ATA DA SESSÃO PÚBLICA DO COLEGIADO DO PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM ECOLOGIA E BIOMONITORAMENTO
INSTITUTO DE BIOLOGIA, UNIVERSIDADE FEDERAL DA BAHIA

DEFESA DE DISSERTAÇÃO

Título da Dissertação: "Reconstrução Paleolimnológica do Lago de Tota - Colômbia durante o Holoceno".

Mestranda: Angélica Yohana Cardozo Vargas

Orientador: Dr. Eduardo Mendes da Silva

De acordo com o regimento geral da UFBA e com o regimento interno deste programa de pós-graduação, foram iniciados os trabalhos da Comissão Examinadora, composta pelos professores **Dr. Eduardo Mendes da Silva (presidente), Dra. Nora Irene Maidana** e **Dra. Ana Luiza Spadano Albuquerque,** às _____ horas do dia 17 de junho de 2011. A mestranda fez a apresentação oral da dissertação durante _____ minutos. Após o encerramento das argüições, às _____ horas, a Comissão Examinadora pronunciou-se pela ____ _____ conforme parecer em anexo.
Esta Ata será assinada pelos membros da Comissão Examinadora e deste Colegiado, para compor o processo de emissão do diploma.

Salvador, 17 de junho de 2011.

COMISSÃO EXAMINADORA	COLEGIADO
Membro: Dr. Eduardo Mendes da Silva Instituição: Universidade Federal da Bahia	_____
Membro: Dra. Nora Irene Maidana Instituição: Universidade de Buenos Aires	_____
Membro: Dra. Ana Luiza Spadano Albuquerque Instituição: Universidade Federal Fluminense	_____

UNIVERSIDADE FEDERAL DA BAHIA
INSTITUTO DE BIOLOGIA
PROGRAMA DE PÓSGRADUAÇÃO EM ECOLOGIA E BIOMONITORAMENTO

ANGÉLICA YOHANA CARDOZO VARGAS

RECONSTRUÇÃO PALEOLIMNOLÓGICA DO LAGO DE TOTA - COLÔMBIA - DURANTE O HOLOCENO

SALVADOR
2011

ANGÉLICA YOHANA CARDOZO VARGAS

RECONSTRUÇÃO PALEOLIMNOLÓGICA DO LAGO DE TOTA – COLÔMBIA - DURANTE O HOLOCENO

Dissertação apresentada ao Instituto de Biologia da Universidade Federal da Bahia para a obtenção do Título de Mestre em Ecologia e Biomonitoramento.

Orientador: Eduardo Mendes da Silva

SALVADOR

2011

Sistema de Bibliotecas da UFBA

Cardozo Vargas, Angélica Yohana.

Reconstrução paleolimnológica do lago de Tota - Colômbia - durante o Holoceno / Angélica Yohana Cardozo Vargas. - 2011.

28 f : il.

Orientador: Prof. Dr. Eduardo Mendes da Silva.
Dissertação (mestrado) - Universidade Federal da Bahia, Instituto de Biologia, Salvador, 2011.

1. Paleoecologia. 2. Alga. 3. Tota, Lago de (Colômbia). I. da Silva, Eduardo Mendes.

II. Universidade Federal da Bahia. Instituto de Biologia. III. Título.

CDD - 560.45

CDU - 56

Título da Dissertação: "Reconstrução Paleolimnológica do Lago de Tota - Colômbia durante o Holoceno".

Mestranda: Angélica Yohana Cardozo Vargas

Orientador: Dr. Eduardo Mendes da Silva

COMISSÃO EXAMINADORA

Membro(Orientador): **Dr. Eduardo Mendes da Silva**
Instituição: **Universidade Federal da Bahia**

Membro: **Dra. Nora Irene Maidana**
Instituição: **Universidade de Buenos Aires**

Membro: **Dra. Ana Luiza Spadano de Albuquerque**
Instituição: **Universidade Federal de Fluminense**

HOMOLOGADA EM / / 2011.

Dedico este trabalho ao meu querido esposo,
DORJEDSON, que esteve sempre ao meu lado,
oferecendo toda a colaboração e ajuda nos momentos mais
difíceis desta etapa da minha vida.

Dedico este trabalho aos meus pais

ELICINDA & ERNESTO†.

Mãe que sempre esteve ao meu lado, oferecendo-me amor, carinho e muita força para conquistar as metas do meu projeto de vida.

Dedico este trabalho à minha família adotiva,

BETE, SALU & TUCA.

Agradeço por aceitar-me como parte da família e brindar-me com muito amor, bem como pela paciência que têm comigo.

A todos, muito obrigada!!!

AGRADECIMENTOS

Agradeço a Deus por tudo o que me ofereceu ao longo de minha vida.

À minha família, que sempre se dedicou para que eu chegasse onde estou, em especial os meus pais, que “inculcaram” em mim o amor pelo estudo e pela superação pessoal.

Ao amor da minha vida, DORI, pelo seu amor, carinho, dedicação e compreensão nesta etapa de minha vida, e sobretudo pela sua colaboração em todas as etapas de meu projeto, do início até o fim do mesmo, obrigada amor.

Agradeço ao meu orientador, Dr. Eduardo Mendes da Silva, que depositou confiança em minha capacidade de conduzir o projeto da dissertação.

Às professoras, Drª Nora I. Maidana e Drª Ana Luiza Spadano Albuquerque, por participarem da minha banca examinadora, obrigada pelas sugestões.

Ao programa de cooperação internacional Eclipse - CNPq e COLCIENCIAS - muito importante no financiamento das coletas do projeto, e ao CNPq pela concessão da bolsa de mestrado.

À Corporación Autónoma de Boyacá (CORPOBOYACÁ), pela ajuda logística na fase de campo do projeto, especialmente a Beatriz Pérez e Carlos Montaña.

Ao Laboratoire de Mesures Carbone 14, França, e Laboratório de Isótopos Estáveis da Universidade de Davis, Califórnia (EUA), pelas análises das idades radiocarbônicas e dos isótopos estáveis.

À professora, Drª Karina Garcia, do Laboratório do Núcleo de Estudos Ambientais - LEPETRO/NEA, do instituto de geoquímica da UFBA e ao professor Dr. Francisco Rocha de Barros Jr. Laboratório de Ecologia Bentônica (LEB), do instituto de Biologia – UFBA.

A João Cláudio Vianna e aos estagiários Renato Silva e Everton Santos, que sempre me ajudaram quando eu precisei.

Aos meus colegas e professores de mestrado, pela companhia agradável durante o curso, em especial ao grupo “Cão”, e as minhas amigas Emanuela Petersen “Manu” e Tatiana “Tatis”, que fizeram da minha estadia no Brasil muito agradável.

E por fim, a todos aqueles, que não citei, mas que foram muito importantes para que tudo isto fosse possível, muito abrigada.

ÍNDICE

Introdução geral 01

Reconstrução paleolimnológica do lago de Tota – Colômbia - durante o Holoceno 04

Resumo 04

1.1. Introdução 05

1.2. Materiais e Métodos 06

1.2.1. Área de estudo 06

1.2.2. Testemunhagem 10

1.2.3. Cronologia 10

1.2.4. Análise sedimentológica e geoquímica 11

1.2.5. Análise biológica 11

1.2.6. Análise estatística 12

1.3. Resultados 12

1.3.1. Descrição litológica e cronologia do testemunho 12

1.3.2. Descrição do diagrama estratigráfico da geoquímica elementar, isotópica e atômica do testemunho Tota0108 13

1.3.3. Descrição do diagrama estratigráfico das diatomáceas fósseis do testemunho Tota0108 15

1.3.4. Análise multivariada dos dados das assembléias das diatomáceas fósseis e da geoquímica elementar e orgânica 21

1.4. Discussão 25

1.5. Conclusões 35

1.6. Referências bibliográficas 36

Considerações finais 43

Referências bibliográficas 44

Introdução Geral

Ecossistemas podem ser vistos como uma rede quase infinita de interações entre componentes bióticos e abióticos, equilibrada entre fatores internos e externos direcionadores do ambiente, fatores estes que condicionam a dinâmica do sistema (Birks e Birks 2006). O entendimento da dinâmica atual dos ecossistemas se torna mais completa quando se considera a história evolutiva do sistema, usando, para isto, técnicas paleolimnológicas (estudo dos sedimentos lacustres), que oferecem a oportunidade de reconstruir, historicamente, as respostas dos lagos às mudanças ambientais, entre elas aquelas decorrentes de atividades naturais como erupções vulcânicas, variações na radiação solar, e das atividades humanas, tais como erosão induzidas por desflorestamento, eutrofização e acidificação (Stoermer e Smol 1999; Smol 2002; Cohen 2003; Le Treu *et al.* 2007), as quais afetam a maioria dos aspectos do funcionamento dos lagos (Birks e Birks 2006; Lotter e Birks 2003).

As respostas às mudanças ambientais podem ser obtidas a partir de vários indicadores, tais como: anéis de crescimento de árvores, espeleotemas (Partin *et al*. 2008), e testemunhos, nos quais se estudam, biologicamente, alguns organismos, tais como crisófitas (Facher e Schmidt 1996), radiolários (Morley 1979), quironomídeos (Little e Smol 2001), foraminíferos (Hutson1978), pólen (Bryson e Kutzbach1974), ostrácodos (Mourguiart e Carbonel 1994) e diatomáceas (Abrantes *et al*. 2007; Stoermer e Smol 1999), bem como a partir das características físicas e químicas dos sedimentos (Lotter *et al*. 1997, Lotter *et al*. 1998; Bigler *et al*. 2006). Nos ambientes lacustres, as diatomáceas preservadas nos sedimentos têm sido utilizadas para obter informações sobre o ambiente passado dos lagos e da bacia de captação dos mesmos tais como: temperatura da água do lago (Pienitz *et al.* 1995), salinidade (Fritz *et al.* 1999), concentração de nutrientes (Lotter *et al.* 1998) e pH (Battarbee et al 1999) fatores que podem, algumas vezes, ser vinculados às mudanças no clima (Pienitz *et al.* 2000) .

Os indicadores biológicos ajudam, por exemplo, a reconstruir mudanças na quantidade e disponibilidade da água, que, por sua vez, estão relacionadas com o equilíbrio entre precipitação e evaporação (P/E); períodos mais úmidos estão associados a níveis mais elevados dos lagos e um tempo de residência menor, enquanto níveis mais baixos estão relacionados às características opostas (Wolin e Duthie 1999). A mudança no balanço P/E influencia a estrutura dos habitas marginais, a redistribuição dos sedimentos, a composição

iônica e a salinidade do corpo da água, a disponibilidade de nutrientes, além de afetar os processos biogeoquímicos, tais como as taxas de intemperização de minerais, produção de carbono orgânico dissolvido e alcalinidade. Estas, por sua vez, afetam os atributos (composição, abundância e diversidade) das comunidades biológicas que habitam nos lagos (Battarbee 2000; Barker *et al.*1994). As flutuações no balanço da P/E também têm impactos nas sociedades humanas, e estes são sentidos em escala regional e local, principalmente (Salzmann *et al*. 2009). Estes são potencialmente negativos em diversos setores, tais como a disponibilidade da água para o consumo humano, a agricultura, a silvicultura, a pesca e a produção de energia (Barnett *et al*. 2005; Magrin *et al.* 2007; Villalba *et al.* 2009). Os impactos das alterações climáticas são múltiplos e multidimensionais, portanto é importante entender os processos e programar medidas de mitigação, reduzindo a vulnerabilidade dos sistemas naturais e da sociedade humana (IPCC 2007; Salzmann *et al*. 2009). Os estudos paleolimnológicos são importantes na determinação de quando, onde e como o clima variou durante o Holoceno, e quando as condições globais foram semelhantes às atuais (Abbott *et al.* 2000).

Na América do Sul, a maioria das economias regionais e locais são essencialmente baseadas nos recursos naturais, além disso, as catástrofes climáticas, secas e inundações, relacionados aos fenômenos El Niño são cada vez mais impactantes no continente (Magrin *et al.* 2007). Apesar da reconhecida fragilidade da região andina (IPCC, 2007), as pesquisas sobre as variações climáticas a partir dos estudos de sedimentos lacustres são escassas e pontuais na região (Villalba *et al.* 2009), pois estes estudos têm se concentrado na Europa, África, Ásia e América do Norte, principalmente, e com menos intensidade na Oceania e Américas, Central e do Sul (Barker 2000; Viau e Gajewski 2001; Villalba *et al.* 2009; Wanner *et al*. 2008). Na América do Sul, estudos sobre reconstruções paleolimnológicas aumentaram na última década (Abbott *et al.* 1997, 2000; Baker *et al.* 2001a, 2001b; Borromei *et al.*2009; Cross *et al.* 2001; Ekdahl *et al.* 2008; Fey *et al.* 2009; Haberzettl *et al.*2005; Hillyer *et al.* 2009; Markgraf *et al.* 2003; Mayr *et al.* 2005; Rodbell *et al.* 1999; Rowe *et al.* 2002; Seltzer *et al.* 2000, 2002; Sifeddine *et al.* 2003; 2004; 2011; Tapia *et al.* 2006; Viau e Gajewski 2001; Villalba *et al.* 2009; Von Gunten *et al.* 2009; Wille *et al.* 2007; Wolfe *et al.* 2001) (Figura 1).

Os estudos paleolimnológicos na Colômbia têm sido tradicionalmente baseados na análise de perfis polínicos do Quaternário no altiplano da savana de Bogotá, Llanos Orientais, e Amazônia (Behling e Hooghiemstra 1998, 1999, 2000; Van der Hammen e

Hooghiemstra 2000; Van't Veer *et al.* 2000; Wille *et al.* 2003). Mais recentemente foram desenvolvidos estudos sobre as diatomáceas como indicadores paleambientais (Vélez *et al.* 2001; 2003, 2005a,b; 2006).

O objetivo deste trabalho foi avaliar a evolução paleolimnológica (pH e estado trófico) e paleohidrológicas (balanço P/E) milenares do lago de Tota a partir das alterações das assembléias das diatomáceas e das características do sedimento (granulometria, geoquímica elementar e isotópica).

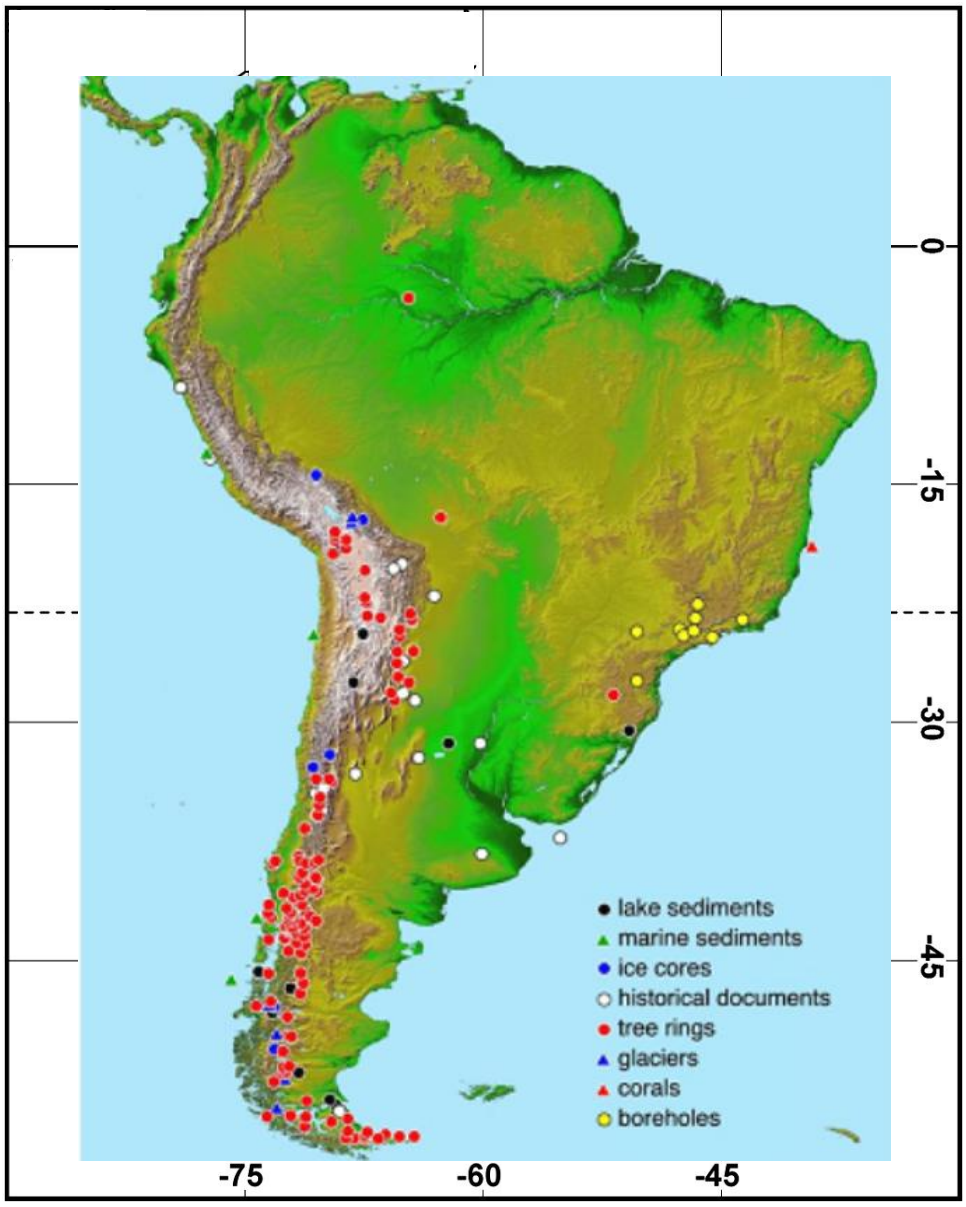


Figura 1. Distribuição espacial de registros paleolimnológicos na América do Sul, baseada nos dados do projeto LOTRED-AS. Os registros dos indicadores marcados na figura representam os trabalhos de vários pesquisadores durante as últimas quatro décadas. Tomado de Villalba *et al.* (2009).

Reconstrução paleolimnológica do lago de Tota - Colômbia - durante o Holoceno

Cardozo-Vargas AY [1,2]

[1] *Instituto de Biologia, Universidade Federal da Bahia. Rua Barão Jeremoabo 147, CEP 40170115, Brasil.* [2] *Unidade de Ecologia em Sistemas Aquáticos, Universidad Pedagógica y Tecnológica de Colombia. Carretera Central del Norte, Tunja, Boyacá, Colombia.*

RESUMO

Os lagos estão intrinsecamente ligados ao sistema climático, sendo que o nível e a química da água dos mesmos são manifestações do equilíbrio entre a precipitação - evaporação, portanto, estes são marcadores da hidrologia local e regional. No sentido de ampliar o entendimento das mudanças climáticas e ambientais na Colômbia durante o Holoceno, este trabalho teve como objetivo avaliar as condições paleolimnológicas e paleohidrológicas milenares do lago de Tota (5º 33'40"N, 72°53'52"W. 3015m altitude), nos Andes Colombianos, a partir das alterações das assembléias das diatomáceas e das características geoquímicas (concentrações de carbono orgânico total (Cot), nitrogênio total (Nt) e isótopos $\delta^{13}C$ e $\delta^{15}N$) do sedimento. Para alcançar o objetivo foi coletado um testemunho de 54-cm, na zona litoral do lago, dentro de um banco de *Egeria densa* Planchon, a uma profundidade de 1,5 m; o testemunho Tota0108 foi sub-amostrado a intervalos de 0,5 cm. A reconstrução paleolimnológica mostrou mudanças nas assembléias das diatomáceas e da geoquímica elementar, isotópica e atômica no lago, as quais ocorreram em resposta a mudanças climáticas ao longo dos últimos 4010 anos calibrados AP. No Holoceno médio, o lago apresentava águas profundas dando lugar a águas rasas no final do Holoceno tardio. Ao longo do perfil estratigráfico foram estabelecidas três fases de mudanças delimitadas por transições rápidas. Fase I, 4010 anos cal. AP, condições de umidade e de águas profundas e estratificadas. Fase II, (25.5 – 16.0 cm), condições secas, águas rasas e frias, com estratificação térmica menos pronunciada. Fase III, (11.0 – 0.5 cm), condições úmidas/secas, águas menos rasas em relação à fase II, com o lago polimíctico quente. As condições secas foram interrompidas antes e depois por uma série de eventos de variabilidade climática TNS I (39.0 – 25.5 cm) e TNS II (15.5 – 11.5 cm).

Palavras chaves: Paleolimnologia, paleohidrologia, Holoceno médio-tardio, diatomáceas fósseis, lago de Tota, Colômbia.

1.1. Introdução

Os lagos estão intrinsecamente ligados ao sistema climático, sendo que o nível e a química da água são manifestações do equilíbrio entre as entradas (precipitação, escoamento superficial e fluxo de água subterrânea) e saídas (evaporação, vazão defluente e recarga das águas subterrâneas) (Mason *et al.* 1994). Assim, mudanças no balanço hídrico (precipitação/evaporação), causadas por mudanças climáticas ou atividades humanas, têm o potencial de alterar o nível da água e aspectos físicos e químicos (por exemplo, pH e salinidade) do lago. Portanto, estes são marcadores da hidrologia local e regional (Birks e Birks, 2006; Smol 2002; Wolin e Duthie 1999).

Um dos meios de investigar os modos e taxas de mudanças dos lagos é a partir de técnicas palaeolimnológicas, que oferecem a oportunidade original de avaliar historicamente a resposta dos lagos às mudanças ambientais, entre elas aquelas decorrentes das atividades humanas (Stoermer e Smol, 1999; Smol, 2002), as quais afetam a maioria dos aspectos do funcionamento dos lagos (Battarbee 2000; Lotter e Birks, 2003).

Estudos paleolimnológicos na Colômbia têm sido tradicionalmente baseados na análise de perfis polínicos do Quaternário no altiplano da savana de Bogotá, Llanos Orientais, e Amazônia (Behling e Hooghiemstra 1998, 1999, 2000; Marchant *et al.*2001a; Van der Hammen e Hooghiemstra 2000,Van't Veer *et al.* 2000, Wille *et al.* 2003). Mais recentemente, Vélez *et al.* 2001, 2003, 2005a,b, 2006, utilizou as diatomáceas em estudos paleolimnológicos.

Os estudos sobre o paleoclima mostram que nos Andes (Laguna Fúquene) as condições climáticas foram mais secas durante o Holoceno médio (Van't Veer *et al.* 2000). Já os registros dos Llanos Orientais da Colômbia (Lagunas Las Margaritas, Loma Linda, Sardinas, Angel, Carimagua e Chenevo) mostram que entre 5800 e 3800 ^{14}C anos AP a vegetação do entorno das lagunas mudou de savanas para florestas de galeria, e estas mudanças foram associadas a curtos períodos secos e aumento na duração das precipitações (Behling e Hooghiemstra 1998, 1999, 2000). Esta condição de umidade também foi registrada nas reconstruções dos biomas na Colômbia, mudanças inferidas entre 4000 e 3000 ^{14}C anos AP (Marchant *et al.*2001b).

Estas diferenças podem ser explicadas pela característica climática da Colômbia, a qual é influenciada por três sistemas meteorológicos. A Zona de convergência intertropical (ZCIT), a Oscilação do Atlântico Sul (North Atlantic Oscilation - NAO) e El Niño Oscilação Sul (ENSO). A ZCIT é o sistema dominante (Marchant *et al.* 2002) e durante o

Holoceno médio-tardio teve uma posição mais ao sul, causando climas secos no norte da América do Sul e condições de umidade na Amazônia (Martin *et al.* 1997 e Haug *et al.* 2001). Já as mudanças climáticas observadas na região Oriental - podem ser devido a variabilidades como ENSO e NAO. Embora se conheça que estas variabilidades têm efeito sobre o ocidente e oriente colombiano, respectivamente, a amplitude de sua influência sobre a região dos Andes, no passado, é ainda pouco compreendida (Velez *et al*. 2006).

Como descrito acima, a resposta dos ecossistemas às mudanças ambientais no Holoceno médio e tardio estão associadas a diferentes sistemas meteorológicos, os quais precisam ser compreendidos. As respostas da vegetação frente às mudanças ocorrem de forma lenta, por isso a palinologia é mais adequada para o estudo das perturbações de longo prazo. Já a comunidade algal dos lagos, particularmente as assembléias de diatomáceas, respondem prontamente a mudanças no ambiente, visto que têm um ciclo de vida medido em horas ou dias, e, por isso, têm sido utilizadas para documentar mudanças na paleohidrologia e paleolimnologia dos lagos (Stoermer e Smol 1999).

No sentido de ampliar o entendimento das mudanças climáticas e ambientais na Colômbia durante o Holoceno, este trabalho teve como objetivo avaliar a evolução paleolimnológica (pH e estado trófico) e paleohidrológicas (balanço P/E) milenares do lago de Tota a partir das alterações das assembléias das diatomáceas e das características do sedimento (granulometria, geoquímica elementar e isotópica).

1.2. Materiais e métodos

1.2.1. Área de Estudo

O lago de Tota é de origem tectônico–glacial, localizado na província de alta montanha na Cordilheira Oriental Colombiana, a sudoeste do Estado de Boyacá, numa altitude de 3015 anm , entre os povoados de Aquitania, Tota e Cuítiva (Figura 2). A bacia está compreendida entre as coordenadas 5º 33'40"N, 72°53'52"W (Aranguren *et al.* 2011; Monroy 2003).

De acordo com González *et al.* (2008), o lago de Tota possui águas pouco mineralizadas, neutras, bem oxigenadas e com estado trófico oligo-mesotrófico. As variáveis físicas e químicas não apresentam variação significativa no espaço e no tempo, o que, certamente, está associado ao padrão de mistura da massa d’água, sendo este polimíctico quente (Monroy 2003) (Tabela 1).

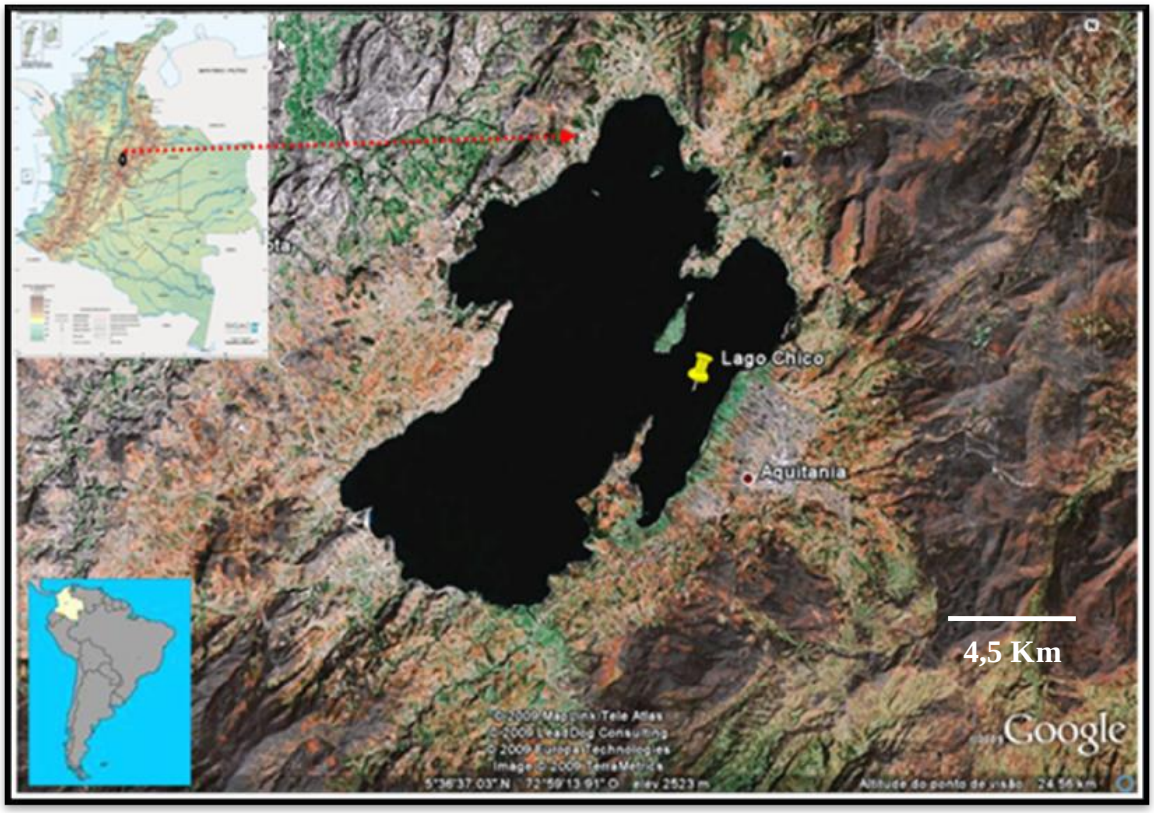


Figura 2. Localização da área de estudo. O alfinete indica o lugar da coleta do testemunho Tota0108.

Tabela 1. Dados morfométricos, meteorológicos, hidrológicos e limnológicos do lago de Tota.

DADOS MORFOMÉTRICOS	**VALORES**
Área total da bacia	201 km^2
Área do lago	60 km^2
Comprimento máximo (direção nordeste)	12 km
Largura máxima	6,5 km
Perímetro	47 km
Volume (cota 3015)	1942,5 x 10^6 m^3
Profundidade média (lago Chico)	30 m
Profundidade máxima (lago Grande)	61 m
Nível mínimo registrado (1998)	3013,62 m
Nível máximo registrado (1971)	3015,70 m
Flutuação máxima histórica	1,86 m
Volume correspondente a perda de água	120 x 10^6 m^3

Continuação

DADOS MORFOMÉTRICOS	VALORES
Descenso do nível do lago	1,8 cm.ano^{-1}
Tempo de renovação das águas	29,8 anos
Taxa de sedimentação	2,27 x 10^{6} m^{3}. ano^{-1}
Taxa de produção de sedimentos estimada SG=1,8	4,08×10^{6} ton.ano^{-1}
METEREOLOGIA E HIDROLOGIA	
Velocidade média do vento (Tunel)	5,0 m.s^{-1}
Velocidade média do vento (Aquitania)	1,9 m.s^{-1}
Temperatura média mensal da água	10,9 º C
Temperatura máxima absoluta da água	14,0 º C
Temperatura mínima absoluta da água	8,2 º C
Precipitação média sobre a bacia	902 mm.ano^{-1}
Evaporação média sobre a bacia	1090 mm.ano^{-1}
Q média da bacia do lago (caudal)	1,180 m^{3}.s^{-1}
Q média do rio Olarte (caudal)	0,820 m^{3}.s^{-1}
Q média do rio Cusiana	2,50 m^{3}.s^{-1}
Umidade relativa media anual	84%
FISICAS E QUIMICAS	
Temperatura da água	15,1 ºC
Transparência	9,7 m
Condutividade	95,6 µs.cm^{-1}
pH	7,3 -7,5
Dureza total	38 - 40
Sólidos totais em suspensão	1,0-1,2 mg.l^{-1}
Sólidos dissolvidos totais	61-65 mg.l^{-1}
Oxigênio dissolvido	6,1 mg.l^{-1}
Saturação de oxigênio	86,5 %
Clorofila *a*	0,3 mg.m^{-3}
SO_4	3 mgl^{-1}
Fe	0,10 – 0,13 mg.l^{-1}
Cl	1,5-2,0 mg.l^{-1}

Retirado de Hidroestudios (1978), Cañon (2001), Monroy (2003), Cardozo e Pita (2004) e González *et al.* (2008).

Características climatológicas da bacia

De acordo com Cañon (2001), o lago é afetado por dois regimes pluviais, um monomodal, na região oriental – com índices pluviométricos de 946 mm ano^{-1}, afetado pelas correntes de umidade dos llanos orientais; e um bimodal, característico da zona andina, na parte ocidental - índices pluviométricos de 752 mm ano^{-1}, influenciado pelas correntes de umidade da bacia do rio Magdalena. Este padrão de precipitação coincide com o avanço da zona de convergência intertropical (ZCIT), e a interferência dos ventos alísios de SE. Os valores médios mensais nos níveis do lago registrados durante os últimos 50 anos mostram íntima relação com os regimes de precipitação e evaporação, indicando que as maiores mudanças estiveram associadas a períodos do fenômeno "El Niño", reduzindo o nível da água, principalmente nos anos 1963-65, 1968, 1972, 1988, 1998 e 2002 (Figura 3). Observa-se que durante um período de 19 anos, de 1979 a 1998, o lago perdeu perto de 5% da capacidade de armazenamento, pois de 1.967,74 Mm^3, em 1979, passou para 1.862,54 Mm^3, em 1998 (CORPOBOYACA 2005).

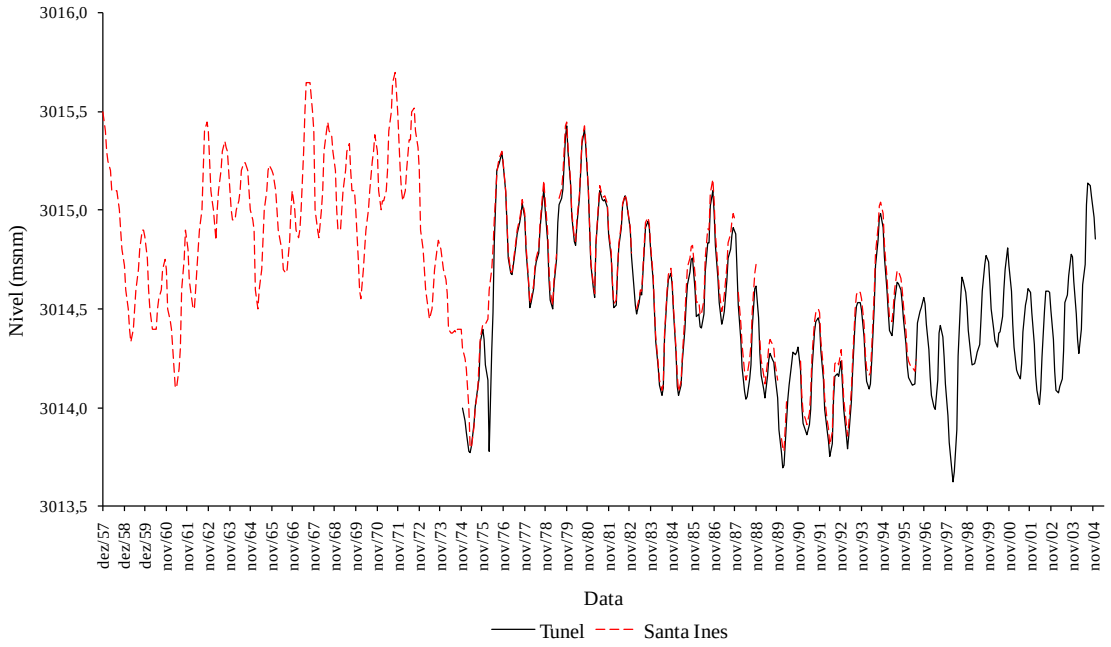


Figura 3. Variações no nível da água no lago de Tota nos últimos 50 anos CORPOBOYACA 2005. Dados coletados em duas estações climatológicas.

Descrição geológica e geomorfológica do lago e sua bacia

Segundo Veloza (2001), as estruturas geológicas que sobressaem na bacia estavam definidas desde o Pleistoceno e as evidências geomorfológicas indicam uma evolução complexa durante o Quaternário. A configuração do lago de Tota deve-se principalmente à influência de fenômenos geológicos, como a constituição litológica dos terrenos que formaram a bacia hidrográfica (Figueredo 1996).

Os depósitos mais recentes correspondem aos materiais alóctones transportados pelos afluentes, pela ação das correntes e a erosão das zonas litorâneas; e os mais antigos, de idade Cretácea, os quais se dividem em vários níveis; aluvial-lacustres, terraços e depósitos glaciais (Monroy 2003).

1.2.2. Testemunhagem

Foi coletado um testemunho de 54-cm na zona litoral do lago de Tota, setor lago Chico (5º 32’ 01, 1” N e 72º 53’ 43,9” W) (Figura 1) dentro de um banco de *Egeria densa* Planchon (Hydrocharitaceae), a uma profundidade de 1,5 m. Este foi coletado com testemunhador de 11 cm de diâmetro, em mergulho com cilindros de ar e foi nomeado Tota0108. Após a coleta, procedeu-se a descrição litoestatigráfica (textura e coloração), com base na Carta de Munsell, onde as características faciológicas passíveis de serem observadas superficialmente foram registradas. O testemunho foi subamostrado a intervalos de 0,5 cm, com ajuda de uma espátula. Estas amostras foram embaladas em sacos plásticos, devidamente identificados e armazenados em refrigerador a 4°C.

1.2.3. Cronologia

Foram coletadas amostras para datação nas profundidades de 20-21 cm, 40-41 cm e 52-53 cm. As idades radiocarbônicas foram obtidas pela técnica de Espectrometria de Massa com Aceleradores (Accelerator Mass Spectrometry - AMS), no Laboratoire de Mesures Carbone 14, França. Estas idades foram transformadas para idades calibradas usando dados de calibração de McCormac *et al.* (2004) disponíveis no aplicativo CALIB 5.0.2 (Stuiver *et al.* 2005).

1.2.4. Análise sedimentológica e geoquímica

As concentrações de carbono orgânico total (Cot), nitrogênio total (Nt), os isótopos de $\delta^{13}C$ e $\delta^{15}N$, e a geoquímica da razão atômica carbono e nitrogênio (C/N) presentes nos sedimentos do testemunho Tota0108 foram analisados no Laboratório de Isótopos Estáveis da Universidade de Davis, Califórnia (EUA), em analisador elementar PDZ Europa ANCA - GSL em interface com um espectrômetro de massa para razão isotópica PDZ Europa 20 - 20 (Sercon Ltd. Cheshire, UK).

As amostras para as análises de granulometria foram tratados com HCl (15%) e H_2O_2 (30%) para remover os carbonatos e a matéria orgânica, respectivamente. O tamanho dos grãos foi determinado com o analisador de partículas laser CILAS (Mod. 1064), pelo método de difratometria a laser, com intervalo de detecção entre 0,02 µm e 2000µm.

1.2.5. Análise biológica

As assembléias de diatomáceas presentes nos sedimentos do testemunho foram estudadas em amostras oxidadas com peróxido de hidrogênio (30%) a quente e montadas em lâminas permanentes com Naphrax (IR 1,74) (Battarbee 1986, Battarbee *et al.* 2001). As lâminas foram observadas em microscópio binocular OLYMPUS CX40 (magnificação de 1.000x). A identificação das espécies foi realizada com o uso dos seguintes trabalhos: Hustedt (1961-1966); Metzeltin e Lange-Bertalot, (1998); Meltzeltin *et al.* (2005); Patrick e Reimer (1966), e a descrição morfológica seguiu o guia de descrição morfológica de espécies (Ross *et al.* 1979, Barber e Haworth 1994). O critério de nomenclatura taxonômica adotado foi Round *et al.* (1990). Após a identificação, as valvas e seus fragmentos identificáveis foram contados ao longo de transectos perpendiculares ao eixo maior da lâmina, contando-se um mínimo de 400 valvas e, posteriormente, transformando-os em freqüência relativa (McCune e Grace 2002). Consideraram-se como fragmentos identificáveis a parte central da valva tanto das diatomáceas centrais como das penadas sem sistema de rafe; nas diatomáceas penadas com o sistema de rafe, considerou-se o sistema de rafe e a área central (Battarbee *et al.*2001).

1.2.6. Análises estatísticas

Os dados das assembléias das diatomáceas fósseis no testemunho Tota0108 foram plotados num gráfico estratigráfico, no qual foram usados apenas os táxons que tinham freqüência relativa superior a 1% em pelo menos uma amostra (Abbott *et al.* 2000). Para determinar as biozonas estratigráficas, os dados das diatomáceas foram submetidos a uma análise de agrupamento restrito (*Constrained Cluster Analyses*) usando o algoritmo das

distâncias euclidianas ao quadrado CONISS, no aplicativo R (R Development Core Team 2009); os dados foram transformados pela raiz quadrada (Hassan *et al.*2009). O modelo de vara quebrada (*Broken stick model*) foi usado como indicador do melhor número de biozonas estratigráficas no testemunho, as quais são geradas pela significância da variância explicada para cada zona (Bennett 1996). O aplicativo 'Rioja' versão 0.5-6, disponível no aplicativo R (Juggins 2009), foi utilizado.

Uma análise de correspondência restringida (DCA) foi realizada a fim de determinar o tamanho do gradiente e a diversidade Hill's *N2*. *N2* é uma estimativa do número efetivo de táxons em cada amostra, equivalente à diversidade de Simpson, uma vez que os escores das amostras são escalados em unidades de desvio padrão das mudanças da estrutura das assembléias de diatomáceas (Hill e Gauch 1980; Birks, 1998). Já o tamanho do gradiente estima a diversidade beta da composição da comunidade, expressado em unidades de desvio padrão e é particularmente útil para determinar que técnica (unimodal ou linear) é a mais apropriada para analisar os dados em consideração (Lepš e Šmilauer 2003), além de ajudar a entender a distribuição das assembléias entre as amostras.

Após a definição do tamanho do gradiente, realizou-se uma Análise de Componentes Principais (ACP) - análise de gradiente linear direto - tanto para os dados da geoquímica elementar e isotópica como para os dados das assembléias de diatomáceas. Esta análise foi feita para aproveitar os escores do primeiro eixo da ACP das diatomáceas e compará-los com o primeiro eixo da ACP da geoquímica elementar e isotópica, com o intuito de divisar as fronteiras entre as biozonas.

1.3. Resultados

1.3.1. Descrição litológica e cronologia do testemunho

Os depósitos de sedimentos no testemunho Tota0108 são lodosos acinzentados (série 2.5/ Gley 1) e dominam toda a seqüência. O tamanho do grão é em geral uniforme, e varia entre areia muito fina e lama (argila + silte). Duas unidades foram distinguidas em relação à granulometria. Uma primeira unidade situa-se dos 54,0 cm até os 25,5cm, sendo que nesta a fração lama representou 78±6,5% e a fração areia representou 22± 6,5. Na parte superior, dos 25,0 até 0,5cm, a contribuição de areia foi de 11 ± 8% e a de lama foi de 87±8%. As idades ^{14}C para as profundidades 40-41 cm e 52-53 cm foram 3.435± 30 e 3.685±35 anos AP, respectivamente, e as idades calibradas foram 3.552 -3.704 para a profundidade de 40-41-cm e 3.838 – 4.010 para a profundidade de 52-53 cm. Houve uma inversão na

profundidade de 20-21 cm, onde a idade ^{14}C foi 5.010±35 e a idade calibrada foi de 5.597 - 5.750 anos AP (Tabela 2).

Tabela 2. Cronologia do testemunho Tota0108.

Amostra	Profundidade (cm)	Natureza	Idade ^{14}C (anos AP)		Idade Calibrada (anos cal. AP)	Idade usada (anos cal. AP)	Código do laboratório
Tota0108	20-21	Sedimento	5010	±35	5597 – 5750	5750	SacA19127
Tota0108	40-41	Sedimento	3435	±30	3552 – 3704	3704	SacA19128
Tota 0108	52-53	Sedimento	3685	±35	3838 – 4010	4010	SacA19129

A calibração foi realizada com SHCal04^{14}C, utilizando dados de calibração McCormac *et al.* (2004). Idades calibradas referem-se aos resultados de calibração com 2σ.

1.3.2. Descrição do diagrama estratigráfico da geoquímica elementar, isotópica e atômica.

Observa-se nos sedimentos do testemunho Tota0108 que a matéria orgânica elementar e isotópica muda ao longo do perfil sedimentar, o qual foi dividido em cinco biozonas (T1, T2, T3, T4 e a T5) (Figura 4), com base nos dados das assembléias das diatomáceas, as quais foram estabelecidas através da inspeção do modelo da vara quebrada (Figura 5). Na biozona T1 estão as duas datações, uma na profundidade de 53 cm, idade de 4.010 anos cal. AP e outra na profundidade 41 cm, com idade de 3.704 anos cal. AP.

Biozona T1 (54,0–45,0 cm). Os sedimentos foram dominados por lama 81±5 % e areia muito fina 19,0± 5%. A densidade aparente (D) foi de 0,13±0,02 g.cm^{-3}. Os perfis de Cot e Nt apresentam tendências semelhantes ao longo do testemunho, com valores de Cot de 1,6±0,09% e Nt de 0,14±0,02%. O valor médio da razão atômica C_{org}/N_{total} foi de 11,05±0,9, com tendência de aumentar em direção ao topo da biozona. O valor médio de $\delta^{13}C$ foi de 30,8 ±0,7‰ e o valor médio de $\delta^{15}N$ é de 1,5 ±0,7‰ (Figura 4).

Biozona T2 (44,5–23,0 cm). Os sedimentos foram dominados por lama 80,8±5% e areia muito fina 19,2±5%. O valor da densidade aparente (D) foi de 0,12±0,02 g.cm^{-3}. O valor médio de Cot foi de 1,4±0,14% e o Nt foi de 0,12±0,02% . O valor médio da razão atômica C_{org}/N_{total} foi 11,9±1,1. O valor médio dos isótopos de $\delta^{13}C$ foi de -29,11±1,2‰ e de $\delta^{15}N$ foi de 2,34± 0,6‰ (Figura 4).

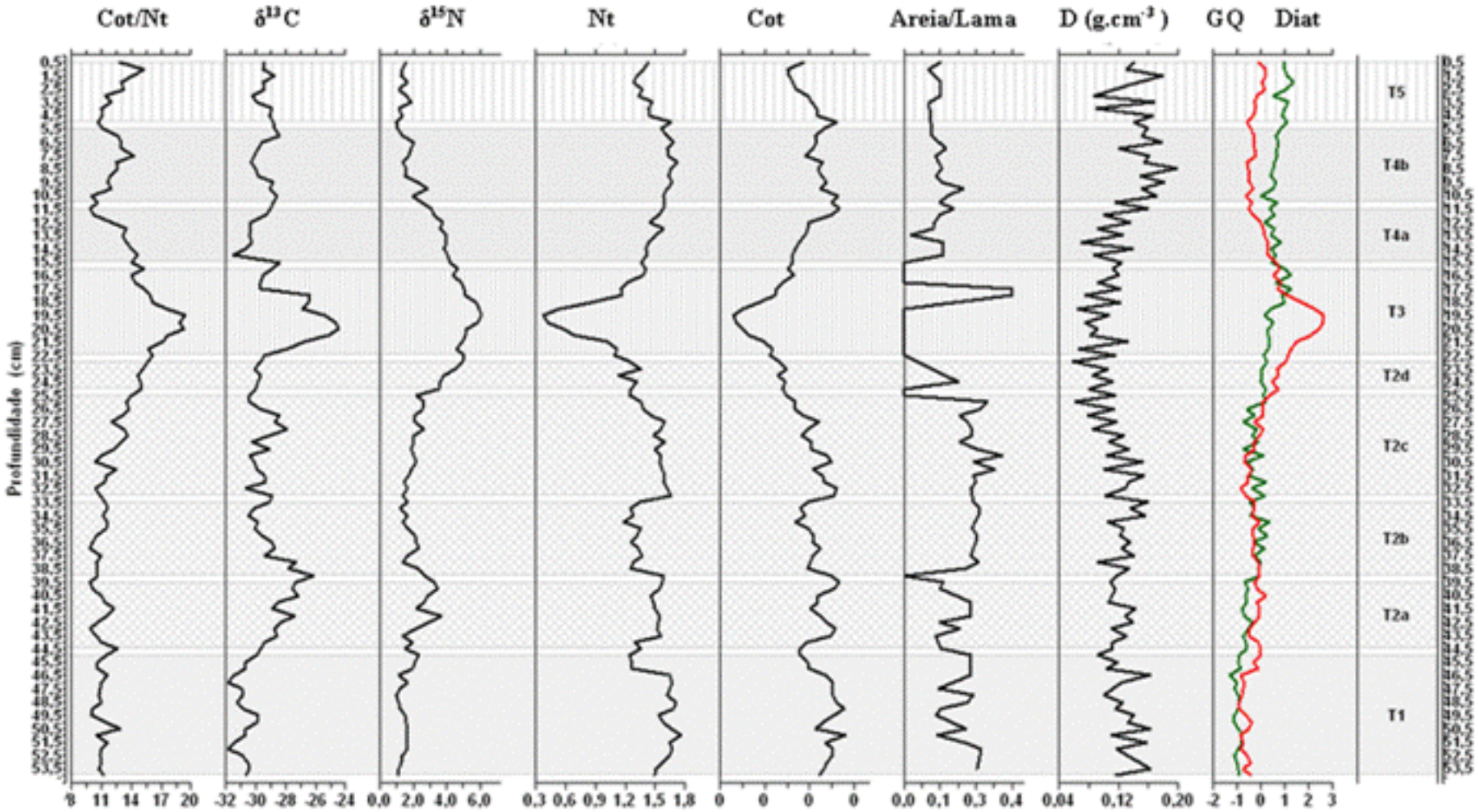


Figura 4. Resumo dos padrões de profundidade relacionando a razão atômica Cot/Nt, isótopos de $\delta^{13}C$ e $\delta^{15}N$, Nt, Areia/Lama e D($g.cm^{-3}$) no testemunho Tota0108. Escores do primeiro eixo do PCA da geoquímica (56%) e PCA das assembléias das diatomáceas (46%). A relação destas variáveis da matéria orgânica e da sedimentologia ao zoneamento da profundidade foi baseado nas biozonas determinadas pelo modelo da vara quebrada das assembléias das diatomáceas T1, T2, T3, T4 e T5.

Biozona T3 (22,5–16,0 cm). Os sedimentos foram dominados por lama 93±10,7% e areias muito finas 7±10,7. O valor da densidade aparente (D) foi de 0,1±0,02 g. cm^{-3}. O valor médio de Cot 0,93±0,2% e Nt foi de 0,06±0,02% . O valor médio da razão atômica C_{org}/N_{total} foi 16,7±1,56. O valor médio dos isótopos de $\delta^{13}C$ foi de -27,23±1,5‰ e de $\delta^{15}N$ foi de 5,2± 1,19‰ (Figura 4).

Biozona T4 (15,5–5,5 cm). Os sedimentos foram dominados por lama 87,8±10,2% e areias muito finas 12,2±10,2%. O valor da densidade aparente (D) foi de 0,14±0,03 g.cm^{-3}. O valor médio de Cot foi de 1,6±0,4% e Nt foi de 0,13±0,04%. O valor médio da razão atômica C_{org}/N_{total} foi 12,4±2,9. O valor médio dos isótopos de $\delta^{13}C$ foi de -29,6±2,04‰ e de $\delta^{15}N$ é de 2,7± 1,1‰ (Figura 4).

Biozona T5 (5,0–0,5-cm). Os sedimentos foram dominados por lama 89±2,5% e areias muito finas 11,4±2,5%. O valor da densidade aparente (D) foi de 0,14±0,03 g.cm^{-3}. O valor médio de Cot foi 1,41±0,04% e Nt foi de 0,12±0,01% . O valor médio da razão atômica C_{org}/N_{total} foi de 12,5±1,2. O valor médio dos isótopos de $\delta^{13}C$ foi de -29,3±0,6‰ e de $\delta^{15}N$ foi de 1,4± 0,5‰ (Figura 4).

1.3.3. Descrição do diagrama estratigráfico das diatomáceas fósseis do testemunho Tota0108

No testemunho Tota0108 do Lago de Tota foram identificados 94 táxons, correspondentes a 40 gêneros e 24 famílias. Foram selecionados 61 táxons a partir do critério de contribuição percentual maior do um na abundância relativa em pelo menos uma amostra, as quais foram consideradas nas análises estatísticas. Na elaboração do diagrama estratigráfico foram usadas as 15 espécies mais abundantes, em todo o estudo, ou seja, todas aquelas espécies que apresentaram abundância relativa total acima de 5% (Tabela 3). As interpretações do diagrama estratigráfico (Figura 6) foram desenvolvidas a partir das biozonas estratigráficas, as quais são identificadas pela variância acumulada entre grupos através da inspeção do modelo da vara quebrada, sendo as biozonas denominadas como T1, T2, T3, T4 e T5 (Figura 5).

Biozona T1 (54,0–45,0 cm, período estimado em 4010 anos cal. AP). A estrutura das assembléias de diatomáceas nesta zona está dominada por *Discostella stelligera* Cleve e Grunow, que contribui na abundância relativa média com 33,3 ±2,4%. Co-dominam *Cocconeis placentula* var. *lineata* (Ehrenberg) Cleve (17,5±2,1%) e *Fragilaria sensu lato*

(*Pseudostaurosira brevistriata* var. *brevistriata* (Grunow), *S. brevistriata* var. *inflata* (Pantocsek) Hartley, *Staurosira construens* var. *venter* (Ehrenberg) Hamilton, *Staurosirella pinnata* (Ehrenberg) Williams e Round e *S. leptostauron* var. *dubia* (Grunow) Edlund) com 16,3±2,3%. Também se observa uma pequena contribuição das espécies *Gomphonema pumilum* (Grunow) Reichardt e Lange-Bertalot (6,4±1,5%) e *Aulacoseira granulata* (Ehrenberg) Simonsen, representando 6,2±1,4% da abundância (Figura 6).

Tabela 3. Lista das espécies de diatomáceas que totalizam 95% da abundância relativa no testemunho Tota0108. Autoridade, forma de vida (Perifítica = Per, Bentônica = Bt, Planctônica = Pl), pH (Alcaliófila = Af, Circuneutral = Cn, Acidófila =Ac) e estado trófico (Oligotrófico =Ol, Mesotrófico = Me, Eutrófico = Eu, Oligotrófico-Etrófico = OE). Critérios de acordo com Moro e Fürstenberger 1997 e Van Dam *et al.* 1994.

CODIGO	**TÁXONS**	**AUTORIDADE**	**HABITAT**			**pH**			**Estado trófico**			
			Pr	**Bt**	**Pl**	**Af**	**Cn**	**Ab**	**Ol**	**Me**	**Eu**	**OE**
ACHDEXco	*Achnanthidium exiguum* var. *constrictum*	(Grunow) Andresen, Stoermer e Kreis	+			+						+
ACHDMITmi*	*A. minutissimum* var. *minutissimum*	(Kützing) Czarnecki	+				+					+
ACCYNOno	*Actinocyclus normanii* var. *normanii*	(Gregory) Hustedt			+	+					+	
AMRAOVAL*	*Amphora ovalis*	(Kützing) Kützing	+			+					+	
AUSEGRAN*	*Aulacoseira granulata*	(Ehrenberg) Simonsen			+	+					+	
CCNEPLli*	*Cocconeis placentula* var. *lineata*	(Ehrenberg) Cleve	+			+					+	
CYTEMENE	*Cyclotella menenghiniana*	Kützing			+	+					+	
DSTESTEL*	*Discostella stelligera*	Cleve e Grunow			+		+		+			
CYLAASPE*	*Cymbella aspera*	(Ehrenberg) Cleve	+			+						+
CYLAGRAC	*C. graciliformis*	Krammer			+	+				+		
CYLATUDA*	*Cymbella tumida*	(Brébisson) Van Heurck	+			+				+		
DINEOVAL*	*Diploneis ovalis*	(Hilse) Cleve	+			+				+		
ENMAMINU*	*Encyonema minutum*	(Hilse) Mann		+			+			+		
ENMASILE*	*Encyonema silesiacum*	(Bleisch) Mann	+				+					+
EPITADNA*	*Epithemia adnata*	(Kützing) Brébisson			+	+				+		
EUTIMAJO	*Eunotia major*	(Smith) Rabenhorst	+					+		+		
GONEPUMI*	*Gomphonema pumilum*	(Grunow) Reichardt e Lange-Bertalot	+			+						+

Continuação

CODIGO	TÁXONS	AUTORIDADE	HABITAT			pH			Estado trófico			
			Pr	Bt	Pl	Af	Cn	Ab	Ol	Me	Eu	OE
GONETRUN	*G.truncatum* var. *capitatum*	(Ehrenberg) Patrick			+	+				+		
MERAVAAN	*Melosira varians*	Agardh				+				+		
NAVIRADI*	*Navicula radiosa*	Kützing			+		+			+		
NITZPETA	*Nitzschia perminuta*	(Grunow) Peragallo		+		+			+			
PLDILAfr*	*Planothidium frequentissimum*	(Lange-Bertalot) Lange-Bertalot		+		+						+
PSRABRbr*	*Pseudostaurosira brevistriata* var. *brevistriata*	(Grunow) Williams e Round		+		+						+
PSRABRin*	*P.brevistriata* var. *inflata*	(Pantocsek) Hartley		+		+						+
RHOPGIBA	*Rhopalodia gibba*	(Ehrenberg) Müller	+			+					+	
STRACOve*	*Staurosira construens* var. *venter**	(Ehrenberg) Hamilton		+		+				+		
STLAPITA*	*Staurosirella pinnata*	(Ehrenberg) Williams e Round		+		+						+
STLALEdu*	*S.leptostauron* var. *dúbia*	(Grunow) Edlund		+		+						+

* Espécies que foram plotadas no diagrama estratigráfico. *Fragilaria sensu lato* (*Pseudostaurosira brevistriata* var. *brevistriata*, *S. brevistriata* var. *inflata*, *Staurosira construens* var. *venter, Staurosirella pinnata, Staurosirella leptostauron* var. *dúbia*)

Biozona T2 (44,5–23,0-cm). Observa-se que as assembléias foram dominadas por *C. placentula var. lineata*, com abundância média relativa de 23,0±4%. Já *Fragilaria sensu lato (22,0±6%)* e *D. stelligera* (19,5±5%) co-dominam as assembléias. Embora o teste do modelo da vara quebrada tenha indicado apenas uma biozona estratigráfica significativa, ao impor uma linha perpendicular (arbitrária) aos ramos do dendrograma gerado pelo CONISS (Figura 5) é possível observar a formação de subzonas, que correspondem a mudanças na abundância e dominância das espécies. Por esta razão, estabeleceu-se na biozona T2 quatro subzonas (subzonas T2d, T2c, T2b e T2a), as quais contribuem para as interpretações paleoecológicas do sistema.

Biozona T2d (44,5–39,5 cm). É uma subzona de transição, na qual o domínio de *D. stelligera* continua, mas há uma redução na abundância desta espécie de 33,4% para 28,9±3%. As espécies co-dominantes aumentam suas representações percentuais, como por exemplo, *Fragilaria sensu lato* 23,5±3,3% e *C. placentula* var. *lineata* 18,8±2,8%, em relação a Biozona T1. Também se observa que as espécies *Gomphonema pumilum* (6.1%)

e *Aulacoseira granulata* (4%) reduzem sua contribuição, enquanto *Navicula radiosa* Kützing aumenta sua representatividade de 1,6% para 3% (Figura 6).

Biozona T2c (39,0 – 33,5 cm). Observa-se que as assembléias foram dominadas por *C. placentula* var. *lineata*, com abundância média relativa de 23,7±5%. *Fragilaria sensu lato* (20,9±9%) e *D. stelligera* (18,8±5%) co-dominam as assembléias. A contribuição de *Gomphonema pumilum* na abundância relativa média aumenta para 7,2±3%, o mesmo acontecendo com *Aulacoseira granulata* (4,6±2%) e *Navicula radiosa* (3,4±1,1%) (Figura 6).

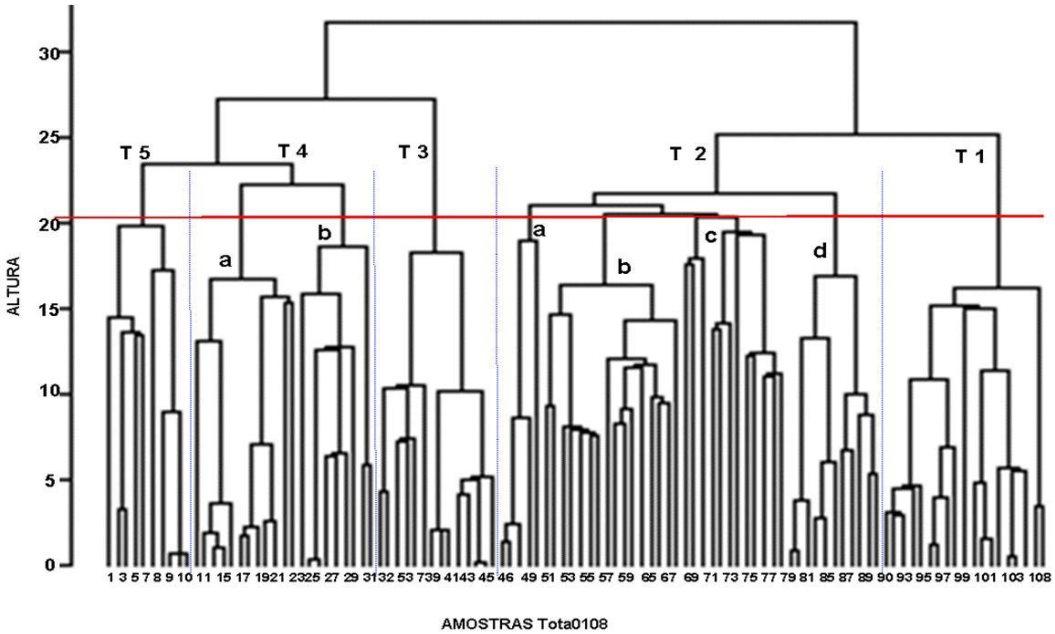


Figura 5. Dendrograma das amostras das assembléias de diatomáceas. Delimitação das cinco biozonas estratigráficas T1, T2, T3, T4 e T5, que foram testadas com o modelo da vara quebrada. A linha preta delimita a formação de subgrupos nas biozonas T2 e T4, representando 67% da soma dos quadrados.

Biozona T2b (33,0–25,5-cm.). A assembléia de diatomáceas foi dominada por *Fragilaria sensu lato* 22,8±4%, *C. placentula* var. *lineata* 22,5±4%, e por *D. stelligera* 20,1±5,5%. As espécies *Gomphonema pumilum, Aulacoseira granulata* e *Navicula radiosa* aumentam sua abundância relativa média, representando 8,04%, 4,7% e 4,7%, respectivamente (Figura 6).

Biozona T2a (25,0–23,0 cm). *Fragilaria sensu lato* aumentaram sua abundância relativa para 28,3±6%, enquanto as espécies co-dominantes *C. placentula* var. *lineata* (21,5±5,%) e *D. stelligera* (18,5±4%) apresentam resultados de diminuição da abundância relativa em relação à biozona T2b, bem como *G. pumilum,* com 4,2%, e *A. granulata*

(4,5%) e *N. radiosa* (2,7%). Destaca-se a presença de *Achnanthidium minutissimum* (Kützing) Czarnecki var. *minutissimum*, a qual tem uma contribuição de 21,30% na abundância relativa desta biozona, especificamente na amostra 24,5 cm; em termos da abundância relativa média contribui com 4,85% (Figura 6).

Biozona T3 (22,5–16,0 cm). Nesta zona observa-se que *Fragilaria sensu lato* apresentou a maior abundância relativa 47,2±6, %, com tendência de aumento para o final da biozona. A espécie co–dominante é *D. stelligera*, que representou 19,2%±10,8%, com tendência de queda para o final da zona. *C. placentula* apresentou uma queda significante na abundância relativa em relação à biozona T2a; a redução foi de 21,5% para 8,24%. Observa-se também o aumento de *Aulacoseira granulata* 5,6%, *Cymbella aspera* (Ehrenberg) Cleve 4,4% e *Cymbella tumida* (Brébisson in Kützing) van Heurck 3%, e a diminuição das espécies *Gomphonema pumilum*, *A. minutissimum* var. *minutissimum* e *Navicula radiosa* de 4,2% para 1,9%, 4,6% para 1,5% e 2,7% para 0,24%, respectivamente (Figura 6).

Biozona T4 (15,5–5,5 cm). Embora o teste do modelo da vara quebrada tenha indicado apenas uma biozona estratigráfica significativa para este trecho do testemunho, aqui também é possível, visualmente, verificar mudanças na abundância das espécies. Por esta razão, estabeleceram-se duas subzonas dentro da biozona T4, as quais contribuem para as interpretações paleoecológicas do sistema.

Biozona T4b (15,5 – 11,5 cm). A assembléia esteve dominada por *Fragilaria sensu lato*, mas há uma diminuição na abundância relativa média desta espécie em relação à biozona T3, diminuindo de 47,2% para 31,8±4%. Observa-se que *D. stelligera* tem a mesma tendência de queda, diminuindo de 19,2% para 12,1±4%. Destaca-se a co-dominância de *C. placentula* var. *lineata*, que aumenta sua abundância de 8,24% para 16,02±5%, assim como *A. granulata* 13,4±5%, *G. pumilum* 7,8±1,6%, e *A. minutissimum* var. *minutissimum* 3,9±9%, que também aumentam suas abundâncias (Figura 6).

Biozona T4a (11,0 – 5,5cm). Observa-se um declínio de *Fragilaria sensu lato*, mas ainda são as fragilariódes que dominam as assembléias desta biozona, com 28,77±4,6%. A espécie co-dominante *C. placentula* var. *lineata* aumenta a abundância relativa para 21,08±4,6%, sendo o sentido de aumento da base para o topo da biozona T4a. *D. stelligera* decresce para 11,58±3,8%. A tendência de queda também se observa em *A. granulata* 12,62±4,8%, *G. pumilum* 4,83±1,3%. Nesta zona observa-se uma pequena contribuição de *Epithemia adnata* (Kützing) Brébisson e *Cymbella aspera* (Figura 6).

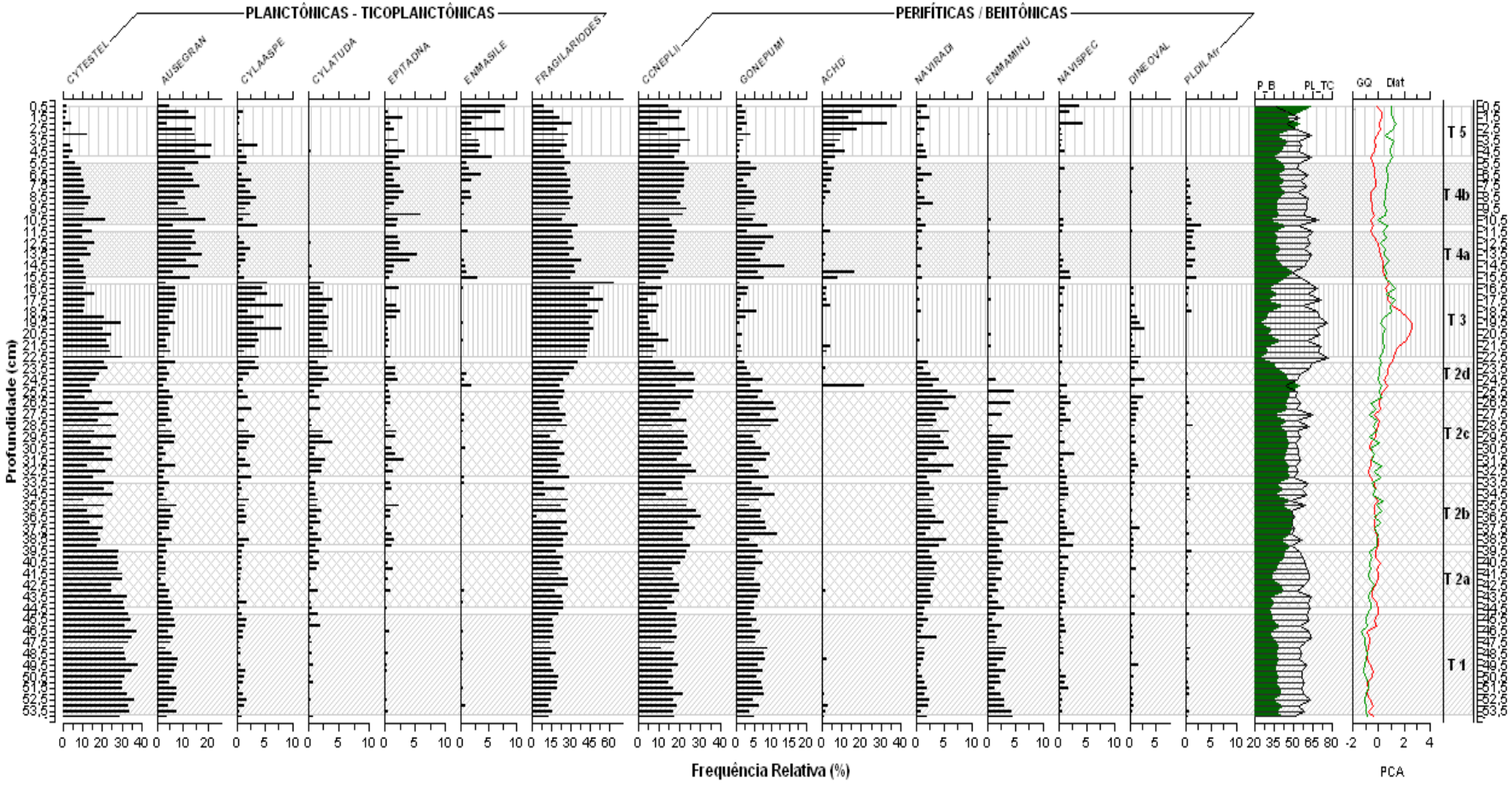


Figura 6. Diagrama estratigráfico das espécies de diatomáceas fósseis do testemunho Tota0108 e biozonas. Espécies individuais que contribuem com > 1% na abundância relativa em ao menos uma amostra são marcadas no perfil estratigráfico. Porcentagem das espécies perifítica e bentônicas (P-B) e das espécies planctônicas e ticoplanctônicas (Pl-Tc) da soma total das diatomáceas. Escores do primeiro eixo do PCA da geoquímica elementar atômica e isotópica (56%). Eixo do PCA das assembléias de diatomáceas fósseis (46%). Mostrados na coluna na parte direita.

Biozona T5 (5,0 – 0,5 cm). *Fragilaria sensu lato* mantêm sua dominância com 22,69±6,3%. A espécie co-dominante, *C. placentula* var. *lineata,* diminui sua contribuição para 18,62±4,7%, assim como *D. stelligera* 3,69±3,64% e *Gomphonema pumilum* 2,13±1,1% em relação a biozona T4a. Destaca-se o aumento de *A. minutissimum* var. *minutissimum* 16,89±11% e *A. granulata* 13,72±5,7%. Outras espécies que contribuem na abundância relativa média em proporções que não superam os 5%, cada uma, são *Encyonema silesiacum*, *Epithemia adnata*, *Actinocyclus normanii* (Gregory) Hustedt e *N. radiosa* (Figura 6).

1.3.4. Análise multivariada dos dados das assembléias das diatomáceas fósseis e da geoquímica elementar e orgânica

O tamanho do gradiente foi de 2,22, indicando que o melhor método a ser usado é um método linear (Lepš e Šmilauer 2003). Realizou-se uma Análise de Componentes Principais (ACP) - análise de gradiente linear direto - tanto para os dados das assembléias de diatomáceas como para os dados da geoquímica elementar e isotópica. Esta análise foi feita para aproveitar os escores do primeiro eixo da ACP das diatomáceas e da geoquímica elementar e isotópica e compará-los com o dendrograma (Biozonas), com o intuito de resumir as principais mudanças nestes indicadores ao longo do testemunho Tota0108 (Figura 7). O primeiro, segundo e terceiro eixos do ACP das amostras das assembléias das diatomáceas explicaram 46%, 25% e 12% da variância, respectivamente (Figura 8a, c, e). Para a geoquímica elementar e isotópica, a variância explicada pelos três eixos foi de 56%, 16% e 11%, respectivamente (Figura 8b, d, f).

Observa-se uma tendência de aumento dos escores das diatomáceas e da geoquímica elementar, isotópica e atômica em três fases ao longo do primeiro eixo. Fase I, nas profundidades 54,0 - 39,5 cm (T1 e T2d); Fase II, nas profundidades 25,0 - 16,0 cm (T2a e T3); e Fase III, nas profundidades 11,0 - 0,5 cm (T4a e T5). Sobrepondo-se a esta tendência há duas faixas de transição situadas no ponto de queda nos escores das diatomáceas e da geoquímica elementar e isotópica. Transição I (TNS-I), nas profundidades 39,0 - 25,5 cm (T2c, T2b), e transição I (TNS- II), nas profundidades 15,5 - 11,5 cm (T4b) (Figura 7, 8a e 8b). As espécies com escores positivos sobre o primeiro componente foram *S. pinnata, A. granulata, S. leptostauron* var. *dubia, C. aspera e E. adnata,* e na geoquímica as variáveis com escores positivos foram $\delta^{13}C$, $\delta^{15}N$ e C_{org}/N_{total}. As espécies com escores negativos incluem *D. stelligera, G. pumilum* e *C. tumida* e na

geoquímica as variáveis com escores negativos foram da matéria orgânica Cot e Nt (Tabela 4).

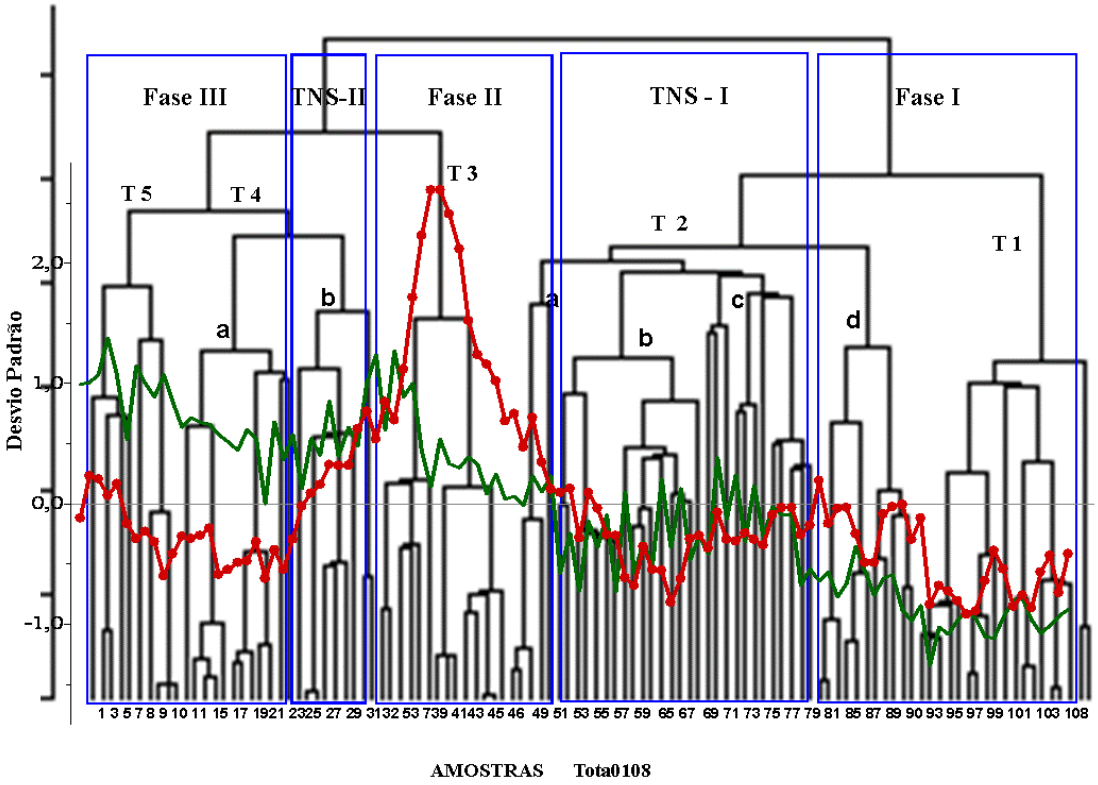
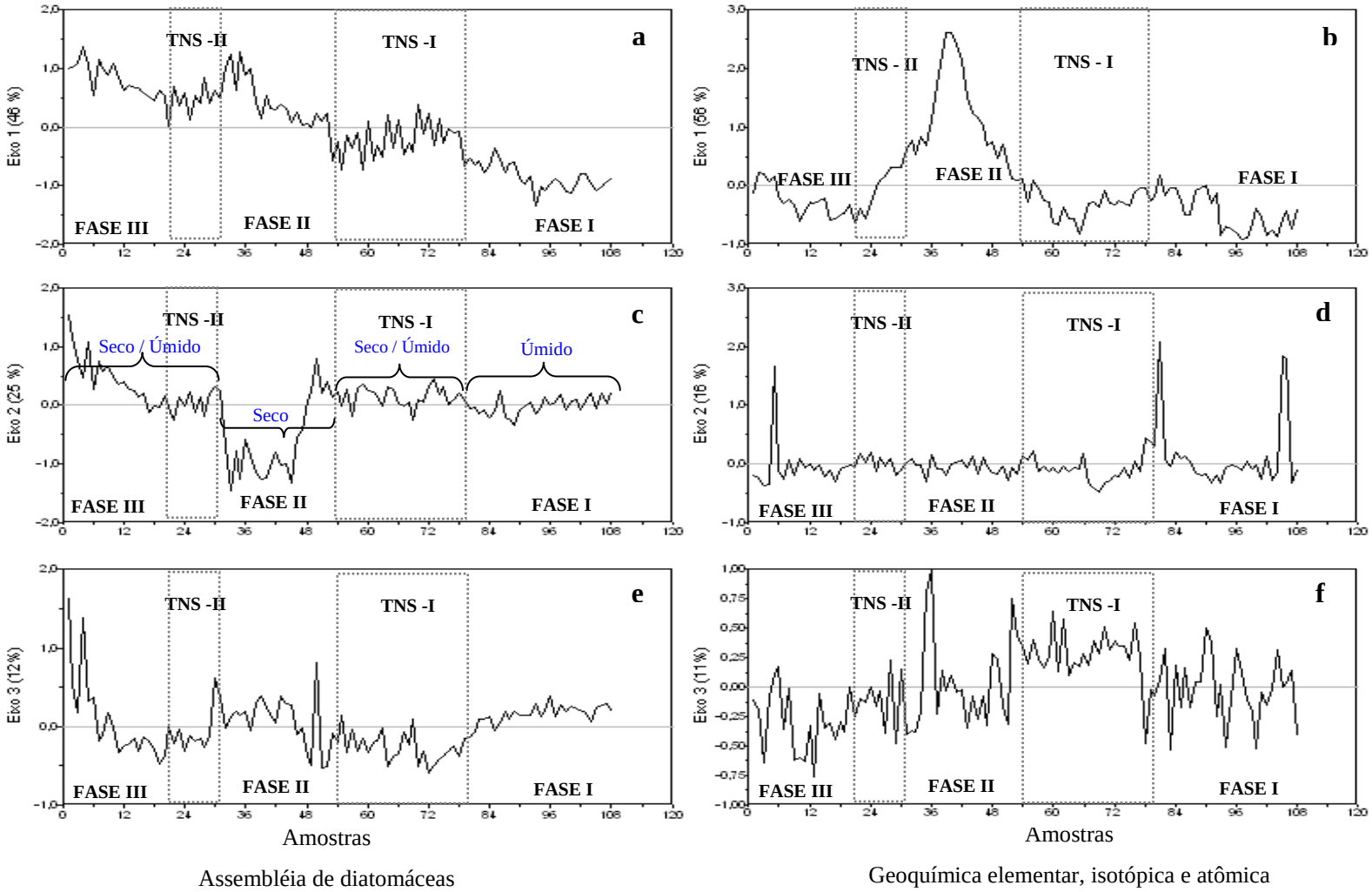


Figura 7. Resumo das principais mudanças nas assembléias das diatomáceas ao longo do testemunho Tota0108. Biozonas estratigráficas no dendrograma (Fase e Transição =TNS). Escores dos ACPs da geoquímica isotópica, elementar e atômica (linha com ponto) e das assembléias das diatomáceas (linha continua).

Os escores das amostras das assembléias do segundo eixo permanecem constantes e perto de zero, com valores positivos. Há uma fase mais curta de escores negativos nas assembléias de diatomáceas nas profundidades de 25,0 - 16,0 cm do testemunho (T2a e T3) Fase II (Figura 8 c). As espécies com escores positivos no segundo componente foram *C. placentula*, *E. silesiacum*, *G. pumilum*, e *N. radiosa*, e as espécies com escores negativos foram *S. pinnata*, *C. stelligera*, *S. leptostauron* var. *dubia*, *C. aspera*, *D. ovalis* e *E. minutum* (Tabela 4). Em relação à geoquímica elementar, a maioria dos escores das amostras ficou perto de zero, com exceção das faixas compreendidas entre as profundidades de 53,5 -52,0 cm, 41,0 - 40,5 cm (Fase I) e 3,0 -2,5 cm (Fase III). As variáveis com escores positivos foram $\delta^{13}C$, Cot e Nt e os escores negativos corresponderam à densidade aparente (D) (Figura 8 d).



Assembléia de diatomáceas

Geoquímica elementar, isotópica e atômica

Figura 8. Diagrama dos escores dos três primeiros eixos da análise de componentes principais (ACP) para as diatomáceas fósseis (a,c,e), e da geoquímica elementar e isotópica (b,d,f) do testemunho Tota0108. As principais mudanças nas assembléias das diatomáceas ao longo do testemunho Tota0108. A reconstrução climática para o lago de Tota foi realizada com base nas caraterísiticas ecológicas das espécies de diatomáceas.

Os escores das amostras das assembléias das diatomáceas no terceiro eixo apresentam uma tendência de redução nas profundidades de 54,0 - 35,0 cm (Fase I) e nas profundidades de 15,5 - 11,5 cm (TNS II). As demais amostras se sobrepõem a esta tendência (Figura 8e). As espécies com escores positivos sobre o terceiro componente incluem *A. minutissimum, C. stelligera, E. silesiacum* e *A. normanii* var. *normanii*; as espécies com escores negativos são *C. placentula, S. pinnata* e *G.pumilum* (Tabela 4). Em relação à geoquímica, observa-se que os escores têm a mesma variação, sobressaindo dois picos nas profundidades 27 -26 cm (TNS I) e 18,5 -17,5 cm (Fase II). Os escores com valores positivos correspondem à razão areia/lama e os escores negativos correspondem à densidade aparente (D), Cot, Nt e C_{org}/N_{total} (Figura 8f).

Tabela 4. Escores dos três primeiros eixos da análise de componentes principais (ACP) para as diatomáceas fósseis e geoquímica elementar e isotópica do testemunho Tota0108.

CODIGO	**TÁXONS**	**1**	**2**	**3**
ACHDMITm	*Achnanthidium minutissimum* var. *minutissimum*		2, 711	**5, 463**
ACCYNOno	*Actinocyclus normanii* var. *normanii*		0, 216	**0, 317**
AUSEGRAN	*Aulacoseira granulata*	**1, 466**	1, 232	-0, 59
CCNEPLli	*Cocconeis placentula* var. *lineata*	-0, 588	**3, 358**	**-4, 440**
CYTESTEL	*Cyclotella stelligera*	**-5, 732**	**-2, 897**	**1, 620**
CYLAASPE	*Cymbella aspera*	0, 360	**-0, 788**	
CYLATUDA	*Cymbella tumida*	**-0, 622**	0, 163	-0, 265
DINEOVAL	*Diploneis ovalis*		**-0, 549**	-0, 154
ENMAMINU	*Encyonema minutum*		**-0, 176**	
ENMASILE	*Encyonema silesiacum*		**0, 763**	**0, 768**
EPITADNA	*Epithemia adnata*	0, 319		-0, 389
GONEPUMI	*Gomphonema pumilum*	**-0, 797**	**0, 610**	**-1, 204**
NAVIRADI	*Navicula radiosa*	-0, 335	**0, 521**	-0, 896
PSRABRbr	*Pseudostaurosira brevistriata* var. *brevistriata*	-0, 362		**0, 095**
PSRABRin	*Pseudostaurosira brevistriata* var. *inflata*	-0, 287	-0,08	-0,08
STRAVEco	*Staurosira construens* var. *venter*	-0, 273		**0, 159**
STLAPITA	*Staurosirella pinnata*	**3, 922**	**-5,03**	**-1, 226**
STLALEdu	*Staurosirella leptostauron* var. *dubia*	**1, 092**	**-1,27**	
GEOQUÍMICA				
Areia/lama	Tamanho do grão	-0, 583		**2, 437**
D (g.cm-3)	Densidade aparente		-1, 398	-1, 228
Cot (%)	Carbono orgânico total	-1, 262	**0, 856**	

Continuação

Cot (%)	Carbono orgânico total	-1, 262	**0, 856**	
Nt (%)	Nitrogênio total	-1, 319	**0, 929**	-0, 338
δ^{13}**C**	Isótopo de carbono	**0, 953**	**0, 935**	
δ^{15}**N**	Isótopo de nitrogênio	**1, 226**		
$\mathbf{C_{org}/_{Ntotal}}$	Razão atômica C_{org}/N_{total}	**1, 283**		-0, 251

1.4. Discussão

Interpretações das características paleolimnológicas no lago de Tota

A partir da comparação dos escores do primeiro eixo do ACPs das assembléias das diatomáceas e da geoquímica elementar, isotópica e atômica com o dendograma do CONISS foi possível dividir em três fases de mudanças, intercaladas por duas transições. Estas fases e transições revelam importantes mudanças na paleolimnologia e paleohidrologia do lago de Tota, sendo que durante o Holoceno médio o lago apresentava águas profundas, que deram lugar a águas mais rasas no final do Holoceno tardio.

Na Fase I (Figura 9) as assembléias de diatomáceas foram representadas por *D. stelligera*, *Fragilaria sensu lato* e *C. placentula*, com domínio da espécie planctônica *D. stelligera*. A dominância de *D. stelligera* tem sido associada a ambientes termicamente estáveis, frios, oligotróficos, alcaliófilos, numa ampla faixa de salinidade, e tendem a predominar em profundidades entre cinco e 25 metros. Estas características têm sido apontadas tanto em sistemas aquáticos da América do Sul (Tapia *et al.*2003; Hillyer *et al.* 2009), Europa (Lotter e Bigler 2000; Rioual *et al.* 2007), África (Stone *et al.* 2010) e América do Norte (Pienitz *et al.*1995; Rühland *et al.* 2003; Moos *et al.* 2005).

De acordo com Stone *et al*. (2010), a dominância de *D. stelligera* no lago Malawi (África) ocorreu pelo decréscimo da concentração de nutrientes em função do fortalecimento da estratificação do sistema, a qual, por sua vez, é resultado da tendência de aquecimento recente na região. Já Rühland *et al*. (2003, 2008), num estudo de metanálise, associa a dominância de *D. stelligera* a condições prístinas dos ecossistemas, pobres em nutrientes e não acidificados. Portanto, pode-se concluir que neste período a disponibilidade de nutrientes no lago de Tota era reduzida e conservava condições de pouca ou nenhuma alteração no ambiente de entorno, bem como um sistema com condições de estratificações mais estáveis.

A dominância da espécie planctônica *D. stelligera* no lago de Tota, em relação às espécies perifíticas e bentônicas e as características da geoquímica elementar e isotópica (C_{org} /N_{total} e $\delta^{13}C$) indica que o lago atingiu sua extensão máxima neste período, ou seja, o paleoclima do período foi o mais úmido. Resultados semelhantes foram obtidos para o mesmo período em outros estudos na Colômbia. Marchant *et al.* (2001b) registram mudanças na vegetação em diferentes lugares na Colômbia entre 4.000 e 3.500 ^{14}C anos AP. Estas mudanças indicam condições ambientais relativamente úmidas como resultado do aumento na precipitação, decréscimo na evaporação e curtos períodos secos, ou uma combinação destes fatores. Já Velez *et al.* (2006) indica flutuações no nível da água da laguna Las Margaritas - em torno de um nível elevado da água – associando isto a uma variabilidade climática frequente durante o Holoceno médio (3.800 e 2.600 anos 14C AP).

O período seguinte foi chamado de transição (TNS -I) (Figura 9). As assembléias de diatomáceas foram representadas por *C. placentula, D. stelligera* e *Fragilaria sensu lato,* com domínio de *C. placentula*. O período de substituição das espécies é interpretado como indício de alterações nas condições ecológicas do lago. Alguns autores têm associado a presença de *C. placentula* a condições de instabilidade das condições físicas e químicas dos lagos. Lami *et al* (2010) identificam a dominância de *C. placentula* em situações de flutuação do nível das águas de lagos, condicionados por períodos quentes da atmosfera. Podritske e Gajewski (2007) registram esta espécie em períodos anteriores e imediatamente após eventos de dissolução valvar. Portanto, esta assembléia em Tota indica uma instabilidade no nível de água do lago.

A flutuação do nível das águas dos lagos induz a alterações de vários processos no sistema lacustre, entre eles a dissolução e fragmentação valvar, disponibilidade de nutrientes e luz, variações na estratificação/circulação, concentrações de oxigênio, temperatura, pH e nas interações biológicas (van Dam *et al.* 1994; Gell *et al.*1994; Dearing 1997; Wolin e Duthie 1999; Stone e Fritz 2004; Podritske e Gajewski 2007). A instabilidade nestas condições seria aproveitada por *C. placentula*, pois ela é considerada uma espécie oportunista e resistente a distúrbios (Veres *et al*. 1995). Portanto, *C. placentula* estaria se aproveitando de condições instáveis das características físicas e químicas da água do lago para ocupar o banco de macrófitas.

A dominância de *C. placentula* neste período indica que o lago esteve submetido a intensas flutuações no nível das águas, como resultado de mudanças no balanço P/E na bacia do lago, as quais provocariam alterações físicas e químicas da água, favorecendo a

dominância de *C. placentula*. Segundo os estudos de perfis polínicos de testemunhos lacustres da Colômbia (Marchant *et al.* 2001a, 2002), as flutuações nos níveis dos lagos registradas no Holoceno tardio podem indicar aumentos na duração na estação das chuvas, tornando as condições climáticas mais úmidas na Colômbia após os 3.000 anos AP.

Através da geoquímica elementar e isotópica entende-se melhor a mudança na estrutura das assembléias das diatomáceas observadas na Fase I e TNS-II. Os valores da razão atômica C_{org}/N_{total} e de $\delta^{13}C$ sugerem que a matéria orgânica é de origem predominantemente algal (Figura 10, A). Segundo Meyers (2003), os valores baixos da razão C_{org}/N_{total} estão relacionados ao fato das algas serem ricas em proteínas e pobres em celulose. Assim, a faixa de variação da razão C_{org}/N_{total} das algas é de ~4 a 12, enquanto as plantas terrestres apresentam valores ≥ 20, pois possuem mais celulose do que proteínas. Os valores baixos de C_{org}/N_{total} e $\delta^{13}C$ podem indicar períodos de aumento de entrada d´água, que resultam no aumento do nível da água, favorecendo o florescimento do fitoplâncton (Ortiz *et al.* 2004).

O perfil de $\delta^{15}N$ apresentou valores baixos, indicando a baixa produtividade do sistema (Figura 11). Segundo Das *et al.* (2008) e Meyers (2003), o uso dos valores de $\delta^{15}N$ para determinar a fonte da matéria orgânica se fundamenta no fato de que os valores de $\delta^{15}N$ advêm do nitrato (7-10‰), o qual é usado pela maioria das algas como fonte de nitrogênio, exceto aquelas que conseguem fixar o nitrogênio atmosférico. O valor de $\delta^{15}N$ para o fitoplâncton é tipicamente ≥ 2 ‰ (Meyers e Lallier-Verges 1999).

Observa-se também concentrações baixas de Cot (Fase -I e TNS-II) (Figura 11). Segundo Meyers (2003), a penetração da luz em lagos de profundidades intermediárias limita a produção do fitoplâncton a uma estreita zona fótica e a matéria orgânica liberada para os sedimentos provavelmente é diluída por elevadas taxas de sedimentação, pois o Cot representa a matéria orgânica que escapa da remineralização durante a sedimentação, que é influenciada pela produção inicial de biomassa e pelo grau de degradação (Routh *et al.* 2007).

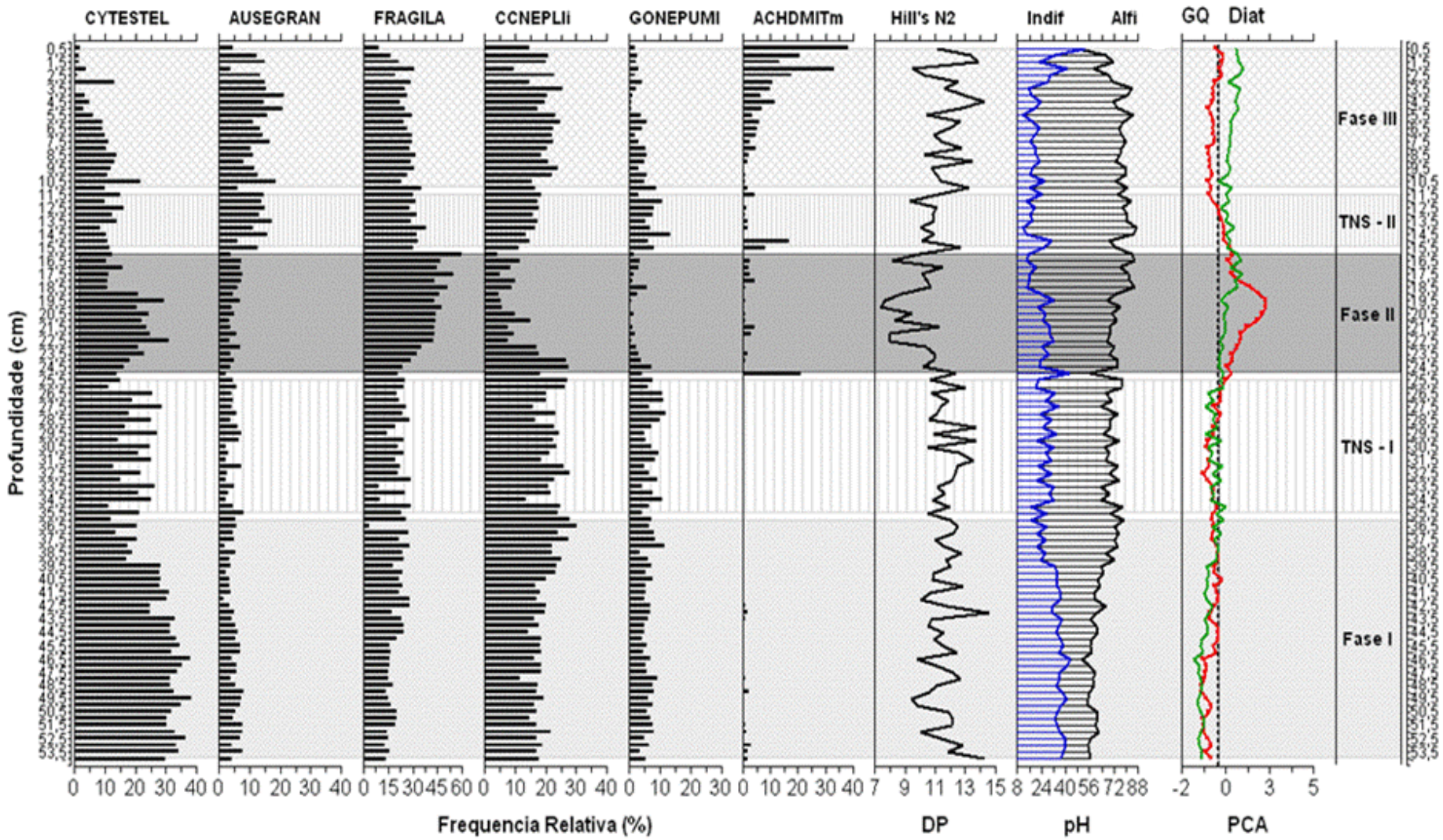


Figura 9. Diagrama estratigráfico das diatomáceas que apresentam mudanças mais acentuadas ao longo do teste©munho Tota0108. Diversidade Hill's N2,dados em unidades de desvio padrão (DP). Porcentagem de espécies alcaliófilas e indiferentes (pH). Escores do primeiro eixo do PCA da geoquímica elementar atômica e isotópica (56%), e eixo do PCA das assembléias de diatomáceas fósseis (46%), mostrados na coluna da direita; nele observam-se as mudanças mais marcantes ao longo do testemunho, denominadas Fase I, II e III e transição (TNS) I e II.

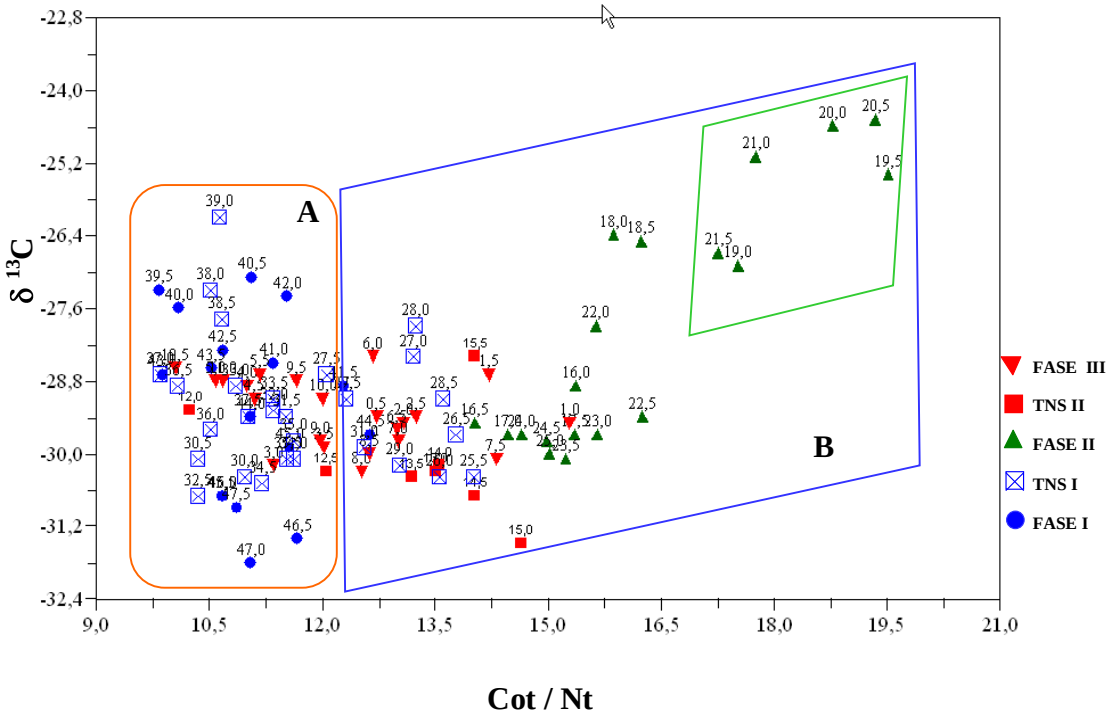


Figura 10. Diagrama da razão $\delta^{13}C$ e Cot/Nt no testemunho Tota0108. (A) sinal isotópico das algas e (B) sinal isotópico das algas + macrófitas. O destaque do canto superior direito do grupo B sinaliza as amostras que apresentaram maior mudança na geoquímica elementar e isotópica.

A segunda fase foi dominada pelas espécies bentônicas *Fragilaria sensu lato* e co-dominado por *D. stelligera* e *C. placentula* (as valvas nesta fase estavam fragmentadas e dissolvidas). As elevadas abundâncias de *Fragilaria sensu lato*, especialmente da espécie *S. pinnata*, ocorreram concomitante à baixa diversidade (Hill'*N2*) (Figura 9). Sistemas aquáticos com maiores profundidades podem favorecer o desenvolvimento de banco de macrófitas, pois um aumento no volume da água disponibiliza mais áreas litorâneas para a colonização das macrófitas e do perifíton. Por outro lado, uma diminuição no nível do lago poderia causar uma restrição da zona litoral nas proximidades do sítio de amostragem e, portanto, causar um aumento na proporção destas diatomáceas nas amostras (Velez *et al.* 2003).

A baixa diversidade (Hill'*N2*) e o domínio das fragilarióides podem ser explicados por dois fatores. Primeiramente, é provável que as macrófitas não tenham sido abundantes. Rioual *et al.* (2007) vinculou o domínio das fragilarióides no lago Ribains a baixa abundância de macrófitas, sugerindo um período de crescimento curto. Além disso, a dominância pode ter ocorrido pela dissolução valvar pós-deposição (Hillyer *et al.* 2009),

pois de acordo com Gasse *et al.* (1997), em ambientes com elevada alcalinidade, a preservação das frústulas de diatomáceas muitas vezes é deficiente.

Segundo Podritske e Gajewski (2007), a dissolução valvar está associada a condições frias, as quais causam uma redução na cobertura vegetal. Esta redução aumenta a erosão, que por sua vez provoca mudanças no pH dos ecossistemas para valores mais elevados, em bacias carbonáticas, de acordo com Rühland *et al.*(2003).

Para Schmidt *et al.*(2004), a maioria dos táxons de *Fragilaria sensu lato* se adaptam às condições flutuantes do ambiente. Portanto, estas espécies podem ser competitivas nestas condições, ou seja, ambientes com profundidades entre 6 e 8 m, pobres em nutrientes, de águas frias e alcalinas, em relação às diatomáceas planctônicas nas mesmas condições (Brugam *et al.*1998; Lotter e Bigler 2000; Rühland *et al.*2003; Finkelstein e Gajewski 2008).

As informações dos indicadores geoquímicos e da ecologia das espécies de diatomáceas presentes nos sedimentos do testemunho Tota0108, neste período, sugerem que o lago de Tota, setor lago Chico, foi levemente profundo (±10 m) acima do ponto de coleta do testemunhoTota0108. Neste tempo, o lago apresentava águas frias e estratificadas, alcalinas, estado oligo-mesotrófico, o que refletiria um período sob influência de clima relativamente frio e seco. Velez *et al.*(2006) atribui os níveis baixos das lagoas Las Margaritas e Fúquene a climas secos durante o período de 4.180-2.750 anos AP.

Através da geoquímica elementar e isotópica entende-se melhor a mudança na estrutura das assembléias das diatomáceas observadas. A relação de C_{org}/N_{total} *versus* $\delta^{13}C$ (Figura 10) indica que a matéria orgânica preservada nos sedimentos de Tota0108 é uma mistura entre algas e plantas terrestres C_3, com maior tendência de plantas C_3 nas profundidades 19,5 a 20,5-cm. Segundo Brenner *et al.* (1999), o isótopo $\delta^{13}C$ do carbono inorgânico dissolvido (Cid) na coluna da água pode mudar como conseqüência de um conjunto de processos físicos, químicos e biológicos que ocorrem dentro e ao redor do lago. Estes processos incluem, entre outros, taxa de intercâmbio de CO_2, intemperismo de carbonatos, tipo e taxa de decomposição da matéria orgânica na bacia hidrográfica, fonte da matéria orgânica usada para a produção primária (CO_2 vs) e taxas de fotossíntese e respiração no lago.

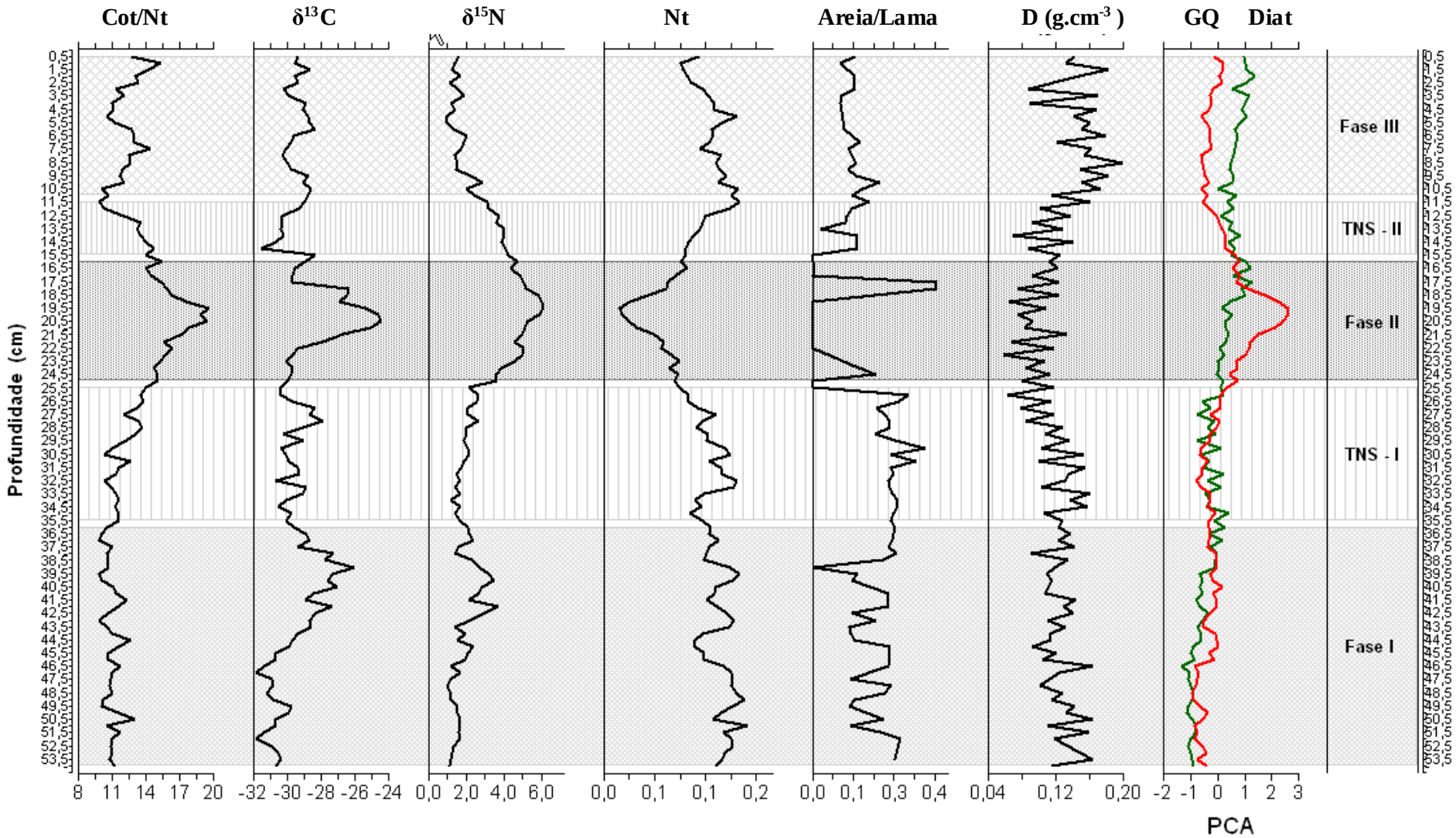


Figura 11. Diagrama estratigráfico da geoquímica elementar e isotópica que apresentam as mudanças mais acentudas ao longo do testemunho Tota0108. Escores do primeiro eixo do ACP da geoquímica elementar atômica e isotópica (56%), e eixo da ACP das assembléias de diatomáceas fósseis (46%), mostrados na coluna da direita. Observa-se as mudanças mais marcantes ao longo do testemunho, denominadas de Fase I, II e III e transição (TNS) I e II.

Silliman *et al.* (2001) sugerem que as mudanças nos valores do isótopo $\delta^{13}C$ da matéria orgânica refletiria mudanças na paleoprodutividade, pois existem mecanismos pelos quais a razão $^{13}C/^{12}C$ do Cid usado na fotossíntese é alterada (Brenner *et al.* 1999). Primeiro, as algas tendem a absorver o isótopo mais leve (^{12}C) para a realização dos processos fotossintéticos. No entanto, nos períodos de alta produtividade lacustre, a concentração deste isótopo pode diminuir ao longo da coluna da água, levando a um enriquecimento de ^{13}C do Cid residual. Isto aumenta a disponibilidade de no sistema e, desta forma, as algas fixam o isótopo mais pesado, o carbono ^{13}C. Esta mudança afeta o pH, com tendência a aumentá-lo (Wolfe 2002; Das *et al.* 2008). Segundo, em lagos alcalinos, com pH acima de 8,3, 99% do carbono orgânico dissolvido existe na forma de . O fitoplâncton metaboliza o como fonte primária de carbono (Hassan *et al.* 1997), o qual é 8 ‰ mais pesado que CO_2 dissolvido, e como resultado a matéria orgânica é enriquecida com ^{13}C (Fogel *et al.* 1992).

Desta forma, a baixa produtividade do lago esteve, provavelmente, associada à diminuição na disponibilidade de isótopo de carbono leve (^{12}C), devido ao aumento dos valores de pH. A erosão provocada pela cobertura vegetal incipiente, produto das baixas temperaturas, conduzem à disponibilidade do como fonte de carbono. Como consequência tem-se o enriquecimento da matéria orgânica com isótopos de carbono pesado (^{13}C). Os elevados valores de $\delta^{13}C$ da matéria orgânica indicam uma origem predominantemente algal, pois de acordo ao ótimo ecológico das diatomáceas presentes nos sedimentos de Tota0108, estas indicam ambientes alcalinos, com altas concentrações de Cid e baixas temperaturas. Estas características condicionariam baixas taxas de crescimento e baixa contribuição de matéria orgânica por parte de plantas terrestres C_3 (Figura 10 B).

O aumento dos valores de $\delta^{15}N$ em relação aos períodos relatados anteriormente indica que a matéria orgânica é produto das algas (Figura 11). De acordo com Sifeddine *et al.* (2011), o valor de $\delta^{15}N$ é utilizado para identificar a fonte da matéria orgânica. O $\delta^{15}N$ do dissolvido é a principal fonte de nitrogênio nos ambientes aquáticos oxigenados, para a maioria dos grupos algais, exceto para as cianobactérias e bactérias, as quais têm a capacidade de absorver o nitrogênio atmosférico (N_2) e passá-lo a seus simbiontes, algumas macrófitas e plantas terrestres, quando em simbiose, que habitam nas bordas dos lagos. A diferença isotópica destas duas fontes de nitrogênio é geralmente preservada nos

valores de $\delta^{15}N$ da matéria orgânica, quais sejam: para as algas (+4‰ para +9‰) e para macrófitas (C_3), emergentes e submersas (-3‰ para +4‰) (Boon e Bunn 1994).

O Cot, além de apresentar baixos valores, foi a variável que teve maior coeficiente de variação. Estes valores podem estar provavelmente relacionados à presença de elevadas concentrações de $CaCO_3$, os quais podem estar associados a climas quentes. Este tipo de clima produz o aumento das taxas de evaporação, provocando a redução do nível das águas do lago; isto, por sua vez, provoca a precipitação e preservação dos carbonatos nos sedimentos (Lavoie e Richard 2000; Ekdahl *et al.* 2008).

No período de transição II, (Figura 9), observa-se que *A. granulata* e *C. placentula* apresentaram um leve aumento, concomitante com a diminuição de *Fragilaria sensu lato*. Esta mudança na estrutura das assembléias de diatomáceas pode estar associada a condições de variabilidade no nível da água do lago, na temperatura e na circulação das águas, fatores que alteram as condições químicas do lago. Segundo Battarbee *et al.* (2001); Rühland e Smol (2005) e Rioual *et al.* (2007), mudanças nas abundâncias das espécies devem-se a mudanças nas condições de pH, temperatura da água, transparência da coluna da água, circulação e disponibilização de nutrientes na coluna da água, por exemplo sílica, nitrogênio e fósforo , elementos que condicionam o estabelecimento das espécies.

Segundo Reynolds (1993); Wolin e Duthie (1999); Rioual *et al.*(2007) e Stone *et al.* (2010), os táxons do gênero *Aulacoseira* são considerados altamente silificados e, por isso, com altas taxas de afundamento. Portanto, *Aulacoseira* requer condições de turbulência intensa para a manutenção da mesma na zona eufótica dos lagos. Assim, a presença do gênero indica ambientes polimícticos. Dada à presença das espécies *A. granulata* e *C. placentula* no lago neste intervalo do Holoceno tardio, conclui-se que o lago apresentava águas turbulentas, associadas a elevadas flutuações no nível da água. Estas condições são, provavelmente, fruto da influência de um clima quente, úmido e com fortes ventos.

Na fase III, (Figura 9), o lago esteve submetido a fortes flutuações, indicando águas mais profundas acima do ponto de coleta do testemunho antes do presente, tornando-se, paulatinamente, mais raso no presente. Isto foi inferido pela mudança de espécies bentônicas - planctônicas para espécies perifíticas-epifíticas. *A. minutissimum* var. *minutissimum* domina o topo do testemunho Tota0108 e esta associada a *C. placentula* e *Encyonema silesiacum*, juntamente com *A. granulata*, *D. stelligera* e *S. pinnata*, em baixas

concentrações. Esta é a assembléia de diatomáceas que habita a zona litoral do lago na atualidade.

A. minutissimum var. *minutissimum* é registrada como perifítica e epifítica (Van Dam 1994), indicadora de águas bem oxigenadas (Caballero *et al.* 2006), com temperaturas e condutividades elevadas (Keatley *et al.* 2006) e altas concentrações de carbono orgânico dissolvido (Cod) (Rühland *et al.*2003). A sua presença indica lagos rasos, talvez com profundidades ≤ 4m, com zona litoral bem desenvolvida e com elevada produtividade biológica, favorecendo o estabelecimento das comunidades perifíticas, especialmente as epifíticas (Hassan *et al.* 2009).

Granja *et al.*(2010) sugerem que as concentrações de *A. minutissimum* var. *minutissimum* podem estar associadas a mudanças na mineralogia devido a episódios de acúmulo de matéria orgânica e formação de turfa, em face de inundações repentinas, com transporte de detritos ao lago. A entrada de material alóctone levaria a ingressos de carbonatos, que afetam o pH. A presença da espécie junto com *C. placentula*, nestes ambientes, deve-se ao fato de serem espécies colonizadoras primárias de ambientes perturbados, e são resistentes a instabilidade ambiental (Peterson e Stevenson 1992; Ekdahl *et al.* 2008).

Através da geoquímica elementar e isotópica entende-se melhor a mudança na estrutura das assembléias das diatomáceas observadas durante o período de 2.664 anos calibrados AP até o presente (transição II e Fase III). Os valores da razão atômica C_{org}/N_{total} e do isótopo $\delta^{15}N$ diminuíram, enquanto o isótopo $\delta^{13}C$ e Cot aumentaram (Figura 11). Esta informação indica a predominância de matéria orgânica fitoplanctônica. Sommaruga-Wögrath *et al.*(1997) sugerem que a elevada produção do fitoplâncton está associada ao aumento da penetração da luz, disponibilidade de nutrientes e altas temperaturas. Estes fatores, associados a condições ligeiramente alcalinas, elevam a produção biológica e a uma rápida ciclagem de nutrientes, indicando alta produtividade.

Sifeddine *et al.* (2004) comentam que grupos de C_{org}/N_{total}vs -$\delta^{13}C$ com tendência mais para produção de matéria orgânica das algas do que para plantas C3 pode ser indício de que durante o Holoceno as condições úmidas foram intensificadas e estáveis. Isto, certamente, contribuiu para o aumento do nível do lago e conseqüente aumento na produção de fitoplâncton. A entrada de matéria orgânica terrestres foi baixa ou insignificante, talvez, devido à eficiência de filtração do material particulado a cargo da comunidade de macrófitas da zona litoral.

1.5.Conclusões

O estudo das diatomáceas fósseis dos sedimentos do testemunho Tota0108 do lago de Tota permitiu a identificação de 94 táxons de diatomáceas, correspondentes a 40 gêneros e 24 famílias. As assembléias de diatomáceas foram dominadas por *Discostella stelligera*, *Fragilaria sensu lato* (*Pseudostaurosira brevistriata* var. *brevistriata*, *S. brevistriata* var. *inflata*, *Staurosira construens* var. *venter*, *Staurosirella pinnata* e *S. leptostauron* var. *dubia*), *Cocconeis placentula* e *Aulacoseira granulata*.

Os dados da relação $\delta^{13}C$ e C_{org}/N_{total} mostram que a origem da matéria orgânica foi predominantemente do fitoplâncton nas profundidades de 54,0 a 25,5 cm e entre 15,5 - 0,5 cm. Nas profundidades de 25,0 -16,0 cm, a matéria orgânica foi predominantemente uma mistura do fitoplâncton e plantas C_3, principalmente macrófita.

A partir da conjunção dos dados das assembléias das diatomáceas e dos dados geoquímicos foi possível divisar três fases interrompidas por duas transições ao longo do testemunho Tota0108. Estas fases e transições revelam importantes mudanças na paleolimnologia e paleohidrologia do lago de Tota durante o Holoceno. Durante o Holoceno médio, o lago apresentava águas mais profundas dando lugar a águas mais rasas no final do Holoceno tardio.

Na fase I, o lago apresentava águas mais profundas e estratificadas, e o clima da bacia era mais úmido. Na fase II, o lago apresentava águas mais rasas e frias, com estratificação térmica instável e clima seco. Na Fase III, o lago manteve-se raso na região de coleta do testemunho.

Estas fases foram interrompidas por duas transições, TNS I e TNS II. Na TNS I, o lago esteve submetido a intensas flutuações no nível da água, águas profundas e estratificadas, sob influência de climas úmidos e secos. As características da TNS II indicam que o lago apresentava águas turbulentas, associadas a elevadas flutuações no nível do lago, mas menos profundo em relação a TNS I. Estas condições são, provavelmente, fruto da influência de um clima quente, úmido e com fortes ventos, provavelemte o lago se tornou polimíctico quente.

1.6. Considerações finais

Este estudo paleolimnológico fundamenta as hipóteses sobre o potencial das assembléias das diatomáceas como indicadoras paleoambientais em sistemas de alta montanha. Embora estas respostas mostrem-se complexas, a interpretação das mesmas foi direcionada pelo princípio do uniformitarismo e pelas hipóteses limnológicas sobre a relação entre as espécies e as características dos lagos. Assim, foi possível traçar o perfil de flutuações do nível de água do sistema, bem como algumas características limnológicas, tais como: trofia e pH.

Por outro lado, a escassa informação existente sobre as preferências ecológicas da maioria das espécies de diatomáceas dos lagos de alta montanha tropical dificulta as interpretações das variáveis limnológicas do lago mais precisamente, já que considerou-se as características ecológicas das espécies de diatomáceas publicadas em bancos de dados e artigos de outras regiões com condições ambientais semelhantes, nomeadamente (América do Sul e África equatorial), além de publicações de regiões extratropicais (América do Norte e Europa), onde as espécies dominantes fossem as mesmas. Portanto, considera-se importante para o desenvolvimento dos estudos paleolimnológicos dos lagos andinos a construção de bancos de dados das características ecológicas das espécies de diatomáceas presentes nestes ecossistemas, nos quais possamos saber: Quais são as assembléias de diatomáceas presentes nestes ecossistemas? Quais espécies dominam estas assembléias? Qual (is) característica(s) abiótica(s) e/ou biótica(s) determina(m) a estrutura destas assembleias?

As interpretações paleoambientais do lago de Tota foram reforçadas com a informação da geoquímica elementar, isotópica e atômica. Semelhante ao que acontece com as diatomáceas, é importante que as características isotópicas e da relação C/N das comunidades fitoplanctônica, bentônica e de macrófitas sejam determinadas para as comunidades que dominam os ambientes lacustres de alta montanha da região andina.

O perfil de variação do nível de água estabelecido para o lago de Tota permitiu determinar para o testemunho apenas fases onde estabeleceu-se condições de nível de água mais profundas e mais rasas, ou seja, é um perfil qualitativo. De pronto a questão que se coloca é: de quantos metros foi a variação do nível de água do lago? A resposta a esta questão pode ser fornecida por meio dos estudos de reconstruções paleoambientais quantitativas. Assim, sugere-se como um próximo passo nos estudos paleoambientais do

sistema andino o desenvolvimento de “grupos de treinamento”, na língua inglesa *training sets*. Neste tipo de estudo, determinaríamos as variáveis ecológicas que estruturam as comunidades de diatomáceas, estabelecendo o que se chama de função de transferência. De posse desta função, a mesma seria aplicada a testemunhos coletados nos lagos andinos, inclusive no testemunho Tota0108. Ao final, então, teríamos uma curva de Tota na qual poderíamos determinar a variação em metros do lago, o que se configura numa informação quantitativa e não mais qualitativa, podendo, assim, reconstruir o Holoceno andino de maneira mais precisa.

Referências bibliográficas

Abbott MB, Seltzer GO, Kelts KR, Southon J (1997) Holocene paleohydrogry of the tropical Andes from lake records. Quat Res 47:70-80.

Abbott MB, Wolfe BB, Aravena R, Wolfe AP, Seltzer GO (2000) Holocene hydrological reconstructions from stable isotopes and paleolimnology, Cordillera Real, Bolivia Quat Sci Rev 19:1801-1820.

Abbott MB, Wolfe BB, Aravena R, Wolfe AP, Seltzer GO (2005) Holocene hydrological reconstructions from stable isotopes and paleolimnology, Cordillera Real, Bolivia. Quat Sci Rev 19: 1801-1820.

Abrantes F, Lopes C, Mix A, Pisias N (2007) Diatoms in Southeast Pacific surface sediments reflect environmental properties. Quat Sci Rev 26: 155-169.

Aranguren-Riaño N, Guisande C, Ospina R (2011) Factors controlling crustacean zooplankton species richness in Neotropical lakes. J Plankton Res pp.1-9.

Baker PA, Rigsby CA, Seltzer GO, Fritz SC, Lowenstein TK, Bacher NP, Veliz C (2001a).Tropical climate changes at millennial and orbital timescales on the Bolivian Altiplano. Nature 409:698-700.

Baker PA, Seltzer GO, Fritz SC, Dunbar RB, Grove MJ, Tapia PM, Cross SL, Rowe HD, Broda JP (2001b) The history of South American precipitation for the past 25,000 years. Science 291:640-643.

Barber HG, Haworth EY (1994) A guide to the morphology of the diatom frustules. Windermere, Freshwater Biological Association, nº44, pp.112.

Barker PA, Roberts N, Lamb HF, Van der Kaars S, Benkaddour A (1994) Interpretation of Holocene lake-level change from diatom assemblages in Lake Sidi Ali, Middle Atlas, Morocco. J Paleolimnol 12: 223-234.

Barker,V.R. 2000. South American paleohydrology: future prospects and global perspective. Quat Internat 72: 3-5.

Barnett TP, Adam JC, Lettenmaier DP (2005) Potential impacts of a warming climate on water availability in snow-dominated regions, Nature, 438: 303-309.

Battarbee RW (1986) Diatom analysis. In: Berglund BE (eds) Handbook of Holocene Palaeoecology and Palaeohydrology. Chichester: John Wiley and Sons. pp, 527-570.

Battarbee RW (2000) Palaeolimnological approaches to climate change, with special regard to the biological record. Quat Sci Rev 19:107-124.

Battarbee RW, Charles DF, Dixit SSS, Renberg I (1999) Diatoms as indicators of surface water acidity In: Stoermer EF, Smol JP (eds) The diatoms: Applications for the environmental and earth sciences. Cambridge University Press. pp, 85-127.

Battarbee RW, Jones VJ, Flower RJ, Cameron NG, Bennion H, Carvalho L, Juggins S (2001) Diatoms. In: Smol JP, Birks HJ, Last WM (eds) Tracking environmental change using lake sediments, v.3: Terrestrial, algal and siliceous indicators. pp, 155-202.

Behling H, Hooghiemstra H (1998) Late Quaternary palaeoecology and palaeoclimatology from pollen records of the savannas of the Llanos Orientales in Colombia. Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol 139:251-267.

Behling H, Hooghiemstra H (1999) Environmental history of the Colombian savannas of the Llanos Orientales since the Last Glacial Maximum from lake records El Piñal and Carimagua. J Paleolimnol 21:461-476.

Behling H, Hooghiemstra H (2000) Holocene Amazon rain-forest savanna dynamics and climatic implications: high-resolution pollen Record from Laguna Loma Linda in eastern Colombia. J Quat Sci 15:687-695.

Bennett KD (1996) Determination of the number of zones in a biostratigraphical sequence. New Phytol 132:155-170.

Bigler C, Heiri O, Krskova R, Lotter AF, Sturm M (2006) Distribution of diatoms, chironomids and cladocera in surface sediments of thirty mountain lakes in south-eastern Switzerland. Aquat Sci 68: 154–171.

Birks HH, Birks HJ (2006). Multi-proxy studies in palaeolimnology. Veg Hist Archaeobot 15: 235-251.

Birks HJ (1998) Numerical tools in paleolimnology - progress, potentialities, and problems, J Paleolimnol 20:1307-1332.

Boon PI, Bunn SE (1994) Variations in the stable isotope composition of aquatic plants and their implications for food web analysis. Aquat Bot 48:99-108.

Borromei AM, Coronato A, Franzén LG, Ponce JF, López SJA, Maidana N, Rabassa J, Candel MS (2010) Multiproxy Record of Holocene paleoenvironmental change, Tierra Del Fuego, Argentina. Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol 286:1-16.

Brenner M, Whitmore TJ, Curtis JH, Hodell DA, Schelske CL (1999) Stable isotope (δ13C and δ15N) signatures of sedimented organic matter as indicators of historic lake trophic state. J Paleolimnol 22:205–211.

Brugam RB, McKeever K, Kolesa L (1998) Adiatom-inferred water depth reconstruction for na Upper Peninsula, Michigan, lake. J Paleolimnol 20:267-276.

Bryson RA, Kutzbach JE (1974) On the analysis of pollen-climate canonical transfer functions. Quat. Res 4: 162-174.

Caballero M, Vázquez G, Lozano-García S, Rodríguez A, Sosa-Nájera S, Ruiz-Fernández AC, Ortega B (2006) Present limnological conditions and recent (ca. 340 yr) palaeolimnology of a tropical lake in the Sierra de Los Tuxtlas, eastern Mexico. J Paleolimnol 35:83-97.

Cañon BJ (2001) Balance hidrológico del lago tota y estudio preliminar del comportamiento hidráulico en lagos. (Tesis de maestría), Facultad de Ingeniería, Posgrado en recursos hídricos. Universidad Nacional de Colombia. Bogotá.

Cardozo AY, Pita S (2004) Estudio de la estructura cualitativa y cuantitativa de la comunidad fitoplanctónica del lago de Tota. Sector Lago Chico (Aquitania-Boyacá), (tesis de pregrado), Facultad de Ciencias Básicas, Departamento de Biología, Universidad Pedagógica y Tecnológica de Colombia, Tunja.

Cohen AS (2003) Paleolimnology: History and evolution of lake systems, Oxford University Press, pp 500.

CORPOBOYACA (2005) Reglamentación de las Aguas Derivadas del lago de Tota a través del Túnel de Cuitita.

Cross SL, Baker PA, Seltzer GO, Fritz SC, Dunbar RB (2001) Late Quaternary climate and hydrology of tropical South America inferred from an isotopic and chemical model of Lake Titicaca, Bolivia and Peru. Quat Res 56:1-9.

Das SK, Routh J, Roychoudhury AN, Klump JV (2008) Elemental (C, N, H and P) and stable isotope (δ15N and δ13C) signatures in sediments from Zeekoevlei, South Africa: a record of human intervention in the lake. J Paleolimnol 39:349-360.

Dearing JA (1997) Sedimentary indicators of lake-level changes in the humid temperate zone: A critical review, J Paleolimnol 18: 1-14.

Ekdahl EJ, Fritz SC, Baker PA, Rigsby CA, Coley K (2008) Holocene multidecadal-to millennial scale hydrologic variability on the South American. The Holocene 18:867-876.

Facher E, Schmidt R (1996) A siliceous chrysophycean cyst-based pH transfer function for Central European lakes. J Paleolimnol 16: 275-321 .

Fey M, Korr C, Maidana NI, Carrevedo ML, Corbella H, Dietrich S, Haberzettl T, Kuhn G, Lücke A, Mayr C, Ohlendorf C, Paez MM, Quintana FA, Schäbitz F, Zolitschka B (2009) Palaeoenvironmental changes during the last 1600 years inferred from the sediment record of a cirque lake in southern Patagonia (Laguna Las Vizcachas,Argentina). Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol 281: 363-375.

Figueredo V (1996) Condiciones socioeconómicas de los pescadores del Lago de Tota (Boyacá). (tesis de pregrado),Facultad de ciencias económicas y administrativas. Departamento de Economia, Universidad Pedagógica y Tecnológica de Colombia, Tunja.

Finkelstein SA, Gajewski K (2008) Responses of Fragilarioid-dominated diatom assemblages in a small Arctic lake to Holocene climatic changes, Russell Island, Nunavut, Canada. J Paleolimnol 40: 1079-1095.

Fogel ML, Cifuentes LA, Velinsky DJ, Sharp JH (1992) Relationship of carbon availability in estuarine phytoplankton to isotopic composition. Mar Ecol Prog Ser 82: 291-300.

Fritz SC, Cumming BF, Gasse F, Laird KR (1999) Diatoms as indicators of hydrologic and climatic change in saline lakes In: Stoermer EF, Smol JP (eds) The diatoms: Applications for the environmental and earth sciences. Cambridge University Press. pp, 41-72.

Gasse F, Barker P, Gell PA, Fritz SC, Chalie F (1997) Diatom-inferred salinity in paleolakes: An indirect tracer of climate change. Quat Sci Rev 16:547-563.

Gell PA, Barker PA, De Deckker P, Last WM, Jelicic L (1994) The Holocene history of West Basin lake,Victoria, Australia: chemical changes based on fossil biota and sediment mineralogy. J Paleolimnol 12: 235-258.

González AA, Aranguren RN, Santiago G (2008) Cambios en la estructura de la población de Boeckella gracilis (Crustacea, Centropagidae) en el plancton del lago de tota, Boyacá – Colombia. Acta Biológica Colombiana. 13: 61-72.

Granja H, Rocha F, Matias M, Moura R, Caldas F, Marques J, Tareco H (2010) Lagoa da Apúlia: A residual lagoon from the Late Holocene (NW coastal zone of Portugal). Quat Internat 221: 46-57.

Haberzettl T, Fey M, Lucke A, Maidana N, Mayr C, Ohlendorf C, Schabitz F, Schleser G, Wille M, Zolitschka B (2005) Climatically induced lake level changes during the last two millennia as reflected in sediments of Laguna Potrok Aike, southern Patagonia (Santa Cruz, Argentina), J Paleolimnol 33: 283-302.

Hassan KM, Swinehart JB, Spalding RF (1997) Evidence for Holocene environmental change from C/N ratios and $\delta^{13}C$ and $\delta^{15}N$ values in Swan Lake sediments western Sand Hills Nebraska. J Paleolimnol 18:121-130.

Hassan GS, Tietze E, de Francesco CG (2009) Modern diatom assemblages in surface sediments from shallow lakes and streams in southern Pampas (Argentina). Aquat Sci 71:487 -499.

Haug G, Hughen K, Sigman D, Peterson L, Röhl U (2001) Southward migration of the Intertropical Convergence Zone through the Holocene. Science 293:1304-1307.

Hidroestudios Ltda (1978) Estudio de conservación y manejo del lago de Tota y su cuenca. Corporación Autónoma Regional CAR. Fonade. Bogotá.

Hill MO, Gauch HG (1980) Detrended correspondence analysis: an improved ordination technique. Vegetation 42: 47-58.

Hillyer R, Valencia BG, Bush MB, Silman MR, Steinitz-Kannan M (2009) A 24,700-year paleolimnological history from the Peruvian Andes. Quat Res 71:71-82.

Hustedt F (1961–1966) Die Kieselalgen. In: Rabenhorst L (eds) Kryptogamen flora von Deutschlander, Österreich und der Schweiz. Londres, Johnson Reprint Corp. v.3.

Hutson WH (1978) Application of transfer functions to Indian Ocean planktonic Foraminifera. Quat. Res 9: 87-112.

IPCC (2007) Climate Change. Impacts, Adaptation and Vulnerability. In Parry ML, Canziani OF, Palutikof JP, van Der Linden PJ, Hanson CE (eds) Contribution of Working Group II to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press, Cambridge, UK, pp. 976.

Juggins S (2009) Rioja an R package for the analysis of quaternary science data. New Castle, UK. http://cran.r-project.org/package=rioja.

Keatley B, Douglas MSV, Smol JP (2006) Early-20th century environmental changes inferred using diatoms from a small pond on Melville Island, NWT, Canadian High Arctic. Hydrobiologia 553: 15-26.

Lami A, Marchetto A, Salermo F, Tartari G, Guilizzoni P, Rogora M,Tartari G (2010) Chemical and biological response of two small lakes in the Khumbu Valley, Himalayas (Nepal) to short-term variability and climatic change as detected by long-term monitoring and paleolimnological methods. Hydrobiologia 648: 189-205.

Lavoie M, Richard PJH (2000) Postglacial water-level changes of a small lake in southern Québec, Canada. The Holocene 10: 621-634.

Le Treut H, Somerville R, Cubasch U, Ding Y, Mauritzen C, Mokssit A, Peterson T, Prather M (2007) Historical Overview of Climate Change. In: Solomon S, Qin D, Manning M, Chen Z, Marquis M, Averyt KB, Tignor M, Miller HL (eds.) Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, pp 94-122.

Lepš J, Šmilauer P (2003) Multivariate Analysis of ecological data usig CANOCO. Cambridge University Press, Cambridge, pp. 269.

Little JL, Smol JP (2001) A chironomid-based model for inferring late-summer hypolimnetic oxygen in southeastern Ontario lakes. J Paleolimnol 26: 259-270.

Lotter AF, Birks HJ (2003) The Holocene palaeolimnology of Sägistalsee and its environmental history – a synthesis. J Paleolimnol 30: 333-342.

Lotter AF, Birks HJ, Hofmann BW, Marchetto A (1997) Modern diatom, cladocera, chironomid, and chrysophyte cyst assemblages as quantitative indicators for the reconstruction of past environmental conditions in the Alps. I. Climate. J Paleolimnol 18: 395-420.

Lotter AF, Birks HJ, Hofmann BW, Marchetto A (1998). Modern diatom, cladocera, chironomid, and chrysophyte cyst assemblages as quantitative indicators for the reconstruction of past environmental conditions in the Alps. II. Nutrients. J Paleolimnol 19: 443-463.

Lotter AF, Bigler C (2000) Do diatoms in the Swiss Alps reflect the length of ice-cover? Aquat Sci 62:125-141.

Magrin G, Gay GC, Cruz CD, Giménez JC, Moreno AR, Nagy GJ, Nobre C, Villamizar A (2007). Latin America. Climate change 2007: impacts, adaptation and vulnerability. In:Parry ML, Canziani OF, Palutikof JP, van der Linden PJ, Hanson CE (Eds.) Contribution of Working Group II to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press, Cambridge, pp. 581-615.

Marchant R, Behling H, Berrio JC, Cleef A, Duivenvoorden J, Hooghiemstra H, Kuhry P, Melief B, Van Geel B, Vander Hammen T, Van Reenen G, Wille M (2001a) Mid to Late-Holocene pollen-based biome reconstructions for Colombia. Quat Sci Rev 20:1289-1308.

Marchant R, Behling H, Berrio JC, Cleef A, Duivenvoorden J, Hooghiemstra H, Kuhry P, Melief B, Van Geel B, Vander Hammen T, Van Reenen G, Wille M (2002) Pollen-based biome reconstructions for Colombia at 3000, 6000, 9000, 12, 000, 15, 000 and 18, 000 14C yr ago: Late Quaternary tropical vegetation dynamics. J Quat Sci 17:113-129.

Marchant R, Berrío JC, Cleef A, Duivenvoorden J, Van Geel B, Van der Hammen T, Hooghiemstra H, Kuhry P, Melief BM, Van Reenen G, Wille M (2001b) A

reconstruction of Colombian biomes derived from modern pollen data along an altitude gradient. Rev Palaeobot Palynol 117:79-92.

Markgraf V, Bradbury JP, Schwalb A, Burns SJ, Stern C, Ariztegui D, Gilli A, Anselmetti FS, Stine S, Maidana N (2003) Holocene palaeoclimates of southern Patagonia: limnological and environmental history of Lago Cardiel, Argentina. Holocene 13:581-591.

Martin L, Bertaux J, Correge T, Ledru M, Mourguiart Ph, Sifeddine A, Soubies F, Wirrmann D, Suguio K, Turcq B (1997) Astronomical forcing of contrasting rainfall changes in tropical South America between 12,400 and 8800 cal yr. B.P. Quat Res 47:117-122.

Mason IM, Guzkowska MAJ, Rapley CG (1994) The response of lake levels and are as to climatic change. Clim Change 27:161-97.

Mayr C, Fey M, Haberzettl T, Janssen S, Lücke A, Maidana NI, Ohlendorf C, Schäbitz F, Schleser GH, Struck U, Wille M, Zolitschka B (2005) Palaeoenvironmental changes in southern Patagonia during the last Millennium recorded in lake sediments from Laguna Azul (Argentina). Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol 228:203-227.

McCormac FG, Hogg AG, Blackwell PG, Buck CE, Higham TFG, Reimer PJ (2004) SHCal04 Southern Hemisphere Calibration 0 - 11.0 cal kyr BP Radiocarbon. 46:1087-1092.

McCune B, Grace JB (2002) Analysis of Ecological Communities. Gleneden Beach, Oregon pp, 45-57.

Metzeltin D, Lange-Bertalot H (1998) Tropical Diatoms of South America. Iconogr. Diatomol v. 5, pp. 695.

Metzeltin D, Lange-Bertalot H, Garcia-Rodriguez F (2005) Diatoms of Uruguay. Iconogr. Diatomol v. 15. pp.737.

Meyers PA, Lallier-Verge's E (1999) Lacustrine sedimentary organic matter records of late Quaternary paleoclimates. J Paleolimnol 21: 345-372.

Meyers PA (2003) Applications of organic geochemistry of paleolimnological reconstructions: a summary of examples from the Laurentian Great Lakes. Org Geochem 34: 261-289.

Monroy D (2003) Variación espacio temporal de los crustáceos planctónicos del lago de Tota Boyacá- Colombia (tesis de pregrado), Facultad de Ciencias Básicas, Departamento de Biología, Universidad Pedagógica y Tecnológica de Colombia, Tunja.

Moos MT, Laird KR, Cumming BF (2005) Diatom assemblages and water depth in Lake 239 (Experimental Lakes Area, Ontario): implications for paleoclimatic studies. J Paleolimnol 34:217-227.

Morley JJ (1979) A transfer function for estimating paleoceanographic conditions based on deep-sea surface sediment distribution of radiolarian assemblages in the South Atlantic. Quat. Res. 12: 381-395.

Moro RS, Fürstenberger CB (1997) Catálogo dos principais parâmetros ecológicos de diatomáceas não-marinhas. Ponta Grossa, Editora da UEPG, pp.282.

Mourguiart PH, Carbonel P (1994) A quantitative method of palaeolake-level reconstruction using ostracod assemblages: an example from the Bolivian Altiplano. Hydrobiologia 288: 183-193.

Ortiz JE, Torres T, Delgado A, Julia R, Lucini M, Llamas FJ, Reyes E, Soler V, Valle M (2004) The palaeoenvironmental and palaeohydrological evolution of Padul Peat Bog (Granada, Spain) over one million years, from elementar, isotopic and molecular organic geochemical proxies. Org Geochem 35:1243-1260.

Partin JW, Cobb KM, Banner JL (2008) Climate variability recorded in tropical and sub-tropical speleothems. Pages News 16: 9 -10.

Patrick R, Reimer CW (1966) The diatoms of the United States exclusive of Alaska and Hawaii. Monogr. Acad. Nat. Sci. Phila 13, vol I. pp 688.

Peterson CG, Stevenson RJ (1992) Resistance and resilience of lotic algal communities: importance of disturbance timing and current. Ecology 73:1445-1461.

Pienitz R, Smol JP, Birks HJ (1995) Assessment of freshwater diatoms as quantitative indicators of past climatic change in the Yukon and Northwest Territories, Canada. J Paleolimnol 13:21–49.

Pienitz R, Smol JP, Last WM, Leavitt PR, Cumming BF (2000) Multi-proxy Holocene paleoclimatic record from a saline lake in the Canadian Subarctic. Holocene 10:673-686.

Podritske B, Gajewski K (2007) Diatom community response to multiple scales of Holocene climate variability in a small lake on Victoria Island, NWT, Canada, Quat Sci Rev 26:3179-3196.

R Development Core Team (2009). R: A language and environment for statistical computing. R Foundation for Statistical Computing,Vienna, Austria.http://www.R-project.org.

Reynolds CS (1993) The Ecology of Freshwater Phytoplankton. Cambridge University Press, Cambridge, pp.384.

Rioual P, Andrieu-Ponel V, Beaulieub JL, Reille M, Svobodovac H, Battarbee RW (2007) Diatom responses to limnological and climatic changes at Ribains Maar (French Massif Central) during the Eemian and Early Würm. Quat Sci Rev 26:1557-1609.

Rodbell DT, Seltzer GO, Anderson DM, Abbott MA, Enfeld DB, Newman JH (1999) An ~15,000-year record of El Niño-driven alluviation in southwestern Ecuador. Science 283:516-520.

Ross R, Cox EJ, Karayeva NI, Mann DG, Paddock TB, Simonsen R, Sims PA (1979) An emended terminology for the silicious components of the diatom cell. Nova Hedwigia 64: 513-533.

Round F E, Crowford RM, Mann DG (1990) The diatoms: biology and morphology of the genera. Cambridge, Cambridge University Press, pp.747.

Routh J, Meyers PA, Hjorth T, Baskaran M, Hallberg R (2007) Sedimentary geochemical record of recent environmental changes around Lake Middle Marviken, Sweden. J Paleolimnol 37:529-545.

Rowe HD, Dunbar RB, Mucciarone DA, Seltzer GO, Baker PA, Fritz S (2002) Insolation moisture balance and climate change on the South American Altiplano since the last glacial maximum. Clim Change 52:175-199.

Ruhland K, Paterson A, Smol JP (2008) Hemispheric-scale patterns of climate-related shifts in planktonic diatoms from North American and European lakes. Glob Changes Biol 14:1-15.

Ruhland K, Priesnitz A, Smol JP (2003) Paleolimnological evidence from diatoms for recent environmental changes in 50 lakes across Canadian arctic treeline, Arct. Antarct. Alp. Res. 35:110 -123.

Rühland K, Smol JP (2005) Diatom shifts as evidence for recent Subarctic warming in a remote tundra lake, NWT, Canada, Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol 226:1-16.

Salzmann N, Huggel C, Calanca P, Díaz A, Jonas T, Jurt C, Konzelmann T, Lagos, P, Rohrer M, Silverio W, Zappa M (2009) Integrated assessment and adaptation to climate change impacts in the Peruvian Andes. Adv Geosci 22: 35-39.

Schmidt R, Kamenik C, Lange-Bertalot H, Klee R (2004) Fragilaria and Staurosira (Bacillariophyceae) from sediment surfaces of 40 lakes in the Austrian Alps in relation to environmental variables, and their potential for paleoclimatology. J Limnol 63:171-189.

Seltzer GO, Rodbell DT, Baker PA, Fritz SC, Tapia PM, Rowe HD, Dunbar RB (2002) Early warming of tropical South America at the last glacial–interglacial transition. Science 296:1685-1686.

Seltzer GO, Rodbell DT, Burns S (2000) Isotopic evidence for late Quaternary climatic change in tropical South America. Geology 28:35-38.

Sifeddine A, Albuquerque AL, Ledru MP, Turcq B, Knoppers BA, Martin L, Mello W Z, Passenau H, Dominguez JM, Cordeiro RC, Abrão JJ, Bittencourt AC (2003) A 21000 cal years paleoclimatic record from Caço Lake, northern Brazil: evidence from sedimentary and pollen analyses. Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol 189: 25 -34.

Sifeddine A, Meyers PA, Cordeiro RC, Albuquerque AL, Bernardes M, Turcq B, Abrão JJ (2011) Delivery and deposition of organic matter in surface sediments of Lagoa do Caçó (Brazil). J Paleolimnol 45:385-396.

Sifeddine A, Wirrmann D, Albuquerque AL,Turcq B, Cordeiro RC, Gurgel MH, Abrão JJ (2004) Bulk composition of sedimentary organic matter palaeoenvironmental reconstructions: examples from the tropical belt of South America and Africa. Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol 214:41-53.

Silliman JE, Meyers PA, Eadie BJ, Klump JV (2001) A hypothesis for the origin of perylene based on its low abundance in sediments of Green Bay, Wisconsin, Chemical Geology 177:309-322.

Smol JP (2002) Pollution of lakes and rivers. A paleolimnological perspective. Arnold, London, pp. 280.

Sommaruga-Wögrath S, Koinig KA, Schmidt R, Sommaruga R, Tessadri R. Psenner R (1997) Temperature effects on the acidity of remote alpine lakes. Nature 387:64-67

Stoermer EF, Smol JP (1999) The Diatoms: Applications for the Environmental and Earth Sciences. Cambridge University Press, New York, pp. 469.

Stone JR, Fritz SC (2004) Three-dimensional modeling of lacustrine diatom habitat areas: Improving paleolimnological interpretation of planktic: benthic ratios. Limnol Oceanogr 49:1540 -1548.

Stone J, Westover K, Cohen A (2010) Late Pleistocene paleohydrography and diatom paleoecology of the central basin of Lake Malawi, Africa. Palaeogeog Palaeoclimatol Palaeoecol 303:51-70.

Stuiver M, Reimer PJ, Reimer RW (2005) CALIB 5.0 http://calib.qub.ac.uk/calib/.

Tapia PM, Fristz SC, Seltzer GO, Rodbell DT, Metivier SP (2006) Contemporary distribution and late-quaternary stratigraphy of diatoms in the junin plain, Central Andes, Perú. Soc Geol Perú 101:19-42.

Tapia PM, Fritz SC, Baker PA, Seltzer GO, Dunbar RB (2003) A Late Quaternary diatom record of tropical climatic history from Lake Titicaca (Peru and Bolivia). Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol 194:139-164.

Van Dam H, Mertens A, Sinkeldam J (1994) A coded checklist and ecological indicator values of freshwater diatoms from the Netherlands, Netherlands. J Aquat Ecol 28:117-133.

Van der Hammen T, Hooghiemstra H (2000) Neogene and Quaternary history of vegetation, cliamte, and plant diversity in Amazonia. Quat Sci Rev 19:725- 742.

Van'tVeer R, Islebe G, Hooghiemstra H (2000) Climatic change during the Younger Dry as chron in northern South America: a test of the evidence. Quat Sci Rev19:1821-1835.

Vélez MI, Berrío JC, Hooghiemstra H, Metcalfe S (2005a) Palaeoenvironmental changes during the last ca.8529 cal yr in the dry Forest ecosystem of the Patía Valley. Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol 216:279-302.

Vélez MI, Hooghiemstra H, Metcalfe S, Martínez I, Mommersteeg H (2003) Pollen and diatom based environmental history since the Last Glacial Maximum from the Andean core Fúquene-7,Colombia. J Quat Sci 18:17-30.

Vélez MI, Hooghiemstra H, Metcalfe S, Wille M, C.Berrío J (2006) Late Glacial and Holocene environmental and climatic changes from a limnological transect through Colombia, northern South America. Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol 234: 81-96.

Vélez MI, Wille M, Hooghiemstra H, Metcalfe S (2005b) Integrated diatom-pollen based reconstruction of environmental change from Laguna Las Margaritas in the western Colombian savanna area. The Holocene15:1184-1198.

Vélez MI, Wille M, Hooghiemstra H, Metcalfe S, Vanderberghe J, Van der Borg K (2001) Late Holocene environmental history of southern Chocó region, Pacific Colombia; sediment, diatom and pollen analysis of core El Caimito. Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol 173:197-214.

Veloza J (2001) Desarrollo del modelo hidrogeológico conceptual del lago Tota. (tesis de pregrado). Facultad de Geología, Universidad Pedagógica y Tecnológica de Colombia, Sogamoso.

Veres AJ, Pienitz R, Smol JP (1995) Lake water salinity and periphytic diatom succession in three Subarctic lakes,Yukon Territory, Canada. Arctic 48: 63-70.

Viau AE, Gajewski K (2001) Holocene variations in the global hydrological cycle quantified by ojective gridding of lake level databases. J Geophys Res 106: 703-716.

Villalba R, Grosjean M, Kiefer T (2009) Long-term multi-proxy climate reconstructions and dynamics in South America (LOTRED-SA): state of the art and perspectives. Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol 281:175-179.

Von Gunten L, Grosjean M, Rein B, Urrutia R, Appleby P (2009) A quantitative high-resolution summer temperature reconstruction based on sedimentary pigments from Laguna Aculeo, Central Chile, back to AD 850. Holocene 19:873-881.

Wanner H, Beer J, Butikofer J, Crowley TJ, Cubasch U, Fluckiger J, Goosse H, Grosjean M, Joos F, Kaplan JO, Kuttel M, Muller SA, Prentice IC, Solomina O, Stocker TF, Tarasov P, Wagner M, Widmann M (2008) Mid- to late Holocene climate change: an overview. Quat Sci Rev 27: 1791-1828.

Wille M, Hooghiemstra H, Van Geel B, Behling H, Jong A, Van der Borg K (2003) Submillennium-scale migrations of the rainforest–savanna boundary in Colombia:14C wiggle-matching and pollen analysis of the core Las Margaritas. Palaeogeogr Palaeoclimtol Palaeoecol 193:201-223.

Wille M, Maidana NI, Schäbitz F, Fey M, Haberzettl T, Janssen S, Lücke A, Mayr C, Ohlendorf C, Schleser GH, Zolitschka B (2007) Vegetation and climate dynamics in southern SouthAmerica: The microfossil record of Laguna Potrok Aike, Santa Cruz, Argentina. Rev Palaeobot Palynol 146:234-246.

Wolfe AP (2002) Climate modulates the acidity of Arctic lakes on millennial time scales. Geology 30: 215-218.

Wolfe BB, Aravena R, Abbott MB, Seltzer GO, Gibson JJ (2001) Reconstruction of paleohydrology and paleohumidity from oxygen isotope records in the Bolivian Andes. Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol 176, 177-192.

Wolin JA, Duthie HC (1999) Diatoms as indicators of water level change in freshwater lakes In: Stoermer EF, Smol JP (eds) The diatoms: Applications for the environmental and earth sciences. Cambridge University Press, pp.183-202.