedogênico.

Portanto, acredita-se que as concreções tenham se originado pela influência de processos tanto freáticos quanto pedogênicos, possivelmente devido a variações do nível freático. A presença pretérita dos filossilicatos aliada às microtexturas características de influência biogênica na formação dos calcretes, indicam que estes nódulos começaram a se formar em condições vadosas. Em uma etapa posterior, as condições passaram a ser freáticas, quando se formaram as feições características da associação microtextural *alfa*. Por fim, acredita-se que as condições voltaram a ser vadosas, gerando cimentação constituída por óxido/hidróxido metálico.

Esta oscilação das condições freáticas pode ser devida a variações pluviométricas na região. A ocorrência simultânea e recorrente de argilominerais do grupo da caulinita e da esmectita verificada na fácie A dos lagos da Área I, mesmo quando esta fácie não se encontrava recoberta pelo material argiloso da fácie LAg, seria mais uma evidência de variações significativas nas condições hidrológicas da região, visto que a caulinita é um grupo de argilominerais com relação Si:Al 1:1, característica de solos lixiviados, enquanto que a esmectita é um grupo de argilominerais com relação Si:Al 2:1, característica de solos menos lixiviados, favorecidos por aridez ou semi-aridez.

Considerando as características petrográficas da concreção obtida na Lagoa dos Bois, infere-se que sua formação tenha ocorrido em material hospedeiro arenoso, distinto do sedimento argiloso da fácie LAg de onde a amostra foi retirada. Esta é, portanto, uma evidência de que as concreções podem ser também alóctones, retrabalhadas, tendo sido depositadas na fácie LAg provavelmente por infiltração, a partir de gretas.

Por fim, supõe-se que o arranjo a(p) do cascalho superficial na fácie C no lago a norte da Lagoa dos Porcos, bem como o arranjo a(t)b(i) inferido na Lagoa dos Bois, sejam evidências de atuação de processos trativos, possivelmente ligados a torrentes semi-confinadas, na cobertura dos lagos.

6. CONCLUSÕES

Os resultados obtidos e discutidos permitem chegar às seguintes conclusões:

1. O alinhamento das lagoas dentro de drenagens, a própria sucessão sedimentar e principalmente as idades destas fácies, são fortes indícios da conexão pretérita dos depósitos das fácies OA e A.
2. As fácies OA e A foram depositadas por cursos de água contínuos ou intermitentes, até cerca de 8380 a 8200 anos cal AP, quando se iniciou a sedimentação de finos por decantação em corpos de água estagnados (fácie LAg). Esta idade é, grosso modo, compatível com a instalação de condição semiárida previamente identificada em parte da Região Nordeste na segunda metade do Holoceno.
3. As idades de $17,0 \pm 0,5$ e $17,0 \pm 1,7$ ka AP obtidas para a fácie A indicam que a deposição destes sedimentos arenosos abaixo das fácies lamosa (LAG) tenha-se dado em período úmido relacionado ao evento H1.
4. As concreções carbonáticas são calcretes e provavelmente formaram-se sob condições vadas e freáticas alternadas, por conta de oscilações do nível freático. Estas oscilações podem decorrer de variações pluviométricas, as quais também condicionaram a formação autogênica de caulinita e de esmectita.

5. As concreções formaram-se em material hospedeiro arenoso da fácie A e representam um paleossolo desenvolvido na interface entre as fácie A e LAg, evidenciando um hiato que marca a passagem para condições de semi-aridez.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Alves M.A. 2002. Teorias, métodos, técnicas e avanços na arqueologia brasileira. Canindé: Revista do Museu de Arqueologia de Xingó, **2**: 9-51.
- Alonso-Zarza A.M., Sanz M.E., Calvo J.P., Estévez P. 1998. Calcified root cells in Miocene pedogenic carbonates of the Madrid Basin: evidence for the origin of *Microcodium* b. *Sedimentary Geology*, **16**:81-97.
- Alonso-Zarza A.M. 2003. Palaeoenvironmental significance of palustrine carbonates and calcretes in the geological record. *Earth-Sciences Reviews*, **60**:261-298.
- Alonso-Zarza A.M. & Wright V.P. 2010. Calcretes. In: Alonso-Zarza A.M. & Tanner L.H. (Eds.). *Carbonates in Continental Settings: Facies, Environments and Processes*. Grã Bretanha. Elsevier, p: 224-267.
- Arz H.W., Pätzold J., Wefer G. 1998. Correlated millennial-scale changes in surface hydrography and terrigenous sediment yield inferred from last glacial marine deposits off northeastern Brazil. *Quaternary Research*, **50**:157-166.
- Barbouti, A.; Rastin, B. 1983. A Study Of The Absolute Intensity Of Muons at Sea Level and Under Various Thicknesses Of Absorber. *Journal Of Physics G: Nuclear Physics*, **9**: 1577-1595.
- Barreto E.A.S. 2010. Reconstituição da pluviosidade da Chapada Diamantina (BA) durante o Quaternário Tardio através de registros isotópicos (O e C) em estalagmitas. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 110 p.
- Behling H. & Negrelle, R.R.B. 2001. Tropical rain forest and climate dynamics of the Atlantic lowland, Southern Brazil, during the Late quaternary. *Quaternary Research*, **56**:383-389.
- Behling H. 1998. Late Quaternary vegetational and climatic changes in Brazil. *Review of Palaobotany and Palinology*, **99**:143-156.
- Behling H. 2002. South and Southeast Brazilian grasslands during Late Quaternary times: a synthesis. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **177**:19-27.
- Behling H., Arz W.H., Pätzold J., Wefer G. 2000. Late quaternary vegetational and climate dynamics in northeastern Brazil, inferences from marine core GeoB3104-1. *Quaternary Science Reviews*, **19**:981-994.
- Caputo M.V., Lima E.C. 1984. Estratigrafia, idade e correlação do Grupo Serra Grande. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 33. Rio de Janeiro, SBG-Núcleo RJ/ES, v. 2, p.740-753.
- CPRM 2006. – Companhia de Pesquisa e Recursos Minerais (Serviço Geológico do Brasil)/Ministério de Minas e Energia – Secretaria de Geologia, Mineração e Transformação Mineral. Mapa geológico do Estado do Piauí 1:1.000.000. Piauí.
- Cruz Junior F.W., Burns S.J., Karmann I., Sharp W.D., Vuille M., Cardoso A.O., Ferrari J.A., Dias P.L.S., Viana Junior O. 2005a. Insolation-driven changes in atmospheric circulation over the past 116,000 years in subtropical Brazil. *Nature*, **434**:63-66.
- Cruz Junior F.W., Vuille M., Burns S.J., Wang X., Chang H., Werner M.R., Lawrence E., Karmann I., Auler A., Nguyen H. 2009a. Orbitally driven east-west anti-phasing of South American precipitation. *Nature Geoscience*, **2**:210-214.
- De Oliveira P.E. 1992. A Palynological Record of Late Quaternary Vegetational and Climate Change in Southeastern Brazil. Tese de PhD, Ohio State University.
- De Oliveira P.E., Barreto A.M.F., Suguio K. 1999. Late Pleistocene/Holocene climatic and vegetational history of the Brazilian caatinga: the fossil dunes of the middle São Francisco River. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **152**:319-337.
- Esteban M. & Klappa C.F. 1983. Subaerial exposure environment. In: Scholle P.A., Bebout S.G., Moore C.H. (Eds.), *Carbonate Depositional Environments*. American Association of Petroleum Geologists Memoir 33, p: 1-54.

Folk R.L. 1954. The distinction between grain size and mineral composition in sedimentary rock nomenclature. *Journal of Geology*, **62**(4):344-359.

Fumdhams – Fundação Museu do homem americano 2011. Sítios arqueológicos. Disponível em http://www.fumdhams.org.br/sitios_arqueologicos.html. Acessado em 28 mar 2012.

Garcia M.J., De Oliveira P.E., Siqueira E., Fernandes R.S. 2004. A Holocene vegetational and climatic Record from the Atlantic rainforest belt of coastal State of São Paulo, SE Brazil. *Review of Palaeobotany and Palynology*, **131**:181-199.

Góes A.M.O & Feijó F.J. 1994. Bacia do Parnaíba. Boletim de Geociências da Petrobrás, **8**:57-67.

Guedes C.C.F., Giannini P.C.F., Sawakuchi A.O., Dewitt R., Nascimento D.R., Aguiar V.A.P., Rossi M.G. 2011. Determination of controls on Holocene barrier progradation through application of OSL dating: The Ilha Comprida Barrier example, Southeastern Brazil. *Marine Geology* **285**(1-4):1-16.

Guérin C., Curvelo, M.A., Faure, M., Hugueney, M., Mouser-Chauviré, C. 1996. A fauna pleistocênica do Piauí (nordeste do Brasil): relações paleoecológicas e biocronológicas. *Fundhamentos*, **1**:55-103.

Guidon N. 1975. Peintures rupestres de Várzea Grande, Piauí, Brésil. *Cahiers D'archéologie D'amérique Du Sud, Paris*, **3**:1-174.

Guidon N & Delibrias G. 1986. Carbon-14 dates point to man in the Americas 32,000 years ago. *Nature*, **321**:769-771.

Haug GH, Hughen KA, Sigman DM, Peterson LC, Röhl U. 2001 Southward migration of the intertropical convergence zone through the Holocene. *Science*, **293**:1304–1308.

Heaton T.J., Blackwell P.G., Buck C.E. 2009. A Bayesian approach to the estimation of radiocarbon calibration curves: the IntCal09 methodology. *Radiocarbon*, **51**(4):1151–1164.

Jennerjahn T.C., Ittekkot V., Arz H.W., Behling H., Pätzold J., Wefer G. 2004. Asynchronous terrestrial and marine signals of climate change during heinrich events. *Science*, **306**:2236-2239.

Klappa C.F. 1978. Biolithogenesis of Microcodium: elucidation. *Sedimentology*, **25**:489-522.

Ledru M.-P. 1993. Late Quaternary and climatic changes in Central Brazil. *Quaternary Research*, **39**:90-98.

Ledru M.-P., Cordeiro R.C., Dominguez J.M.L., Martin L., Mourguia P., Sifeddine A., Turcq B. 2001. Late-glacial cooling in Amazonia inferred from pollen at Lagoa do Caçó, northern Brazil. *Quaternary Research*, **55**:47-56.

Mann A.W. & Horwitz R.C. 1979. Groundwater calcrete deposits in Australia: some observations from Western Australia. *Journal of the Geological Society of Australia*, **26**:293-303.

McLaren P., Bowles D. 1985. The effects of sediment transport on grain size distributions. *Journal of Sedimentary Petrology*, **55**(4):457-470.

Miall A.D. 1978. Lithofacies types and vertical profile models in braided river deposits: a summary. In: Miall, A.D. (Ed.), *Fluvial Sedimentology*. Canadian Society of Petroleum Geologists, Calgary, Memoir 5, p: 578-586.

Miranda E. E. de. (Coord.). **Brasil em Relevo**. Campinas: Embrapa Monitoramento por Satélite, 2005. Disponível em <http://www.relevobr.cnpm.embrapa.br>. Acessado em 15 fev 2012.

Morton A.C., Hallsworth C.R. 1994. Identifying provenance-specific features of detrital heavy minerals assemblages in sandstones. *Sedimentary Geology* **90**(3-4): 241-256.

Murray A.S., Wintle A.G. 2000. Luminescence dating of quartz using an improved single-aliquot regenerative-dose protocol. *Radiation Measurement*, **32**: 57–73.

Oeschger H., Siegenthaler U., Schotterer U., Gugelmann A. 1975. A box diffusion model to study the carbon dioxide exchange in nature. *Tellus*, **27**:168–192.

Pellerin J. 1984b. Carta geomorfológica da região de São Raimundo Nonato (Piauí). 1 mapa preto e branco, 48,5 x 56,5cm, escala 1.500.000.

Pessenda L.C.R., Ribeiro, A.S., Gouveia S.E.M., Bendassolli J.A., Boulet R., Pellegrinotti T.C., Silva V.F. 2001. Dinâmica do ecótono cerrado-floresta desde o Pleistoceno tardio na região de Barreirinhas, Estado do Maranhão, empregando os isótopos do carbono do solo. In: Congresso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário (Abequa), 8, Imbé, RS. Boletim de Resumos... Porto Alegre, Abequa.

- Peterson L.C., Haug G.H., Hughen K.A., Röhl U. 2000. Rapid changes in the hydrologic cycle of the tropical Atlantic during the last glacial. *Science*, **290**:1947–1951.
- Prescott J.R.; Stephan L.G. 1982. The contribution of cosmic radiation to the environmental dose for thermoluminescence dating. In: Proceedings of the Second Specialist Seminar on Thermoluminescence Dating 6, Council of Europe, Strasbourg, pp. 17–25.
- Reimer P.J., Baillie M.G.L., Bard E., Bayliss A., Beck J.W., Blackwell P.G., Bronk Ramsey C., Buck C.E., Burr G.S., Edwards R.L., Friedrich M., Grootes P.M., Guilderson T.P., Hajdas I., Heaton T.J., Hogg A.G., Hughen K.A., Kaiser K.F., Kromer B., McCormac F.G., Manning S.W., Reimer R.W., Richards D.A., Southon J.R., Talamo S., Turney C.S.M., van der Plicht J., Weyhenmeyer C.E. 2009. IntCal09 and Marine09 radiocarbon age calibration curves, 0–50,000 years cal BP. *Radiocarbon*, **51**(4):1111–1150.
- Scheel-Ybert R. 2000. Vegetation stability in the southeastern Brazilian coastal area from 5.500 to 1.400 ^{14}C yr BP deduced from charcoal analysis. *Review of Palaeobotany and Palynology*, **110**:111–138.
- Stuiver M., Braziunas T.F. 1993. Modeling atmospheric ^{14}C influences and ^{14}C ages of marine samples to 10,000 BC. *Radiocarbon*, **35**(1):137–189.
- Talma A.S. & Vogel J.C. 1993. A simplified approach to calibrating ^{14}C dates. *Radiocarbon*, **35**(2):317–322.
- Vaz P.T., Rezende N.G.A.M., Wanderley Filho J.R., Travassos W.A.S. 2007. Bacia do Parnaíba. *Boletim de Geociências da Petrobrás*, **15**(2):253–263.
- Wang X., Auler A.S., Edwards R.L., Cheng H., Cristalli P.S., Smart P., Richards, D.A. Shen C. 2004. Wet periods in northeastern Brazil over the past 210 kyr linked to distant climate anomalies. *Nature*, **432**:740–743.
- Wang X., Auler A.S., Edwards R.L. Cheng H., Ito E., Solheid M. 2006. Interhemispheric anti-phasing of rainfall during the last glacial period. *Quaternary Science Reviews*, **25**:3391–3403.
- Wang X., Auler A.S., Edwards R.L., Cheng H., Ito E., Wang Y.J., Kong X.G., Solheid M. 2007a. Millennial-scale precipitation changes in southern Brazil over the past 90,000 years. *Geophysics Research Letters*, **24**:699–706.
- Wentworth C.K.. 1922. A scale of grade and class terms for clastic sediments. *Journal of Geology*, **30**:377–392.
- Wintle A.G., Murray A.S. 2006. A Review Of Quartz Optically Stimulated Luminescence Characteristics And Their Relevance In Single-Aliquot Regeneration Dating Protocols. *Radiation Measurements*, **41**: 369–391.
- Wright V.P. 2007. Calcrete. In: Nash D.J. & McLaren S.J. (Eds.). *Calcretes in Geochemical Sediments and Landscapes*. Blackwell Oxford, p. 10–45.