



**UNIVERSIDADE FEDERAL DA BAHIA  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS  
PROGRAMA DE PESQUISA E PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA  
ÁREA DE CONCENTRAÇÃO:  
GEOLOGIA MARINHA, COSTEIRA E SEDIMENTAR**

**TESE DE DOUTORADO**

**DINÂMICA SEDIMENTAR HOLOCÊNICA NO CÂNION DO  
SÃO FRANCISCO (NORDESTE, BRASIL), COM BASE NO  
ESTUDO DE FORAMINÍFEROS E NA COMPOSIÇÃO DA  
MATÉRIA ORGÂNICA**

**IVAN CARDOSO LEMOS JÚNIOR**

SALVADOR-BA

2017

**DINÂMICA SEDIMENTAR HOLOCÊNICA NO CÂNION DO  
SÃO FRANCISCO (NORDESTE, BRASIL), COM BASE NO  
ESTUDO DE FORAMINÍFEROS E NA COMPOSIÇÃO DA  
MATÉRIA ORGÂNICA**

**Ivan Cardoso Lemos Júnior**

*Orientador: Prof. Dr. José Maria Landim Dominguez*

Tese de Doutorado apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geologia do Instituto de Geociências da Universidade Federal da Bahia como requisito parcial à obtenção do Título de Doutor em Geologia, Área de Concentração: Geologia Marinha, Costeira e Sedimentar.

SALVADOR – BA

2017

Modelo de ficha catalográfica fornecido pelo Sistema Universitário de Bibliotecas da UFBA para ser confeccionada pelo autor

LEMON JUNIOR, IVAN CARDOSO  
DINÂMICA SEDIMENTAR HOLOCÊNICA NO CÂNION DO SÃO FRANCISCO  
(NORDESTE, BRASIL), COM BASE NO ESTUDO DE FORAMINÍFEROS E NA  
COMPOSIÇÃO DA MATÉRIA ORGÂNICA / IVAN CARDOSO LEMOS JUNIOR. --  
SALVADOR, 2017.  
88 f.

Orientador: JOSÉ MARIA LANDIM DOMINGUEZ.  
Tese (Doutorado - PROGRAMA DE PESQUISA E PÓS-GRADUAÇÃO EM  
GEOLOGIA) -- Universidade Federal da Bahia, INSTITUTO DE  
GEOCIÊNCIAS, 2017.

1. Holoceno. 2. Atividade Turbidítica. 3. Foraminiferida. 4.  
Razão C/N. 5. Composição Isotópica. I. DOMINGUEZ, JOSÉ MARIA  
LANDIM. II. Título.

IVAN CARDOSO LEMOS JUNIOR


**“DINÂMICA SEDIMENTAR HOLOCÊNICA NO CÂNION  
SUBMARINO DO SÃO FRANCISCO (NORDESTE,  
BRASIL), COM BASE NO ESTUDO DE FORAMINÍFEROS E  
NA COMPOSIÇÃO DA MATÉRIA ORGÂNICA”**


Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geologia da Universidade Federal da Bahia, como requisito para a obtenção do Grau de Doutor em Geologia na área de concentração em Geologia Marinha, Costeira e Sedimentar, em 18/05/2017.


**TESE APROVADA PELA BANCA EXAMINADORA:**

  
\_\_\_\_\_  
Dr. José Maria Landim Domínguez  
Orientador – UFBA

  
\_\_\_\_\_  
Dra. Junia Kacenenbogen Guimarães  
Examinadora Externa – UFBA

  
\_\_\_\_\_  
Dra. Altair de Jesus Machado  
Examinadora Externa – UFBA

  
\_\_\_\_\_  
Dra. Fabiana Silva Vieira  
Examinadora Interna – UFS

  
\_\_\_\_\_  
Dra. Helisângela Acris Borges de Araujo  
Examinador Externo – FTC

SALVADOR – BA

2017

*A todos que apoiaram e contribuíram para a  
realização deste trabalho, com muito carinho.*

*“ [...] Óh, misterioso rio  
Fundo caudaloso feito uma mulher  
E a poesia (vai me arrastar até o mar)  
E a navegação (vai me arrastar)  
O sonho que sonhei é outro (vai me arrastar até o mar)  
A vida que criei é minha (vai me arrastar). ”*

Trecho da música **Arrastada** - Patrícia Polayne.

## Agradecimentos

Certamente, para realização deste trabalho, contei com o apoio de pessoas que compartilharam comigo momentos de alegrias e dificuldades. Por isso, meus sinceros agradecimentos:

Aos meus pais Ivan e Luiza, para quem busco ser sempre motivo de orgulho.

À José Maria Landim Dominguez (orientador) pela excelente orientação e pelo estímulo, apoio e confiança nos momentos difíceis. Foi uma experiência bastante enriquecedora.

Aos meus professores do doutorado, pelos ensinamentos, bastante importantes para a análise deste trabalho.

A todos os colegas do Laboratório de Estudos Costeiros da UFBA, pelas discussões, reflexões e apoio que muito enriqueceram esse trabalho e também, pelas boas risadas e conversas que fizeram com que a trajetória fosse mais prazerosa.

À FAPESB pelo incentivo da concessão da bolsa para realização do doutorado.

A todos os amigos, pelos bons momentos de conversas, descontração e brincadeiras, que tornaram essa etapa mais leve.

Enfim, agradeço a todos aqueles que contribuíram de forma direta e indireta para a realização dessa tese.

Muito obrigado!

---

## Resumo

Cânions submarinos são os principais condutos para o transporte e acumulação de sedimentos e detritos orgânicos em mar profundo via fluxos gravitacionais. Desde o início da transgressão Holocênica, o regime sedimentar em margens continentais se deslocou de um regime dominado por correntes de turbidez para outro, dominado por sedimentação hemipelágica. No entanto, é sabido que cânions submarinos ainda continuam sendo condutos preferenciais para a transferência de sedimentos modernos, principalmente aqueles próximos a fontes fluviais. Na margem continental nordeste do Brasil, o mais importante cânion submarino está associado ao delta do rio São Francisco. Na plataforma continental confrontante à desembocadura fluvial predominam sedimentos lamosos que constituem a clinofórmula deltaica. Devido à pequena largura da plataforma continental e ao fato da clinofórmula alcançar a cabeceira do cânion, tem sido sugerido uma conectividade entre a zona costeira e o talude. Foraminíferos são muito utilizados como *proxies* ecológicos para ambientes marinhos. Em mar profundo, a distribuição espacial e temporal de foraminíferos bentônicos é limitada por diversos parâmetros físico-químicos e mudanças ambientais podem ser registradas via modificações na estrutura de suas assembleias, o que faz desses organismos ótimas ferramentas para observações oceanográficas e interpretações ambientais e paleoambientais. Razões C/N e isotópicas de carbono ( $\delta^{13}\text{C}$ ) e nitrogênio ( $\delta^{15}\text{N}$ ) têm sido amplamente utilizadas para esclarecer as fontes e o destino da matéria orgânica no ambiente marinho, como também para indicar dinâmica sedimentar, padrão de circulação oceânica, condição paleoclimática e paleoprodutividade. O uso desses marcadores baseia-se na existência de diferenças entre suas abundâncias naturais na matéria orgânica proveniente do continente e do ambiente marinho. O objetivo deste trabalho é, com base nos foraminíferos e nas relações C/N e isotópicas ( $\delta^{13}\text{C}$  e  $\delta^{15}\text{N}$ ) da matéria orgânica, descrever a dinâmica sedimentar holocênica do cânion submarino do São Francisco, relacionando-a as variações do nível do mar. Para tal, analisou-se 3,38 m de coluna de sedimento proveniente de um piston-core (SFC-1). Dados granulométricos, datações  $\text{C}^{14}$ , teor de  $\text{CaCO}_3$  e composição do sedimento também foram utilizados. Características visuais e sedimentares do testemunho permitiram a identificação de seis fácies sedimentares que datam de ~12.000 anos cal. AP até o presente, caracterizada por cinco assembleias de foraminíferos significativamente diferentes ( $p < 0,05$ ). As composições elementar ( $\text{C}_{\text{org}}$ ,  $\text{N}_t$  e  $\text{C}/\text{N}_{\text{org}}$ ) e isotópica ( $\delta^{13}\text{C}$  e  $\delta^{15}\text{N}$ ) da matéria orgânica apontam uma forte influência de fontes terrígenas para a sedimentação holocênica da matéria orgânica, mesmo em períodos de nível de mar alto, e as relações  $\text{C}/\text{N} \times \delta^{13}\text{C}$  e  $\delta^{15}\text{N} \times \delta^{13}\text{C}$ , associadas a fontes locais, demonstraram que a matéria orgânica depositada no interior do cânion submarino do São Francisco durante o período pós-glacial é dominada por fontes terrestres derivadas do rio São Francisco. A distribuição das espécies de foraminíferos e as razões  $\text{C}/\text{N}_{\text{org}}$  indicam uma maior influência fluvial na deposição sedimentar até aproximadamente 8.500 anos AP, associados aos depósitos turbidíticos, e que após este período, os principais mecanismos de transporte de material continental para o interior do cânion são os movimentos de massa e o retrabalhamento dos sedimentos terrígenos depositados sobre a plataforma continental que formam a clinofórmula deltaica.

Palavras-chave: Holoceno. Atividade Turbidítica. Foraminíferos. Razão C/N. Composição Isotópica.



## Abstract

Submarine canyons are the main conduits for the transport and accumulation of sediments and organic debris in deep sea via gravitational flows. From the beginning of the Holocene transgression, the sedimentary regime in continental margins moved from a regime dominated by turbidity currents to another, dominated by hemipelagic sedimentation. However, it is known that submarine canyons still remain preferential conduits for the transfer of modern sediments, especially those near river sources. At Brazil's northeastern continental margin, the most important submarine canyon is associated with the delta of the São Francisco river. Muddy sediments are predominant in the continental shelf confronting the fluvial outlet and constitute the deltaic clinoform. Due to the small width of the continental shelf and the fact that the clinoform reaches the head of the canyon, a connectivity has been suggested between the coastal zone and the continental slope. In marine environments, foraminifera are widely used as ecological *proxies*. In deep sea, temporal and spatial distribution of benthic foraminifera are limited by several physical and chemical parameters and environmental changes can be registered through modifications in the structure of their assemblages, which makes these organisms great tools for oceanographic observations and environmental and paleoenvironmental interpretations. C / N and isotopic ratios of carbon ( $\delta^{13}\text{C}$ ) and nitrogen ( $\delta^{15}\text{N}$ ) have been widely used to clarify the sources and destination of organic matter in the marine environment, as well as to indicate sedimentary dynamics, ocean circulation pattern, paleoclimatic condition and paleoproductivity. The use of these markers is based on the existence of differences between their natural abundances in organic matter from the continent and the marine environment. The objective of the present study is, based on the foraminifera and the C / N and isotopic ( $\delta^{13}\text{C}$  and  $\delta^{15}\text{N}$ ) ratios of organic matter, to describe the holocene sedimentary dynamics of the São Francisco submarine canyon, relating it to variations in sea level. For this, 3.38 m of sediment column from a piston core (SFC-1) was analyzed. Granulometric data, C14 dating, amount of  $\text{CaCO}_3$  and sediment composition were also used. Visual and sedimentary characteristics of the testimony allowed the identification of six sedimentary facies dating to  $\sim 12,000$  years cal. AP to the present, characterized by five foraminifera assemblages significantly different ( $p < 0.05$ ). The organic matter elemental compositions (Corg, Nt and C / Norg) and isotopic ( $\delta^{13}\text{C}$  and  $\delta^{15}\text{N}$ ) indicate a strong influence of terrigenous sources for the holocene sedimentation of organic matter, even in periods of high sea level, and the C / N x  $\delta^{13}\text{C}$  and  $\delta^{15}\text{N}$  x  $\delta^{13}\text{C}$  relations associated with local sources have shown that the organic matter deposited within the San Francisco submarine canyon during the postglacial period is dominated by terrestrial sources derived from the São Francisco River. The foraminifera species distribution and the C / Norg ratios indicate a greater fluvial influence in sedimentary deposition up to about 8,500 years AP, the main turbiditic deposits, and that after this period, the main transport mechanisms of continental material to the interior of the Canyon are the mass movements and the reworking of terrigenous sediments deposited on a continental shelf that form a deltaic clinoform.

Keywords: Holocene; Turbiditic Activity; Foraminifera; C/N Ratio; Isotopic Composition

# SUMÁRIO

<b>CAPÍTULO 1: INTRODUÇÃO GERAL</b> .....	<b>9</b>
<b>CAPÍTULO 2: ARTIGO 1 - FORAMINÍFEROS DO CÂNION SUBMARINO DO SÃO FRANCISCO (NORDESTE DO BRASIL): RESPOSTA ÀS VARIAÇÕES AMBIENTAIS DURANTE A SUBIDA DO NÍVEL DO MAR HOLOCÊNICA</b> .....	<b>19</b>
<b>CAPÍTULO 3: ARTIGO 2 - ORIGEM DA MATERIA ORGÂNICA EM SEDIMENTOS HOLOCÊNICOS DO CÂNION SUBMARINO DO SÃO FRANCISCO (NORDESTE), BRASIL</b> .....	<b>53</b>
<b>CAPÍTULO 4: CONCLUSÕES</b> .....	<b>78</b>
<b>APÊNDICE A: RESULTADO ADICIONAL (ARTIGO 3) - NEW DEEP OCEAN IRAVADIIDAE OF THE GENUS <i>CERATIA</i> (CAENOGASTROPODA: TRUNCATELLOIDEA) FROM AN UNDERWATER CANYON AND ADJACENT REGIONS OF THE SOUTHWESTERN ATLANTIC (NORTHEASTERN BRAZIL)</b> .....	<b>80</b>

# CAPÍTULO 1

## INTRODUÇÃO GERAL

---

Cânions submarinos são incisões profundas e íngremes presentes nas plataformas e taludes continentais, que atuam como condutos para o transporte de grandes quantidades de sedimentos do continente para o mar profundo na forma de fluxos gravitacionais (Shepard, 1972; Gardner, 1989). Algumas destas feições têm sido muitas vezes consideradas como relíquias de períodos glaciais, quando o nível do mar estava bem mais abaixo que o atual (Pickering et al., 1989).

Comuns ao longo das margens continentais modernas, os cânions submarinos podem afetar significativamente a dispersão de sedimentos terrígenos, uma vez que sua presença pode alterar drasticamente a batimetria regional, reduzindo a distância entre fontes de sedimentos terrestres e a quebra da plataforma, introduzindo encostas íngremes mais próximas à costa e cortando o sistema de transporte de sedimentos ao longo da plataforma (Shepard; Dill, 1966; Mullenbach et al., 2004, Allen; Durrieu de Madron, 2009, Puig et al., 2014), constituindo *hotspots* para o sequestro de carbono e fertilização dos ecossistemas de profundidade (Nascimento, 2005; de Leo et al., 2010).

A origem dos cânions submarinos foi objeto de muita controvérsia científica no passado (Shepard, 1972). Antes do período de estudo detalhado dos cânions submarinos, Pós-Segunda Guerra Mundial, esse era um grande ponto de conjectura (Gorsline, 1970). Por diversas vezes, a origem dessas feições foi atribuída ao afogamento de vales fluviais, à atividade erosiva de correntes de turbidez e fluxos de massa (escorregamento e deslizamentos submarinos) e até mesmo à atividade de animais bentônicos que poderia desestabilizar os sedimentos depositados na quebra da plataforma (Shepard; Dill, 1966; Shepard, 1963; Gorsline, 1970; Shepard, 1972).

Inicialmente, acreditava-se que os cânions submarinos, em todo o mundo, eram resultado de escavações no talude por drenagens subaéreas durante período de nível de mar baixo e que os processos marinhos, como até então eram conhecidos, não eram competentes para explicar a sua origem (Shepard; Dill, 1966; Shepard, 1963; Gorsline, 1970; Shepard, 1972). No entanto, a eliminação destes processos exigia que mudanças radicais no nível do mar fossem necessárias para expor as margens continentais à ação erosiva dos rios, ou que condições muito especiais tivessem ocorrido (Gorsline, 1970; Shepard, 1972).

Atualmente, já é reconhecido o papel dos processos marinhos, comuns a todas as margens continentais, para explicar a manutenção e ainda a origem dos cânions submarinos; apesar de se saber que durante as variações de nível do mar no Pleistoceno, as partes superiores destas feições tenham sido modificadas por processos subaéreos (Gorsline, 1970; Shepard, 1972; Guerreiro et al., 2006). No entanto, as partes mais profundas devem ter sido moldadas por processos exclusivamente marinhos, já que é improvável que tenha havido mudanças mundiais de nível do mar da magnitude de milhares de metros, como seria necessário para que os processos subaéreos atuassem na construção dos vales e das porções mais profundas dos cânions submarinos (Gorsline, 1970; Shepard, 1972).

Sendo assim, a origem e a evolução dos cânions submarinos podem ser atribuídas a múltiplas causas e Guerreiro et al. (2006) apontam quatro hipóteses principais:

1) teriam sido escavados a partir da zona terminal dos rios, numa altura em que o nível do mar estava mais baixo e, conseqüentemente, estes teriam maior capacidade erosiva e de transporte de sedimentos para a plataforma;

2) teriam sido escavados através de processos erosivos exclusivamente submarinos, relacionados com a ocorrência de correntes turbidíticas e/ou com captura do material sedimentar que se encontra em trânsito ao longo da costa (deriva litorânea);

3) dado que a localização dos cânions está frequentemente associada a presença de lineamentos estruturais, a sua origem e evolução poderia ter estado fortemente relacionada com a reativação destas estruturas;

4) teriam resultado da combinação da ocorrência de processos erosivos e tectônicos.

Durante o último máximo glacial, a conexão direta entre as desembocaduras dos rios e as cabeceiras dos cânions submarino, favoreceu um maior suprimento de sedimentos para os mesmos (Deptuck et al., 2007; McHargue et al., 2011; Pratson; Coakley, 1996; Baztan et al., 2005; Oiwane et al., 2011). No entanto, desde o início da transgressão Holocênica, o fornecimento de sedimentos para os cânions submarinos foi reduzido, sendo os mecanismos de transporte "contínuos", e não mais os fluxos turbidíticos, dominantes na dispersão de sedimentos (Nelson, 1976; Carson et al, 1986; Babonneau et al., 2002, Hale et al., 2012).

Embora o aumento do nível do mar e o concomitante recuo das linhas de costa no Holoceno tenha reduzido o fornecimento de sedimentos para os cânions submarinos, é amplamente reconhecido que os mesmos ainda continuam a serem condutos preferenciais para a transferência de sedimentos modernos (Puig et al, 2003).

Cânions submarinos próximo a fontes fluviais apresentam transporte melhorado de sedimentos terrígenos para regiões profundas (Mullenbach; Nitttrouer, 2000; Liu et al., 2002;

Liu; Lin, 2004; Sanchez-Vidal et al., 2009), sendo a dinâmica da pluma do rio, a responsável pela entrega inicial e dispersão imediata desses sedimentos (Geyer et al., 2000, Kineke et al., 2000); já na plataforma, os sistemas de circulação regionais e processos de ressuspensão de sedimentos e correntes de turbidez, são os responsáveis pelo transporte de sedimentos terrígenos para os cânions submarinos (Ogston et al., 2000; Traykovski et al., 2000; Granata et al., 1999; Oliveira et al., 2002; Puig et al., 2014).

Os processos iniciais de um fluxo de sedimento em cânions submarinos sempre incluem um componente gravitacional e, segundo Mulder (2011), podem ser iniciados por três motivos: atuação de processos oceânicos na cabeceira do cânion; transformação de um deslizamento submarino em um fluxo laminar e, em seguida, turbulento; e o fluxo direto de rios no ambiente submarino.

O último caso é uma questão importante já que os rios representam o ponto de entrada principal de materiais terrígenos para as bacias sedimentares marinhas, trazendo 89% da carga total dos sedimentos que chegam aos oceanos. Essa carga é fornecida como carga suspensa (64%), dissolvida (18%) e material particulado (7%) (Mulder, 2011).

O cânion submarino do São Francisco é o mais importante cânion submarino na margem continental nordeste do Brasil e está associado ao rio São Francisco, principal rio da região. No passado, antes das construções de grandes barragens ao longo do seu curso (a partir de meados do século XX), o rio São Francisco apresentava consideráveis descargas de sedimentos, com valor médio de material transportado em suspensão à zona costeira de  $69 \times 10^5$  t/ano (Medeiros et al., 2007). Embora, atualmente, as concentrações e a carga fluvial de material particulado em suspensão tenham diminuído ( $2,28 \times 10^5$  t/ano), observa-se ainda uma pluma de turbidez expressiva, sustentada por outras fontes de material, além do aporte fluvial, como por exemplo, a erosão e ressuspensão dos depósitos de sedimentos finos do pró-delta (Medeiros et al., 2007), que presentemente, avança sobre a cabeceira do cânion submarino do São Francisco (Guimarães, 2010).

Embora durante as flutuações do nível do mar no Pleistoceno, o cânion submarino do São Francisco tenha servido de calha para o transporte de sedimento para regiões oceânicas (Coutinho, 1981), segundo Summerhayes et al. (1976), a existência de tributários cobertos por sedimentos em suas paredes e de blocos soltos no fundo do mesmo indica que este não está mais ativo. Porém, devido à proximidade com o rio, à pequena largura da plataforma continental (12 km) na região e ao fato da clinoforma deltaica do São Francisco alcançar a cabeceira do cânion, tem-se sugerido que uma conexão entre a zona costeira e o talude tenha se restabelecido (Guimarães, 2010).

A dinâmica e o destino de sedimentos transferidos dos continentes para o ambiente marinho têm sido estudados em várias regiões do mundo (Shepard, 1972; Gardner, 1989; Nascimento, 2005; Guerreiro et al., 2006; Allen, Durrieu de Madron, 2009; Puig et al, 2014). Apesar disto, os fatores controladores de sua origem e evolução, assim como os depósitos sedimentares associados, ainda não são bem conhecidos (Guerreiro et al., 2006; Puig et al, 2014). No cânion submarino do São Francisco essas informações são ainda mais escassas e os únicos trabalhos desenvolvidos na região são os de Summerhayes et al., (1976) e Cainelli (1994) que apresentaram apenas caracterizações gerais da região com base em perfis batimétricos e linhas sísmicas 2D industriais.

Desta forma, diante da carência de informações sobre a dinâmica e a evolução de cânions submarinos e, principalmente, do cânion submarino do São Francisco, esse estudo se justifica por ser a primeira tentativa de descrever a dinâmica sedimentar do cânion submarino do São Francisco, buscando elucidar questões como a importância do cânion submarino na transferência de sedimentos durante o Holoceno e como as variações de nível do mar neste período influenciaram em sua dinâmica sedimentar, contribuindo para o entendimento da história evolutiva da região durante o Holoceno e ampliação do conhecimento da dinâmica e evolução de cânions submarinos em geral. Além disso, os resultados deste trabalho podem ainda subsidiar políticas de uso e ocupação do espaço em águas profundas, auxiliando na implantação segura de instalações como plataformas de exploração petróleo e dutos submarinos.

Para a elaboração da presente tese foram utilizados dados proveniente do estudo de foraminíferos e razões elementares (razão C/N) e isotópicas de carbono ( $\delta^{13}\text{C}$ ) e nitrogênio ( $\delta^{15}\text{N}$ ).

Foraminíferos têm sido muito utilizados como *proxies* ecológicos para ambientes marinhos (Jorissen et al., 2007), uma vez que, sua distribuição espacial e temporal é limitada por diversos parâmetros físico-químicos como por exemplo, quantidade de detritos orgânicos, condições redox no sedimento e processos hidro-sedimentares da interface sedimento-água (Gooday, 2003; Jorissen et al, 2007), registrando via modificações na estrutura da sua assembleia, as variações das condições ambientais prevalentes (Fontanier et al, 2012) e auxiliando assim, na reconstrução das condições paleoceanográficas e paleoambientais.

Razões C/N e isotópicas de carbono ( $\delta^{13}\text{C}$ ) e nitrogênio ( $\delta^{15}\text{N}$ ) são amplamente utilizadas tanto para esclarecer as fontes e o destino da matéria orgânica no ambiente marinho, como também, para indicar dinâmica sedimentar, padrão de circulação oceânica, condição paleoclimática e paleoprodutividade (Goñi et al., 1998; Ogrinc et al., 2007; Tesi et

al., 2008; Escobar-Briones; García-Villalobos, 2009; Yang et al., 2011; Sparkes et al., 2015; Selvaraj et al., 2015; Romero-Romero et al., 2016) sendo seus usos baseados na existência de diferenças entre as abundâncias naturais de isótopos estáveis de carbono e nitrogênio e das razões C/N na matéria orgânica proveniente do continente e do ambiente marinho (Meyers, 1994; 1997; Lamb et al. 2006; Pessenda et al., 2015).

Logo, diante do exposto, assume-se como objetivo geral dessa tese, descrever, com base nas assembleias de foraminíferos e na análise elementar ( $C_{org}$ ,  $N_t$  e razão C/N) e isotópicas ( $\delta^{13}C$  e  $\delta^{15}N$ ) da matéria orgânica, a dinâmica sedimentar holocênica do cânion submarino do São Francisco, relacionando-a com as variações do nível do mar.

Tem-se como objetivos específicos:

- Reconhecer e classificar a microfauna de foraminíferos para obtenção de dados de proveniência dos depósitos sedimentares;
- Caracterizar as assembleias de foraminíferos holocênicos no cânion submarino do São Francisco;
- Verificar como as assembleias de foraminíferos variaram em respostas às mudanças paleoambientais do nível do mar durante o Holoceno;
- Examinar a acumulação de carbono orgânico nos sedimentos do cânion submarino do São Francisco durante o Holoceno;
- Caracterizar as composições elementar ( $C_{org}$ ,  $N_t$  e razão C/N) e isotópica ( $\delta^{13}C$  e  $\delta^{15}N$ ) da matéria orgânica sedimentar holocênica no cânion submarino do São Francisco;
- Avaliar a contribuição de fontes alóctones (terrígenas) e autóctones (marinhas) de matéria orgânica no cânion submarino do São Francisco durante o Holoceno, utilizando as relações C/N e isotópicas de carbono ( $\delta^{13}C$ ) e nitrogênio ( $\delta^{15}N$ ).

## REFERÊNCIAS

- Allen, S. E.; Durrieu de Madron X. 2009. A review of the role of submarine canyons in deep-ocean exchange with the shelf. *Ocean Science*, 5: 607-620. <http://dx.doi.org/10.5194/os-5-607-2009>
- Babonneau, N.; Savoye, B.; Cremer, M.; Klein, B. 2002. Morphology and architecture of the present canyon and channel system of the Zaire deep-sea fan. *Marine and Petroleum Geology*, 19(4): 445-467. [http://dx.doi.org/10.1016/S0264-8172\(02\)00009-0](http://dx.doi.org/10.1016/S0264-8172(02)00009-0)
- Baztan, J.; Berné, S.; Olivet, J. L.; Rabineau, M.; Aslanian, D.; Gaudin, M.; Réhault, J. P.; Canals, M. 2005. Axial incision: The key to understand submarine canyon evolution (in the

- western Gulf of Lion). *Marine and Petroleum Geology*, 22: 805-826. <http://dx.doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2005.03.011>
- Cainelli, C., 1994. Shelf processes and canyon/channel evolution controlling turbidite systems: examples from the Sergipe-Alagoas Basin, Brazil. GCSSEPM Foundation 15th Annual Research Conference, 39-50.
- Carson, B.; Baker, E. T.; Hickey, B. M.; Nittrouer, C. A.; DeMaster, D. J.; Thorbjarnarson, K.W.; Snyder, G.W. 1986. Modern sediment dispersal and accumulation in Quinault submarine canyon - a summary. *Marine Geology*, 71(1-2): 1-13. [http://dx.doi.org/10.1016/0025-3227\(86\)90030-7](http://dx.doi.org/10.1016/0025-3227(86)90030-7)
- Coutinho, P. N. 1981. Sedimentação na plataforma continental Alagoas-Sergipe. *Arquivos de Ciências do Mar*, 21 (1/2): 1-18.
- De Leo, F. C.; Smith C. R.; Rowden, A. A.; Bowden, D. A.; Clark, M. R. 2010. Submarine canyons: Hotspots of benthic biomass and productivity in the deep-sea. *Proceedings of the Royal Society B*, 277: 2783-2792. <http://dx.doi.org/10.1098/rspb.2010.0462>
- Deptuck, M. E.; Sylvester, Z.; Pirmez, C.; O'Byrne, C. 2007. Migration-aggradation history and 3-D seismic geomorphology of submarine channels in the Pleistocene Benin-major Canyon, western Niger Delta slope. *Marine and Petroleum Geology*, 24: 406-433. <http://dx.doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2007.01.005>
- Duros, P.; Fontanier, C.; De Stigter, H. C.; Cesbron, F.; Metzger, E.; Jorissen, F. J. 2012. Live and dead benthic foraminiferal faunas from Whittard Canyon (NE Atlantic): Focus on taphonomic processes and paleo-environmental applications. *Marine Micropaleontology*, 94/95: 25-44. <http://dx.doi.org/10.1016/j.marmicro.2012.05.004>
- Escobar-Briones, E.; García-Villalobos, F. J. 2009. Distribution of total organic carbon and total nitrogen in deep-sea sediments from the southwestern Gulf of Mexico. *Boletín de la Sociedad Geologica Mexicana*, 1: 73-86.
- Gardner, W. D. 1989. Baltimore Canyon as a modern conduit of sediment to the deep sea. *Deep-Sea Research*, 36: 323-358. [http://dx.doi.org/10.1016/0198-0149\(89\)90041-1](http://dx.doi.org/10.1016/0198-0149(89)90041-1)
- Geyer, W. R.; Hill, P.; Milligan, T.; Traykovski, P. 2000. The structure of the Eel River plume during floods. *Continental Shelf Research*, 20: 2067-2093. [http://dx.doi.org/10.1016/S0278-4343\(00\)00063-7](http://dx.doi.org/10.1016/S0278-4343(00)00063-7)
- Goñi, M. A.; Ruttenberg, K. C.; Eglinton, T. I. 1998. A reassessment of the sources and importance of land-derived organic matter in surface sediments from the Gulf of Mexico. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 62: 3055– 3075. [http://dx.doi.org/10.1016/S0016-7037\(98\)00217-8](http://dx.doi.org/10.1016/S0016-7037(98)00217-8)



- Gooday, A. J. 2003. Benthic Foraminifera (Protista) as tools in deep-water palaeoceanography: environmental influences on faunal characteristics. *Advances in Marine Biology*, 46: 1-90. [http://dx.doi.org/10.1016/S0065-2881\(03\)46002-1](http://dx.doi.org/10.1016/S0065-2881(03)46002-1)
- Gorsline, D. S. 1970. Submarine Canyons: An Introduction. *Marine Geology*, 8: 183-186. [https://doi.org/10.1016/0025-3227\(70\)90042-3](https://doi.org/10.1016/0025-3227(70)90042-3)
- Granata, T. C.; Vidondo, B.; Duarte, C. M.; Satta, M. P.; Gracia, M. 1999. Hydrodynamics and particles transport associated with a submarine canyon off Blanes (Spain), NW Mediterranean Sea. *Continental Shelf Research*, 19: 1249– 1263. [http://dx.doi.org/10.1016/S0278-4343\(98\)00118-6](http://dx.doi.org/10.1016/S0278-4343(98)00118-6)
- Guerreiro, C.; Bizarro, A.; Duarte, J.; Taborda R. 2006. Os Enigmáticos Cânions Submarinos da Plataforma Continental Portuguesa. *Anais do Instituto Hidrográfico*, 18: 169-182.
- Guimarães, J. K. 2010. Evolução do delta do São Francisco – estratigrafia do Quaternário e relações morfodinâmicas. Tese de doutorado. Instituto de Geociências da Universidade Federal da Bahia. Salvador/BA, Brasil. 127p.
- Hale, R., Nittrouer, C., Liu, J.T., Keil, R.G., Ogston, A.S. 2012. Effects of a Major Typhoon on Sediment Accumulation in Fangliao Submarine Canyon, SW Taiwan. *Marine Geology*, (326–328): 116–130. <http://dx.doi.org/10.1016/j.margeo.2012.07.008>
- Jorissen, F.J., Fontanier, C., Thomas, E. 2007. Paleooceanographical proxies based on deep-sea benthic foraminiferal assemblage characteristics. In: Hillaire-Marcel, C., de Vernal, A. (Eds.). *Proxies in Late Cenozoic Paleooceanography. Developments in Marine Geology*. Elsevier, 277-340p.
- Kineke, G. C.; Woolfe, K. J.; Kuehl, S. A.; Milliman, J. D.; Dellapenna, T. M.; Purdon, R. G. 2000. Sediment export from the Sepik River, Papua New Guinea: evidence for a divergent sediment plume. *Continental Shelf Research*, 20: 2239-2266. [http://dx.doi.org/10.1016/S0278-4343\(00\)00069-8](http://dx.doi.org/10.1016/S0278-4343(00)00069-8)
- Lamb, A. L.; Wilson, G. P.; Leng, M. J. 2006. A review of coastal palaeoclimate and relative sea-level reconstructions using  $\delta^{13}\text{C}$  and C/N ratios in organic material. *Earth-Science Reviews*, 75: 29-57. <http://dx.doi.org/10.1016/j.earscirev.2005.10.003>
- Liu, J. T.; Lin, H. 2004. Sediment dynamics in a submarine canyon: a case of river–sea interaction. *Marine Geology*, 207: 55-81. <http://dx.doi.org/10.1016/j.margeo.2004.03.015>
- Liu, J. T.; Liu, K. J.; Huang, J. C. 2002. The influence of a submarine canyon on river sediment dispersal and inner shelf sediment movements: a perspective from grain-size distributions. *Marine Geology*, 181(4): 357-386. [http://dx.doi.org/10.1016/s0025-3227\(01\)00219-5](http://dx.doi.org/10.1016/s0025-3227(01)00219-5)

- McHargue, T.; Pyrcz, M. J.; Sullivan, M. D.; Clark, J.; Fildani, A.; Romans, B. R.; Covault, J. A.; Levy, M.; Posamentier, H.; Drinkwater, N. 2011. Architecture of turbidite channel systems on the continental slope: patterns and predictions. *Marine and Petroleum Geology*, 28: 728-743. <http://dx.doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2010.07.008>
- Medeiros P. R. P.; Knoppers B. A.; dos Santos Jr, R. C.; Souza, W. F. L. 2007. Aporte fluvial e dispersão de matéria particulada em suspensão na zona costeira do Rio São Francisco (SE/AL). *Geochimica Brasiliensis*, 2: 209-228.
- Meyers, P. A. 1994. Preservation of source identification of sedimentary organic matter during and after deposition. *Chemical Geology*, 144: 289-302.
- Meyers, P. A. 1997. Organic geochemical proxies of paleoceanographic, paleolimnologic and paleoclimatic processes. *Organic Geochemical*, 27: 213-250.
- Mulder, T. 2011. Gravity processes and deposits on continental slope, rise and abyssal plains. In: Hüneke, H. et al. (Ed.) *Deep-sea sediments. Developments in Sedimentology*, 63: 25-148
- Mullenbach, B. L.; Nittrouer, C. A. 2000. Rapid deposition of fluvial sediment in the Eel Canyon, northern California. *Continental Shelf Research*, 20: 2191– 2212. [http://dx.doi.org/10.1016/S0278-4343\(00\)00067-4](http://dx.doi.org/10.1016/S0278-4343(00)00067-4)
- Mullenbach, B. L.; Nittrouer, C. A.; Puig, P.; Orange, D. L. 2004. Sediment deposition in a modern submarine canyon: Eel Canyon, northern California. *Marine Geology*, 211: 101-119. <http://dx.doi.org/10.1016/j.margeo.2004.07.003>
- Nascimento, J. M. 2005. *Dinâmica Sedimentaria del Cañón Submarino de Palamós*. Tesis. Instituto de Ciencias del Mar de Barcelona, 196p.
- Nelson, C.H. 1976. Late Pleistocene and Holocene depositional trends, processes, and history of Astoria deep-sea fan. Northeast Pacific. *Marine Geology*, 20: 129-173. [http://dx.doi.org/10.1016/0025-3227\(76\)90083-9](http://dx.doi.org/10.1016/0025-3227(76)90083-9)
- Ogrinc, N.; Faganeli, J.; Ogorelec, B.; Cermelj, B. 2007. The origin of organic matter in Holocene sediments in the Bay of Koper (Gulf of Trieste, northern Adriatic Sea). *Geologija*, 50(1): 179–187.
- Ogston, A. S.; Cacchione, D. A.; Sternberg, R. W.; Kineke, G. C. 2000. Observation of storm and river flood-driven sediment transport on the northern California continental shelf. *Continental Shelf Research*, 20: 2141-2162. [http://dx.doi.org/10.1016/S0278-4343\(00\)00065-0](http://dx.doi.org/10.1016/S0278-4343(00)00065-0)

- Oiwane, H.; Tonai, S.; Kiyokawa, S.; Nakamura, Y.; Suganuma, Y.; Tokuyama, H. 2011. Geomorphological development of the Goto Submarine Canyon, northeastern East China Sea. *Marine Geology*, 288: 49-60. <http://dx.doi.org/10.1016/j.margeo.2011.06.013>
- Oliveira, A.; Vitorino, J.; Rodrigues, A.; Jouanneau, J. M.; Dias, J. A.; Weber, O. 2002. Nepheloid layer dynamics in the northern Portuguese shelf. *Progress in Oceanography*, 52: 195-213. [http://dx.doi.org/10.1016/S0079-6611\(02\)00006-X](http://dx.doi.org/10.1016/S0079-6611(02)00006-X)
- Pessenda, L. C. R.; Buso Jr., A. A.; Gouveia, S. E. M.; Lorente, F. L.; Francisquini, M. I. 2015. Estudos Interdisciplinares na Reconstrução Milenar da Dinâmica Climática, da Vegetação e Marinha. Série Didática no. 2. Piracicaba: CENA/USP. 157p.
- Pickering, K. T.; Hiscott, R. H.; Hein, F. J. 1989. Deep marine environments: clastic sedimentation and tectonics. Unwin Hyman, London, 416 p.
- Pratson, L. F.; Coakley, B. J. 1996. A model for the headward erosion of submarine canyons induced by downslope-eroding sediment flows. *Geological Society of America Bulletin*, 108: 225-234. [http://dx.doi.org/10.1130/0016-7606\(1996\)108<0225:AMFTHE>2.3.CO;2](http://dx.doi.org/10.1130/0016-7606(1996)108<0225:AMFTHE>2.3.CO;2)
- Puig, P.; Ogston, A. S.; Mullenbach, B. L.; Nittrouer, C. A.; Sternberg, R. W. 2003. Shelf-to-canyon sediment-transport processes on the Eel continental margin (northern California). *Marine Geology*, 193: 129-149. [http://dx.doi.org/10.1016/S0025-3227\(02\)00641-2](http://dx.doi.org/10.1016/S0025-3227(02)00641-2)
- Puig, P.; Palanques, A.; Martín, J. 2014. Contemporary Sediment-Transport Processes in Submarine Canyons. *Annual Review of Marine Science*, 6: 53-77. <http://dx.doi.org/10.1146/annurev-marine-010213-135037>
- Romero-Romero, S., Molina-Ramírez, A., Höfer, J., Duineveld, G., Rumín-Caparrós, A., Sanchez-Vidal, A., Canals, M., Acuña, J. L. 2016. Seasonal pathways of organic matter within the Avilés submarine canyon: Food web implications. *Deep-Sea Research I*, 117: 1-10. <http://dx.doi.org/10.1016/j.dsr.2016.09.003>
- Sanchez-Vidal, A.; Pasqual, C.; Kerhervé, P.; Heussner, S.; Calafat, A.; Palanques, A.; Durrieu de Madron, X.; Canals, M.; Puig, P. 2009. Across margin export of organic matter by cascading events traced by stable isotopes northwestern Mediterranean Sea. *Limnology and Oceanography*, 54 (5): 1488-1500.
- Selvaraj, K.; Lee, T. Y.; Yang, J.Y.T.; Canuel, E. A.; Huang, J. C.; Dai, M.; Liu, J. T.; Kao, S. J. 2015. Stable isotopic and biomarker evidence of terrigenous organic matter export to the deep sea during tropical storms. *Marine Geology*, 364: 32-42. <http://dx.doi.org/10.1016/j.margeo.2015.03.005>
- Shepard, F. P. 1963. *Submarine Geology*. Harper & Row, New York. 557p.

- Shepard, F. P. 1972. Submarine canyons. *Earth-Science Reviews*, 8: 1-12. [http://dx.doi.org/10.1016/0012-8252\(72\)90032-3](http://dx.doi.org/10.1016/0012-8252(72)90032-3)
- Shepard, F. P.; Dill, R. F. 1966. *Submarine canyons and other sea valleys*. Rand McNally & Co., Chicago, 381 p.
- Sparkes, R. B.; Lin, I. T.; Hovius, N.; Galy, A.; Liu, J. T.; Xu, X.; Yang, R. 2015. Redistribution of multi-phase particulate organic carbon in a marine shelf and canyon system during an exceptional river flood: Effects of Typhoon Morakot on the Gaoping River–Canyon system. *Marine Geology*, 363: 191-201. <http://dx.doi.org/10.1016/j.margeo.2015.02.013>
- Summerhayes, C. P.; Fainstein, R.; Ellis, J. P. 1976. Continental margin off Sergipe and Alagoas, northeastern Brazil: a reconnaissance geophysical study of morphology and structure. *Marine Geology*, 20: 345-361. [http://dx.doi.org/10.1016/0025-3227\(76\)90112-2](http://dx.doi.org/10.1016/0025-3227(76)90112-2)
- Tesi, T.; Langone, L.; Goni, M. A.; Miserocchi, S.; Bertasi, F. 2008. Changes in the composition of organic matter from prodeltaic sediments after a large flood event (Po River, Italy). *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 72: 2100-2114. <http://dx.doi.org/10.1016/j.gca.2008.02.005>
- Traykovski, P.; Geyer, W. R.; Irish, J. D.; Lynch, J. F. 2000. The role of wave-induced density-driven fluid mud flows for cross-shelf transport on the Eel River continental shelf. *Continental Shelf Research*, 20: 2113-2140. [http://dx.doi.org/10.1016/S0278-4343\(00\)00071-6](http://dx.doi.org/10.1016/S0278-4343(00)00071-6)
- Yang, S.; Tang, M.; Yim, W. W. S.; Zong, Y.; Huang, G.; Switzer, A. D. 2011. Burial of organic carbon in Holocene sediments of the Zhujiang (Pearl River) and Changjiang (Yangtze River) estuaries. *Marine Chemistry*, 123(1–4): 1-10. <http://dx.doi.org/10.1016/j.marchem.2010.07.001>

## CAPÍTULO 2

# ARTIGO 1 – FORAMINÍFEROS DO CÂNION SUBMARINO DO SÃO FRANCISCO (NORDESTE DO BRASIL): RESPOSTA ÀS VARIAÇÕES AMBIENTAIS DURANTE A SUBIDA DO NÍVEL DO MAR HOLOCÊNICA

---

Ivan Cardoso Lemos Júnior <sup>a\*</sup>, José Maria Landim Dominguez <sup>a</sup>

<sup>a</sup> Programa de Pesquisa e Pós-Graduação em Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, Campus Ondina, CEP 40210-340, Salvador, Brasil.

\* Autor correspondente. E-mail: ivanjunior-bio@hotmail.com (I. C. Lemos Júnior)

### RESUMO

O objetivo deste trabalho é, com base nos foraminíferos, avaliar a influência das variações holocênicas do nível do mar na dinâmica sedimentar do cânion do São Francisco. Para tal, analisou-se 3,38 m de coluna de sedimento proveniente de um pistón-core (SFC-1). Para a análise dos foraminíferos, as amostras foram lavadas em peneira de 0,063 mm, secadas a 50°C e analisadas 300 testas em cada amostra. Utilizou-se, também, dados granulométricos, datações  $C^{14}$ ,  $CaCO_3$ , Corg, Nt e composição do sedimento. Foram identificados 201 táxons de foraminíferos. Características visuais e sedimentares do testemunho permitiram a identificação de seis fácies sedimentares que datam de ~12.000 anos cal. AP até o presente, caracterizada por cinco assembleias de foraminíferos significativamente diferentes ( $p < 0,05$ ). A análise e distribuição das assembleias de foraminíferos permitiram a identificação de um ambiente oligotrófico a mesotrófico bem oxigenado com uma tendência de queda nas concentrações de oxigênio no sedimento dos depósitos modernos. A ocorrência de testas de foraminíferos alóctones mostrou uma maior atividade turbidítica no cânion submarino do São Francisco até ~8.500 anos cal. AP, associado a um nível de mar baixo, e que depois de cessado esses eventos, com alcance do nível máximo de subida do mar, os principais eventos de transporte sedimentar no cânion submarino do São Francisco são os movimentos de massa e sedimentos carregados da plataforma externa e cabeceira do cânion. Desta forma, a distribuição das assembleias de foraminíferos holocênicos no cânion do São Francisco refletiram as condições ambientais prevalentes e permitiram caracterizar os principais eventos sedimentares relacionados com a variação do nível do mar durante o Holoceno.

**Palavras-chave:** Holoceno; Variações do Nível do Mar; Atividade Turbidítica

### 1. INTRODUÇÃO

Cânions submarinos são os principais condutos para o transporte e a acumulação de sedimentos e detritos orgânicos em mar profundo (Shepard, 1972; Gardner, 1989; Durrieu de Madron, 1994; Weaver et al., 2004, Palanques et al., 2006).

Embora o aumento do nível do mar durante o Holoceno tenha reduzido o fornecimento de sedimentos para os cânions submarinos, é amplamente reconhecido que os mesmos ainda continuam a serem condutos preferenciais para a transferência de sedimentos da plataforma para o fundo do oceano (Puig et al, 2003).

Muitos cânions submarinos são parte integrante de um sistema maior que compreende um rio como fonte de sedimentos terrígenos; uma plataforma adjacente que facilita a entrega e o transporte destes sedimentos, além de também gerar outros grãos sedimentares; e um cânion submarino dissipador (Durrieu de Madron et al., 1999; Ruch et al., 1993; Kineke et al., 2000, Liu et al., 2002; Liu; Lin, 2004).

Na margem continental nordeste do Brasil, o mais importante cânion submarino está associado ao delta do rio São Francisco (Coutinho 1981). A presença de fundos planos no interior do cânion sugere que ainda ocorre alguma deposição no mesmo, embora a existência de tributários recobertos por sedimentos nas suas paredes e de blocos soltos no seu leito, sugiram que o mesmo não está ainda tão ativo (Summerhayes et al., 1976).

Devido à pequena largura da plataforma continental (12 km) e ao fato da clinofoma deltaica do São Francisco alcançar a cabeceira do cânion, tem sido sugerido que independentemente da posição do nível do mar, haveria na região, uma conectividade entre a zona costeira e o talude (Guimarães, 2010).

Também, os cânions submarinos que indentam a plataforma continental, podem afetar significativamente a dispersão de sedimentos terrígenos (Shepard; Dill, 1966), uma vez que sua presença reduz a distância entre as fontes de sedimentos terrestres e a quebra da plataforma, interceptando o sistema de transporte litorâneos de sedimentos (Mullenbach et al., 2004).

Foraminíferos têm sido muito utilizados como *proxies* ecológicos para ambientes marinhos por ser um grupo de sucesso que pode sobreviver e proliferar em uma ampla gama de condições ambientais (Jorissen et al., 2007). Seu papel ecológico torna-se particularmente importante em águas profundas, onde podem constituir até 50% da biomassa total (Gooday et al., 1992).

Em ambientes de mar profundo, a distribuição espacial e temporal de foraminíferos bentônicos é limitada por diversos parâmetros físico-químicos como por exemplo, quantidade de detritos orgânicos, condições redox no sedimento e processos hidro-sedimentares

prevalecentes na interface sedimento-água (Gooday, 2003; Jorissen et al, 2007). Devido à sensibilidade que os foraminíferos possuem em relação às variações das condições ambientais, essas mudanças podem ser rapidamente registradas via modificações na estrutura da assembleia desses organismos (Fontanier et al, 2012), constituindo assim uma ferramenta para auxiliar na reconstrução de condições paleoceanográficas e paleoambientais.

Cânions submarinos podem sustentar faunas de foraminíferos maiores e mais diversificadas que as presentes nos ambientes adjacentes (Fontanier et al, 2008;. Koho et al, 2008; Schmiedl et al, 2000; Rosales et al., 2012). No entanto, o desenvolvimento dessas assembleias depende do equilíbrio entre a oferta de alimentos, erosão/deposição de sedimentos e perturbação física (Koho et al., 2007; Koho et al., 2008; Rosales et al., 2012).

O presente trabalho tem como objetivo caracterizar as assembleias de foraminíferos holocênicos no cânion submarino do São Francisco e documentar como essas assembleias responderam às mudanças ambientais relacionadas à subida do nível do mar durante o Holoceno.

## **2. ÁREA DE ESTUDO**

O cânion do São Francisco indenta a plataforma continental em mais de 12 km medidos a partir da quebra, com sua expressão morfológica podendo ser observada já a partir da isóbata de 20m (Figura 1). Coutinho (1981) sugeriu que o cânion não deve estar relacionado aos sistemas atuais de drenagem e clima, representando, desse modo, uma feição associada a um nível de mar mais baixo.

A cabeceira do cânion nos dias atuais está sendo progressivamente soterrada pela clinoforma deltaica do rio São Francisco (Guimarães, 2010). Esta clinoforma é constituída por sedimentos lamosos que se acumularam em uma região deprimida da plataforma continental. Nas regiões marginais ao delta, predominam na plataforma interna sedimentos terrígenos arenosos, enquanto areias e cascalhos bioclásticos ocorrem na plataforma externa, sobretudo a nordeste da desembocadura (Coutinho, 1981).

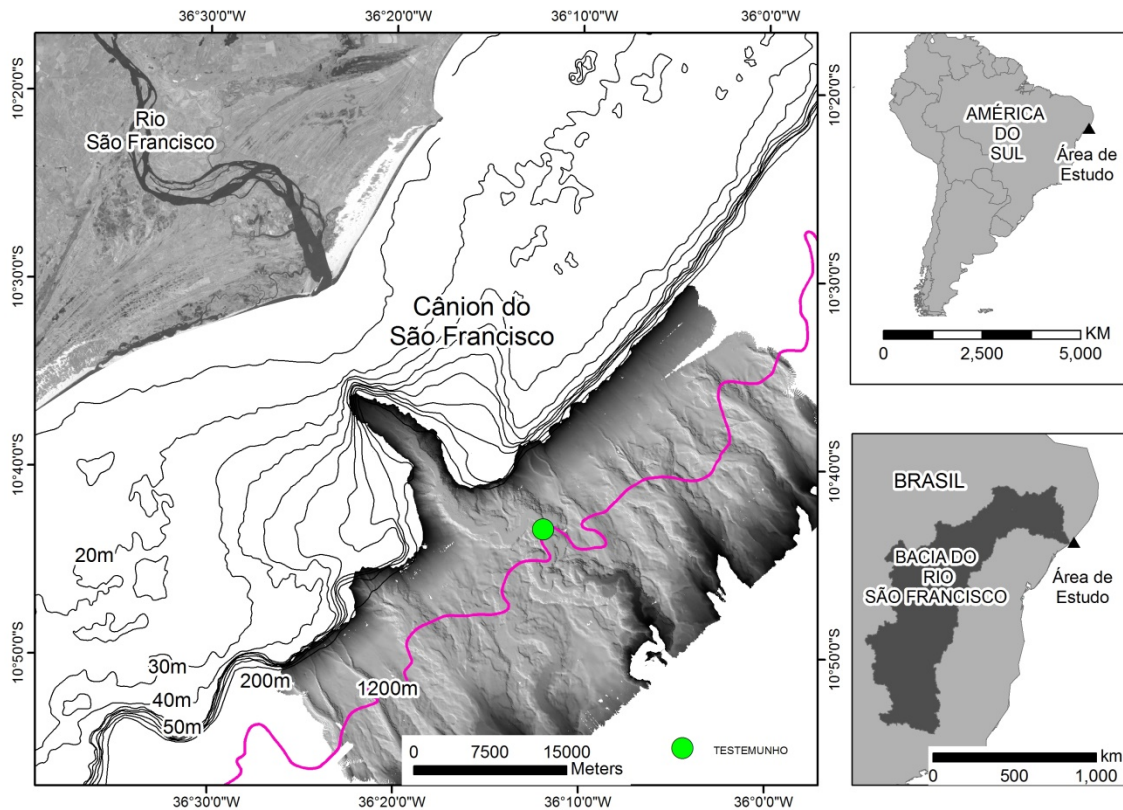


Figura 1 - Mapa da margem continental defronte ao delta do rio São Francisco e localização do cânion homônimo.

### 3. MATERIAIS E MÉTODOS

Um testemunho à pistão (SFC-01), com recuperação de 3,38m de coluna de sedimento, foi coletado, em agosto de 2012, no talvegue do cânion submarino do São Francisco ( $10^{\circ}43'13.2''$  S;  $36^{\circ}11'59.5''$  O), em profundidade de 1300m, porção média do cânion (Figuras 1 e 2). Segundo Ribeiro (2016) essa é a porção de maior sinuosidade do cânion (1,58), com declividade média de  $1,87^{\circ}$  e também, considerada a região mais instável, devido à quantidade de meandros abandonados (*cut-offs*) e terraços margeando o talvegue atual. A região apresenta ainda uma grande quantidade de cicatrizes de desmoronamentos e em alguns trechos observam-se lóbulos deposicionais relacionados a estas cicatrizes. Estes movimentos de massa podem ter influenciado na sedimentação no trecho onde o testemunho foi coletado (Figura 2).



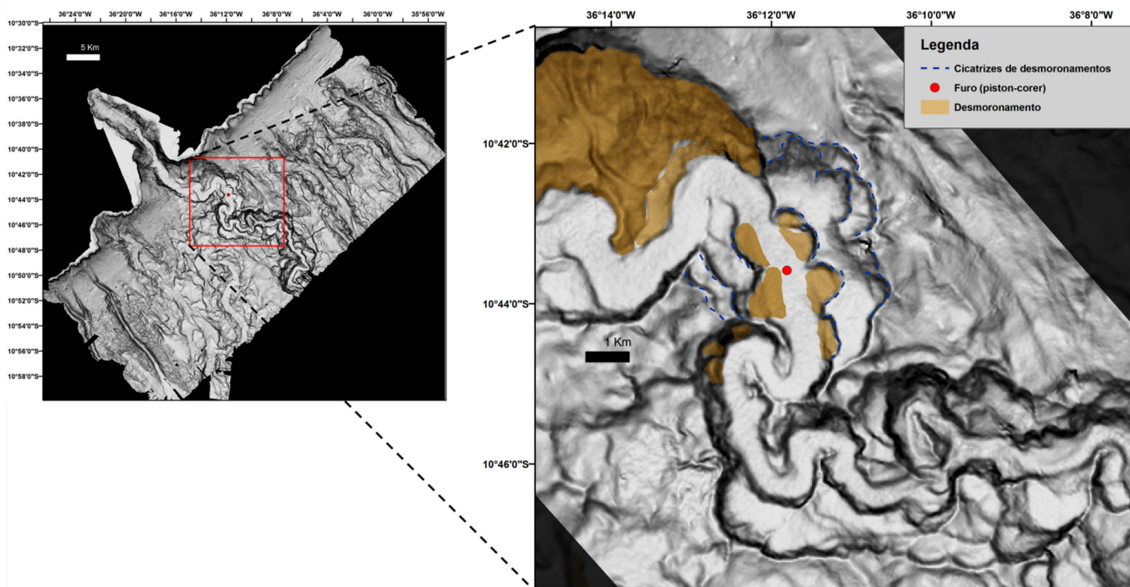


Figura 2- Renderização 3D do trecho do cânion onde foi coletado o piston-core SFC- 01 (modificado de Ribeiro, 2016).

Após a abertura, descrição litológica e registro fotográfico o testemunho foi amostrado em intervalos regulares de 2 cm, totalizando 168 amostras. As amostras de sedimento foram quarteadas, e separadas alíquotas para análises granulométrica e da matéria orgânica, determinação do teor de carbonato de cálcio, composição do sedimento e identificação dos foraminíferos.

A análise granulométrica foi realizada nas 168 amostras. A granulometria da fração fina foi determinada utilizando um analisador de partículas com difração a Laser (Modelo HORIBA LA950). A fração maior que dois milímetros foi peneirada a seco. Os resultados foram combinados e a determinação dos parâmetros granulométricos (selecionamento, mediana, e teores de silte, argila, areia e cascalho) foram realizados no aplicativo GRADISTAT V 5.0®.

Para remoção do carbonato presente nas amostras, as mesmas foram tratadas com ácido clorídrico (HCl) 1 mol L<sup>-1</sup>, lavadas com água destilada e secas novamente. O teor de carbonato total no sedimento foi obtido por gravimetria.

Para a análise da composição do sedimento e das assembleias de foraminíferos, as amostras foram lavadas em peneira de 62 µm, secas a 50°C e, em seguida, padronizadas em alíquotas de 1 g.

A composição do sedimento foi determinada em todas as 168 amostras. Para tal, triou-se, aleatoriamente, 100 grãos, que foram identificados quanto a sua composição (quartzo, matéria orgânica detrítica, foraminíferos, moluscos, diatomácea e outros componentes biogênicos) e origem (continental e marinha).

As fácies sedimentares foram individualizadas com base na cor, litologia e estruturas sedimentares.

Ao longo do testemunho foram coletadas quatro amostras para datação pelo método do  $C^{14}$  (Tabela 1).

A densidade total de foraminíferos foi estimada quarteando-se 1g de sedimento distribuída, uniformemente, em placa de Petri quadriculada. Para o cálculo, foi contado o número total de foraminíferos em um quadrante e multiplicado pelo número de quadrantes ocupados pelo sedimento.

Na identificação das espécies de foraminíferos no testemunho, foram utilizadas amostras separadas em intervalos entre 2 e 10 cm, escolhidas com base na distribuição de fácies no testemunho ou necessidade de detalhamento, totalizando 42 amostras. Foram triadas, aleatoriamente, 300 testas de foraminíferos, entre planctônicos e bentônicos. A identificação foi feita utilizando bibliografia especializada, até o menor nível taxonômico possível e a nomenclatura, atualizada pelo World Register of Marine Species (WoRMS).

As análises de nitrogênio e carbono orgânico foram realizadas nas mesmas amostras onde foram identificadas as espécies de foraminíferos. Para análise de nitrogênio, não é possível eliminar o nitrogênio inorgânico associado às argilas, portanto, o nitrogênio medido inclui tanto o nitrogênio orgânico, quanto o nitrogênio inorgânico, e é definido como nitrogênio total (Nt). As análises da composição elementar da matéria orgânica - concentrações de Carbono orgânico (Corg) e Nitrogênio total (Nt) - foram realizadas em analisador elementar *Costech*.

Na descrição ecológica das associações de foraminíferos foram utilizadas técnicas univariadas, tais como número de indivíduos, número de espécies ou riqueza (S) (Nybakken, 1982), equitatividade (J) (Pielou, 1969) e diversidade de Shannon-Wiener ( $H'$ ) (Pielou, 1975).

No estudo das associações das assembleias de foraminíferos a matriz de táxons foi composta por aqueles que, em conjunto, apresentaram ocorrência em mais de duas amostras e frequência superior a 1%.

Análises de agrupamento hierárquico (média do grupo) e de ordenação por escalonamento multidimensional (MDS), a partir da matriz de similaridade de Bray-Curtis,

foram realizadas com o objetivo de determinar os padrões de distribuição das amostras e fácies sedimentares.

O teste de análise de variância por similaridade (ANOSIM de uma via) foi empregado para avaliar a significância das diferenças entre os grupos apontados pela análise de agrupamento e entre as fácies sedimentares identificadas. Uma análise percentual de similaridade (SIMPER) foi aplicada para calcular os percentuais de similaridade dentro dos grupos individualizados pela análise de agrupamento e nas fácies sedimentares identificadas e, também, identificar as principais espécies contribuintes para os resultados. A dissimilaridade entre as fácies sedimentares identificadas também foi calculada.

Nos tratamentos estatísticos referentes aos índices de diversidade, equitatividade e dominância foi utilizado o Paleontological Statistics (PAST) versão 2.3. O Primer 5 foi utilizado nas análises de ordenamento, ANOSIM e SIMPER.

Para descrever os padrões de similaridade entre as estações e entre as associações de foraminíferos, e sua correlação com as variáveis ambientais foi aplicada uma análise de componentes principais (PCA) com o uso do programa *CANOCO* (versão 4.0). A escolha das variáveis atendeu as premissas de não colinearidade, sendo eliminadas aquelas com fator de inflação  $> 20$ .

Os dados utilizados na ordenação e classificação foram logaritmizados ( $\ln(x+1)$ ), de modo a reduzir o efeito de diferentes escalas e homogeneizar as variâncias, e foi dado baixo peso às espécies raras.

## **4. RESULTADOS**

### **4.1. Características sedimentológicas**

#### *4.1.1. Granulometria*

O sedimento testemunhado é constituído em toda a sua extensão por lama, com o D50 variando de silte muito fino a argila. A fração argila predomina (~59%), exceto no trecho entre 110 e 190 cm onde prevalece a fração silte (~50%). Picos de silte estão presentes em todo o testemunho, embora sejam mais frequentes no trecho entre 200 e 338 cm. A fração areia é pouco expressiva em todo o testemunho (~4%) embora seus maiores teores (~5%) ocorram também no intervalo entre 200 e 338 cm (Figura 3).

#### *4.1.2. Teor de carbonato de cálcio, carbono orgânico, nitrogênio total*

Os percentuais de carbonato de cálcio variaram entre 3,21 e 21,99%, com os menores valores na base do testemunho e os maiores, no topo (Figura 3).

Os valores de carbono orgânico (Corg) e nitrogênio total (Nt) oscilaram entre 0,64 e 1,46%, e 0,08 e 0,11%, respectivamente, com os maiores valores encontrados na porção central do testemunho. Com exceção desta porção central, no resto do testemunho o Corg e o Nt se comportam de modo bastante uniforme (Figura 3).

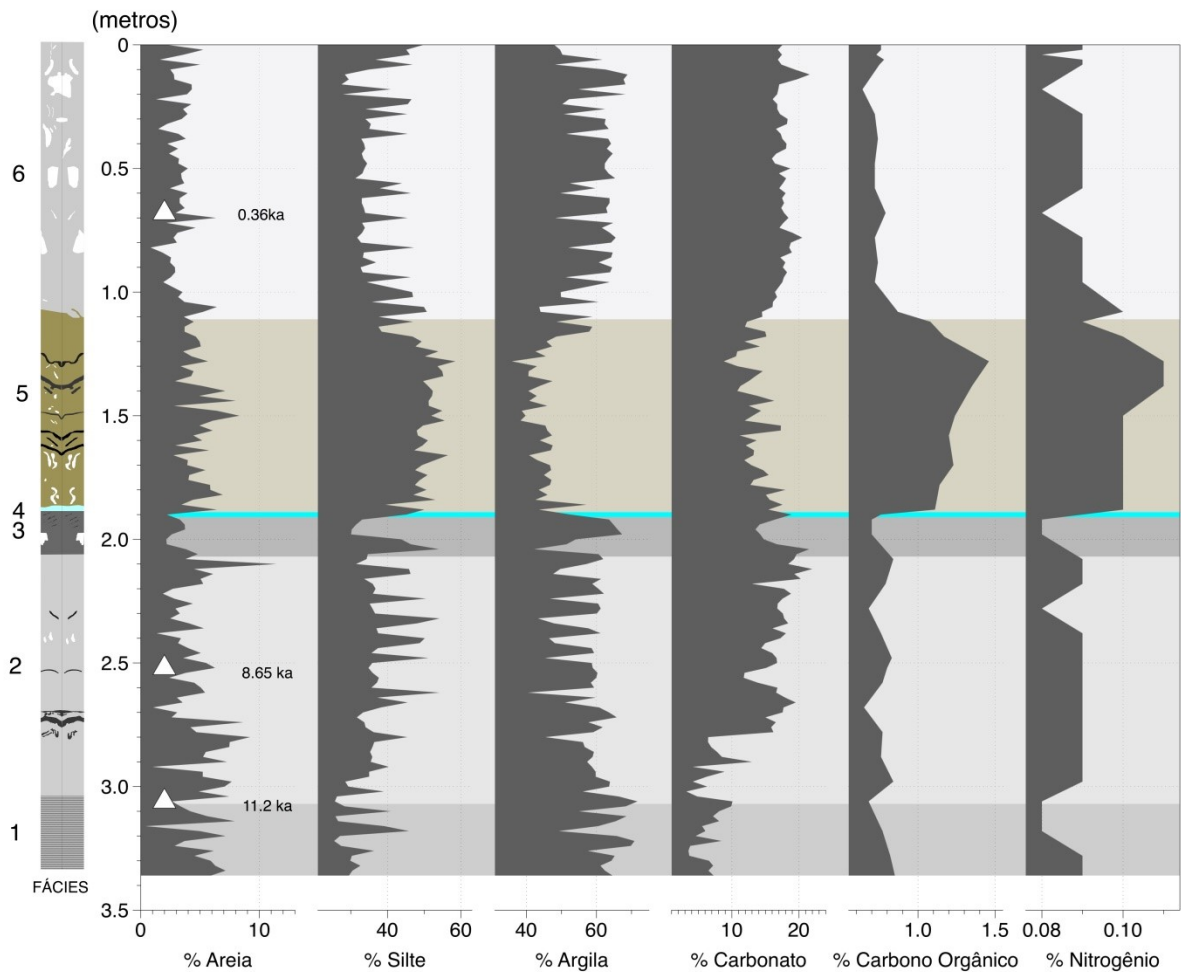


Figura 3- Distribuição vertical dos percentuais de areia, silte e argila e dos teores de carbonato de cálcio ( $\text{CaCO}_3$ ), Carbono orgânico (Corg) e Nitrogênio total (Nt) no sedimento do testemunho SFC-01. Também estão indicadas a localização e a idade das amostras datadas e as fácies sedimentares.

#### 4.1.3. Composição do sedimento

Quanto à composição dos grãos, aqueles de origem continental (quartzo e fragmentos de matéria orgânica detrítica) são predominantes ao longo de todo o testemunho, exceto no intervalo entre 110 e 190 cm, onde predominam componentes bioclásticos, principalmente frústulas de diatomáceas. Na porção basal do testemunho é onde encontra-se a maior concentração de grãos de origem continental (Figura 4).

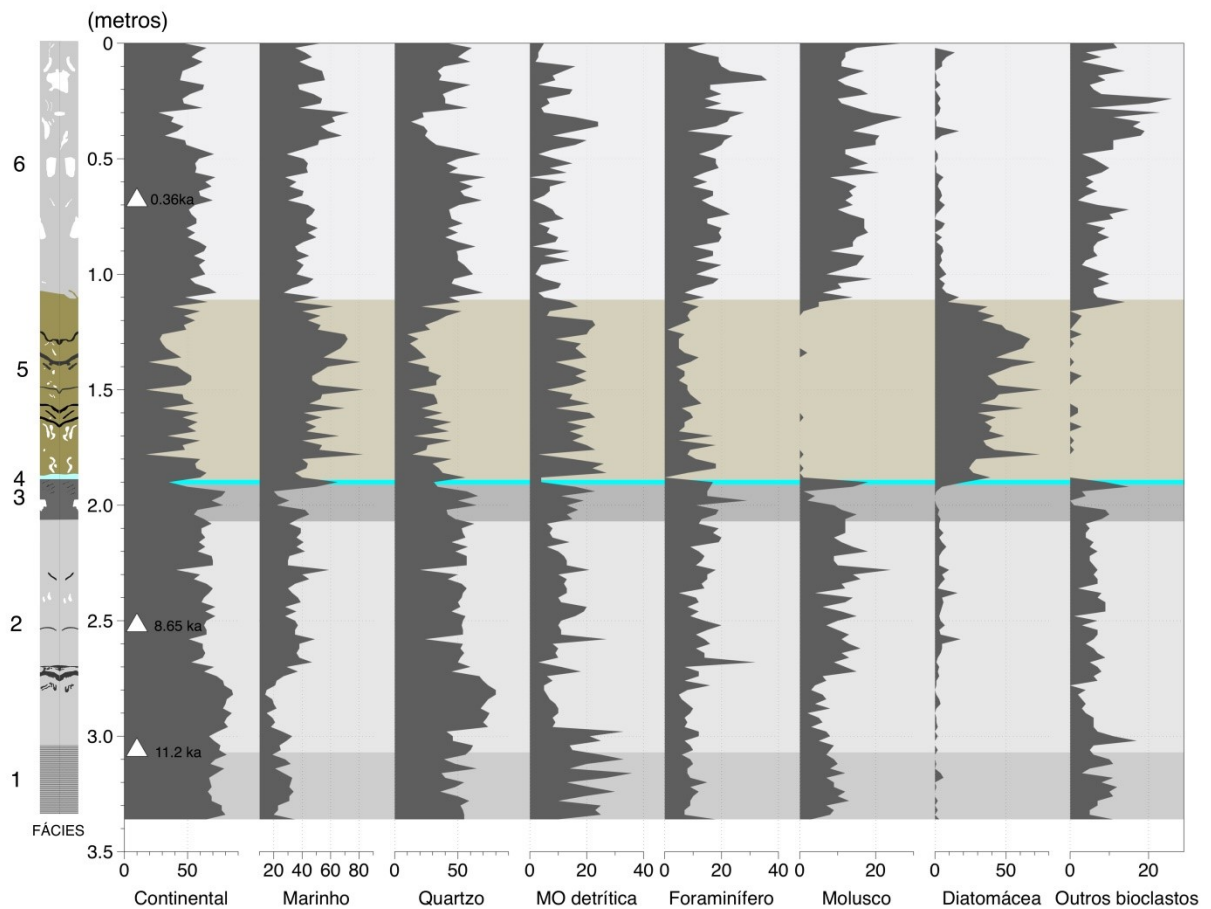


Figura 4- Composição do sedimento do testemunho SFC-01. Também estão indicadas a localização e idade das amostras datadas e as fácies sedimentares.

#### 4.1.4- Datação com radiocarbono

A Tabela 1 mostra a posição, a natureza e a idade do material datado pelo método do radiocarbono. A datação da amostra mais basal, situada a 308 cm de profundidade, forneceu uma idade em torno de 11180 - 10900 anos cal. AP, enquanto a datação da amostra mais próxima do topo forneceu uma idade em torno de 420 - 240 anos cal. AP. Isto mostra que os sedimentos aqui analisados se acumularam durante a última subida do nível do mar.

Tabela 1- Datações de radiocarbono de quatro amostras do testemunho SFC-01 no cânion submarino do São Francisco.

Amostra	Número do laboratório	Profundidade (cm)	Material	Idade de radiocarbono medida	Idade de radiocarbono convencional (anos AP)	Idade calibrada (anos cal. AP) (2 $\sigma$ intervalo)
SFC-01 #35	-	66-68	Gastrópode	-	-	420-240
SFC-01 #97	Beta - 421153	190-192	Crustáceo	10040 $\pm$ 40	10200 $\pm$ 40	11240-11140
SFC-01 #127	-	250-252	Briozóário	-	-	8750-8440
SFC-01 #154	-	304-306	Bivalve	-	-	11180-10900

Com base nestas datações, é possível a grosso modo estimar um possível aumento na taxa de sedimentação média durante a deposição. No período aproximadamente 11.000-8.500 anos cal. AP, a taxa de deposição teria sido de 0,22mm/ano. Entre cerca de 350 anos cal. AP e o presente, esta taxa teria aumentado para 2 mm/ano (Figura 5). A idade da amostra SFC-01#97 indica uma inversão estratigráfica e como será visto mais adiante está associada a um desmoronamento.

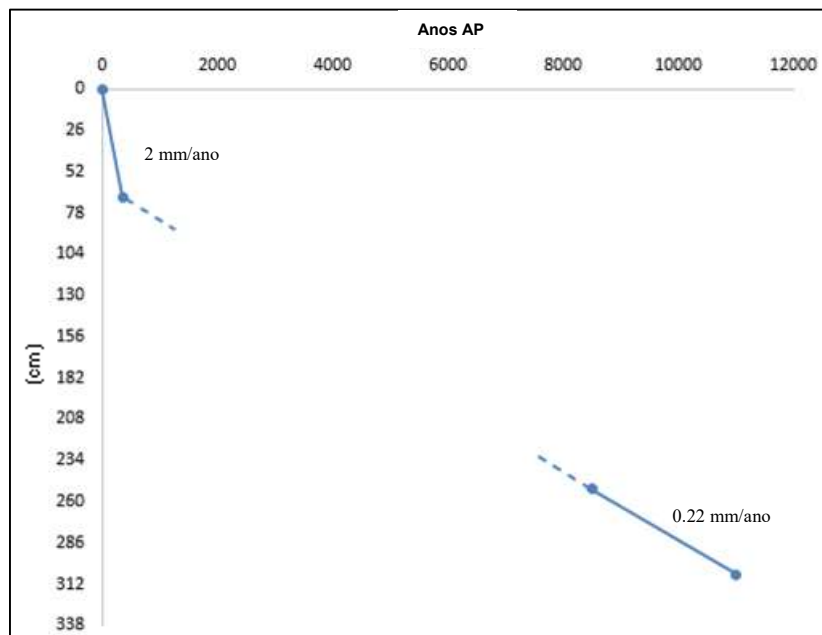


Figura 5 - Taxa de sedimentação média no cânion submarino do São Francisco.

#### 4.1.5. Fácies sedimentares

Seis fácies sedimentares foram identificadas no testemunho, e estão descritas a seguir da base para o topo (Figura 6).

Fácies 1 – espessura 36 cm – lama cinza com alternância bem definida de lâminas de areia fina e silte/argila, sem bioturbação. Apresenta os menores teores de CaCO<sub>3</sub> e as maiores

concentrações de matéria orgânica detrítica e de quartzo. Esta fácies foi interpretada como turbiditos diluídos devido a seu aspecto bem laminado e sem bioturbação e aos teores maiores de areia e componentes de origem continental. Uma datação próxima ao topo desta fácies forneceu uma idade de 11180-10900 anos cal. AP (Amostra SFC-01#154), portanto do início do Holoceno.

Fácies 2 – espessura de 102cm – lama cinza exibindo algum acamamento, pouco bioturbada. O acamamento tende a desaparecer no sentido do topo desta fácies. Verifica-se uma tendência de aumento gradual nos teores de  $\text{CaCO}_3$  no sentido do topo associado a uma diminuição dos componentes continentais (quartzo e matéria orgânica detrítica). Devido à presença de acamamento, também foi interpretada como resultado da deposição através de correntes de turbidez muito diluídas, associadas a uma fonte mais distal. Uma datação aproximadamente na porção central desta fácies forneceu uma idade de 8750-8440 anos cal. AP (Amostra SFC-01#127).

Fácies 3 – espessura de 8 cm – lama cinza com acamamento ligeiramente deformado e inclinado. Verifica-se uma queda nos teores de  $\text{CaCO}_3$  e um aumento na concentração de quartzo e fragmentos de matéria orgânica detrítica. Esta fácies foi interpretada como resultante de um pequeno movimento de massa, devido à presença de acamamento inclinado e deformado. Uma datação nesta fácies forneceu uma idade de 11240-11140 cal. anos AP (Amostra SFC-01#98), indicativa portanto, de uma inversão cronológica, corroborando a interpretação de uma origem relacionada a um movimento de massa.

Fácies 4 – espessura 2 cm – lama de cor cinza claro, com laminação paralela ondulada. Os teores de  $\text{CaCO}_3$  são elevados e baixa a concentração de componentes terrígenos. Interpretada como turbiditos diluídos, por causa da presença da laminação paralela-ondulada sugestiva de tração ao longo do fundo;

Fácies 5 – espessura de 80 cm – apresenta uma coloração dominante cinza escuro, com um acamamento inclinado e deformado. Os contatos entre as camadas são mal definidos e o sedimento é intensamente bioturbado. Os teores de  $\text{CaCO}_3$  são reduzidos. Nesta fácies ocorrem os maiores teores de frústulas de diatomáceas em todo o testemunho e a maior parte dos grãos carbonáticos apresenta uma coloração amarelada (oxidados). Esta fácies é interpretada como resultado de um movimento de massa, de maior magnitude que aquele da fácies 3, por causa da deformação mais intensa do acamamento. A intensidade da bioturbação, o aspecto oxidado dos grãos carbonáticos e a abundância de frústulas de diatomáceas sugerem uma origem diferenciada para estes sedimentos, que possivelmente foram originalmente depositados em uma região mais afastada em relação ao eixo principal do cânion;

Fácies 6 – espessura de 101 cm – lama cinza escura de aspecto maciço, bioturbada. Os teores de  $\text{CaCO}_3$  e dos componentes terrígenos do sedimento, aumentam em relação à fácies 5. Esta fácies foi interpretada como estando associada ao episódio atual de progradação do delta do rio São Francisco, não só devido ao fato da clinofórmula deltaica soterrar parcialmente a cabeceira do cânion, como também pela idade radiocarbono obtida (420-240 anos cal. AP) (Amostra SFC-01#35). O modo de deposição, porém, parece estar também associado a movimentos de massa, devido ao seu aspecto maciço e deformado.

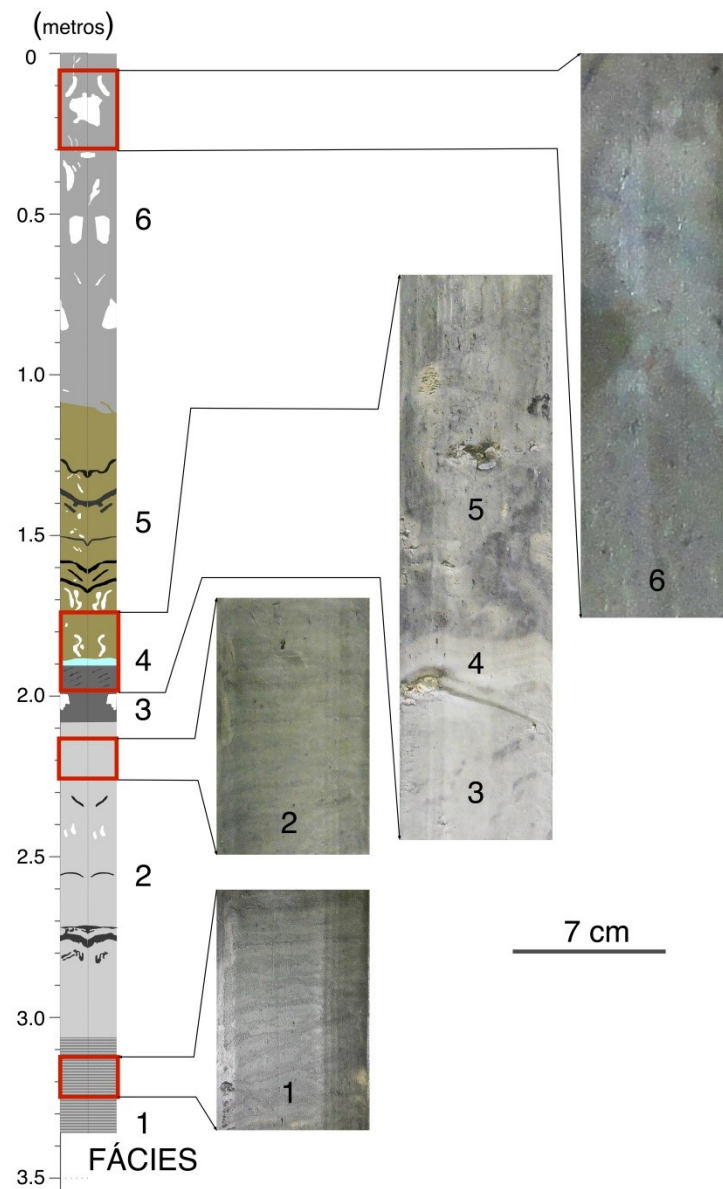


Figura 6- Perfil sedimentar do testemunho SFC-01 com fotografias das fácies identificadas.



## 4.2. Foraminíferos

A riqueza total de foraminíferos no testemunho SFC-01 foi de 201 táxons, sendo 178 bentônicos e 23 planctônicos. Os foraminíferos planctônicos foram pouco abundantes em todo o testemunho, com frequências inferiores a 20%.

Os principais táxons identificados foram: *Globocassidulina crassa* (21,83%), *Cassidulinoides mexicana* (8,02%), *Bolivina subaenariensis* var. *mexicana* (6,7%), *Bulimina marginata* (6,04%), *Bolivina* spp. (4,81%), *Uvigerina peregrina* (4,76%), *Cassidulina carinata* (3,58%), *Globigerina* spp. (3,18%), *Globigerinoides ruber* (2,7%), *Bolivina paula* (2,51%), *Islandiella australis* (2%), *Globigerina bulloides* (1,73%), *Cibicides* spp. (1,67%), *Bolivina ordinaria* (1,42%), *Discorbinella bertheloti* (1,36%), *Cassidulina curvata* (1,23%), *Bolivina barbata* (1,2%), *Globobulimina turgida* (1,14%) e *Planulina foveolata* (1,02%).

Os valores de densidade variaram de 3.840 e 88.572 ind/g, com os menores valores registrados no intervalo 110-190 cm (fácies 5) e na base do testemunho (fácies 1), já os maiores valores estão registrados nos intervalos 0-110 cm (fácies 6) com ocorrência máxima a 80 cm do topo (Figura 7).

Os índices ecológicos de riqueza, diversidade e equitatividade variaram de 26 a 29 táxons, 2,62 a 5,09 bits/ind. e 0,56 a 0,84, respectivamente. Os menores índices ecológicos foram registrados no intervalo 110 - 190 cm (fácies 5) (Figura 7).

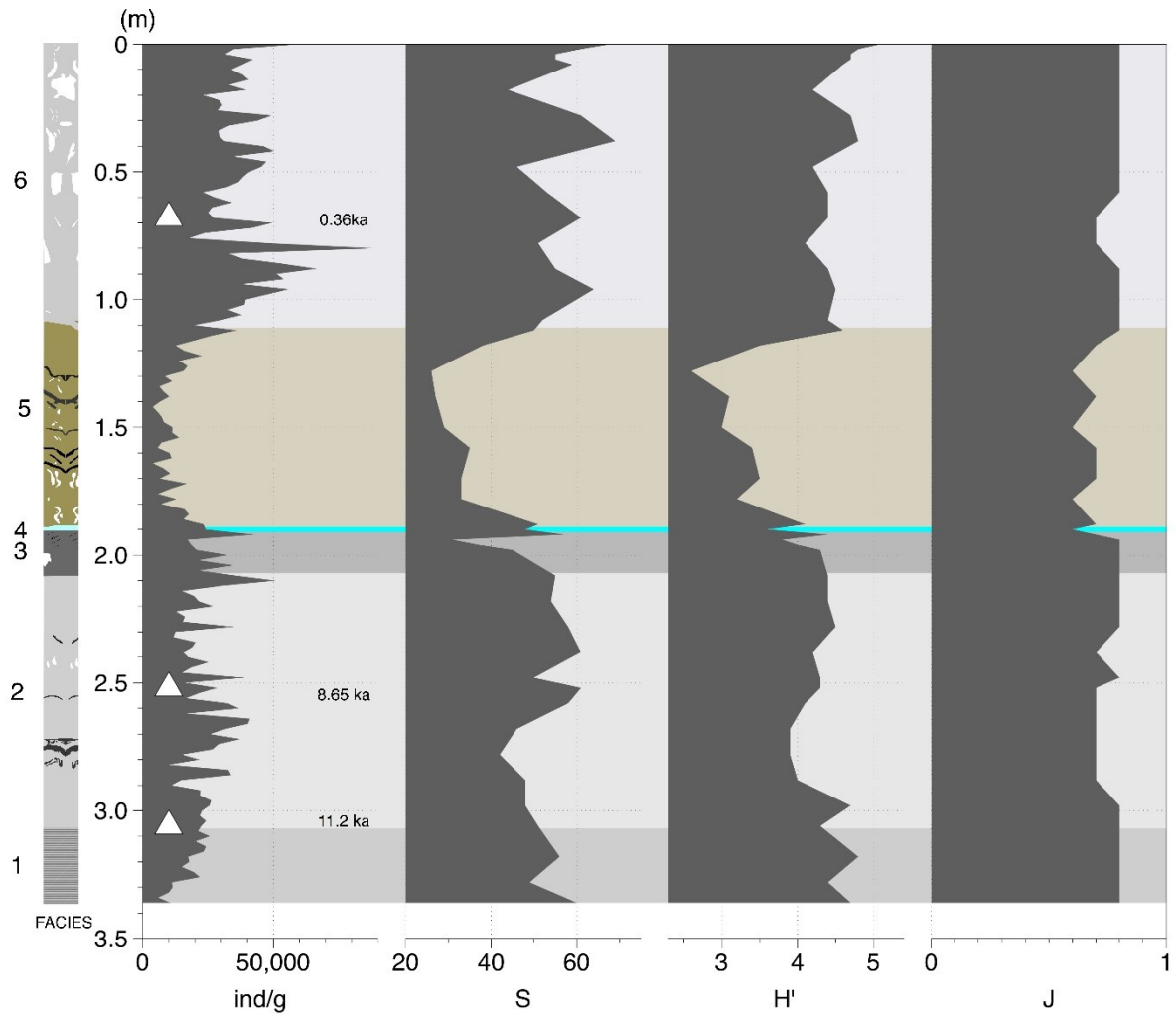


Figura 7- Distribuição vertical dos valores de densidade (ind/g), riqueza (S), diversidade (H') e equitatividade (J) de foraminíferos presentes no sedimento do testemunho SFC-01. Também estão indicadas a localização e idade das amostras datadas e as fácies sedimentares.

### 4.3. Análises estatísticas

A análise hierárquica de agrupamento permitiu a individualização de quatro grupos de amostras (similaridade > 70%) (Figura 8): Grupo A- composto pelas amostras da fácies 5; Grupo B- formado por todas as amostras da fácies 3; e C – englobando as fácies sedimentares 1, 2, 4 e 6, podendo ser subdividido em C1, que reúne todas as amostras da fácies 1, e C2, que engloba as amostras das fácies sedimentares 2, 4 e 6.

A ordenação por escalonamento multidimensional (MDS) confirmou o agrupamento da análise hierárquica de agrupamento e apresentou um ajuntamento de amostras que reflete as fácies sedimentares encontradas no testemunho (Figura 9). O MDS separou as fácies 3 e 5 entre si e das demais, e apesar das fácies 1, 2, 4 e 6 corresponderem a um grande grupo, é

possível perceber subdivisões claras que podem ser associadas às fácies sedimentares (Figura 9).

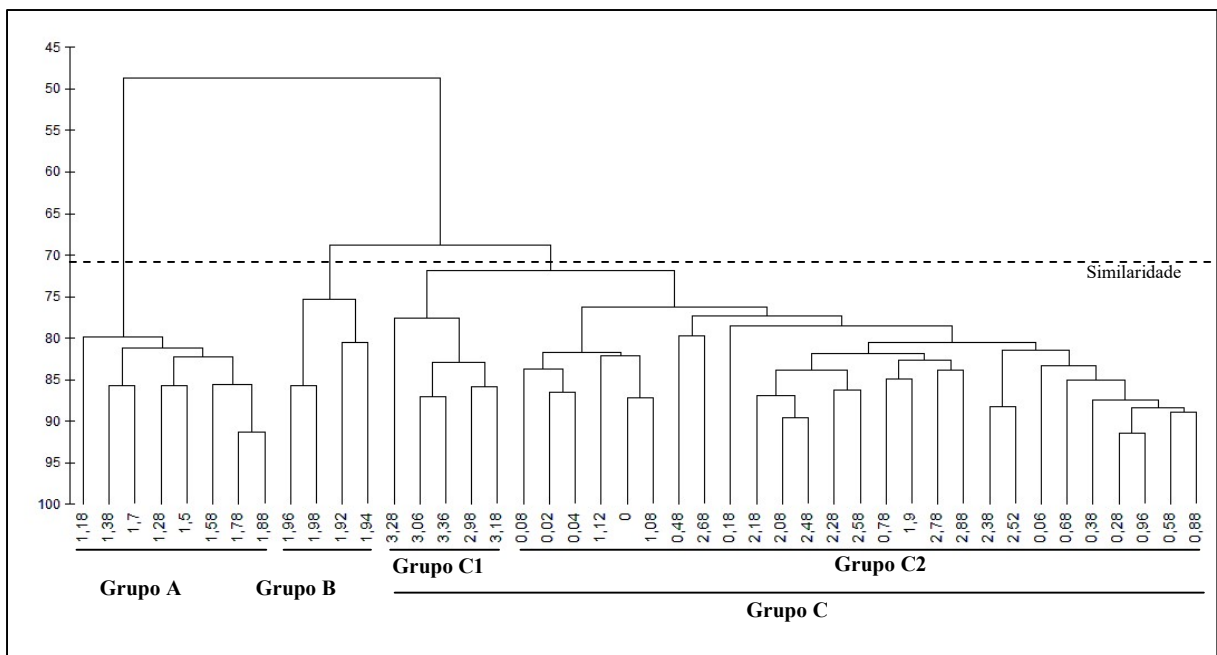


Figura 8- Diagrama hierárquico de agrupamento para as amostras do testemunho SFC-01 no cânion submarino do São Francisco.

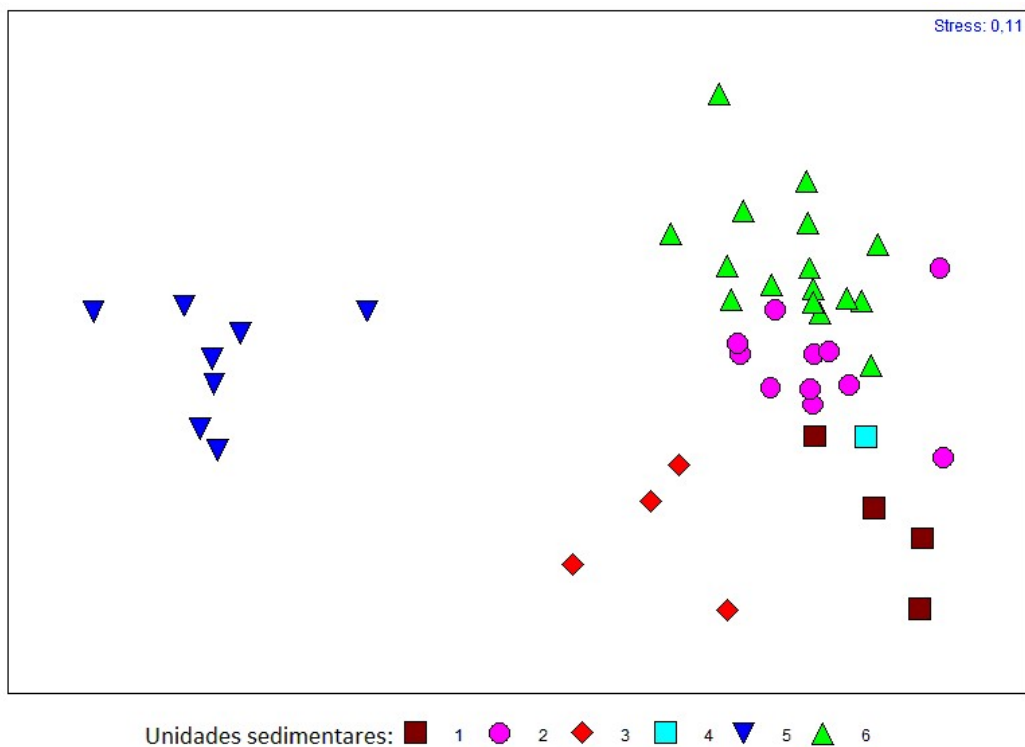


Figura 9- Ordenação MDS para as amostras das fácies sedimentares do testemunho SFC-01.

A análise de variância por similaridade (ANOSIM) apontou diferenças significativas na composição das assembleias de foraminíferos presentes nas diferentes fácies sedimentares

(R global = 0,682; p = 0,001), tendo sido ainda verificadas diferenças significativas entre quase todas as fácies, exceto entre as fácies 2 e 4 (Tabela 2).

Tabela 2- ANOSIM. Testes pareados entre as fácies sedimentares do testemunho SFC-01 (em negrito os testes significativos).

Testes pareados	R	p
Fácies 6 vs 5	0,89	<b>0,001</b>
Fácies 6 vs 4	0,365	<b>0,045</b>
Fácies 6 vs 3	0,967	<b>0,001</b>
Fácies 6 vs 2	0,331	<b>0,001</b>
Fácies 6 vs 1	0,81	<b>0,001</b>
Fácies 5 vs 4	0,913	<b>0,005</b>
Fácies 5 vs 3	0,884	<b>0,001</b>
Fácies 5 vs 2	0,949	<b>0,001</b>
Fácies 5 vs 1	0,97	<b>0,001</b>
Fácies 4 vs 3	0,778	<b>0,029</b>
Fácies 4 vs 2	0,219	0,129
Fácies 4 vs 1	0,593	<b>0,029</b>
Fácies 3 vs 2	0,863	<b>0,003</b>
Fácies 3 vs 1	0,833	<b>0,029</b>
Fácies 2 vs 1	0,543	<b>0,005</b>

A análise percentual de similaridade (SIMPER) mostra alta similaridade das assembléias de foraminíferos em cada uma das fácies sedimentares, com valores superiores a 70% (Tabela 3). As fácies sedimentares que apresentaram as maiores dissimilaridades em relação às demais foram as fácies 3 e 5 (dissimilaridades entre ~40 e ~70%, respectivamente) e a menor, foi registrada entre as fácies 2 e 4 (26,12%) (Tabela 4). Os táxons que mais contribuíram para a similaridade das amostras em cada uma das fácies sedimentares assim como para a dissimilaridade entre as mesmas, e seus respectivos percentuais de contribuição, encontram-se listados nas Tabelas 3 e 4.

Tabela 3- SIMPER. Percentuais de similaridade e de contribuição dos principais táxons para a similaridade das fácies sedimentares do testemunho SFC-01.

Fácies Sedimentar	Similaridade (%)	Táxons	Contribuição (%)
1	74,27	<i>Globocassidulina crassa</i>	38,03
		<i>Bolivina paula</i>	11,74
		<i>Cassidulina carinata</i>	9,11
		<i>Bolivina</i> spp.	6,58
		<i>Discorbinella bertheloti</i>	6,45
		<i>Uvigerina peregrina</i>	5,52
2	75,35	<i>Globocassidulina crassa</i>	53,44
		<i>Globigerina</i> spp.	6,02
		<i>Bolivina</i> spp.	5,66
3	70,06	<i>Globocassidulina crassa</i>	31,53
		<i>Bolivina</i> spp.	15,09
		<i>Bulimina marginata</i>	12,96
		<i>Cassidulina carinata</i>	12,03
		<i>Cassidulinoides mexicana</i>	7,9
		<i>Globigerina</i> spp.	6,15
		<i>Islandiella australis</i>	5,17
4	77,16	<i>Globocassidulina crassa</i>	60,11
		<i>Bulimina marginata</i>	6,75
		<i>Cassidulina carinata</i>	5,12
5	71,19	<i>Cassidulinoides mexicana</i>	41,85
		<i>Bolivina subaenariensis</i> var. <i>mexicana</i>	26,56
		<i>Globobulimina turgida</i>	6,77
		<i>Bolivina</i> spp.	5,54
		<i>Bulimina marginata</i>	5,33
		<i>Bolivina barbata</i>	5,1
6	71,77	<i>Globocassidulina crassa</i>	32,58
		<i>Uvigerina peregrina</i>	14,74
		<i>Bulimina marginata</i>	11,49
		<i>Globigerinoides ruber</i>	5,61

Tabela 4- SIMPER. Percentuais de dissimilaridade e de contribuição dos principais táxons para a dissimilaridade entre as fácies sedimentares do testemunho SFC-01.

Fácies Sedimentar	Dissimilaridade (%)	Táxons	Contribuição (%)
Fácies 6 vs 5	71,24	<i>Cassidulinoides mexicana</i>	26,88
		<i>Globocassidulina crassa</i>	16,83
		<i>Bolivina subaenariensis var. mexicana</i>	13,86
		<i>Uvigerina peregrina</i>	6,87
Fácies 6 vs 4	33,89	<i>Globocassidulina crassa</i>	35,06
		<i>Uvigerina peregrina</i>	9,95
		<i>Bulimina marginata</i>	7,94
Fácies 6 vs 3	43,96	<i>Uvigerina peregrina</i>	12,83
		<i>Bolivina spp.</i>	12,74
		<i>Globocassidulina crassa</i>	11,85
		<i>Cassidulina carinata</i>	8,35
Fácies 6 vs 2	34,34	<i>Globocassidulina crassa</i>	24,88
		<i>Uvigerina peregrina</i>	13,49
		<i>Bulimina marginata</i>	10,22
		<i>Globigerina spp.</i>	6,07
Fácies 6 vs 1	40,34	<i>Globocassidulina crassa</i>	12,92
		<i>Bulimina marginata</i>	11,73
		<i>Bolivina paula</i>	11,19
		<i>Uvigerina peregrina</i>	10,77
		<i>Cassidulina carinata</i>	8,61
Fácies 5 vs 4	75,19	<i>Globocassidulina crassa</i>	30,27
		<i>Cassidulinoides mexicana</i>	24,75
		<i>Bolivina subaenariensis var. mexicana</i>	14,08
Fácies 5 vs 3	64,61	<i>Cassidulinoides mexicana</i>	24,16
		<i>Globocassidulina crassa</i>	16,16
		<i>Bolivina subaenariensis var. mexicana</i>	15,29
		<i>Cassidulina carinata</i>	7,59
Fácies 5 vs 2	73,97	<i>Cassidulinoides mexicana</i>	26,57
		<i>Globocassidulina crassa</i>	25,31
		<i>Bolivina subaenariensis var. mexicana</i>	14,17
Fácies 5 vs 1	76,21	<i>Cassidulinoides mexicana</i>	26,97
		<i>Globocassidulina crassa</i>	16,05
		<i>Bolivina subaenariensis var. mexicana</i>	14,97
		<i>Cassidulina carinata</i>	6,06
Fácies 4 vs 3	42,59	<i>Globocassidulina crassa</i>	29,6
		<i>Bolivina spp.</i>	14,59
		<i>Cassidulina carinata</i>	7,36
Fácies 4 vs 2	26,12	<i>Globocassidulina crassa</i>	22,46
		<i>Bulimina marginata</i>	8,74
		<i>Bolivina spp.</i>	8,21

Fácies 4 vs 1	38,03	<i>Globocassidulina crassa</i>	32,13
		<i>Bolivina paula</i>	10,14
		<i>Cassidulina carinata</i>	7,85
Fácies 3 vs 2	40,77	<i>Globocassidulina crassa</i>	21,81
		<i>Bolivina spp.</i>	10,93
		<i>Bulimina marginata</i>	9,78
Fácies 3 vs 1	37,71	<i>Bulimina marginata</i>	14,51
		<i>Bolivina spp.</i>	12,07
		<i>Cassidulinoides mexicana</i>	11,01
		<i>Bolivina paula</i>	9,38
Fácies 2 vs 1	34,21	<i>Globocassidulina crassa</i>	24,77
		<i>Bolivina paula</i>	12,85
		<i>Cassidulina carinata</i>	9,48

Na análise de componentes principais (PCA), as variáveis ambientais utilizadas – teores de carbonato de cálcio (CaCO<sub>3</sub>), carbono orgânico (Corg), nitrogênio total (Nt), areia, silte, argila e grãos sedimentares de origem continental (Cont - quartzo e matéria orgânica detrítica) - explicaram ~50% da variação das assembleias de foraminíferos no testemunho e estiveram distribuídas, em ordem de importância, pelos dois primeiros eixos, que juntos são responsáveis por mais de ~86% da variação representada pelo diagrama (Figura 10 e Tabela 5).

O eixo I, que respondeu por 69,2%, da variabilidade encontrada, está mais bem correlacionado com as variáveis Corg, Nt, argila, silte e Cont, evidenciando duas associações:

- Primeira associação: é composta pelas fácies sedimentares 3 e 5, que foram interpretadas como movimentos de massa e está correlacionada aos maiores percentuais de Corg, Nt e silte.

- Segunda associação: reúne as fácies sedimentares 1, 2, 4 e 6, as três primeiras representativas de fluxos turbidíticos e a última dos depósitos modernos maciços. Está associada a teores mais elevados de argila e Cont.

No eixo II, que representa 16,7% da variabilidade, as variáveis silte, CaCO<sub>3</sub> e argila estão mais bem correlacionadas e é possível perceber a influência dos percentuais de argila nas fácies 1, 2, 3 e 4, de silte na fácies 5 e de CaCO<sub>3</sub> na fácies 6.

No diagrama da PCA é possível observar, também, que o comprimento e adireção dos vetores dos táxons de foraminíferos e das variáveis ambientais apresentam uma forte correlação entre estes parâmetros, além de delimitar as assembléias associadas às fácies sedimentares.

*Uvigerina peregrina* (*Uper*), *Bulimina marginata* (*Bmar*), *Cassidulina curvata* (*Ccur*), *Globigerinoides ruber* (*Grub*), *Cibicides* spp. (*Cib*) e *Planulina foveolata* (*Pfov*) apresentam forte correlação com  $\text{CaCO}_3$  e estão associadas a fácies 6.

*Cassidulinoides mexicana* (*Cmex*), *Bolivina subaenariensis* var. *mexicana* (*Bsubmex*), *Globobulimina turgida* (*Gtur*) e *Bolivina barbata* (*Bbar*) estão mais bem correlacionadas com silte, Nt e Corg e caracterizam a fácies 5.

*Globocassidulina crassa* (*Gcr*), *Islandiella australis* (*Iaus*), *Cassidulina carinata* (*Ccar*), *Bolivina ordinaria* (*Bord*) *Globigerina* spp. (*Glob*), *Globigerina bulloides* (*Gbul*) e *Discorbinella bertheloti* (*Dbert*) mostram forte correlação com argila e Cont. e estão associadas às fácies 1, 2, e 4.

*Bolivina paula* (*Bpau*) e *Bolivina* spp. (*Bol*) não apresentam forte correlação com as variáveis ambientais utilizadas, mas estão melhor associadas às fácies sedimentares 1 e 3, respectivamente.

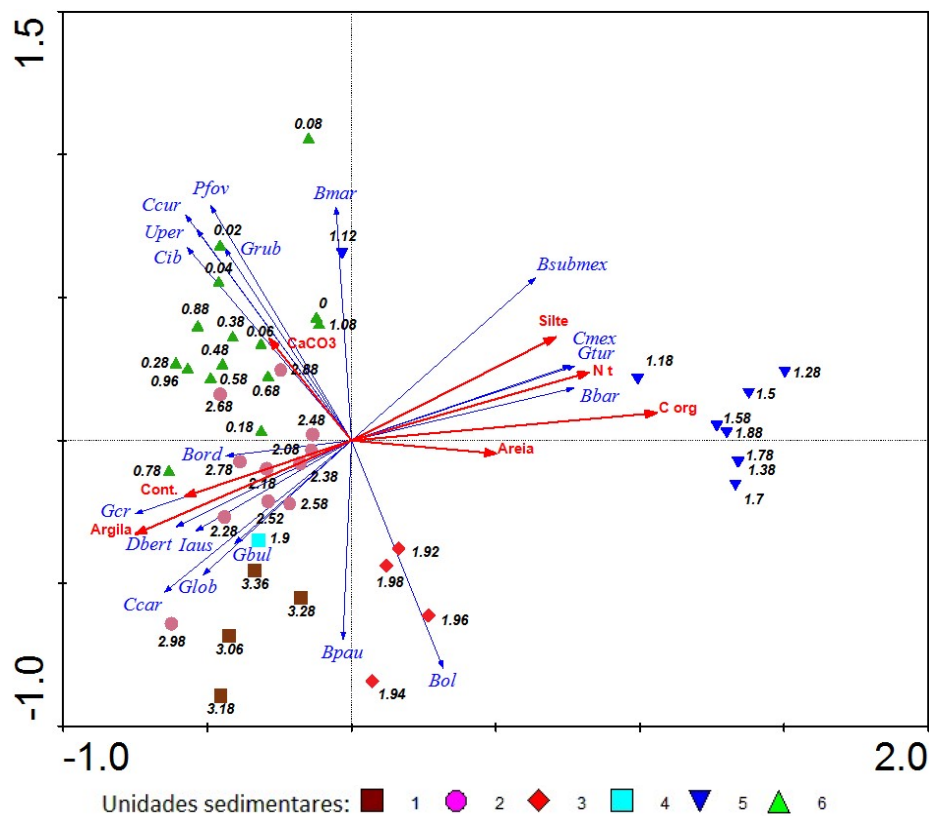


Figura 10- PCA. Diagrama de ordenação das amostras, das principais espécies de foraminíferos e variáveis ambientais do testemunho SFC-01.



Tabela 5- Variáveis ambientais utilizadas na análise de componentes principais (PCA), correlações internas com os eixos de ordenação, percentuais de explicação e somatório dos autovalores canônicos.

Variáveis ambientais	Correlações	
	Eixo I	Eixo II
CaCO <sub>3</sub>	-0.2415	0.4718
Corg	0.8911	0.1273
Nt	0.6936	0.3153
Areia	0.4223	-0.0608
Silte	0.5956	0.4790
Argila	-0.6325	-0.4345
Cont.	-0.4888	-0.2597
% explicação dada pelos eixos	69,2	16,7
Σ autovalores canônicos	0,499	

## 5. DISCUSSÃO

### 5.1. Assembleias de foraminíferos bêntonicos

A relação entre a diversidade e a densidade de foraminíferos bêntonicos pode ser utilizada em caracterizações gerais do ambiente e podem refletir a disponibilidade de oxigênio e do fluxo de matéria orgânica (Jorissen et al., 1995; Gooday, 2003; Kuhnt et al., 2007). Em geral, o aumento do fluxo de matéria orgânica está relacionado ao aumento no número de foraminíferos bêntonicos (Kuhnt et al., 2007; Garcia et al., 2013). Os maiores valores de diversidade estão relacionados a ambientes mesotróficos bem oxigenados, enquanto que os menores valores são registrados em ambientes extremamente oligotróficos ou eutróficos e em ambientes pobres em oxigênio (Kuhnt et al., 2007).

Dessa forma, os altos valores nos índices ecológicos (riqueza, diversidade e equitatividade) e a grande densidade de foraminíferos registrada no testemunho estudado (exceto das fácies 3 e 5), indicam que nos últimos 11.000 anos o fundo do cânion do São Francisco apresentou de modo geral uma população estável indicativa de um ambiente oligotrófico bem oxigenado. A presença marcante de *Globocassidulina crassa*, em todo o testemunho, associada a *Uvigerina peregrina*, *Bulimina marginata* e/ou *Cassidulina carinata* reforçam este caráter trófico (Jorissen et al., 1995; De Rijk et al., 2000; Gooday, 2003; Kuhnt et al., 2007; Duros et al., 2012; 2013; 2014; Bolliet et al., 2014).

Com base nas análises de agrupamento, MDS, SIMPER e ANOSIM foi possível discriminar, nas seis fácies sedimentares do testemunho, cinco assembleias de foraminíferos (Figura 11). As principais espécies de cada assembleia foram determinadas pelo SIMPER e suas relações com os parâmetros ambientais corroboradas pela PCA.

### 5.1.1. Assembleia *Globocassidulina crassa*, *Bolivina paula* e *Cassidulina carinata*.

Esta assembleia é característica da fácies sedimentar 1. As espécies que dominam essa assembleia – *G. crassa*, *B. paula* e *C. carinata* – são típicas de micro-habitat epifaunal ou infaunal raso, bem adaptados a condições oligotróficas a mesotróficas e a ambientes bem oxigenados (De Rijk et al., 2000; Murray, 2006; Kuhnt et al., 2007; Duros et al., 2012; 2014). Os táxons associados a esta assembleia – *Bolivina* spp., *Discorbinella bertheloti* e *Uvigerina peregrina* – os baixos valores de densidade e a elevada diversidade reforçam essa afinidade (Murray, 2006; Kuhnt et al., 2007; Hromic, 2011, Garcia et al., 2013).

### 5.1.2. Assembleia *Globocassidulina crassa*.

A assembleia *Globocassidulina crassa* é restrita às fácies sedimentares 2 e 4. A *G. crassa* é relatada como uma espécie infaunal rasa associada a ambientes oligotróficos a mesotróficos bem oxigenados (De Rijk et al., 2000; Kuhnt et al., 2007), aspecto corroborado pelos valores elevados de densidade e diversidade encontrados nesta assembleia (Kuhnt et al., 2007).

### 5.1.3. Assembleia *Globocassidulina crassa*, *Bolivina* spp., *Bulimina marginata* e *Cassidulina carinata*.

Caracteriza os depósitos da fácies sedimentar 3, interpretada como movimento de massa. Esta assembleia é composta por uma mistura de espécies epifaunais e infaunais rasas e profundas adaptadas a condições óxicas e dióxicas (De Rijk et al., 2000; Murray, 2006; Kuhnt et al., 2007; Hess; Jorissen, 2009; Duros et al., 2012; Bolliet et al., 2014; Duros et al., 2014). Por se tratar de uma assembleia associada a um depósito de movimento de massa, não possui um significado ambiental para o sítio de deposição em si. No entanto, pode fornecer informações importantes sobre a proveniência destes depósitos (Duros et al., 2012; 2014).

### 5.1.4. Assembleia *Cassidulinoides mexicana* e *Bolivina subaenariensis* var. *mexicana*.

Esta assembleia caracteriza a fácies sedimentar 5, interpretada também como um movimento de massa. Do mesmo modo que a fácies 3, não é representativa do sítio de deposição por si própria, mas pode fornecer indicações sobre as condições ambientais dos locais onde os sedimentos foram originalmente depositados (Duros et al., 2012; Duros et al., 2014). As espécies dominantes nesta assembleia são infaunais oportunistas e respondem positivamente a concentrações elevadas de matéria orgânica (Murray, 2006; Duros et al.,

2013; Bolliet et al., 2014). Associadas a estas espécies, são encontrados outros táxons oportunistas e infaunais profundos, tolerantes a ambientes eutrofizados onde o oxigênio pode atuar como fator limitante – *Globobulimina turgida*, *Bolivina* spp., *Bulimina marginata* e *Bolivina barbata* (Jorissen et al., 1998; Murray, 2006; Kuhnt et al., 2007; Hess; Jorissen, 2009; Duros et al, 2013; Bolliet et al., 2014). Essas condições são refletidas, também, pelos baixos valores de densidade e diversidade encontrados nesta assembleia (Kuhnt et al., 2007). O desenvolvimento de uma assembleia com predominância de espécies infaunais intermediárias a profundas sugere um ambiente redox estável e ausência de perturbações físicas na superfície do sedimento (Fontanier et al., 2005, Koho et al., 2007; Duros et al, 2013).

#### 5.1.5. *Assembleia Globocassidulina crassa, Uvigerina peregrina e Bulimina marginata.*

Esta assembleia está associada à fácies sedimentar 6. Os altos valores de diversidade e densidade e a dominância de *G. crassa* observados nesta assembleia indicam a dominância de condições oligotróficas a mesotróficas. Entretanto a redução em sua abundância, quando comparada com a assembleia presente na fácies 2 e 4, assim como a associação com as espécies oportunistas *Uvigerina peregrina* e *Bulimina marginata* sugerem uma diminuição na oxigenação do sedimento (De Rijk et al., 2000; Kuhnt et al., 2007; Hess; Jorissen, 2009; Duros et al, 2013; Garcia et al., 2013; Bolliet et al., 2014). O estabelecimento de *B. marginata*, uma espécie infaunal profunda, sugere também, um ambiente mais estável, sem grandes perturbações físicas que afetem a superfície do sedimento (Fontanier et al., 2005, Koho et al., 2007; Duros et al, 2013).

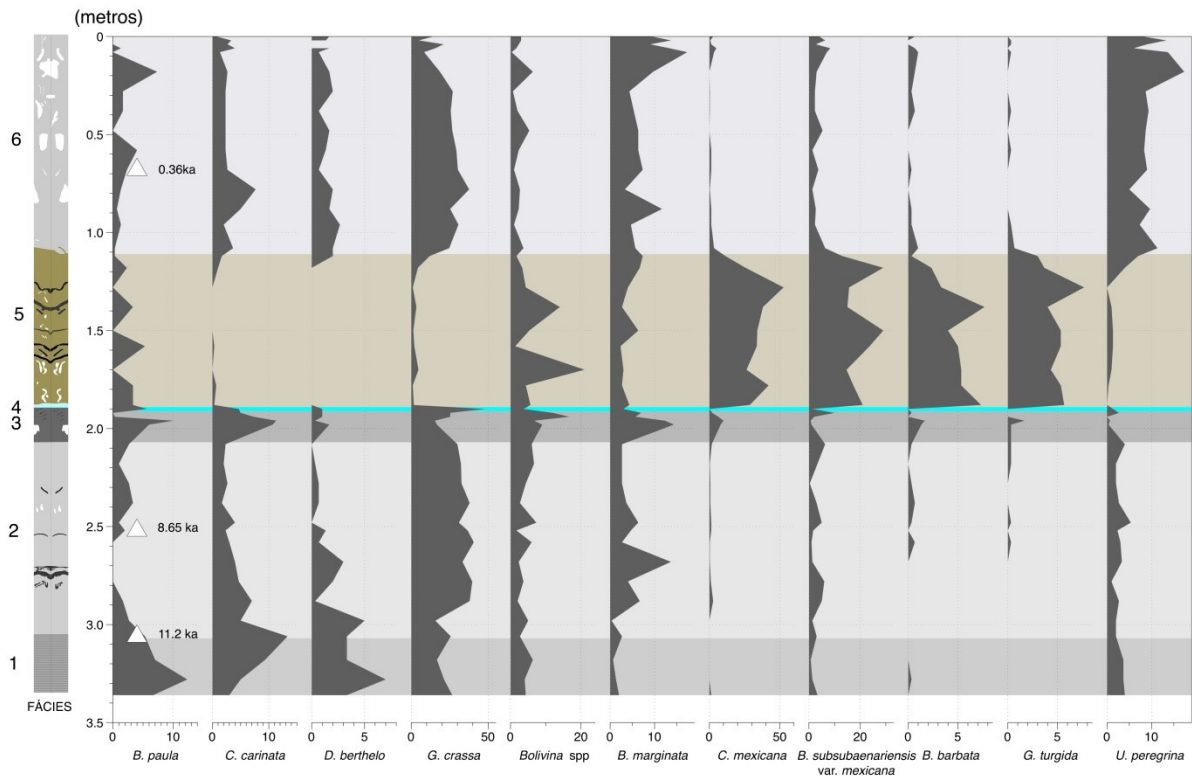


Figura 11- Distribuição vertical das principais espécies e assembleias de foraminíferos presentes no testemunho SFC-01.

## 5.2. Evidências de transporte sedimentar

Testas de foraminíferos podem ser facilmente transportadas por diversos processos sedimentares (camada nefeloide, fluxos de gravidade, correntes de fundo, dentre outros), movendo-as de um determinado ambiente para um outro totalmente diferente. Deste modo a análise taxonômica destas testas pode fornecer subsídios sobre a intensidade deste transporte (Murray, 2006; Duros et al., 2012; Bolliet et al., 2014; Duros et al., 2014).

Ao longo do testemunho foram registradas testas de foraminíferos alóctones típicos de áreas plataformais e de talude superior. Táxons normalmente descritos para ambientes costeiros e/ou plataformais – *Ammonia* spp., *Discorbinella bertheloti* e miliolídeos – tiveram maior ocorrência nas amostras das fácies 1 e 2 (Murray, 2006; Hromic, 2011; Duros et al., 2012; Garcia et al., 2013, Duros et al., 2014; Bolliet et al., 2014). Nas fácies sotopostas estes táxons estão ausentes ou diminuem significativamente em frequência, indicando uma diminuição da contribuição de sedimentos plataformais e costeiros no sentido do topo do testemunho. Assim tanto as assembleias de foraminíferos como as fácies sedimentares indicam uma maior atividade de fluxos turbidíticos na porção inferior do testemunho, no período que se estende até pelo menos 8500 anos AP.

As fácies sedimentares 3 e 5, ambas interpretadas como resultantes de movimentos de massa, apresentaram alta dissimilaridade entre suas assembleias de foraminíferos (64,61%), sugerindo áreas fontes diferentes para esses depósitos. A presença de *Globocassidulina crassa*, *Bolivina* spp., *Bulimina marginata* e *Cassidulina carinata* na fácies 3 e os valores relativamente baixos das dissimilaridades (valor médio de ~41%) das assembleias de foraminíferos, entre esta fácies e as fácies 1, 2, 4 e 6, sugerem que os sedimentos que constituem a fácies 3, tenham sido originalmente depositados, muito próximo do sítio testemunhado, talvez proveniente de um fluxo de detritos oriundo de regiões imediatamente laterais ao próprio talvegue do cânion, como os terraços mostrados na figura 02.

De outro lado, nos sedimentos da fácies 5, a ocorrência de espécies atípicas em comparação com as espécies presentes nas demais fácies (dissimilaridades >70%), assim como a presença de táxons infaunais profundos como *Cassidulinoidea mexicana*, *Globobulimina turgida* e *Bulimina marginata*, típicos de ambientes pouco perturbados fisicamente (Fontanier et al., 2005, Koho et al., 2007; Duros et al., 2013), e a grande quantidade de testas amareladas, indicativas de baixas taxas de sedimentação (Leão; Machado, 1989) sugerem um ambiente de deposição original muito diferente daquele do sítio de investigação, talvez até mesmo externo ao cânion do São Francisco, como por exemplo as regiões adjacentes do talude.

Nos depósitos modernos, presentes no topo do testemunho (fácies 6), a *Cassidulina carinata* é uma espécie comum na assembleia de foraminíferos, o que sugere uma fonte possivelmente associada à cabeceira do cânion onde se acumulam as porções mais distais da clinofórmula deltaica. Esta espécie tem sido reportada como típica de regiões de plataforma externa, talude superior e/ou cabeceiras de cânions submarinos e sua presença em regiões mais profundas é atribuída a transporte descendente de sedimentos (De Rijk et al., 2000; Fontanier et al., 2012; Duros et al., 2012; Duros et al., 2014; Bolliet et al., 2014).

Também a presença de *C. carinata* ao longo de quase todo o testemunho pode estar relacionada ao transporte de sedimentos da plataforma externa e da região da cabeceira do cânion submarino do São Francisco para regiões mais profundas durante todo o período investigado.

### **5.3. Variações do Nível do Mar e Sedimentação no Cânion Submarino do São Francisco**

Diversos autores consideram que durante o último máximo glacial, a conexão direta entre as desembocaduras dos rios e as cabeceiras dos cânions favoreceu um maior suprimento

de sedimentos arenosos para estes (Deptuck et al., 2007; McHargue et al., 2011; Pratson; Coakley, 1996; Baztan et al., 2005; Oiwane et al., 2011).

Durante níveis de mar alto, o recuo da fonte sedimentar fez com que muitos cânions submarinos ao redor do mundo fossem considerados inativos (Damuth; Kumar, 1975; Babonneau et al., 2002). Entretanto, alguns cânions são ainda considerados ativos devido à proximidade da cabeceira do cânion com o rio principal (Babonneau et al., 2002), e outros devido ao aporte sedimentar proporcionado pelas plataformas continentais, mesmo sem relação com sistemas fluviais (Antobreh; Krastel, 2006; Arzola et al., 2008).

Summerhayes et al., (1976) considera que o cânion submarino do São Francisco se encontra inativo atualmente e os resultados obtidos neste estudo corroboram estas idéias.

Os depósitos da fácies 1 mostram que o final do período de maior influência fluvial no interior do cânion ocorreu antes de 11180-10900 anos AP, idade do topo desta fácies, caracterizada por turbiditos diluídos típicos, não bioturbados, presença de espécies de foraminíferos indicadoras de águas costeiras, e maiores teores de grãos sedimentares de origem continental. Este período corresponde aproximadamente ao intervalo de diminuição das taxas de subida do nível do mar subsequente ao pulso de degelo IB (MWP IB) (Younger Dryas) (Liu et al. 2004). Nesta época o nível eustático do mar encontrava-se entre 40 e 60 m abaixo do atual (Liu et al. 2004; Peltier; Fairbanks, 2006) e, portanto, a plataforma continental na região de estudo encontrava-se exposta subaeramente, e o rio São Francisco estava conectado diretamente ao canion submarino (Guimarães, 2010).

Após o *Younger Dryas*, o nível eustático do mar voltou a subir com taxas elevadas, o que resultou na inundação do vale inciso do rio São Francisco e da plataforma continental adjacente (Guimarães, 2010). O aumento significativo e progressivo dos teores de carbonato de cálcio no sentido do topo da fácies 2, teria resultado da inundação da plataforma continental e início da produção de carbonatos nesta região. Do mesmo modo, o progressivo desaparecimento do acamamento no sentido do topo desta fácies reflete o recuo da embocadura fluvial no sentido do continente, eliminando a conexão direta entre esta e o cânion do São Francisco.

Neste trabalho defendemos que o registro do máximo da inundação holocênica no testemunho está situado próximo ou coincidente com o topo da fácies 2. A diminuição significativa do aporte de sedimentos para o cânion durante o máximo da transgressão Holocênica se manifesta também pelos episódios de movimento de massa representados pelas fácies 3 e 5, oriundos dos terraços laterais ao talvegue (Fácies 3) e até mesmo de regiões vizinhas do talude (Fácies 5). O aumento da frequência de movimentos de massa associado à

um decréscimo na atividade das correntes de turbidez durante a transgressão Holocênica é também reportado para outros cânions do mundo, como na região do Golfo de Biscaia (Toucanne et al. 2008). Garcia et al. (2013) também relacionaram o final de depósitos turbidíticos em secções sedimentares holocênicas ao máximo da inundação holocênica.

Durante este máximo da transgressão holocênica a única evidência da atuação de correntes de turbidez é representada pela fácies 4, porém muito pouco expressiva.

As reduzidas taxas de sedimentação durante a deposição na metade inferior da fácies 2 (0,22mm/ano), também corroboram o recuo, no sentido do continente, da principal fonte de sedimentos para o cânion representada pela desembocadura fluvial.

Segundo Guimarães (2010) a construção do delta moderno do rio São Francisco, teve início por volta de aproximadamente 8.000 anos AP. Inicialmente a maior parte dos sedimentos ficou retida no embaçamento associado à desembocadura fluvial. Só após o preenchimento deste, por volta de 5100 anos AP, é que uma cúspide deltaica mais pronunciada se formou e teve início o desenvolvimento do padrão em *downlap* da clinoforma deltaica.

Com base na datação realizada na fácies 6, apenas muito recentemente a clinoforma deltaica parece ter alcançado a cabeceira do cânion aumentando significativamente a taxa de sedimentação (2mm/ano).

Deve-se observar que embora a clinoforma deltaica tenha alcançado a cabeceira do cânion, depósitos produzidos por correntes de turbidez não foram encontrados. Isto se deve ao fato que os sedimentos arenosos ficam retidos na planície deltaica, formando os depósitos de areias litorâneas regressivas enquanto a clinoforma é constituída essencialmente por lama. Na cabeceira do cânion a clinoforma apresenta declividades superiores a 3 graus (Ribeiro, 2016), favorecendo desta forma escorregamentos de sedimento.

## 6. CONCLUSÕES

Este estudo mostrou que a sedimentação holocênica do cânion do São Francisco, no sítio estudado, se limita a uma espessura em torno de 3,4 metros. Aproximadamente quase  $\frac{1}{4}$  desta espessura é representado por depósitos oriundos de movimentos de massa nas laterais do cânion. Turbiditos diluídos típicos, bem laminados e não bioturbados, só foram encontrados na porção mais basal do testemunho e parecem estar associados ao período de redução nas taxas de subida do nível do mar associado ao *Younger Dryas*. A sedimentação moderna (fácies 6) se dá principalmente através de escorregamentos, oriundos das porções mais distais da clinoforma deltaica que presentemente soterra a cabeceira do cânion.

As assembleias de foraminíferos associadas a cada uma das fácies descritas, corroboram a reconstrução proposta neste trabalho e permitem claramente diferenciar os depósitos de movimentos de massa oriundos de regiões adjacentes ao talvegue do cânion (fácies 3), daqueles com origem mais distal, possivelmente do talude (fácies 5), assim como avaliar o grau de conectividade do cânion com o sistema fluvial (fácies 1 versus fácies 2 e 6). Apesar da pequena distância que separa a desembocadura do cânion e do fato da clinofoma deltaica moderna parcialmente soterrar a cabeceira do mesmo, a maior conectividade entre o rio e o cânion, principalmente no que diz respeito ao suprimento de sedimentos mais grossos, só ocorreu antes e durante o *Younger Dryas*. Mesmo transcorridos cerca de 8000 anos desde o início da construção do delta, só nas últimas centenas de anos, esta conexão começou a ser restabelecida, porém restrita principalmente ao aporte de sedimentos finos, uma vez que os sedimentos grossos ficam capturados na planície deltaica.

A composição das assembleias de foraminíferos, os altos valores nos índices ecológicos e a grande densidade de foraminíferos bentônicos registrados ao longo de todo o testemunho, com exceção do desmoronamento principal (fácies 5) sugerem a dominância de um ambiente oligotrófico bem oxigenado no cânion do São Francisco durante o Holoceno. No entanto, a diminuição de táxons oligotróficos e infaunais rasos e o estabelecimento de espécies oportunistas e infaunais profundas nos depósitos mais recentes sugerem uma tendência de queda nas concentrações de oxigênio no sedimento.

Apesar de se encontrar praticamente inativo em termos da transferência de grandes volumes de sedimentos, a presença de assembleias de foraminíferos típicas de ambientes mais estáveis nos depósitos modernos do final do Holoceno, e a presença de *Cassidulina crassa*, ao longo de todo testemunho, exceto na fácies 5, uma espécie típica de ambientes de cabeceira e/ou plataforma externa, é sugestivo de um transporte, ainda que reduzido, de materiais para o oceano profundo.

## 7. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Antobreh, A. A.; Krastel, S. 2006. Morphology, seismic characteristics and development of Cap Timiris Canyon, offshore Mauritania: A newly discovered canyon preserved-off a major arid climatic region. *Marine and Petroleum Geology*, 23(1): 37-59. <http://dx.doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2005.06.003>
- Arzola, R. G.; Wynn, R. B.; Lastras, G; Masson, D. G.; Weaver, P. P. E. 2008. Sedimentary features and processes in the Nazaré and Setúbal submarine canyons, west Iberian margin. *Marine Geology*, 250: 64–88. <http://dx.doi.org/10.1016/j.margeo.2007.12.006>



- Babonneau, N.; Savoye, B.; Cremer, M.; Klein, B. 2002. Morphology and architecture of the present canyon and channel system of the Zaire deep-sea fan. *Marine and Petroleum Geology*, 19(4): 445-467. [http://dx.doi.org/10.1016/S0264-8172\(02\)00009-0](http://dx.doi.org/10.1016/S0264-8172(02)00009-0)
- Baztan, J.; Berné, S.; Olivet, J. L.; Rabineau, M.; Aslanian, D.; Gaudin, M.; Réhault, J. P.; Canals, M. 2005. Axial incision: The key to understand submarine canyon evolution (in the western Gulf of Lion). *Marine and Petroleum Geology*, 22: 805-826. <http://dx.doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2005.03.011>
- Bolliet, T.; Jorissen, F. J.; Schmidt, S.; Howa, H. 2014. Benthic foraminifera from Capbreton Canyon revisited; faunal evolution after repetitive sediment disturbance. *Deep-Sea Research II*, 104: 319-334. <http://dx.doi.org/10.1016/j.dsr2.2013.09.009>
- Coutinho, P. N. 1981. Sedimentação na plataforma continental Alagoas-Sergipe. *Arquivos de Ciências do Mar*, 21 (1/2): 1-18.
- Damuth, J. E.; Kumar, N. 1975. Amazon Cone: Morphology, Sediments, Age and Growth Pattern. *Geological Society of America Bulletin*, 86: 863-878. [http://dx.doi.org/10.1130/0016-7606\(1975\)86<863:ACMSAA>2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1130/0016-7606(1975)86<863:ACMSAA>2.0.CO;2)
- De Rijk, S.; Jorissen, F. J.; Rohling, E. J.; Troelstra, S. R. 2000. Organic flux control on bathymetric zonation of Mediterranean benthic foraminifera. *Marine Micropaleontology*, 40: 151–166. [http://dx.doi.org/10.1016/S0377-8398\(00\)00037-2](http://dx.doi.org/10.1016/S0377-8398(00)00037-2)
- Deptuck, M. E.; Sylvester, Z.; Pirmez, C.; O’Byrne, C. 2007. Migration-aggradation history and 3-D seismic geomorphology of submarine channels in the Pleistocene Benin-major Canyon, western Niger Delta slope. *Marine and Petroleum Geology*, 24: 406-433. <http://dx.doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2007.01.005>
- Duros, P.; Fontanier, C.; De Stigter, H. C.; Cesbron, F.; Metzger, E.; Jorissen, F. J. 2012. Live and dead benthic foraminiferal faunas from Whittard Canyon (NE Atlantic): Focus on taphonomic processes and paleo-environmental applications. *Marine Micropaleontology*, 94/95: 25-44. <http://dx.doi.org/10.1016/j.marmicro.2012.05.004>
- Duros, P.; Fontanier, C.; Metzger, E.; Cesbron F.; Deflandre, B.; Schmidt, S.; Buscail, R.; Zaragosi, S.; Kerherve, P.; Rigaud, S.; Delgard, M. L.; Jorissen, F. J. 2013. Live (stained) benthic foraminifera from the Cap-Ferret Canyon (Bay of Biscay, NE Atlantic): a comparison between the canyon axis and the surrounding areas. *Deep Sea Research Part I*, 74: 98-114. <http://dx.doi.org/10.1016/j.dsr.2013.01.004>
- Duros, P.; Jorissen, F. J.; Cesbron, F.; Zaragosi, S.; Schmidt, S.; Metzger, E.; Fontanier, C. 2014. Benthic foraminiferal thanatocoenoses from the Cap-Ferret Canyon area (NE Atlantic):

- A complex interplay between hydro-sedimentary and biological processes. *Deep-Sea Research II*, 104:145-163. <http://dx.doi.org/10.1016/j.dsr2.2013.09.024>
- Durrieu de Madron, X. 1994. Hydrography and nepheloid structures in the Grand-Rhône canyon. *Continental Shelf Research*, 14: 457–477. [http://dx.doi.org/10.1016/0278-4343\(94\)90098-1](http://dx.doi.org/10.1016/0278-4343(94)90098-1)
- Durrieu de Madron, X.; Castaing, P.; Nyffeler, F.; Courp, T. 1999. Slope transport of suspended particulate matter on the Aquitanian margin of the Bay of Biscay. *Deep-Sea Research II*, 46: 2003-2027. [http://dx.doi.org/10.1016/S0967-0645\(99\)00053-3](http://dx.doi.org/10.1016/S0967-0645(99)00053-3)
- Fontanier, C.; Jorissen, F. J.; Chaillou, G.; Anschutz, P.; Gremare, A.; Griveaud, c. 2005. Live foraminiferal faunas from a 2800 m deep lower canyon station from the Bay of Biscay: Faunal response to focusing of refractory organic matter. *Deep-Sea Research I*, 52: 1189-1227. <http://dx.doi.org/10.1016/j.dsr.2005.01.006>
- Fontanier, C., Fabri, M. C., Buscail, R., Biscara, L., Koho, K., Reichart, G. J., Cossa, D., Galaup, S., Chabaud, G., Pigot, L. 2012. Deep-sea foraminifera from the Cassidaigne Canyon (NW Mediterranean): Assessing the environmental impact of bauxite red mud disposal. *Marine Pollution Bulletin*, 64: 1895-1910. <http://dx.doi.org/10.1016/j.marpolbul.2012.06.016>
- Fontanier, C., Jorissen, F.J., Lansard, B., Mouret, A., Buscail, R., Schmidt, S., Kerhervé, P., Buron, F., Zaragosi, S., Hunault, G., Ernoult, E., Artero, C., Anschutz, P., Rabouille, C., 2008. Live foraminifera from the open slope between Grand Rhône and Petit Rhône Canyons (Gulf of Lions, NW Mediterranean). *Deep-Sea Research I*, 55: 1532-1553. <http://dx.doi.org/10.1016/j.dsr.2008.07.003>
- Garcia, J.; Mojtahid, M.; Howa, H.; Michel, E.; Schiebel, R.; Charbonnier, C.; Anschutz, P.; Jorissen, F. J. 2013. Benthic and Planktonic Foraminifera as Indicators of Late Glacial to Holocene Paleoclimatic Changes in a Marginal Environment: An Example from the Southeastern Bay of Biscay. *Acta Protozoologica*, 52(3): 161-180. <http://dx.doi.org/10.4467/16890027AP.13.0015.1112>
- Gardner, W. D. 1989. Baltimore Canyon as a modern conduit of sediment to the deep sea. *Deep-Sea Research*, 36: 323-358. [http://dx.doi.org/10.1016/0198-0149\(89\)90041-1](http://dx.doi.org/10.1016/0198-0149(89)90041-1)
- Gooday A. J., Levin L. A., Thomas C. L., Hecker B. 1992. The distribution and ecology of *Bathysiphon filiformis* Sars and *B. major* (protista, foraminiferida) on the continental slope off North Carolina. *Journal of Foraminiferal Research*, 22 (2): 129-146. <http://dx.doi.org/10.2113/gsjfr.22.2.129>

- Gooday, A. J. 2003. Benthic Foraminifera (Protista) as tools in deep-water palaeoceanography: environmental influences on faunal characteristics. *Advances in Marine Biology*, 46: 1-90. [http://dx.doi.org/10.1016/S0065-2881\(03\)46002-1](http://dx.doi.org/10.1016/S0065-2881(03)46002-1)
- Guimarães, J. K. 2010. Evolução do delta do São Francisco – estratigrafia do Quaternário e relações morfodinâmicas. Tese de doutorado. Instituto de Geociências da Universidade Federal da Bahia. Salvador/BA, Brasil. 127p.
- Hess, S.; Jorissen, F. J. 2009. Distribution patterns of living benthic foraminifera from Cap Breton canyon, Bay of Biscay: Faunal response to sediment instability. *Deep-Sea Research I*, 56: 1555-1578. <http://dx.doi.org/10.1016/j.dsr.2009.04.003>
- Hromic, T. 2011. Foraminíferos Bentónicos Recolectados Durante La Expedición Cimar 14 Fiordos, Patagonia Chilena. *Anales Instituto Patagonia (Chile)*, 39(1): 75-89. <http://dx.doi.org/10.4067/S0718-686X2011000100007>
- Jorissen, F. J.; Stigter, H. C.; Widmark, J. G. 1995. A conceptual model explaining benthic foraminiferal microhabitats. *Marine Micropaleontology*, 26: 3-15. [http://dx.doi.org/10.1016/0377-8398\(95\)00047-X](http://dx.doi.org/10.1016/0377-8398(95)00047-X)
- Jorissen, F. J.; Wittling, I.; Peypouquet, J. P.; Rabouille, C.; Relexans, J. C. 1998. Live benthic foraminiferal faunas off Cape Blanc, NW-Africa: community structure and microhabitats. *Deep-Sea Research I*, 45: 2157-2188. [http://dx.doi.org/10.1016/S0967-0637\(98\)00056-9](http://dx.doi.org/10.1016/S0967-0637(98)00056-9)
- Jorissen, F.J., Fontanier, C., Thomas, E. 2007. Paleoceanographical proxies based on deep-sea benthic foraminiferal assemblage characteristics. In: Hillaire-Marcel, C., de Vernal, A. (Eds.). *Proxies in Late Cenozoic Paleoceanography. Developments in Marine Geology*. Elsevier, 277-340p.
- Kineke, G. C.; Woolfe, K. J.; Kuehl, S. A.; Milliman, J. D.; Dellapenna, T. M.; Purdon, R. G. 2000. Sediment export from the Sepik River, Papua New Guinea: evidence for a divergent sediment plume. *Continental Shelf Research*, 20: 2239-2266. [http://dx.doi.org/10.1016/S0278-4343\(00\)00069-8](http://dx.doi.org/10.1016/S0278-4343(00)00069-8)
- Koho, K. A., García, R., de Stigter, H.C., Epping, E., Koning, E., Kouwenhoven, T.J., van der Zwaan, G.J. 2008. Sedimentary labile organic carbon and pore water redox control on species distribution of benthic foraminifera: a case study from Lisbon-Setúbal canyon (southern Portugal). *Progress in Oceanography*, 79: 55-82. <http://dx.doi.org/10.1016/j.pocean.2008.07.004>
- Koho, K. A., Kouwenhoven, T.J., de Stigter, H.C., van der Zwaan, G.J. 2007. Benthic foraminifera in the Nazaré canyon, Portuguese continental margin: sedimentary environments

- and disturbance. *Marine Micropaleontology*, 66: 27-51.  
<http://dx.doi.org/10.1016/j.marmicro.2007.07.005>
- Kuhnt, T.; Schmiedl, G.; Ehrmann, W.; Hamann, Y.; Hemleben, C. 2007. Deep-Sea Ecosystem Variability of the Aegean Sea during the Past 22 kyr as Revealed by Benthic Foraminifera. *Marine Micropaleontology*, 64: 147-162.  
<http://dx.doi.org/10.1016/j.marmicro.2007.04.003>
- Leão, Z. M. A. N.; Machado, A. J. 1989. Variação de cor dos grãos carbonáticos de sedimentos marinhos atuais. *Revista Brasileira de Geociências*, 19(1): 87-91.
- Liu, J. P.; Milliman, J. D.; Gao, S.; Cheng, P. 2004. Holocene development of the Yellow River's subaqueous delta, North Yellow Sea. *Marine Geology*, 209: 45-67.  
<http://dx.doi.org/10.1016/j.margeo.2004.06.009>
- Liu, J. T.; Lin, H. 2004. Sediment dynamics in a submarine canyon: a case of river-sea interaction. *Marine Geology*, 207: 55-81. <http://dx.doi.org/10.1016/j.margeo.2004.03.015>
- Liu, J. T.; Liu, K. J.; Huang, J. C. 2002. The influence of a submarine canyon on river sediment dispersal and inner shelf sediment movements: a perspective from grain-size distributions. *Marine Geology*, 181(4): 357-386. [http://dx.doi.org/10.1016/s0025-3227\(01\)00219-5](http://dx.doi.org/10.1016/s0025-3227(01)00219-5)
- McHargue, T.; Pyrcz, M. J.; Sullivan, M. D.; Clark, J.; Fildani, A.; Romans, B. R.; Covault, J. A.; Levy, M.; Posamentier, H.; Drinkwater, N. 2011. Architecture of turbidite channel systems on the continental slope: patterns and predictions. *Marine and Petroleum Geology*, 28: 728-743. <http://dx.doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2010.07.008>
- Mullenbach, B. L.; Nittrouer, C. A.; Puig, P.; Orange, D. L. 2004. Sediment deposition in a modern submarine canyon: Eel Canyon, northern California. *Marine Geology*, 211: 101-119.  
<http://dx.doi.org/10.1016/j.margeo.2004.07.003>
- Murray, J. W. 2006. *Ecology and applications of benthic foraminifera*. Cambridge University Press, New York, 426 p.
- Nibbaken, J. W. 1982. *Marine Biology: an ecological approach*. Harper & Row, New York, 446 p.
- Oiwane, H.; Tonai, S.; Kiyokawa, S.; Nakamura, Y.; Suganuma, Y.; Tokuyama, H. 2011. Geomorphological development of the Goto Submarine Canyon, northeastern East China Sea. *Marine Geology*, 288: 49-60. <http://dx.doi.org/10.1016/j.margeo.2011.06.013>
- Palanques, A.; Martín, J.; Puig, P.; Guillén, J.; Company, J. B.; Sardà, F. 2006. Evidence of sediment gravity flows induced by trawling in the Palamós (Fonera) submarine canyon

- (northwestern Mediterranean). *Deep-Sea Research I*, 53: 201–214. <http://dx.doi.org/10.1016/j.dsr.2005.10.003>
- Peltier, W. R.; Fairbanks, R. G., 2006. Global glacial ice volume and Last Glacial Maximum duration from an extended Barbados sea level record. *Quaternary Science Reviews*, 25: 3322-3337. <http://dx.doi.org/10.1016/j.quascirev.2006.04.010>
- Pielou, E. C. 1969. *An introduction to Mathematical Ecology*. Wiley-Interscience, New York, 286p.
- Pielou, E. C. 1975. *Ecological Diversity*. John Wiley & Sons, New York, 165p.
- Pratson, L. F.; Coakley, B. J. 1996. A model for the headward erosion of submarine canyons induced by downslope-eroding sediment flows. *Geological Society of America Bulletin*, 108: 225-234. [http://dx.doi.org/10.1130/0016-7606\(1996\)108<0225:AMFTHE>2.3.CO;2](http://dx.doi.org/10.1130/0016-7606(1996)108<0225:AMFTHE>2.3.CO;2)
- Puig, P.; Ogston, A. S.; Mullenbach, B. L.; Nittrouer, C. A.; Sternberg, R. W. 2003. Shelf-to-canyon sediment-transport processes on the Eel continental margin (northern California). *Marine Geology*, 193: 129-149. [http://dx.doi.org/10.1016/S0025-3227\(02\)00641-2](http://dx.doi.org/10.1016/S0025-3227(02)00641-2)
- Ribeiro, R. F. 2016. *Geomorfologia do Cânion do São Francisco e do Talude Adjacente, com Base em Dados de Batimetria Multifeixe*. Monografia. Instituto de Geociências da Universidade Federal da Bahia. Salvador/BA, Brasil. 44p.
- Rosales, L. A. C., K. A. Koho, I. A. P. Duijnste, H. C. de Stigter, R. García, E. Koning, E. Epping. 2012. Living deep-sea benthic foraminifera from the Cap de Creus Canyon (western Mediterranean): Faunal-geochemical interactions. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 64: 22-42. <http://dx.doi.org/10.1016/j.dsr.2012.01.010>
- Ruch, P.; Mirmand, M.; Jouanneau, J. M.; Latouche, C. 1993. Sediment budget and transfer of suspended sediment from the Gironde estuary to Cap Ferret Canyon. *Continental Shelf Research*, 111: 109-119. [http://dx.doi.org/10.1016/0025-3227\(93\)90191-W](http://dx.doi.org/10.1016/0025-3227(93)90191-W)
- Schmiedl, G., de Bovée, F., Buscail, R., Charrière, B., Hemleben, C., Medernach, L., Picon, P., 2000. Trophic control of benthic foraminiferal abundance and microhabitat in the bathyal Gulf of Lions, western Mediterranean Sea. *Marine Micropaleontology*, 40: 167-188. [http://dx.doi.org/10.1016/S0377-8398\(00\)00038-4](http://dx.doi.org/10.1016/S0377-8398(00)00038-4)
- Shepard, F. P. 1972. Submarine canyons. *Earth-Science Reviews*, 8: 1-12. [http://dx.doi.org/10.1016/0012-8252\(72\)90032-3](http://dx.doi.org/10.1016/0012-8252(72)90032-3)
- Shepard, F. P.; Dill, R. F. 1966. *Submarine canyons and other sea valleys*. Rand McNally & Co., Chicago, 381 p.

- Summerhayes, C. P.; Fainstein, R.; Ellis, J. P. 1976. Continental margin off Sergipe and Alagoas, northeastern Brazil: a reconnaissance geophysical study of morphology and structure. *Marine Geology*, 20: 345-361. [http://dx.doi.org/10.1016/0025-3227\(76\)90112-2](http://dx.doi.org/10.1016/0025-3227(76)90112-2)
- Toucanne, S.; Zaragosi, S.; Bourillet, J. F.; Naughton, F.; Cremer, M.; Eynaud, F.; Dennielou, B. 2008. Activity of the turbidite levees of the Celtic-Armorican margin (Bay of Biscay) during the last 30,000 years: imprints of the last European deglaciation and Heinrich events. *Marine Geology*. 247: 84-103. <http://dx.doi.org/10.1016/j.margeo.2007.08.006>
- Weaver P. P. E., Billett DSM, Boetius A, Danovaro R, Freiwald A, Sibuet M (2004) Hotspot ecosystem research on Europe's deep-ocean margins. *Oceanography*, 17(4): 132-143. <http://dx.doi.org/10.5670/oceanog.2004.10>

## CAPÍTULO 3

# ARTIGO 2 – ORIGEM DA MATERIA ORGÂNICA EM SEDIMENTOS HOLOCÊNICOS DO CÂNION SUBMARINO DO SÃO FRANCISCO (NORDESTE), BRASIL

---

Ivan Cardoso Lemos Júnior <sup>a\*</sup>, José Maria Landim Dominguez <sup>a</sup>

<sup>a</sup> Programa de Pesquisa e Pós-Graduação em Geologia, Instituto de Geociências,  
Universidade Federal da Bahia, Campus Ondina, CEP 40210-340, Salvador, Brasil.

\* Autor correspondente. E-mail: ivanjunior-bio@hotmail.com (I. C. Lemos Júnior)

### RESUMO

Cânions submarinos são vias importantes para o transporte e a acumulação de sedimentos e detritos orgânicos em mar profundo, principalmente aqueles próximos a fontes fluviais. Assim, este trabalho tem como objetivos examinar a acumulação de carbono orgânico no cânion submarino do São Francisco durante o Holoceno e avaliar a contribuição de fontes alóctones (terrígenas) e autóctones (marinhas) de matéria orgânica utilizando as relações C/N e isotópicas de carbono ( $\delta^{13}\text{C}$ ) e nitrogênio ( $\delta^{15}\text{N}$ ). Para tal, 42 amostras de sedimentos proveniente de um *piston-core* (SFC-1) com 3,38 m de coluna de sedimento foram analisadas sob estes aspectos. A composição elementar ( $\text{C}_{\text{org}}$ ,  $\text{N}_t$  e  $\text{C}/\text{N}_{\text{org}}$ ) e isotópica ( $\delta^{13}\text{C}$  e  $\delta^{15}\text{N}$ ) da matéria orgânica apontam uma forte influência de fontes terrígenas para a sedimentação holocênica da matéria orgânica, mesmo em períodos de nível de mar alto, e as relações  $\text{C}/\text{N} \times \delta^{13}\text{C}$  e  $\delta^{15}\text{N} \times \delta^{13}\text{C}$  associadas a fontes locais demonstraram que a matéria orgânica depositada no interior do cânion submarino do São Francisco durante o período pós-glacial é dominada por fontes terrestres derivadas do rio São Francisco. As razões  $\text{C}/\text{N}_{\text{org}}$  indicam uma maior influência fluvial na deposição da matéria orgânica sedimentar até aproximadamente 8.500 anos AP, associados aos depósitos turbidíticos, e que após este período, os principais mecanismos de transporte de material orgânico continental para o interior do cânion são os movimentos de massa e o retrabalhamento dos sedimentos terrígenos depositados sobre a plataforma continental que formam a clinofórmula deltaica. Assim, o estudo da composição elementar e isotópica da matéria orgânica sedimentar nos depósitos holocênicos do cânion submarino do São Francisco permitiu a identificação da principal fonte de material orgânico e caracterizar os principais eventos sedimentares relacionados com a variação do nível do mar durante o Holoceno, no sítio investigado.

**Palavras-chave:** Razão C/N; Composição Isotópica; Variações do Nível do Mar; Atividade Turbidítica

## 1- INTRODUÇÃO

Compreender a distribuição e o destino da matéria orgânica no ambiente marinho é de extrema importância, tanto para avaliar sua influência no ciclo global do carbono, como também para investigar a contribuição da dispersão de sedimentos costeiros na formação dos depósitos em ambientes mais profundos de talude e bacias oceânicas (Nittrouer; Wright, 1994; Liu et al., 2000; Heussner et al., 2006).

Na maioria das áreas do oceano aberto, a produção de superfície é a fonte mais significativa de partículas para o fundo, mas uma porção significativa de material orgânico também é advectada pelo transporte lateral de partículas (Wollast, 1998, Jahnke et al., 1990, Inthorn et al., 2006). Nesse aspecto, os cânions submarinos desempenham um papel importante, uma vez que aos mesmos está associada uma maior atividade hidrodinâmica resultantes da interação entre fluxos locais e a topografia, além de fluxos gravitacionais de sedimentos como correntes de turbidez, escorregamentos e desmoronamentos de sedimentos (Puig et al., 2014), estabelecendo uma conexão entre as águas costeiras produtivas e as águas profundas pobres em nutrientes.

Embora a elevação do nível do mar no Holoceno tenha reduzido drasticamente o suprimento de sedimentos para os cânions submarinos, estes ainda funcionam como condutos preferenciais para a transferência de material particulado da plataforma para os ambientes profundos (Puig et al, 2003). Sua presença afeta, localmente, a circulação e a produtividade oceânica, influenciando fortemente a magnitude do transporte de carbono orgânico para além da quebra da plataforma, constituindo-se em *hotspots* para o sequestro de carbono e fertilização dos ecossistemas de profundidade (Puig et al, 2003; Nascimento, 2005; Guerreiro et al., 2006; de Leo et al., 2010, Kiriakoulakis et al., 2011). Por estas razões, sugere-se que os taludes continentais e os cânions submarinos são os principais sumidouros de carbono orgânico, em uma escala geológica (De Haas et al., 2002).

A proveniência e a quantificação da matéria orgânica em ambientes de margens continentais são sempre difíceis porque vários parâmetros influenciam a massa e as características moleculares da matéria orgânica preservada. A sua origem, pode ser atribuída a diferentes fontes, que incluem algas marinhas, matéria orgânica derivada do solo, detritos lenhosos, entre outros (Owens, 1987; Meyers, 1994; 1997; Hedges et al., 1997; Liu et al.; 2006; Montoya, 2007; Baudin et al., 2010; Pessenda et al., 2015).

Uma abordagem para avaliar a importância dos cânions na transferência de matéria orgânica para o oceano profundo é estudar sua geoquímica (Kiriakoulakis et al., 2011). Razões C/N e isotópicas de carbono ( $\delta^{13}\text{C}$ ) e nitrogênio ( $\delta^{15}\text{N}$ ) têm sido amplamente



utilizadas para esclarecer as fontes e o destino da matéria orgânica no ambiente marinho, como também para compreender a dinâmica sedimentar, o padrão de circulação oceânica, as condições paleoclimática e a paleoprodutividade (Goñi et al., 1998; Ogrinc et al., 2007; Tesi et al., 2008; Escobar-Briones; García-Villalobos, 2009; Yang et al., 2011; Sparkers et al., 2015; Selvaraj et al., 2015; Romero-Romero et al., 2016). O uso desses marcadores baseia-se na existência de diferenças entre as abundâncias naturais de isótopos estáveis de carbono e nitrogênio e das razões C/N na matéria orgânica proveniente do continente e do ambiente marinho (Meyars, 1994; 1997; Lamb et al. 2006; Pessenda et al., 2015).

O mais importante cânion submarino da margem continental nordeste do Brasil está associado ao delta do rio São Francisco, principal rio da região. No passado, antes das construções de grandes barragens ao longo do seu curso (a partir de meados do século XX), o rio São Francisco apresentava consideráveis descargas sólidas de material particulado da ordem de  $69 \times 10^5$  t/ano (Medeiros et al., 2007). Embora, atualmente, estes valores tenham sido drasticamente reduzidos ( $2,28 \times 10^5$  t/ano), observa-se ainda uma pluma de turbidez expressiva, sustentada por outras fontes de material provenientes da região à montante da foz, assim como a erosão e a ressuspensão dos depósitos de sedimentos finos do pró-delta (Medeiros et al., 2007). Esses fatores, associados à pequena largura da plataforma continental (12 km) e ao fato da clinofórmula deltaica alcançar a cabeceira do cânion (Guimarães, 2010), sugerem uma conectividade entre a zona costeira e o talude da região, mesmo considerando que nos encontramos em um período de nível de mar alto.

Um número restrito de investigações sobre a origem e o comportamento da matéria orgânica na região do rio São Francisco, desde a zona estuarina até o talude continental já foram realizados (Jennerjahn et al., 1996; Jennerjahn; Ittekkot, 1997; Jennerjahn et al., 1999; Jennerjahn; Ittekkot, 1999; Rezende, 2013; Santos et al., 2013). Embora a maior parte desses trabalhos aponte para uma origem marinha para a matéria orgânica, Rezende (2013) e Santos et al. (2013) apontaram para indícios de origem também terrígena para a matéria orgânica da região, com base na razão C/N, elementos maiores e traços, razões isotópicas ( $\delta^{13}\text{C}$  e  $\delta^{15}\text{N}$ ) e fenóis de ligninas.

Assim, este trabalho tem como objetivo examinar a acumulação de carbono orgânico no cânion submarino do São Francisco durante o Holoceno e avaliar a contribuição de fontes alóctones (terrígenas) e autóctones (marinhas) para a matéria orgânica sedimentar utilizando as razões isotópicas de carbono ( $\delta^{13}\text{C}$ ) e nitrogênio ( $\delta^{15}\text{N}$ ) e a razão C/N.

## **2- ÁREA DE ESTUDO**

A área de estudo corresponde ao cânhão submarino do São Francisco e está localizado ao norte da margem continental de Sergipe, em frente à foz do rio São Francisco (Figura 1).

O cânion do São Francisco indenta a plataforma continental em mais de 12 km e sua expressão morfológica na plataforma pode ser observada a partir da isóbata de 15m. Apresenta uma largura de 11 km, e um desnível, da borda para o fundo, de 700m. cânion tem geometria em forma de V e paredes abruptas terraceadas nas partes superiores. Nas porções mais inferiores, o gradiente torna-se mais suave e aparecem canais e vales, sugerindo que o cânhão não deve estar relacionado ao atual sistema de drenagem e clima, representando, desse modo, uma feição relacionada a um nível do mar mais baixo (Coutinho, 1981; Figueredo Jr et al, 2011).

A presença de fundos planos no cânion do São Francisco mostra que alguma deposição de sedimentos ainda ocorre no cânhão. No entanto, a existência de tributários cobertos por sedimentos nas paredes e a existência de blocos soltos no seu talvegue são indicativos de uma certa inatividade (Summerhayes et al., 1976).

A plataforma continental diretamente à frente da desembocadura fluvial e nas suas adjacências a sul é coberta por sedimentos lamosos que constituem a clinofórmula deltaica do rio São Francisco que, atualmente, se estende até a cabeceira do cânhão submarino. Nas regiões mais marginais, sedimentos terrígenos arenosos são predominantes na plataforma interna, enquanto sedimentos carbonáticos arenosos e cascalhosos ocorrem na plataforma externa, sobretudo à nordeste da desembocadura (Coutinho, 1981; Guimarães, 2010).

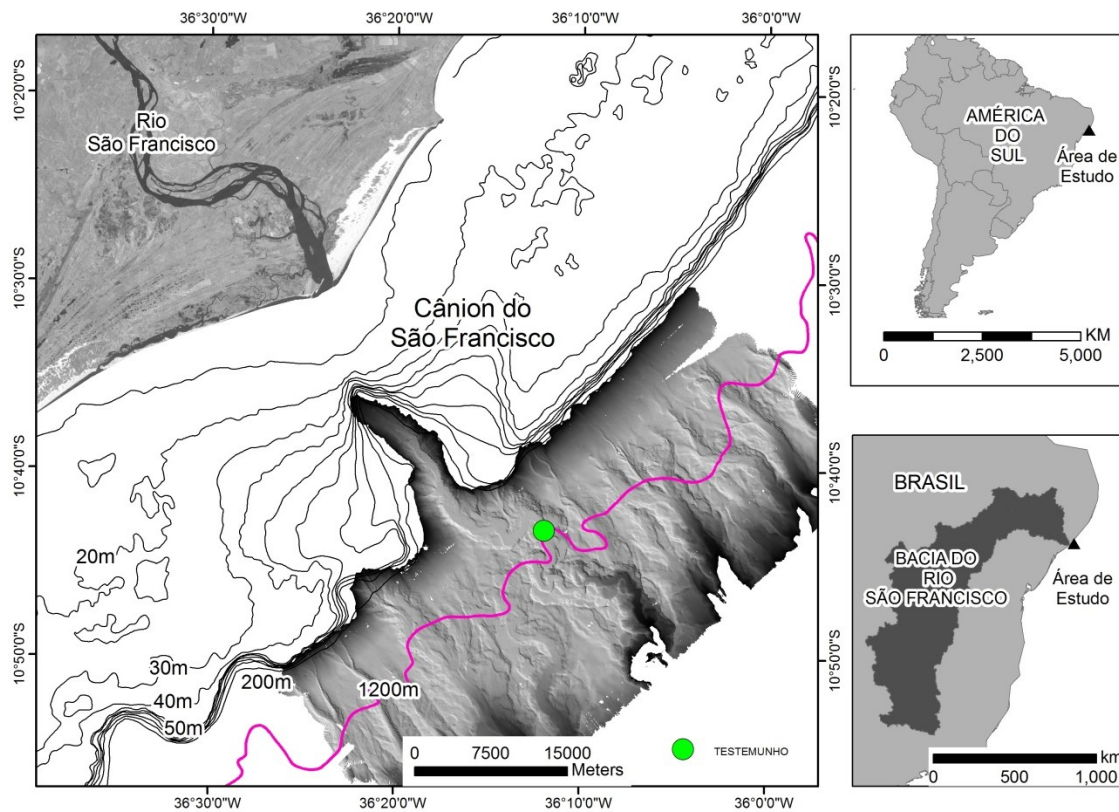


Figura 1- Mapa da margem continental de Sergipe e Alagoas com destaque para a região do cânion submarino do São Francisco.

### 3- MATERIAIS E MÉTODOS

Quarenta e duas amostras de sedimentos foram coletadas em um testemunho à pistão (SFC-01), com recuperação de 3,38m de coluna de sedimento, coletado em agosto de 2012, no talvegue do cânão submarino do São Francisco ( $10^{\circ}43'13.2''$  S;  $36^{\circ}11'59.5''$  O), em profundidade de 1300m, porção média do cânãon (Figura 2). O espaçamento entre estas amostras variou entre 2 e 10 cm, em função de mudanças nas características do sedimento.

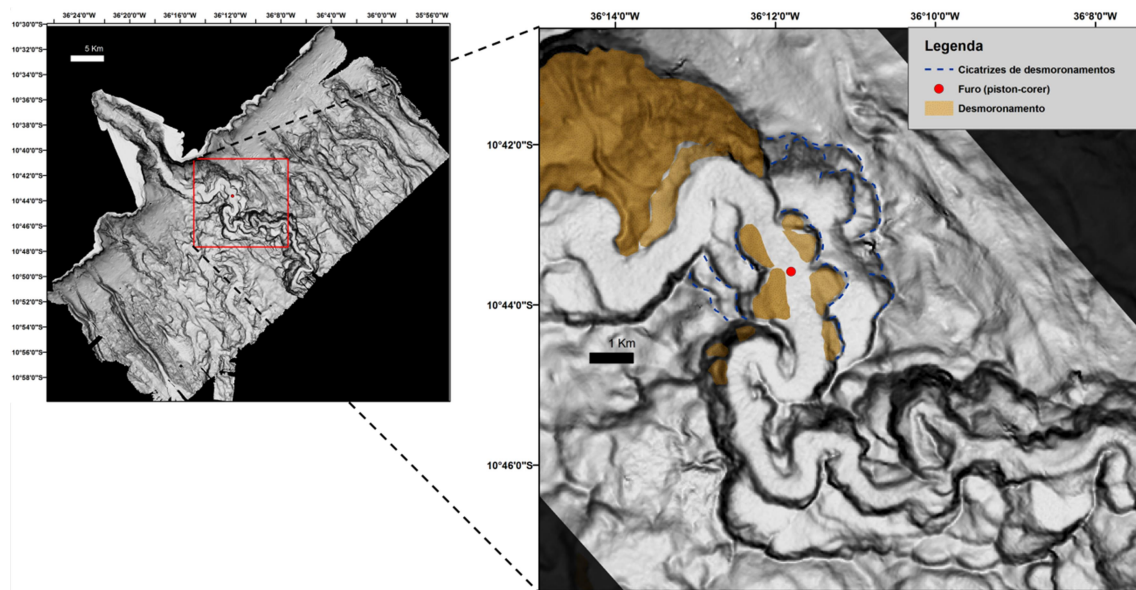


Figura 2- Renderização 3D do trecho do cânion onde foi coletado o piston-core SFC- 01 (modificado de Ribeiro, 2016).

Datações, dados granulométricos, teor de  $\text{CaCO}_3$ , composição do sedimento e concentrações de Carbono orgânico ( $C_{\text{org}}$ ), Nitrogênio total ( $N_t$ ) apresentados neste trabalho foram obtidos em estudos realizados por Lemos Júnior e Dominguez (inédito).

As análises das composições elementar ( $C_{\text{org}}$  e  $N_t$ ) e isotópica ( $\delta^{13}\text{C}$  e  $\delta^{15}\text{N}$ ) foram realizadas com o auxílio de um analisador elementar *Costech* acoplado a um espectrômetro de massa *Thermo Finigan Delta Plus*, que permite a determinação simultânea desses parâmetros. Para remoção do carbonato presente nas amostras, as mesmas foram tratadas com ácido clorídrico ( $\text{HCl}$ )  $1 \text{ mol L}^{-1}$ , lavadas com água destilada e secas novamente. Após descarbonatadas as amostras, a composição isotópica foi determinada e a quantificação dada em desvio ‰ da composição isotópica do padrão PDB (carbonato padrão derivado de Belemita da formação PeeDee) para o isótopo de carbono e do  $\text{N}_2$  atmosférico, para o isótopo de nitrogênio. O erro analítico, obtido por meio de medições repetidas foi de 2%. A exatidão foi assegurada por medidas de controle contínuo de um padrão interno do laboratório e a precisão a partir de suas repetições.

## 4- RESULTADOS E DISCUSSÃO

### 4.1. Ambiente deposicional

Em toda sua extensão, o testemunho é lamoso, variando de silte muito fino a argila. Segundo Lemos Junior e Dominguez (inédito), a acumulação dos sedimentos ocorreu durante

a última subida de nível do mar, podendo ser reconhecidas quatro estágios deposicionais (Figura 3):

- Estágio I - a porção mais basal do testemunho é caracterizada por turbiditos diluídos relacionados ao período de maior influência fluvial na sedimentação no cânion. Datações pelo radiocarbono (11180-10900 anos cal. AP) mostram que esta deposição coincide com o período de taxas de subida do nível do mar que se seguiu ao pulso de degelo IB (MWP IB) (*Younger Dryas*), quando a plataforma continental na região de estudo ainda se encontrava exposta subaeramente e o rio São Francisco desaguava provavelmente na cabeceira do cânion submarino. Os sedimentos apresentam uma laminação paralela bem definida, os menores teores de  $\text{CaCO}_3$  e os maiores teores de matéria orgânica detrítica e de quartzo.

- Estágio II – esta estágio ocorreu por volta de 8750-8440 anos cal. AP. Os sedimentos ainda apresentam algum acamamento, porém são mais bioturbados que aqueles depositados durante a Estágio I e foram interpretados como resultado da deposição de turbiditos muito diluídos após o pulso de degelo II (MWP 1B). Com esta subida do nível do mar eustático, o vale inciso do São Francisco e da plataforma continental adjacente foram rapidamente inundados resultando em um recuo pronunciado da embocadura fluvial no sentido do continente, diminuiu a efetividade da conexão direta entre esta e o cânion do São Francisco. Observa-se uma tendência de aumento gradual nos teores de  $\text{CaCO}_3$  no sentido do topo associado a uma diminuição dos teores dos constituintes terrígenos do sedimento (quartzo e matéria orgânica detrítica).

- Estágio III – com a perda de conexão desembocadura – cânion, a sedimentação no cânion, passou a ser dominada por movimentos de massa dos terraços laterais ao talvegue do cânion e até mesmo de regiões vizinhas do talude. Esta estágio estaria associada ao máximo da inundação Holocênica. Os sedimentos apresentam um acamamento inclinado e deformado e os teores de  $\text{CaCO}_3$  são reduzidos. Pelo menos, dois episódios de movimentos de massa distintos separados por uma fina camada (2cm) de depósitos tubidíticos com laminação paralela-ondulada, elevados teores de  $\text{CaCO}_3$  e baixa concentração de componentes terrígenos, são identificados. O episódio mais basal apresentou grande concentração de componentes terrígenos, e o superior, a maior concentração de frústulas de diatomáceas em todo o testemunho, e os grãos carbonáticos apresentam um aspecto oxidados (amarelado).

- Estágio IV – corresponde à sedimentação associada à construção do delta moderno do rio São Francisco, e ao progressivo soterramento da cabeceira do cânion pela clinofoma deltaica. Os depósitos têm caráter maciço e bioturbado e estariam associados a movimentos

de massa relacionados à progradação da clinoforma deltaica. Os teores de  $\text{CaCO}_3$  são os maiores em comparação com as estágios anteriores.

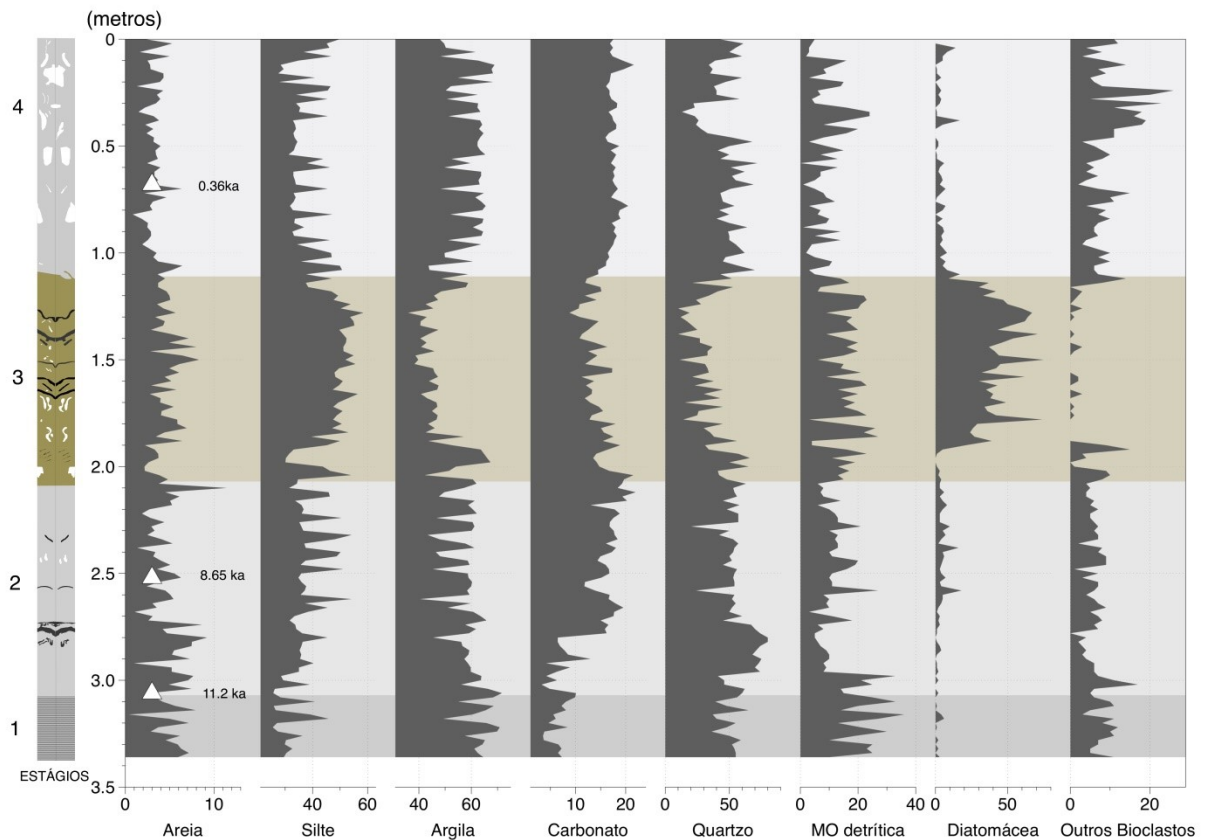


Figura 3- Perfil sedimentar e distribuição vertical dos percentuais de areia, silte e argila, teores de carbonato de cálcio ( $\text{CaCO}_3$ ) e composição do sedimento do testemunho SFC-01. Também estão indicadas a localização e idade das amostras datadas e as Estágios deposicionais.

#### 4.2. Carbono orgânico ( $C_{org}$ ) e Nitrogênio total ( $N_t$ )

Os valores de nitrogênio total e carbono orgânico oscilaram entre 0,08 e 0,11% (média = 0,09%) e 0,64 e 1,46% (média = 0,85%), respectivamente (Tabela 1 e Figura 5). Com exceção da porção relacionada aos desmoronamentos, onde apresentaram os maiores valores, o  $C_{org}$  e o  $N_t$  se comportam de modo bastante uniforme no restante do testemunho.

Os valores encontrados refletem as condições oligotróficas relatadas para a costa do nordeste brasileiro (Knoppers et al., 2009) e estão de acordo com dados reportados para a costa sergipana e região sobre influência do rio São Francisco (Tabela 2).

Tabela 1- Amostras, profundidade na coluna de sedimento, teores de carbono orgânico ( $C_{org}$ ) e nitrogênio total ( $N_{total}$ ), razão atômica de carbono orgânico e nitrogênio total  $(C/N)_a$  e carbono orgânico e nitrogênio orgânico  $(C/N_{org})_a$  e valores isotópicos de carbono ( $\delta^{13}C_{PDB}$ ) e nitrogênio ( $\delta^{15}N_{AIR}$ ) do sedimento do testemunho SFC-01.

Amostras	Prof. (m)	$C_{org}(\%)$	$N_{total}(\%)$	$(C/N)_a$	$(C/N_{org})_a$	$\delta^{13}C_{PDB}(\text{‰})$	$\delta^{15}N_{AIR}(\text{‰})$
SFC_01	0	0,76	0,09	9,9	30,1	-22,69	4,61
SFC_02	0,02	0,76	0,09	9,5	27,0	-22,66	5,44
SFC_03	0,04	0,73	0,08	10,0	34,6	-23,11	5,26
SFC_04	0,06	0,78	0,09	10,3	32,3	-22,87	6,52
SFC_05	0,08	0,75	0,09	10,2	34,0	-22,62	5,56
SFC_10	0,18	0,64	0,08	9,6	43,5	-22,99	5,49
SFC_15	0,28	0,72	0,09	9,7	31,5	-22,97	5,60
SFC_20	0,38	0,74	0,09	9,7	29,6	-22,78	5,94
SFC_25	0,48	0,72	0,09	9,8	32,2	-23,14	5,55
SFC_30	0,58	0,72	0,09	9,8	32,3	-22,71	4,96
SFC_35	0,68	0,79	0,08	11,6	48,3	-23,12	6,84
SFC_40	0,78	0,72	0,09	9,5	29,9	-23,20	5,04
SFC_45	0,88	0,74	0,09	9,4	27,4	-22,72	4,71
SFC_49	0,96	0,72	0,09	8,9	24,6	-22,96	5,73
SFC_55	1,08	0,87	0,10	10,6	28,3	-22,40	5,56
SFC_57	1,12	1,08	0,09	14,8	50,4	-22,82	4,57
SFC_60	1,18	1,17	0,10	14,1	37,2	-22,42	4,86
SFC_65	1,28	1,46	0,11	15,0	31,6	-22,17	3,71
SFC_70	1,38	1,35	0,11	14,6	32,9	-23,04	5,29
SFC_76	1,5	1,24	0,10	13,8	32,6	-23,02	4,13
SFC_80	1,58	1,20	0,10	13,6	32,6	-22,72	4,82
SFC_86	1,7	1,23	0,10	13,7	32,0	-22,68	5,03
SFC_90	1,78	1,14	0,10	13,2	33,0	-22,86	3,36
SFC_95	1,88	1,11	0,10	13,3	34,5	-22,98	5,25
SFC_96	1,9	0,76	0,09	10,2	32,9	-22,49	6,24
SFC_97	1,92	0,70	0,08	10,7	48,2	-23,06	6,12
SFC_98	1,94	0,70	0,08	10,7	50,4	-23,02	5,82
SFC_99	1,96	0,7	0,08	10,7	49,3	-23,0	6,0
SFC_100	1,98	0,70	0,08	10,7	48,2	-23,08	6,42
SFC_105	2,08	0,84	0,09	10,4	28,2	-22,63	5,45
SFC_110	2,18	0,79	0,09	10,0	28,7	-22,89	4,22
SFC_115	2,28	0,68	0,08	9,5	33,6	-23,03	5,68
SFC_120	2,38	0,76	0,09	9,9	30,4	-23,34	5,32
SFC_125	2,48	0,83	0,09	10,5	30,3	-23,12	3,75
SFC_127	2,52	0,80	0,09	9,9	27,7	-22,82	4,47
SFC_130	2,58	0,77	0,09	9,9	29,4	-22,91	5,61
SFC_135	2,68	0,65	0,09	8,6	26,3	-22,79	4,27
SFC_140	2,78	0,77	0,09	10,4	34,9	-22,91	5,01

<b>SFC_145</b>	2,88	0,76	0,09	10,4	34,9	-22,95	4,61
<b>SFC_150</b>	2,98	0,84	0,09	10,8	32,1	-22,29	6,48
<b>SFC_154</b>	3,06	0,68	0,08	10,2	46,4	-22,25	5,84
<b>SFC_160</b>	3,18	0,77	0,08	10,7	37,6	-22,34	5,87
<b>SFC_165</b>	3,28	0,82	0,09	11,1	36,2	-22,17	5,69
<b>SFC_169</b>	3,36	0,85	0,09	11,6	39,1	-22,27	5,84

Embora, os teores de carbono orgânico possam ser considerados baixos quando comparados aos encontrados em cânions submarinos em outras regiões do mundo, a importância local do cânion submarino do São Francisco como canalizador de matéria orgânica para áreas profunda da região é sugerida quando os teores de C<sub>org</sub> no interior do cânion são comparados aos encontrados na plataforma continental vizinha (Tabela 2).

Tabela 2- Concentrações de carbono orgânico (C<sub>org</sub>) e nitrogênio total (N<sub>t</sub>) dos sedimentos de regiões sobre influência do rio São Francisco, da plataforma continental e de outros cânions submarinos.

<b>Região</b>	<b>(%) C<sub>org</sub></b>	<b>(%) N<sub>t</sub></b>	<b>Referência</b>
<i>Delta do São Francisco</i>	0,36 - 2,51	0,02 - 0,21	Santos et al. (2013)
<i>Clinoforma deltaica</i>	0,44 - 1,2	0,08 - 0,26	Rezende (2013)
	0,63	0,06	Santos et al. (2013)
<i>Plataforma continental de Sergipe e sul de Alagoas</i>	0,1 - 1,45	0,05 - 0,26	Rezende (2013)
<i>Cânion Barrow</i>	1,51 - 4,73	x	Goñi et al. (2013)
<i>Cânion Campeche</i>	0,9 ± 0,3	0,11 ± 0,03	Escobar-Briones; García-Villalobos (2009)
<i>Cânion do Congo</i>	0,85 - 5,6	x	Baudin et al. (2010)
<i>Cânion do Nazaré</i>	1,12 - 2,2	0,14 - 0,25	Kiriakoulakis et al. (2011)
<i>Cânion Cascais</i>	1,12 - 1,38	0,11 - 0,2	Kiriakoulakis et al. (2011)
<i>Cânion Setúbal</i>	1,23 - 1,44	0,22	Kiriakoulakis et al. (2011)

O gráfico %N<sub>t</sub> x %C<sub>org</sub> mostra uma boa correlação entre estes dois parâmetros (%N<sub>t</sub> = 0,0356 %C<sub>org</sub> + 0,0595, r = 0,83) (Figura 4A). Porém, o valor de interceptação positivo (~0,06%) da curva de regressão no eixo vertical onde o %C<sub>org</sub> = 0 (Figura 4A), indica que uma fração importante de nitrogênio inorgânico pode estar presente nestes sedimentos (Goñi et al., 1998; Escobar-Briones; García-Villalobos, 2009). Segundo Hedges et al. (1988), o nitrogênio em sedimentos de fundo marinho é principalmente orgânico. No entanto, a contribuição inorgânica pode ser explicada pela contribuição de nitrogênio amoniacal ligado à fração argilosa do sedimento (Stevenson; Cheng, 1972; Müller, 1977; Escobar-Briones; García-Villalobos, 2009).

#### 4.3. Razões C/N



A razão C/N variou de 8,56 – 14,95 (média = 10,9) e tem compartimento semelhante ao  $N_t$  e o  $C_{org}$ , com distribuição relativamente uniforme, exceto na porção central do testemunho onde apresentou os maiores valores (ver Tabela 1 e Figura 5). Os valores encontrados são indicativos da mistura de fontes marinha (C/N < 6,6) e terrígena (C/N > 10) para a matéria orgânica (Ruttenberg; Goñi, 1997; Baudin et al., 2010). Porém, os valores de razão C/N entre 13,91 – 14,95, na porção central do testemunho, sugerem uma predominância de aporte terrígeno, o que é contraditório com os dados da composição das partículas sedimentares, pois neste trecho ocorrem grandes concentrações de sedimentos autóctones (marinho), principalmente frústulas de diatomáceas (ver Figura 3). Entretanto, segundo Meyers (1994), altas razões C/N podem estar associadas a elevadas taxas de produtividade marinha, em condições de quantidades de nitrogênio limitada, uma vez que, a matéria orgânica produzida sob tais condições seria rica em lipídios e pobre em nitrogênio, apresentando assim razões C/N mais elevadas do que o esperado.

Fatores como a degradação seletiva de componentes orgânicos da matéria durante a diagênese precoce tem também o potencial para modificar as razões C/N em sedimentos devido à remineralização e perda de carbono durante intemperismo e pedogênese e à adsorção do amoníaco provenientes da degradação da matéria orgânica (Meyers, 1994; 1997).

De modo a minimizar a influência do nitrogênio inorgânico ( $N_{inorg}$ ) na razão C/N, foi subtraído dos valores de  $N_t$  encontrados, o valor de aproximadamente 0,06% correspondente ao valor de intercetação da curva de regressão do gráfico %  $C_{org}$  x %  $N_t$  com o eixo vertical, valor este que, conforme discutido anteriormente, corresponderia à contribuição do  $N_{inorg}$ , para os valores medidos de %  $N_t$  (Goñi et al., 1998).

Aplicada esta correção, o gráfico % $N_{org}$  x % $C_{org}$  mostra uma estreita relação entre estes dois parâmetros (% $N_{org}$  = 0,0356 % $C_{org}$  - 0,0005,  $r = 0,83$ ) e a interceptação próximo a origem demonstra a relação orgânica do nitrogênio (Figura 4B), (Baudin et al., 2010; Goñi et al., 2013).

Os valores da razão  $C/N_{org}$  variaram de 24,6 – 50,4 (média = 34,7) (ver Tabela 1 e Figura 5) indicando assim, uma forte influência terrígena (C/N > 10) para a matéria orgânica presente nos sedimentos holocênicos no canhão submarino do São Francisco.

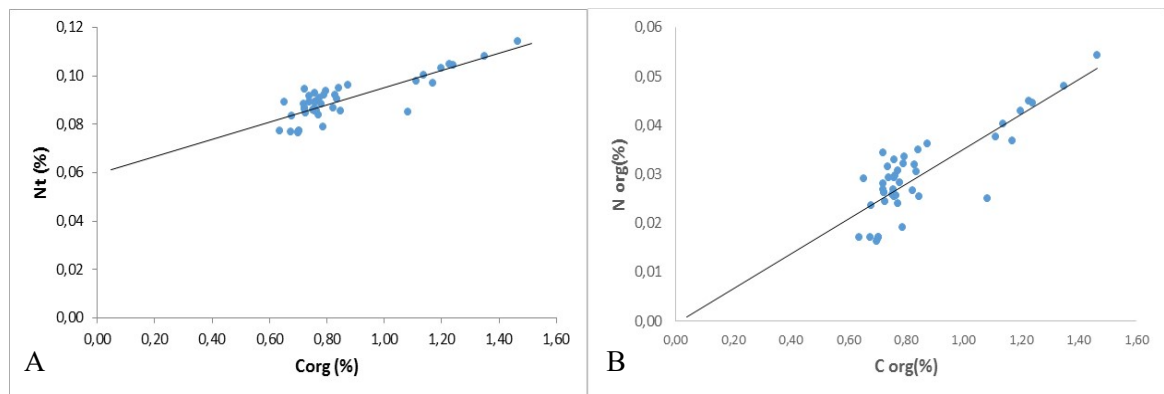


Figura 4- (A) Regressões lineares entre %  $C_{org}$  x %  $N_t$  (A) e %  $C_{org}$  x %  $N_{org}$  (B) nos sedimentos holocênicos do cânion submarino do São Francisco.

### 4.3. Isótopos de Carbono e Nitrogênio

Os valores do  $\delta^{13}C$  e  $\delta^{15}N$  apresentaram pouca variabilidade ao longo do testemunho, entre  $-23,34 - -22,17\text{‰}$  (média =  $-22,80\text{‰}$ ) e  $3,36 - 6,84\text{‰}$  (média =  $5,28\text{‰}$ ), respectivamente (ver Tabela 1 e Figura 5).

Considerando que em latitudes sul-tropicais o fitoplâncton marinho apresenta  $\delta^{13}C$  ao redor de  $-21\text{‰}$  (Rau et al., 1989), enquanto a matéria orgânica terrestre possui valores de  $\delta^{13}C$  entre  $-28 - -25\text{‰}$  (dominância de plantas C3) e  $-15 - -12\text{‰}$  (dominância de plantas C4) (Hedges et al., 1997), os sinais isotópicos do  $\delta^{13}C$  no testemunho caracterizariam uma mistura de fontes continentais e marinhas para a matéria orgânica.

Os valores do  $\delta^{15}N$  encontram-se na faixa indicativa de predominância de matéria orgânica marinha ( $>4-5\text{‰}$ ) (Hedges et al., 1997; Baudin et al., 2010; Pessenda et al., 2015).

Assim os dados do  $\delta^{13}C$  e  $\delta^{15}N$ , que apontam para uma fonte marinha ou mistura, estão em conflito com os valores da razão  $C/N_{org}$  que apontam para uma fonte terrestre.

Os valores do  $\delta^{15}N$  podem ser facilmente alteradas por diversos processos bioquímicos (como amonificação, nitrificação, denitrificação, etc) que podem produzir fracionamento isotópico, causando enriquecimento de  $^{15}N$  na matéria orgânica residual (Owens, 1987; Liu et al.; 2006; Montoya, 2007; Pessenda et al., 2015). À medida que a mineralização microbiana avança e a quantidade de  $N_t$  é reduzida, o  $^{14}N$  é preferencialmente perdido da matéria orgânica, que assim torna-se progressivamente enriquecida em  $^{15}N$ . Assim quanto maior o grau de alteração da matéria, maior a perda do nitrogênio e maior o enriquecimento em  $^{15}N$  (Liu et al., 2006).

Valores semelhantes para  $\delta^{13}\text{C}$  e  $\delta^{15}\text{N}$  (-21,27 – -23,33‰ e 5,04 – 6,63‰, respectivamente), também foram relatados para o cânion de Nazaré, na margem continental portuguesa, e interpretados como resultado de contribuição terrígena para regiões mais profundas (Kiriakoulakis et al., 2011). Baudin et al. (2010) encontraram valores próximos de  $\delta^{15}\text{N}$  (5,0 – 6,3‰, média = 5,5 ‰) nos sedimentos de canais submarinos e diques marginais de águas profundas do rio Congo (África Ocidental) e explicaram que a aparente contradição entre os valores do  $\delta^{15}\text{N}$  e a razão C/N e o  $\delta^{13}\text{C}$  deve ser considerada com cautela. Esses autores interpretaram os sinais isotópicos do  $\delta^{15}\text{N}$  como indicativos de mistura de fontes continental e marinha, uma vez que, estudos anteriores haviam apontado resultados semelhantes para a região e que valores acima do esperado para  $\delta^{15}\text{N}$  já tinham sido relatados para o estuário do rio Congo.

Santos et al. (2013) ressaltaram a necessidade de se determinar a assinatura elementar, isotópica e molecular de fontes tropicais, e, assim, estabelecer índices mais apropriados, uma vez que os resultados encontrados em regiões tropicais podem apresentar assinaturas muito diferentes das observadas em outras latitudes. Em estudos realizados na região do delta do rio São Francisco, esses autores encontraram valores de  $\delta^{13}\text{C}$  e  $\delta^{15}\text{N}$  (-22,35‰ e 5,64‰, respectivamente) na clinofórmula deltaica, que caracterizariam uma origem marinha. Entretanto, as fortes correlações desses valores com o de espécies vegetais encontradas na planície deltaica e a presença de concentrações detectáveis dos produtos de oxidação da lignina nos sedimentos, indicariam uma origem flúvio-continental para a matéria orgânica na região. Nascimento (2011) apontou que há de fato, uma grande quantidade de fragmentos vegetais nos sedimentos superficiais da clinofórmula deltaica.

Portanto, os dados isotópicos de  $\delta^{13}\text{C}$  e  $\delta^{15}\text{N}$  apresentados no presente estudo, muito próximos daqueles encontrados por Santos et al. (2013), podem indicar uma maior importância das fontes fluviais para a matéria orgânica presente nos sedimentos holocênicos do cânion submarino do São Francisco.

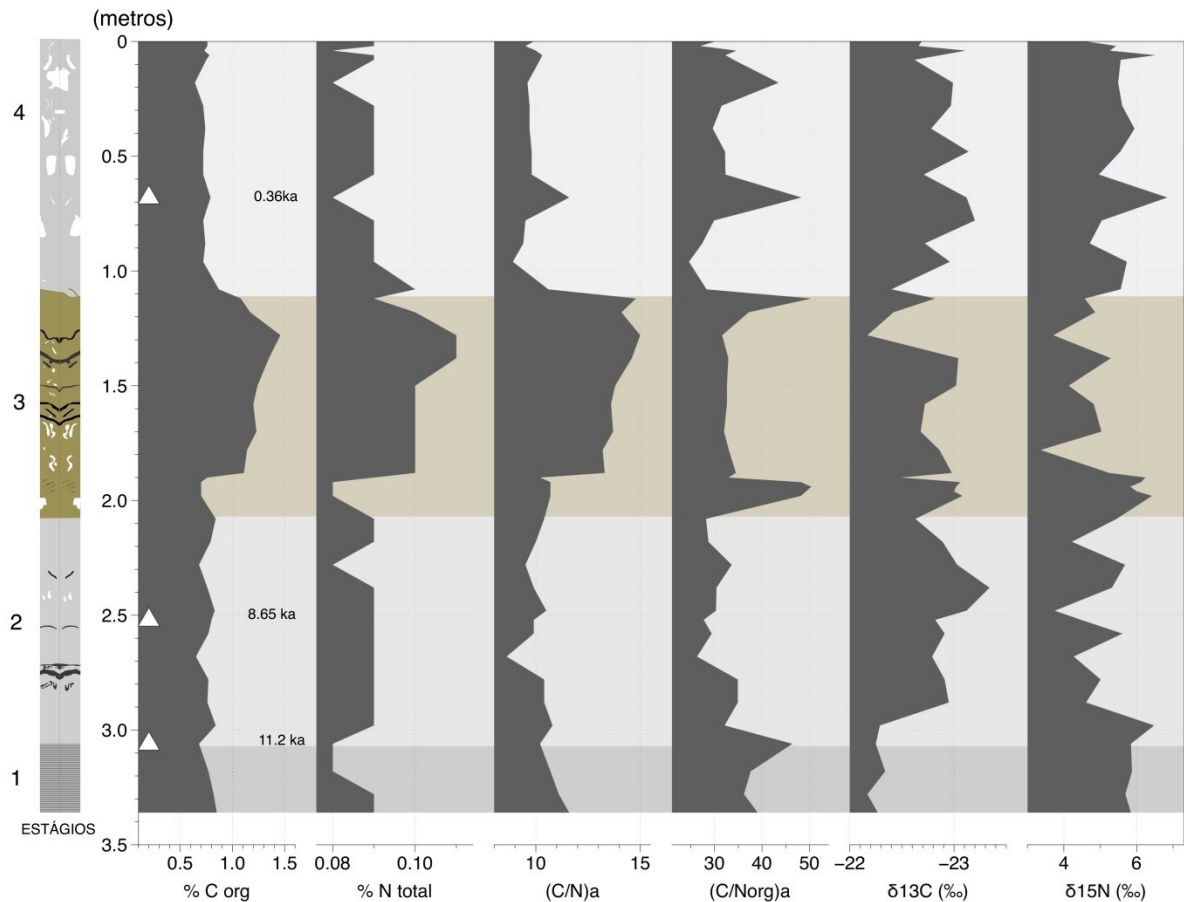


Figura 5- Perfil sedimentar e distribuição vertical dos teores de carbono orgânico ( $C_{org}$ ) e nitrogênio total ( $N_{total}$ ), razão atômica de carbono orgânico e nitrogênio total ( $(C/N)_a$ ) e carbono orgânico e nitrogênio orgânico ( $(C/N_{org})_a$ ) e valores isotópicos de carbono ( $\delta^{13}C_{PDB}$ ) e nitrogênio ( $\delta^{15}N_{AIR}$ ) no sedimento do testemunho SFC-01. Também estão indicadas a localização e idade das amostras datadas e as Estágios deposicionais.

#### 4.4. Principais fontes de matéria orgânica para o cânion do São Francisco

Os valores de razão C/N e do  $\delta^{13}C$  e  $\delta^{15}N$  analisados isoladamente apontam para a dominância de fontes distintas para a matéria orgânica dos sedimentos do cânion submarino do São Francisco (terrígena, mistura de fontes e marinha). Esta aparente divergência pode resultar do fato que as principais espécies vegetais presentes na planície deltáica (*Elodea* sp., *Montrichardia linifera* e *Rhizophora mangle*) possuem, naturalmente, assinaturas mais pesadas em  $^{13}C$  e  $^{15}N$  (Santos et al., 2013), próximos aqueles típicos de ambiente marinho (Figuras 6A e 6B).

A utilização de marcadores geoquímicos isoladamente pode originar problemas de interpretação, visto que a variabilidade das fontes implica em assinaturas semelhantes para fontes diversas ou valores intermediários. Assim a identificação da proveniência da matéria

orgânica é significativamente melhorada com a utilização simultânea de dois ou mais marcadores orgânicos (Liu et al., 2006) e a consideração de fontes locais (Sanchez-Vidal et al., 2009).

Assim, através dos gráficos  $\delta^{13}\text{C}$  x  $\text{C}/\text{N}_{\text{org}}$  e  $\delta^{15}\text{N}$  x  $\delta^{13}\text{C}$  plotados com os valores destes parâmetros para as fontes potenciais locais, é possível obter uma visão mais clara da principal fonte de matéria orgânica para o cânion submarino do São Francisco, que refletem a origem predominantemente fluvio-continental para a matéria orgânica no cânion submarino do São Francisco durante todo o Holoceno (Figuras 6A e 6B).

Jennerjahn; Ittekkot (1996) observaram grandes quantidades de illita, supostamente derivada do rio São Francisco, em profundidades de 1280m, que corroboram com a deposição de material carregado do rio no interior do cânion.

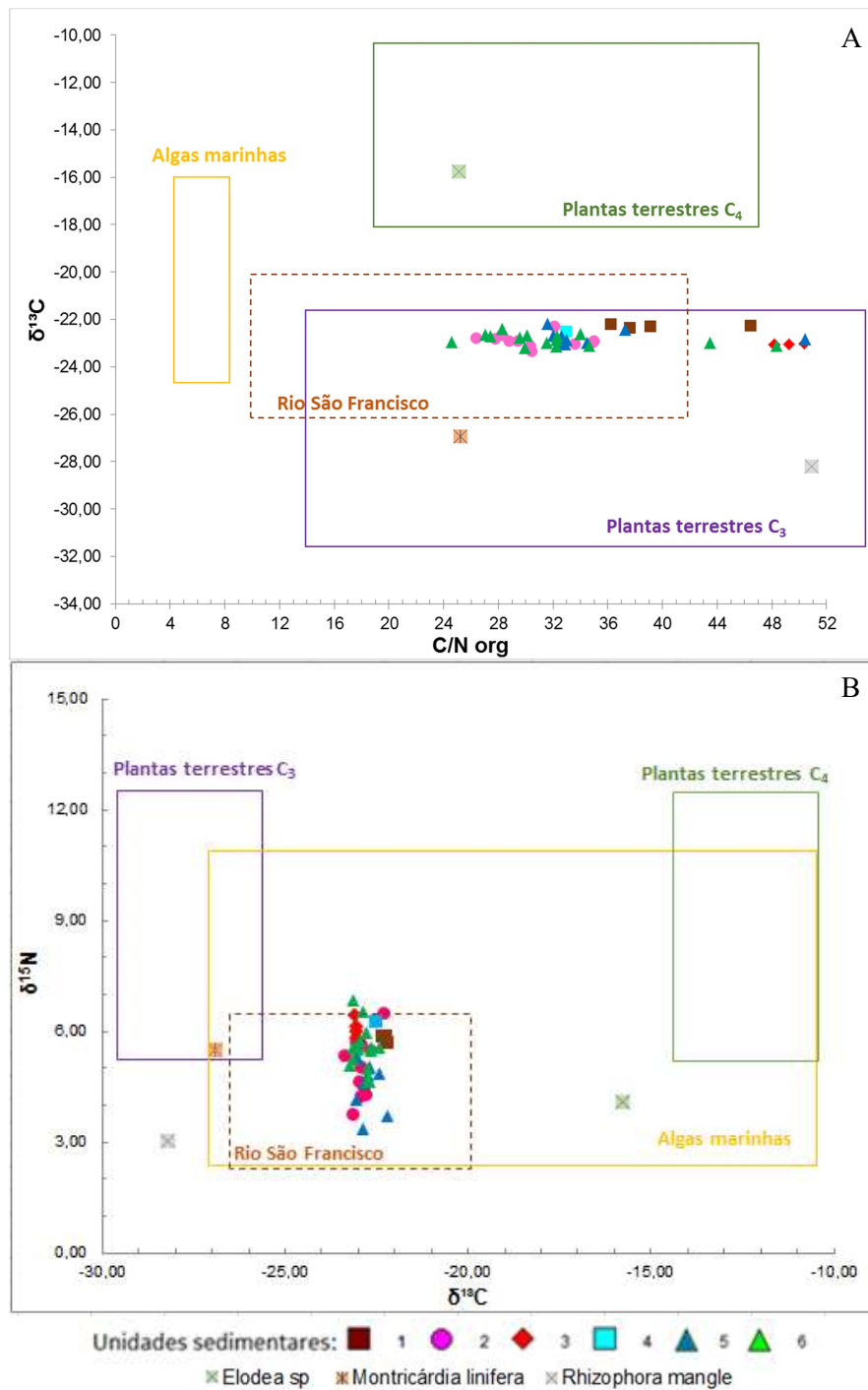


Figura 6- (A) Gráfico  $\delta^{13}\text{C}$  x  $\text{C}/\text{N}_{\text{org}}$  com intervalo de valores das principais fontes de matéria orgânica (plantas  $\text{C}_3$ , plantas  $\text{C}_4$  e algas marinhas) (Lamb et al., 2006). (B) Gráfico  $\delta^{15}\text{N}$  x  $\delta^{13}\text{C}$  com intervalo de valores das principais fontes de matéria orgânica (plantas  $\text{C}_3$ , plantas  $\text{C}_4$  e algas marinhas) (Baudin et al., 2010). Os dados para as fontes locais em ambos os gráficos - intervalo de valores nos sedimentos do rio São Francisco e valores das espécies vegetais predominantes no delta do São Francisco (*Elodea sp.*, *Montricardia linifera* e *Rhizophora mangle*) - são de Santos et al. (2013).

#### *4.5- Influência fluvial na deposição da matéria orgânica no cânion do São Francisco durante o Holoceno*

Sabe-se que com o aumento do nível do mar e o concomitante recuo das linhas de costa no Holoceno, os volumes de sedimentos fornecidos aos cânions submarinos foram, em muitos casos, reduzidos. Mecanismos de transporte "contínuos", e não mais os fluxos turbidíticos, passaram a dominar na dispersão de sedimentos (Nelson, 1976; Carson et al., 1986; Babonneau et al., 2002, Hale et al., 2012). No entanto, cânions submarinos próximos à costa e conectados às saídas de rios podem apresentar ainda transporte ativo de material terrígeno o para o assoalho oceânico (Mullenbach; Nittrouer, 2000; Liu et al., 2002; Liu; Lin, 2004; Sanchez-Vidal et al., 2009), atuando como sumidouros de sedimentos modernos que avançam sobre a plataforma (Carson et al., 1986; Voigt et al., 2013).

De fato, os altos teores de carbono orgânico, as altas razões  $C/N_{org}$  e as assinaturas isotópicas de  $\delta^{13}C$  e  $\delta^{15}N$ , encontrados neste estudo, mostram a importância do cânion submarino do São Francisco na captação e transporte para o mar profundo de material fluvial proveniente do rio São Francisco durante todo o Holoceno.

Fluxos turbidíticos são episódicos e geralmente produzem camadas de sedimentos em que a quantidade e a qualidade da matéria orgânica são heterogêneas (Meyers et al., 1996; Baudin et al., 2010). Entretanto, nos depósitos holocênicos do cânion submarino do São Francisco, a distribuição dos teores de carbono orgânico é relativamente uniforme (exceto nos desmoronamentos), mesmo nos trechos onde correntes de turbidez estiveram envolvidas.

As partículas de matéria orgânica, via de regra, estão associadas com sedimentos finos, sendo os teores de matéria orgânica, normalmente, mais baixo em depósito turbidíticos arenosos (Baudin et al., 2010). Como textura do sedimento no testemunho obtido é praticamente uniforme e muito fina é de se esperar que teor de carbono orgânico nestes sedimentos seja igualmente uniforme.

Os valores de  $\delta^{13}C$  e  $\delta^{15}N$  também apresentaram pouca variabilidade ao longo do testemunho. Entretanto, utilizando a razão  $C/N_{org}$ , é possível melhor perceber a influência do rio São Francisco na sedimentação no interior do cânion e estabelecer uma relação com as variações ambientais durante a subida do mar holocênica (Ver Figura 5).

A variação da razão  $C/N_{org}$  mostra uma concordância com as estágios deposicionais registradas no testemunho (Lemos Junior e Dominguez, inédito) e com a evolução da planície deltaica (Guimarães, 2010).

Os sedimentos depositados durante o Estágio I (turbiditos diluídos) se acumularam antes de 11180-10900 anos cal. AP (Figura 6), período em que o nível eustático do mar encontrava-se mais de 60 m abaixo do atual (Liu et al. 2004; Peltier; Fairbanks, 2006). Neste período havia uma conexão direta entre o rio São Francisco e o seu cânion submarino (Guimarães, 2010), o que facilitou a entrega direta de sedimentos terrígenos por correntes de turbidez. Os maiores valores de razões  $C/N_{org}$  encontrados seriam indicativos, portanto, de uma maior influência fluvial.

No Estágio II verifica-se uma gradual redução nos valores de razão  $C/N_{org}$ , no sentido do topo, que refletiria a diminuição da influência do rio São Francisco no cânion, à medida que o nível eustático do mar subia, inundando o vale inciso do rio, e provocando, recuo da desembocadura fluvial no sentido do continente, eliminando gradualmente a conexão direta entre o rio e o cânion submarino (Guimarães, 2010; Lemos Júnior e Dominguez, inédito). Os valores da razão  $C/N_{org}$  alcançam um mínimo por volta de 8750-8440 anos cal. AP (Figura 6). É por volta deste período que ocorreu a inundação máxima do vale inciso e deu-se o início da constru o do delta moderno do rio São Francisco (Guimarães, 2010).

A diminui o do aporte de sedimentos para o cânion por volta do máximo da transgressão Holocênica, favoreceu o aparecimento de episódios de movimento de massa no interior do cânion (Estágio III) (Lemos Júnior e Dominguez, inédito). Nos sedimentos depositados nesta Estágio, os valores da razão  $C/N_{org}$  apontam as diferentes origens dos depósitos de movimentos de massa, onde os valores mais altos estão relacionados ao depósito mais basal com maior influência de componentes sedimentares terrígenos, e as razões mais baixas associadas ao episódio superior que apresenta predominância de componentes sedimentares marinhos (Figura 6).

Mesmo após o preenchimento do seu vale inciso, por volta de 5100 anos AP, progradac o da cúspide deltaica (Guimarães, 2010) e início de soterramento da cabeceira do cânion submarino (Estágio IV), os valores de razões  $C/N_{org}$  mantiveram-se relativamente uniformes   exce o de um ou outro pico com valores maiores (Figura 6). Embora essas razões possam refletir uma redu o da influência fluvial nos depósitos modernos quando comparadas às encontradas nos depósitos turbidíticos do início do Holoceno (Estágio I), os altos valores apresentados podem estar relacionados a processos de ressuspensão e retrabalhamento dos sedimentos terrígenos da clinoforma deltaica depositada sobre a plataforma que estariam atuando na transferência de material orgânico continental para as regiões mais profundas do cânion.



## 5- CONCLUSÃO

Este estudo mostrou que os depósitos lamosos acumulados no interior do cânion submarino do São Francisco, nos últimos 11000 anos, apresentaram teores elevados de matéria orgânica exibindo, porém, uma certa homogeneidade ao longo de todo o Holoceno.

Estes teores de  $C_{org}$ , comparáveis ao da área plataformal vizinha indica que o cânion submarino do São Francisco atua como canalizador de matéria orgânica para áreas profundas mesmo em situações de nível de mar alto.

A composição elementar ( $C_{org}$ ,  $N_t$  e  $C/N_{org}$ ) e isotópica ( $\delta^{13}C$  e  $\delta^{15}N$ ) da matéria orgânica sugerem uma influência de fontes terrígenas para a matéria orgânica acumulada, mesmo considerando-se que a sedimentação ocorreu durante a subida do nível do mar e sua posterior estabilização.

As relações  $C/N \times \delta^{13}C$  e  $\delta^{15}N \times \delta^{13}C$  associadas a fontes locais para a matéria orgânica, auxiliaram na discriminação entre as origens marinhas e terrestres da matéria orgânica sedimentar, sugerindo que a matéria orgânica depositada no interior do cânion submarino do São Francisco durante o período pós-glacial é dominada por fontes terrestres derivadas do rio.

Os valores encontrados para o  $\delta^{13}C$  e  $\delta^{15}N$  são mais típicos de ambiente marinho. Uma possível explicação seria devido ao fato que as principais espécies vegetais presentes na planície deltaica, já possuem originalmente valores elevados para estes dois parâmetros.

A razão  $C/N_{org}$  sugere que a maior influência fluvial na deposição da matéria orgânica sedimentar ocorreu durante a Estágio I, antes de 10.000 anos AP. Após Estágio ocorreu uma diminuição desta influência com a redução dos valores de  $C/N_{org}$ .

A variação dos valores da composição elementar ( $C_{org}$ ,  $N_t$  e  $C/N_{org}$ ) e isotópica ( $\delta^{13}C$  e  $\delta^{15}N$ ) da matéria orgânica sedimentar nos depósitos holocênicos do cânion submarino do São Francisco permitiu a identificação da principal fonte de material orgânico e caracterizar os principais eventos sedimentares relacionados com a variação do nível do mar durante o Holoceno no sítio investigado.

## 6- REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Babonneau, N.; Savoye, B.; Cremer, M.; Klein, B. 2002. Morphology and architecture of the present canyon and channel system of the Zaire deep-sea fan. *Marine and Petroleum Geology*, 19(4): 445-467. [http://dx.doi.org/10.1016/S0264-8172\(02\)00009-0](http://dx.doi.org/10.1016/S0264-8172(02)00009-0).

- Baudin, F.; Disnar, J. R.; Martinez, P.; Dennielou, B. 2010. Distribution of the organic matter in the channel-levees systems of the Congo mud-rich deep-sea fan (West Africa). Implication for deep offshore petroleum source rocks and global carbon cycle. *Marine and Petroleum Geology*, 27: 995-1010. <http://dx.doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2010.02.006>
- Carson, B.; Baker, E. T.; Hickey, B. M.; Nittrouer, C. A.; DeMaster, D. J.; Thorbjarnarson, K.W.; Snyder, G.W. 1986. Modern sediment dispersal and accumulation in Quinault submarine canyon - a summary. *Marine Geology*, 71(1-2): 1-13. [http://dx.doi.org/10.1016/0025-3227\(86\)90030-7](http://dx.doi.org/10.1016/0025-3227(86)90030-7)
- Coutinho, P. N. 1981. Sedimentação na plataforma continental Alagoas-Sergipe. *Arquivos de Ciências do Mar*, 21 (1/2): 1-18.
- De Haas, H., de Stigter, H., van Weering, T.C.E., 2002. Organic carbon in shelf seas: sinks or sources, processes and products. *Continental*
- De Leo, F. C.; Smith C. R.; Rowden, A. A.; Bowden, D. A.; Clark, M. R. 2010. Submarine canyons: Hotspots of benthic biomass and productivity in the deep-sea. *Proceedings of the Royal Society B*, 277: 2783-2792. <http://dx.doi.org/10.1098/rspb.2010.0462>
- Escobar-Briones, E.; García-Villalobos, F. J. 2009. Distribution of total organic carbon and total nitrogen in deep-sea sediments from the southwestern Gulf of Mexico. *Boletín de la Sociedad Geologica Mexicana*, 1: 73-86.
- Figueredo JR., A. G.; Fontes, L. C. S.; Santos, L. A.; Mendonca, J. B. S. 2011. Geomorfologia da Plataforma Continental da Bacia Sergipe-Alagoas. In: XIII Congresso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário ABEQUA/III Encontro do Quaternário Sulamericano, 13: 1-5.
- Goñi, M. A.; O'Connor, A. E.; Kuzyk, Z. Z.; Yunker, M. B.; Gobeil, C.; Macdonald, R. W. 2013. Distribution and sources of organic matter in surface marine sediments across the North American Arctic margin. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 118: 4017-4035. <http://dx.doi.org/10.1002/jgrc.20286>
- Goñi, M. A.; Ruttenberg, K. C.; Eglinton, T. I. 1998. A reassessment of the sources and importance of land-derived organic matter in surface sediments from the Gulf of Mexico. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 62: 3055- 3075. [http://dx.doi.org/10.1016/S0016-7037\(98\)00217-8](http://dx.doi.org/10.1016/S0016-7037(98)00217-8)
- Guerreiro, C.; Bizarro, A.; Duarte, J.; Taborda R. 2006. Os Enigmáticos Canhões Submarinos da Plataforma Continental Portuguesa. *Anais do Instituto Hidrográfico*, 18: 169-182.

- Guimarães, J. K. 2010. Evolução do delta do São Francisco – estratigrafia do Quaternário e relações morfodinâmicas. Tese de doutorado. Instituto de Geociências da Universidade Federal da Bahia. Salvador/BA, Brasil. 127p.
- Hale, R., Nittrouer, C., Liu, J.T., Keil, R.G., Ogston, A.S. 2012. Effects of a Major Typhoon on Sediment Accumulation in Fangliao Submarine Canyon, SW Taiwan. *Marine Geology*, (326–328): 116–130. <http://dx.doi.org/10.1016/j.margeo.2012.07.008>
- Hedges, J. I.; Clark, W. A.; Cowie, G. L. 1988. Organic matter sources to the water column and surficial sediments of marine bay. *Limnology and Oceanography*, 33: 1116-1136. <http://dx.doi.org/10.4319/lo.1988.33.5.1116>
- Hedges, J. I.; Keil, R. G.; Benner, R. 1997. What happens to terrestrial organic matter in the ocean? *Organic Geochemical*, 27: 195-212. [http://dx.doi.org/10.1016/S0146-6380\(97\)00066-1](http://dx.doi.org/10.1016/S0146-6380(97)00066-1)
- Heussner, S.; Durrieu de Madron, X.; Calafat, A.; Canals, M.; Carbonne, J.; Delsaut, N.; Saragoni, G. 2006. Spatial and temporal variability of downward particle fluxes on a continental slope: lessons from an 8-yr experiment in the Gulf of Lions (NW Mediterranean) *Marine Geology*, 234: 63-92. <http://dx.doi.org/10.1016/j.margeo.2006.09.003>
- Inthorn, M., Wagner, T., Scheeder, G. and Zabel, M., 2006a. Lateral transport controls distribution, quality, and burial of organic matter along continental slopes in high-productivity areas. *Geology*, 34, 205-208. <http://dx.doi.org/10.1130/G22153.1>
- Jahnke, R.A., Reimers, C.E. and Craven, D.B., 1990. Intensification of recycling of organic matter at the sea floor near ocean margins. *Nature*, 348, 50-54. <http://dx.doi.org/10.1038/348050a0>.
- Jennerjahn T. C.; Ittekkot V. 1999. Changes in organic matter from surface waters to continental slope sediments off the São Francisco River, eastern Brazil. *Marine Geology*, 161:129-140. [http://dx.doi.org/10.1016/S0025-3227\(99\)00045-6](http://dx.doi.org/10.1016/S0025-3227(99)00045-6)
- Jennerjahn, T. C.; Ittekkot, V. 1997. Organic matter in sediments in the mangrove areas and adjacent continental margins of Brazil: 1. Amino acids and hexosamines. *Oceanologica Acta*, 20: 359-369.
- Jennerjahn, T. C.; Ittekkot, V.; Carvalho, C. E. V. 1996. Preliminary data on particle flux off the São Francisco river, Eastern Brazil. *In*: Ittekkot, V.; Schäfer, P.; Honjo, S.; Depetris, P. J. (eds). *Particle flux in the ocean*. Wiley, London, pp. 215-222.
- Jennerjahn, T. C.; Ittekkot, V.; Carvalho, C. E. V.; Ovalle, A. R. C.; Rezende, C. E.; Erlenkeuser, H. 1999. Temporal variability of amino acid, hexosamine, and carbohydrate

- fluxes on the eastern Brazilian continental margin related to discharge of the São Francisco River, Brazil. *Geo-Marine Letters*, 19: 202-208. <http://dx.doi.org/10.1007/s003670050110>
- Kiriakoulakis, K.; Blackbird, S.; Ingels, J.; Vanreusel, Ann; Wolff, G. A. 2011. Organic geochemistry of submarine canyons: The Portuguese Margin. *Deep-Sea Research II*, 58: 2477-2488. <http://dx.doi.org/10.1016/j.dsr2.2011.04.010>
- Knoppers, B. A.; Souza, W. F. L.; Ekau, W.; Figueiredo, A.G.; Soares-Gomes, A. 2009. A Interface Terra- Mar do Brasil. *In*: Pereira, R. C. C.; Soares-Gomes, A. (orgs.). *Biologia Marinha*. 2ed. Interciência, Rio de Janeiro, pp. 529-553.
- Lamb, A. L.; Wilson, G. P.; Leng, M. J. 2006. A review of coastal palaeoclimate and relative sea-level reconstructions using  $\delta^{13}\text{C}$  and C/N ratios in organic material. *Earth-Science Reviews*, 75: 29-57. <http://dx.doi.org/10.1016/j.earscirev.2005.10.003>
- Liu, J. P.; Milliman, J. D.; Gao, S.; Cheng, P. 2004. Holocene development of the Yellow River's subaqueous delta, North Yellow Sea. *Marine Geology*, 209: 45-67. <http://dx.doi.org/10.1016/j.margeo.2004.06.009>
- Liu, J. T.; Lin, H. 2004. Sediment dynamics in a submarine canyon: a case of river-sea interaction. *Marine Geology*, 207: 55-81. <http://dx.doi.org/10.1016/j.margeo.2004.03.015>
- Liu, J. T.; Liu, K. J.; Huang, J. C. 2002. The influence of a submarine canyon on river sediment dispersal and inner shelf sediment movements: a perspective from grain-size distributions. *Marine Geology*, 181(4): 357-386. [http://dx.doi.org/10.1016/s0025-3227\(01\)00219-5](http://dx.doi.org/10.1016/s0025-3227(01)00219-5)
- Liu, K.K., Atkinson, L., Chen, C.T.A., Gao, S., Hall, J., MacDonald, R.W., Talaue McManus, L., Quiñones, R., 2000. Exploring continental margin carbon fluxes on a global scale; *EOS Transactions American Geophysical Union*, 81 (52): 641-644. <http://dx.doi.org/10.1029/EO081i052p00641-01>
- Liu, M.; Hou, L. J.; Xu, S. Y.; Ou, D. N.; Yang, Y.; Yu, J.; Wang, Q. 2006. Organic carbon and nitrogen stable isotopes in the intertidal sediments of the Yangtze Estuary, China. *Marine Pollution Bulletin*, 52:1625-1633. <http://dx.doi.org/10.1016/j.marpolbul.2006.06.008>
- Medeiros P. R. P.; Knoppers B. A.; dos Santos Jr, R. C.; Souza, W. F. L. 2007. Aporte fluvial e dispersão de matéria particulada em suspensão na zona costeira do Rio São Francisco (SE/AL). *Geochimica Brasiliensis*, 2: 209-228.
- Meyers, P. A. 1994. Preservation of source identification of sedimentary organic matter during and after deposition. *Chemical Geology*, 144: 289-302.

- Meyers, P. A. 1997. Organic geochemical proxies of paleoceanographic, paleolimnologic and paleoclimatic processes. *Organic Geochemical*, 27: 213-250.
- Meyers, P. A.; Silliman, J.; Shaw, T. J. 1996. Effects of turbidity flows on organic matter accumulation, sulfate reduction, and methane generation in deep-sea sediments on the Iberia Abyssal Plain. *Organic Geochemical*, 25(1-2): 69-78. [http://dx.doi.org/10.1016/S0146-6380\(96\)00106-4](http://dx.doi.org/10.1016/S0146-6380(96)00106-4)
- Montoya, J. P. 2007. Natural abundance of  $^{15}\text{N}$  in marine planktonic ecosystems. In: Michener, R. H.; Lajtha, K. (Eds.). *Stable Isotopes in Ecology and Environmental Science*, 2 ed. Blackwell, Malden, MA. pp.176-201.
- Mullenbach, B. L.; Nittrouer, C. A. 2000. Rapid deposition of fluvial sediment in the Eel Canyon, northern California. *Continental Shelf Research*, 20: 2191– 2212. [http://dx.doi.org/10.1016/S0278-4343\(00\)00067-4](http://dx.doi.org/10.1016/S0278-4343(00)00067-4)
- Mullenbach, B. L.; Nittrouer, C. A.; Puig, P.; Orange, D. L. 2004. Sediment deposition in a modern submarine canyon: Eel Canyon, northern California. *Marine Geology*, 211: 101-119. <http://dx.doi.org/10.1016/j.margeo.2004.07.003>
- Müller, P. J. 1977. C/N ratios in Pacific deep-sea sediments: effect of inorganic ammonium and organic nitrogen compounds sorbed by clays. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 41: 765-776. [http://dx.doi.org/10.1016/0016-7037\(77\)90047-3](http://dx.doi.org/10.1016/0016-7037(77)90047-3)
- Nascimento, A. A. 2011. Sedimentação holocênica na plataforma continental de Sergipe, Nordeste do Brasil. Dissertação de Mestrado. Instituto de Geociências da Universidade Federal da Bahia. Salvador/BA, Brasil. 92 p.
- Nascimento, J. M. 2005. Dinámica Sedimentaria del Cañón Submarino de Palamós. Tesis. Instituto de Ciencias del Mar de Barcelona, 196p.
- Nelson, C.H. 1976. Late Pleistocene and Holocene depositional trends, processes, and history of Astoria deep-sea fan. Northeast Pacific. *Marine Geology*, 20: 129-173. [http://dx.doi.org/10.1016/0025-3227\(76\)90083-9](http://dx.doi.org/10.1016/0025-3227(76)90083-9)
- Nittrouer, C.A., Wright, L.D., 1994. Transport of particles across continental shelves. *Reviews of Geophysics* 32(1):85-113. <http://dx.doi.org/10.1029/93RG02603>
- Ogrinc, N.; Faganeli, J.; Ogorelec, B.; Cermelj, B. 2007. The origin of organic matter in Holocene sediments in the Bay of Koper (Gulf of Trieste, northern Adriatic Sea). *Geologija*, 50(1): 179–187.
- Owens, N. J. P. 1987. Natural variations in  $^{15}\text{N}$  in the marine environment. *Advances in Marine Biology*, 24: 389-451. [http://dx.doi.org/10.1016/S0065-2881\(08\)60077-2](http://dx.doi.org/10.1016/S0065-2881(08)60077-2)

- Peltier, W. R.; Fairbanks, R. G., 2006. Global glacial ice volume and Last Glacial Maximum duration from an extended Barbados sea level record. *Quaternary Science Reviews*, 25: 3322-3337. <http://dx.doi.org/10.1016/j.quascirev.2006.04.010>
- Pessenda, L. C. R.; Buso Jr., A. A.; Gouveia, S. E. M.; Lorente, F. L.; Francisquini, M. I. 2015. Estudos Interdisciplinares na Reconstrução Milenar da Dinâmica Climática, da Vegetação e Marinha. Série Didática no. 2. Piracicaba: CENA/USP. 157p.
- Puig, P.; Ogston, A. S.; Mullenbach, B. L.; Nittrouer, C. A.; Sternberg, R. W. 2003. Shelf-to-canyon sediment-transport processes on the Eel continental margin (northern California). *Marine Geology*, 193: 129-149. [http://dx.doi.org/10.1016/S0025-3227\(02\)00641-2](http://dx.doi.org/10.1016/S0025-3227(02)00641-2)
- Rau, G. H.; Takahashi, T.; Des Marais, D. J. 1989. Latitudinal variations in plankton  $\delta^{13}\text{C}$ : implications for  $\text{CO}_2$  and productivity in past oceans. *Nature*, 341: 516-518. <http://dx.doi.org/10.1038/341516a0>
- Rezende, S. O. 2013. Distribuição espacial, origens e associações do carbono em sedimentos da plataforma continental de Sergipe e sul de Alagoas. Dissertação de mestrado. Pós-Graduação em Química da Universidade Federal de Sergipe. São Cristóvão/Sergipe. 101p.
- Ribeiro, R. F. 2016. Geomorfologia do Cânion do São Francisco e do Talude Adjacente, com Base em Dados de Batimetria Multifeixe. Monografia. Instituto de Geociências da Universidade Federal da Bahia. Salvador/BA, Brasil. 44p.
- Romero-Romero, S., Molina-Ramírez, A., Höfer, J., Duineveld, G., Rumín-Caparrós, A., Sanchez-Vidal, A., Canals, M., Acuña, J. L. 2016. Seasonal pathways of organic matter within the Avilés submarine canyon: Food web implications. *Deep-Sea Research I*, 117: 1-10. <http://dx.doi.org/10.1016/j.dsr.2016.09.003>
- Ruttenberg, K. C.; Goñi, M. A. 1997. Phosphorus distribution, C:N:P ratios, and  $\delta^{13}\text{C}$  (OC), in arctic, temperate, and tropical coastal sediments: tools for characterizing bulk sedimentary organic matter. *Marine Geology*, 139: 123-145. [http://dx.doi.org/10.1016/S0025-3227\(96\)00107-7](http://dx.doi.org/10.1016/S0025-3227(96)00107-7)
- Santos, E.S.; Jennerjahn, T.; Medeiros, P. R. P.; Souza, W. F. L.; Knoppers, B. A. 2013. Origem da matéria orgânica sedimentar no delta-estuarino do Rio São Francisco, AL/SE - Brasil. *Geochimica Brasiliensis*, 27(1):37-48.
- Selvaraj, K.; Lee, T. Y.; Yang, J.Y.T.; Canuel, E. A.; Huang, J. C.; Dai, M.; Liu, J. T.; Kao, S. J. 2015. Stable isotopic and biomarker evidence of terrigenous organic matter export to the deep sea during tropical storms. *Marine Geology*, 364: 32-42. <http://dx.doi.org/10.1016/j.margeo.2015.03.005>

- Shelf Research 22, 691–717. [http://dx.doi.org/10.1016/S0278-4343\(01\)00093-0](http://dx.doi.org/10.1016/S0278-4343(01)00093-0)
- Sparkes, R. B.; Lin, I. T.; Hovius, N.; Galy, A.; Liu, J. T.; Xu, X.; Yang, R. 2015. Redistribution of multi-phase particulate organic carbon in a marine shelf and canyon system during an exceptional river flood: Effects of Typhoon Morakot on the Gaoping River–Canyon system. *Marine Geology*, 363: 191-201. <http://dx.doi.org/10.1016/j.margeo.2015.02.013>
- Stevenson, F. J.; Cheng, C. N. 1972. Organic geochemistry of the Argentine Basin sediments - carbon-nitrogen relationships and Quaternary correlations. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 36: 653-671. [http://dx.doi.org/10.1016/0016-7037\(72\)90109-3](http://dx.doi.org/10.1016/0016-7037(72)90109-3)
- Summerhayes, C. P.; Fainstein, R.; Ellis, J. P. 1976. Continental margin off Sergipe and Alagoas, northeastern Brazil: a reconnaissance geophysical study of morphology and structure. *Marine Geology*, 20: 345-361. [http://dx.doi.org/10.1016/0025-3227\(76\)90112-2](http://dx.doi.org/10.1016/0025-3227(76)90112-2)
- Tesi, T.; Langone, L.; Goni, M. A.; Miserocchi, S.; Bertasi, F. 2008. Changes in the composition of organic matter from prodeltaic sediments after a large flood event (Po River, Italy). *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 72: 2100-2114. <http://dx.doi.org/10.1016/j.gca.2008.02.005>
- Voigt, I.; Henrich, R.; Preu, B.; Piola, A.; Hanebuth, T. J. J.; Tillmann, S.; Chiessi, C. M. 2013. A submarine canyon as a climate archive-interaction of the Antarctic Intermediate Water with the Mar del Plata Canyon (Southwest Atlantic). *Marine Geology*, 341: 46-57. <http://dx.doi.org/10.1016/j.margeo.2013.05.002>
- Wollast, R., 1998. Evaluation and comparison of the global carbon cycle in the coastal zone and in the open ocean. In: Brink, K.H., Robinson, A.R. (Eds.), *The Sea*, Vol. 10. John Wiley & Sons, New York, pp. 213–252.
- Yang, S.; Tang, M.; Yim, W. W. S.; Zong, Y.; Huang, G.; Switzer, A. D. 2011. Burial of organic carbon in Holocene sediments of the Zhujiang (Pearl River) and Changjiang (Yangtze River) estuaries. *Marine Chemistry*, 123(1–4): 1-10. <http://dx.doi.org/10.1016/j.marchem.2010.07.001>

## CAPÍTULO 4

### CONCLUSÕES

---

Esta tese forneceu novos dados para o entendimento da história evolutiva do cânion submarino do São Francisco durante o Holoceno, contribuindo também, para a ampliação do conhecimento da dinâmica e evolução de cânions submarinos em geral.

A sedimentação holocênica do cânion do São Francisco, no sítio estudado, se limita a uma espessura em torno de 3,4 metros, onde a maior influência fluvial esteve associada aos depósitos turbidíticos da porção mais basal do testemunho, quando o rio se encontrava conectado diretamente ao canyon submarino, e parece estar relacionada aos períodos que se seguiram aos pulsos de degelo IB (Fácies 1) e II (Fácies 2) (MWP IB).

A diminuição da influência do rio São Francisco no cânion ocorreu à medida que o nível eustático do mar subia, inundando o vale inciso do rio, provocando o recuo da desembocadura fluvial no sentido do continente e eliminando, gradualmente, a conexão direta entre o rio e o cânion submarino.

A redução da influência fluvial no interior do cânion do São Francisco é coincidente com o início da construção do delta moderno do rio São Francisco, e se deu por volta de aproximadamente 8.000 anos AP.

Neste trabalho defende-se que o registro do máximo da inundação Holocênica no testemunho está situado próximo ou coincidente com o topo da fácies 2, associado a episódios de movimentos de massa (Fácies 3 e 5) resultantes da diminuição significativa do aporte de sedimentos do rio São Francisco, retidos no embaiamento relacionado à desembocadura fluvial durante a construção do delta, para interior do cânion.

Após o preenchimento do seu vale inciso do rio São Francisco, por volta de 5100 anos AP, progradação da cúspide deltaica e início de soterramento da cabeceira do cânion submarino não foram encontrados depósitos produzidos por correntes de turbidez (Fácies 6) e processos de ressuspensão e retrabalhamento dos sedimentos terrígenos da clinofoma deltaica depositada sobre a plataforma podem estar atuando na transferência de material continental para as regiões mais profundas, favorecido pelas declividades acentuadas na cabeceira do cânion.

A análise conjunta das assembleias de foraminíferos, dos dados sedimentológicos e da composição elementar ( $C_{org}$ ,  $N_t$  e razão C/N) e isotópica ( $\delta^{13}C$  e  $\delta^{15}N$ ) da matéria orgânica associadas a cada uma das fácies descritas no testemunho de sedimento do cânion do São



Francisco, refletem as condições oligotróficas relatadas para a costa do nordeste brasileiro e corroboram a reconstrução proposta neste trabalho, permitindo claramente diferenciar os depósitos de movimentos de massa oriundos de regiões adjacentes ao talvegue do cânion (Fácies 3), daqueles com origem mais distal, possivelmente do talude (Fácies 5), assim como avaliar o grau de conectividade do cânion com o sistema fluvial (Fácies 1 vs Fácies 2 e 6).

**APÊNDICE A – RESULTADO ADICIONAL**  
**ARTIGO 3 – NEW DEEP OCEAN IRAVADIIDAE OF THE**  
**GENUS *CERATIA* (CAENOGASTROPODA:**  
**TRUNCATELLOIDEA) FROM AN UNDERWATER CANYON**  
**AND ADJACENT REGIONS OF THE SOUTHWESTERN**  
**ATLANTIC (NORTHEASTERN BRAZIL)**

---



Zootaxa 4066 (2): 183–188  
<http://www.mapress.com/j/z/>

Copyright © 2016 Magnolia Press

**Correspondence**

<http://doi.org/10.11646/zootaxa.4066.2.7>

<http://zoobank.org/um:lsid:zoobank.org:pub:FD3D6737-A4D8-4980-A092-2253D85877AB>

ISSN 1175-5326 (print edition)

**ZOOTAXA**

ISSN 1175-5334 (online edition)

**New deep ocean Iravadiidae of the genus *Ceratia* (Caenogastropoda: Truncatelloidea) from an underwater canyon and adjacent regions of the southwestern Atlantic (northeastern Brazil)**

SILVIO FELIPE B. LIMA<sup>1</sup>, IVAN CARDOSO L. JÚNIOR<sup>2</sup>, CARMEN REGINA P. GUIMARÃES<sup>1</sup>  
 & JOSÉ MARIA L. DOMINGUEZ<sup>2</sup>

<sup>1</sup>*Laboratório de Bentos Costeiro, Departamento de Biologia, Centro de Ciências Biológicas e da Saúde, Universidade Federal de Sergipe, São Cristóvão 49100-000, Sergipe, Brazil*

<sup>2</sup>*Pós-Graduação em Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, Rua Barão de Jeremoabo, Ondina 40170-115, Salvador, Bahia, Brazil*

**New deep ocean Iravadiidae of the genus *Ceratia* (Caenogastropoda: Truncatelloidea) from an underwater canyon and adjacent regions of the southwestern Atlantic (northeastern Brazil)**

SILVIO FELIPE B. LIMA<sup>1</sup>, IVAN CARDOSO L. JÚNIOR<sup>2</sup>, CARMEN REGINA P. GUIMARÃES<sup>1</sup> & JOSÉ MARIA L. DOMINGUEZ<sup>2</sup>

<sup>1</sup>*Laboratório de Bentos Costeiro, Departamento de Biologia, Centro de Ciências Biológicas e da Saúde, Universidade Federal de Sergipe, São Cristóvão 49100-000, Sergipe, Brazil.*

<sup>2</sup>*Pós-Graduação em Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, Rua Barão de Jeremoabo, Ondina 40170-115, Salvador, Bahia, Brazil.*

Previous studies on the mollusks from Brazilian underwater canyons have addressed the record and/or description of new species of aplacophorans, bivalves, scaphopods and/or gastropods (Leal & Simone 2000; Absalão 2010; Corrêa *et al.* 2014). Leal & Simone (2000) described a new bathyal gastropod of the family Pseudococculinidae collected from the continental slope and Doce River Canyon (960 m) off the state of Espírito Santo (southeastern Brazil). Absalão (2010) reported a number of species of gastropods, bivalves and scaphopods from Campos Basin off the state of Rio de Janeiro (southeastern Brazil). It is likely that some of these species reported by Absalão (2010) were collected from underwater canyons in the

northern portion of the Campos Basin. Corrêa *et al.* (2014) recorded two species of aplacophorans of the genus *Falcidens* Salvini-Plawen, 1968 obtained from the continental slope and underwater canyons of Campos Basin. Certainly, more species of mollusks were studied from Brazilian underwater canyons, but not duly mentioned in publications (i.e., the region of canyons may have been referred to as the continental slope or deep sea).

In 2012, a sediment sample was collected by a vessel belonging to the FUGRO Brasil fleet (Serviços Submarinos e Levantamentos Ltda) using a 3.7 m long piston core at 1275 meters depth from underwater canyon of the São Francisco River (state of Sergipe, northeastern Brazil) as part of a project conducted to study the Holocene sedimentary dynamics based on the study of foraminifera. In 2013, sediment samples were collected by the research vessel 'Seward Johnson' in adjacent regions to the underwater canyon of the São Francisco River using a box-core and van veen grab sampler at depths between 391 to 420 meters on the continental slope off the states of Alagoas and Sergipe (northeastern Brazil). This was part of benthic studies of the “CARACTERIZAÇÃO FÍSICO-QUÍMICA DAS ÁGUAS MARINHAS E GEOLÓGICA, GEOQUÍMICA E BIOLÓGICA DOS SEDIMENTOS DO TALUDE DE SERGIPE E SUL DE ALAGOAS (MARSEAL Project)”. We examined the mollusks found in the samples and discovered species of truncatelloidean gastropods of the family Iravadiidae Thiele, 1928 belonging to the genus *Ceratia* H. Adams & A. Adams, 1852. Brazilian truncatelloideans also includes species of the families Anabathridae Keen, 1971, Caecidae Gray, 1850, Tornidae Sacco, 1896 (1884) and Truncatellidae Gray, 1840 (Rios 2009). Caecidae is by far the truncatelloidean family with the greatest species richness reported for the country (Rios 2009; Lima *et al.* 2013).

Iravadiids are gastropods (usually less than 10 mm in length) associated with a variety of coastal ecosystems (e.g. estuaries, mangroves, bays and intertidal tide-pools/rocky) (Ponder 1984; Ponder & Keyzer 1998; Fukuda 2000; Lozouet 2003; Golding 2014) to deep sea habitats (Bouchet & Warén, 1993; Golding, 2014). Members of the genus *Ceratia* are rare micro-iravadiids addressed in a few taxonomic studies on Recent and fossil species (see Watson 1886; Ponder 1984; Bouchet & Warén 1993; le Renard 1993; Warén 1996; Fukuda 2000; Ceregato & Tabanelli 2005; Fukuda *et al.* 2008). Currently, *Ceratia* includes the species *C. proxima* (Forbes & Hanley, 1850) from the northeast Atlantic and Mediterranean Sea, *C. pachia* (Watson, 1886) from northeastern Brazil and *C. nagashima* Fukuda, 2000 from the Japanese Archipelago. This paper describes two new deep-water *Ceratia* from a Brazilian underwater canyon and adjacent regions off the state of Sergipe (northeastern Brazil).

**Institutional abbreviations.** MNHN: Muséum national d’Histoire naturelle, Paris, France; MNRJ: Museu Nacional, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, Brazil; MZSP: Museu de Zoologia, Universidade de São Paulo, São Paulo, Brazil; UFS-MOL-GAS: Coleção Zoológica de Invertebrados (Mollusca-Gastropoda), Departamento de Biologia, Universidade Federal de Sergipe, Aracajú, Sergipe, Brazil; USNM: National Museum of Natural History, Smithsonian Institution, Washington, DC, USA.

## Results

### *Ceratia* H. Adams & A. Adams, 1852

**Type species.** *Rissoa proxima* Forbes & Hanley, 1850 by monotypy. Recent, Europe.

*Ceratia francisca* n. sp. (Figure 1)

**Type material.** Holotype – 1 shell (Fig. 1), MZSP 122158 from type locality; paratypes – 2 shells, MNRJ 34.455; 1 shell, MNHN IM-2014-6056; 2 shells, UFS-MOL-GAS, BRAZIL, state of Sergipe, station SED 3 FN4R1, 11°11'21.4"S, 36°52'17.2"W, 399 m, box corer (R/V 'Seward Johnson' collector, 24 March 2013).

**Type locality.** BRAZIL, Northeastern Brazil, continental slope of the state of Sergipe, underwater canyon of the São Francisco River, 10°43'13.2"S, 36°11'59.5"W, 1275 m, 29–30 August 2012.

**Etymology.** The specific epithet is derived from the locality where the species was collected from the continental slope off Sergipe.

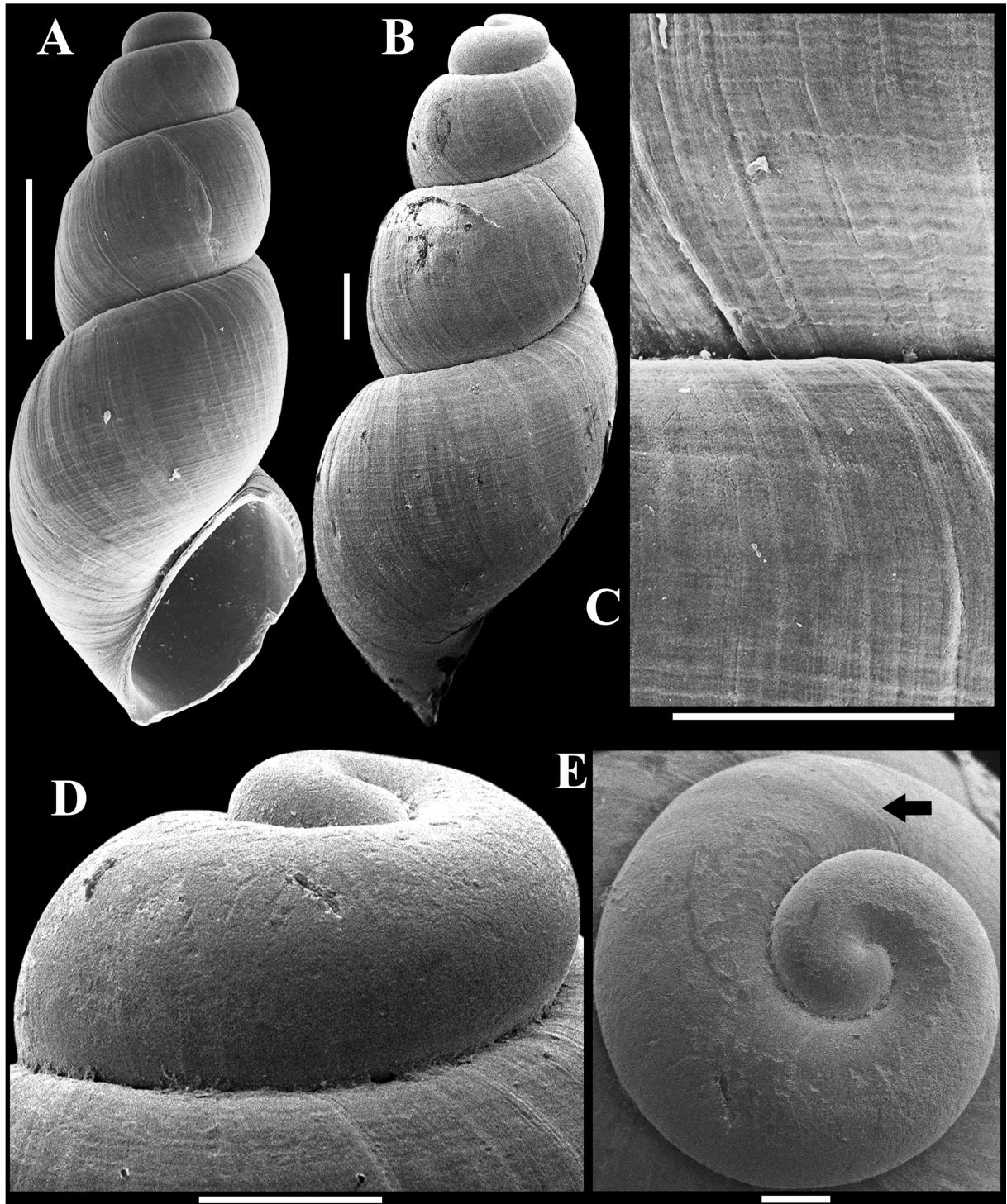
**Description.** Shell minute to small (about 1.5 to 2.4 mm long), rather delicate, whitish to light cream, elongate-conic (Fig. 1A–B). Apex flattened (Fig. 1D). Protoconch smooth, with about two whorls: first whorl planar and second whorl then descending slightly (Fig. 1D–E). Protoconch-teleoconch transition marked with very fine axial grooves (transitional varix absent) (Fig. 1E). Spire 30 to 40% of total length (Fig. 1A–B). Teleoconch with about 3.75 very inflated, rounded whorls which increase gradually in size (broken specimen with very large body whorl probably with more than 3.75 whorls on teleoconch); teleoconch whorls with evenly convex profile or may present very slight subsutural angle on penultimate to body whorl (Fig. 1A), deeply impressed and minutely channeled suture (Fig. 1A–E). First teleoconch whorl with many obsolete to very faint spiral threads and sparse axial growth lines increasing in strength towards next whorls (Fig. 1D). Penultimate and body whorl sculptured predominantly with numerous, low, fine, faint, very slightly shaky, rather equally and narrowly spaced spiral threads crossed by sparse, rather prosocline, low, fine, irregularly spaced axial growth threads and fine axial grooves (Fig. 1C). Spiral and axial threads visible under a stereomicroscope. Some spiral and axial threads are more pronounced than others (Fig. 1C). Intersection of sculptures indistinct. Body whorl very inflated, oval-elongated, about 60 to 70% of total length and with about 67 spiral threads (Fig. 1A–B). Aperture simple, elongate, D-shaped, large (about 1/4 to 1/3 of total length of shell), anterior margin rounded, posterior margin angled (Fig. 1A). Inner lip straight, elongated, rather thin, slightly separated from parietal wall. Outer lip prosocline, rather thin; external varix absent. Parietal region thin. Imperforate or with very narrow umbilicus (as chink) (Fig. 1A).

**Geographical distribution.** Known only from the continental slope of the state of Sergipe, northeastern Brazil.

**Remarks.** *Ceratia francisca* n. sp. has a very distinctive shell morphology in comparison to the other Brazilian species, *C. pachia*. The new species differs from *C. pachia* primarily in having an elongate-conic shell, an elongated spire, an oval body whorl and a deeply impressed suture. *Ceratia pachia* is distinguished by the ovate-conic shell, short spire, rounded body whorl and scarcely impressed suture (see Watson 1886: 602, pl. XLV, fig. 7; Rios 2009: 82).

*Ceratia francisca* n. sp. most closely resembles *C. proxima*. According to Bouchet & Warén (1993: 703), a neotype (USNM 183132) was designated for this species by Warén (1980: 23). Both species have a shell with identical elongate-conic outline and teleoconch whorls with the same constricted shape due to the deep suture. *Ceratia francisca* n. sp. and *C. proxima* also share distinct spiral threads on the teleoconch whorls, a D-shaped aperture and a very narrow umbilicus in shape of fissure. Furthermore, these species have about two protoconch whorls. *Ceratia francisca* n. sp. differs in having about 67 faint spiral threads on the last whorl, while *C. proxima* has about 30 more pronounced spiral threads on the penultimate and body whorl. The inner lip is clearly straight and slightly separated from the parietal wall in *C. francisca* n. sp., but is slightly curved and connected the parietal wall on the upper portion in *C. proxima*. The new species has a number of fine axial threads on the teleoconch whorls. In contrast, *C. proxima* has sparse, rather inconspicuous axial threads on

the surface. The remarks presented herein on the shell morphology of *C. proxima* are based on Ponder (1984: 53, fig. 18A–C), Bouchet & Warén (1993: 702, figs 1655–1656) and Warén (1996: 212, fig. 11D).



**FIGURE 1.** *Ceratia francisca* n. sp. (holotype, MZSP 122158): A. ventral view; B. lateral view; C. detail of ornamentation and suture; D. lateral view of protoconch; E. apical view of protoconch (arrow pointing to the transition margin between the protoconch and teleconch). Scale bars: A. 500  $\mu\text{m}$ , B–C. 200  $\mu\text{m}$ , D. 100  $\mu\text{m}$ , E. 50  $\mu\text{m}$ .

*Ceratia sergipana* n. sp. (Figure 2)

**Type material.** Holotype – MZSP 121795 (Fig. 2A), BRAZIL, state of Sergipe, station SED 3 DN4R2, 10°53'25.7"S, 36°29'25.9"W, 405 m, box corer (R/V 'Seward Johnson' collector, 20–21 March 2013); paratypes – 1 shell, MNHN IM-2014-6057; 1 shell, MZSP 122159; 1 shell, UFS-MOL-GAS, BRAZIL, state of Alagoas, station SED 3 AN4R1, 10°19'40.5"S, 35°55'50.7"W, 420 m, box corer (R/V 'Seward Johnson' collector, 13 March 2013); 1 shell, UFS-MOL-GAS, BRAZIL, state of Alagoas, station SED 3 BN4R2, 10°32'07.1"S, 36°05'11.5"W, 391 m, van veen (R/V 'Seward Johnson' collector, 06 April 2013); 2 shells, MNRJ 34.431 (Fig. 2B–F), BRAZIL, state of Sergipe, underwater canyon of the São Francisco River, 10°43'13.2"S, 36°11'59.5"W, 1275 m, 29–30 August 2012; 1 shell, UFS-MOL-GAS, BRAZIL, state of Sergipe, station SED 3 DN4R2, 10°53'25.7"S, 36°29'25.9"W, 405 m, box corer (R/V 'Seward Johnson' collector, 20–21 March 2013); 1 shell, MZSP 122160, BRAZIL, state of Sergipe, station SED 3 FN4R1, 11°11'21.4"S, 36°52'17.2"W, 399 m, box corer (R/V 'Seward Johnson' collector, 24 March 2013).

**Type locality.** BRAZIL, Northeastern Brazil, continental slope of the state of Sergipe, 10°53'25.7"S, 36°29'25.9"W, 405 m, 20–21 March 2013.

**Etymology.** “Sergipana” is the general designation for individuals born in the state of Sergipe, Brazil.

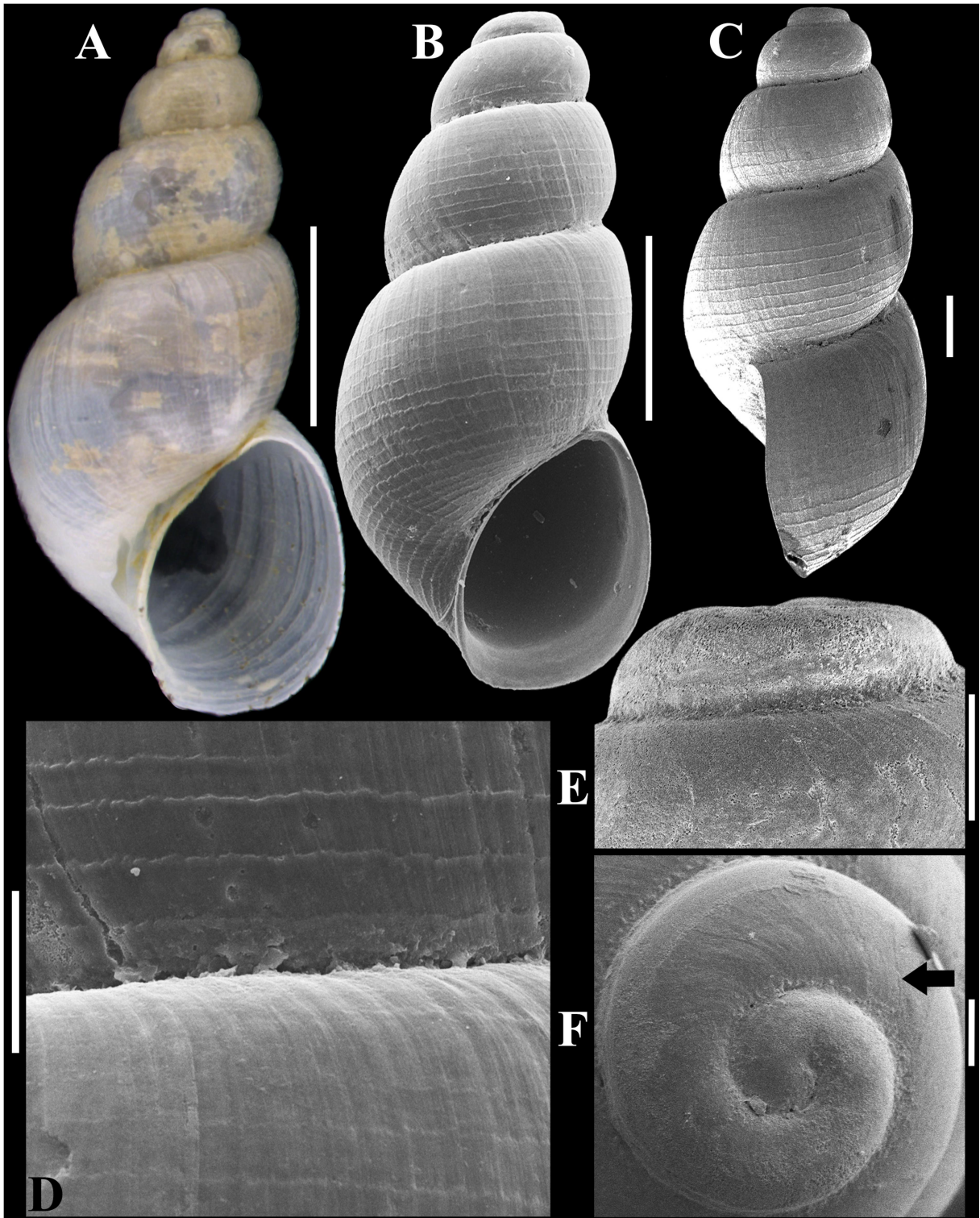
**Description.** Shell minute to small (about 1.6 to 3 mm long), thin, delicate, white to semitranslucent white, ovate-conic to conical (Fig. 2A–C). Apex flattened (Fig. 2E). Protoconch smooth, with about two whorls: first whorl planar and second whorl then descending very slightly (both with minute subsutural wrinkles); very fine, faint, strongly sinuous axial grooves/threads near transition to teleoconch (transitional varix absent) (Fig. 2E–F). Spire about 34 to 40% of total length (Fig. 2A–C). Teleoconch with 3.25 to 5 inflated, rounded, constricted whorls, which increase rather moderately in size (except fifth whorl, which increases rather conspicuously in size); teleoconch whorls with evenly convex profile, deeply impressed suture (Fig. 2A–C). First teleoconch whorl sculptured with inconspicuous to well-developed spiral threads only on suprasutural region and inconspicuous to sparse, very thin, sinuous axial threads/grooves (Fig. 2B–C). Second teleoconch whorl sculptured with up to 12 well-developed, low, slightly shaky, rather equally and widely spaced spiral threads (few threads may be present only on suprasutural region) crossed by numerous, irregularly positioned, very faint axial growth striae/threads (Fig. 2B–C). Third, fourth and fifth teleoconch whorl with 13 to 16, 13 to 18 and 18 to 20 well-developed spiral threads (respectively) and very thin axial threads (Fig. 2A–C). Spiral threads on fourth and fifth whorl more widely spaced compared to initial whorls. End of fifth whorl may present slightly sinuous axial ribs and inconspicuous spiral threads (Fig. 2A). Intersection of sculptures indistinct. Body whorl oval, inflated, about 60% of total length. Base ornamented with 8 to 11 spiral threads. Aperture simple, oval, large (about 1/3 of total shell length), anterior margin rounded, posterior margin moderately angled. Peristome very thin. Inner lip smooth, very thin, moderately curved, separated from parietal wall (except on upper portion). Outer lip slightly sinuous, very thin; external varix absent. Parietal region thin, sub-flattened. Umbilicus (as chink) moderately narrow to very narrow (Fig. 2A–B).

**Geographical distribution.** Known from the continental slope of the states of Alagoas and Sergipe, northeastern Brazil.

**Remarks.** The new species and *Ceratia pachia* share an ovate-conic shell, a large oval aperture, which is distinctly angled posteriorly, a thin inner lip and a chinked umbilicus. However, *C. sergipana* n. sp. differs from *C. pachia* in also having a conical shell (with 4 to 5 teleoconch whorls), the teleoconch whorls moderately increasing in size and regularly convex, an oval body whorl and moderately curved inner lip. In *C. pachia*, the teleoconch whorls increase rapidly in size and have a subsutural furrow, the body whorl is rounded and

the inner lip is straight. The suture is deeply impressed in *C. sergipana* n. sp. and very slightly impressed in *C. pachia*. The remarks presented herein on the shell morphology of *C. pachia* are based on Watson (1886: 602, pl. XLV, fig. 7) and Rios (2009: 82).

*Ceratia sergipana* n. sp. resembles *C. francisca* n. sp. and *C. proxima* in having about two protoconch whorls and inflated, constricted teleoconch whorls due to the presence of a deeply impressed suture. In *Ceratia sergipana* n. sp., the aperture is oval, the shell is ovate-conic to conical, sculptured with well-developed and widely spaced spiral threads on the penultimate (13 to 18 threads) and last whorl (18 to 20 threads). In contrast, *C. proxima* and *C. francisca* n. sp. have a D-shaped aperture, an elongate-conic shell sculptured with very faint, narrowly spaced spiral threads. These Atlantic congeners develop about 30 and 67 spiral threads (respectively) on the last whorl. Furthermore, the new species has a moderately curved inner lip, while *C. francisca* n. sp. and *C. proxima* have a rather straight inner lip.



**FIGURE 2.** *Ceratia sergipana* n. sp. (A. holotype, MZSP 121795; B–F. paratype, MNRJ 34.431): A and B. ventral view; C. lateral view; D. detail of ornamentation and suture; E. lateral view of protoconch; F. apical view of protoconch (arrow pointing to the probable transition margin between the protoconch and teleoconch). Scale bars: A. 1 mm, B–C. 500  $\mu$ m, D–E. 100  $\mu$ m, F. 50  $\mu$ m.

#### Acknowledgments



The authors are grateful to the “Laboratório de Microscopia e Microanálise (LAMM/CETENE), Recife, Pernambuco” for the SEM photographs; to “Centro Multiusuário de Nanotecnologia (CMNano/Universidade Federal de Sergipe), Aracaju, Sergipe” and Dr. Carolina M. Abreu (CMNano) for the SEM photographs; to M.Sc. Luana M. C. Mendonça (LABEC/Universidade Federal de Sergipe) for taking a photo of the holotype of *Ceratia sergipana*; to “Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado da Bahia (FAPESB/Brazil)” for a grant awarded to M.Sc. Ivan C. L. Júnior; to Dr. Philippe Bouchet (MNHN) for help with the identification on the family-level; to Dr. Winston Ponder (Australian Museum), Dr. Anders Warén (Department of Invertebrate Zoology, Swedish Museum of Natural History) and Dr. Hiroshi Fukuda (Okayama University, Japan) for help with the generic identification and obtaining literature; to Dr. José C. N. Barros (Universidade Federal Rural de Pernambuco), Dr. Marta deMaintenon (University of Hawaii at Hilo, USA) and the anonymous reviewers for critically reviewing the manuscript; this study is a contribution of inctAmbTropic — Brazilian National Institute of Science and Technology for Tropical Marine Environments, CNPq/FAPESB Grants: 565054/2010-4 and 8936/2011; our greatest thanks to PETROBRAS S.A. (Brazilian Petroleum Company) for making the collection and study of material from the MARSEAL Project possible.

## References

- Absalão, R.S. (2010) Mollusca. In: Lavrado, H.P. & Brasil, A.C.S. (Eds), *Biodiversidade da Região Oceânica Profunda da Bacia de Campos: Macrofauna*. SAGServ, Rio de Janeiro, pp. 29–95.
- Bouchet, P. & Warén, A. (1993) Revision of the Northeast Atlantic Bathyal and Abyssal Mesogastropoda. *Bollettino Malacologico*, Suppl. 3, 579–840.
- Ceregato, A. & Tabanelli, C. (2005) Il genere *Ceratia* Adams H. & A., 1852 nei depositi Pliocenici della Romagna (Mollusca Mesogastropoda Rissoidea Iravadiidae). *Quaderno di Studi e Notizie di Storia Naturale della Romagna*, 20, 7–13.
- Corrêa, P.V.F., Fassina, P.V. & Passos, F.D. (2014) *Falcidens targatus* and *F. acutargatus*: two species of Caudofoveata (Mollusca, Aplacophora) new for Brazil. *Journal of Natural History*, 48(45–48), 2947–2963. <http://dx.doi.org/10.1080/00222933.2014.959575>
- Fukuda, H. (2000) *Ceratia nagashima*, sp. nov. (Gastropoda: Sorbeoconcha: Iravadiidae) from Tanoura, Nagashima Island, Kaminoseki-chô, Yamaguchi Prefecture, Japan. *The Yuriyagai: Journal of the Malacozoological Association of Yamaguchi*, 7(2), 101–113.
- Fukuda, H., Haga, T. & Tataru, Y. (2008) Niku-nuki: a useful method for anatomical and DNA studies on shell-bearing molluscs. *Zoosymposia*, 1, 15–38.
- Golding, R.E. (2014) Molecular phylogeny and systematics of Australian ‘Iravadiidae’ (Caenogastropoda: Truncatelloidea). *Molluscan Research*, 34(4), 222–257.
- le Renard, J. (1993) Clefs de détermination des petites espèces de gasteropodes de l'Eocène du bassin Parisien. 40 - La famille des Iravadiidae Thiele, 1928. *Cahiers des Naturalistes*, 49(4), 77–105.
- Leal, J.H. & Simone, L.R.L. (2000) *Copulabyssia riosi*, a new deep-sea limpet (Gastropoda: Pseudococculinidae) from the continental slope off Brazil with comments on the systematics of the genus. *The Nautilus*, 114(2), 59–68.
- Lima, S.F.B., Santos, F.N. & Absalão, R.S. (2013) New Species of *Caecum* (Caenogastropoda: Rissooidea: Caecidae) from the Atlantic Coast of South America (Brazil) with a Description of the Protoconch and Growth Stages. *Zoological Science*, 30(9), 767–778. <http://www.bioone.org/doi/full/10.2108/zsj.30.767>.

- Lozouet, P. (2003) A new species of *Iravadia* s.s. (Mollusca, Gastropoda, Iravadiidae) from the late Oligocene of the Aquitaine Basin (southern France). The earliest record of brackish-water Iravadiidae? *Geodiversitas*, 25(2), 237–242.
- Ponder, W.F. (1984) A review of the genera of the Iravadiidae (Gastropoda: Rissoacea) with an assessment of the relationships of the Family. *Malacologia*, 25(1), 21–71.
- Ponder, W.F. & Keyzer, R.G. (1998) Part B. Superfamily Rissooidea. *In*: Beesley, P.L., Ross, G.J.B. & Wells, A. (Eds.), *Mollusca: The Southern Synthesis. Fauna of Australia*. Vol 5, Part B. CSIRO Publishing, Melbourne, pp. viii + 745–766.
- Rios, E.C. (2009) *Compendium of Brazilian Sea shells*. Evangraf, Rio Grande, RS. 668 pp.
- Warén, A. (1980) Marine Mollusca described by John Gwyn Jeffreys, with the location of type material. *Conchological Society of Great Britain and Ireland. Special Publication*, 74, 1–28.
- Warén, A. (1996) New and little known Mollusca from Iceland and Scandinavia. Part 3. *Sarsia*, 81, 197–245.
- Watson, R.B. (1886) Report on the Scaphopoda and Gasteropoda collected by H.M.S. 'Challenger' during the years 1873–1876. *Report on the Scientific Results of the Voyage of H.M.S. Challenger, Zoology*, 15, 1–756.