

UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA
IGCE - Instituto de Geociências e Ciências Exatas
Campus de Rio Claro

Programa de Pós-Graduação em Geociências e Meio Ambiente

Luiz Carlos da Silveira Fontes

**DA FONTE À BACIA:
INTERAÇÃO CONTINENTE-OCEANO NO SISTEMA
SEDIMENTAR RIO SÃO FRANCISCO, BRASIL**

Tese de doutorado apresentada ao Instituto de Geociências e Ciências Exatas do Campus de Rio Claro, da Universidade Estadual Paulista Júlio de Mesquita Filho, como parte dos requisitos para o Doutorado em Geociências e Meio Ambiente.

Orientador: José Cândido Stevaux
Co-orientador: Edgardo E. Latrubesse

Rio Claro - SP
2015

551.46 Fontes, Luiz Carlos
F683d Da fonte à bacia: interação continente-oceano no sistema sedimentar
Rio São Francisco, Brasil / Fontes, Luiz Carlos. - Rio Claro, 2016
315 f. : il., figs., gráfs., tabs., quadros, fots., mapas

Tese (doutorado) - Universidade Estadual Paulista, Instituto de
Bióciências de Rio Claro
Orientador: José Cândido Stevaux
Coorientador: Edgardo E. Latrubesse

1. Hidrografia. 2. Deltáico. 3. Leque submarino. 3. Cânion submarino.
4. Quaternário. 5. Plataforma continental. I. Título.

Dedicatória

Em memória de meu pai, José Silvério Leite Fontes, minhas avós Iracema Leite Fontes e Eunice Freire Silveira e meu tio Jorge Henrique Leite Fontes

Agradecimentos

Agradecimentos a minha mãe, esposa e filhos

Agradecimento aos orientadores, professores. Stevaux e Edgardo

A equipe do Laboratório Georioemar da UFS

À PETROBRAS, em especial a Eulália Carneiro

Aos professores da UNESP-Rio Claro

RESUMO

A bacia hidrográfica do rio São Francisco, com 640.000 km², abrange 7 unidades da federação brasileira. O rio São Francisco atravessa 2.700 km de extensão no continente, das nascentes na Serra da Canastra, em Minas Gerais, até a foz, no oceano Atlântico, entre Sergipe e Alagoas. Esta grande bacia é a única totalmente nacional e historicamente, este rio tem sido considerado, como o rio da integração nacional, unindo as regiões sudeste e nordeste. O uso de suas águas tem possibilitado a ocupação de uma vasta área no semi-árido nordestino e tem sido uma importante fonte de geração de energia hidroelétrica. No encontro com o oceano Atlântico seus sedimentos contribuem para o desenvolvimento de uma ampla planície costeira, reconhecida internacionalmente como um delta dominado por ondas. Na região marinha adjacente à sua foz, forma uma ampla zona lamosa na plataforma continental e escava um cânion submarino no talude continental, formando um amplo leque submarino em águas profundas. Este amplo contexto de ambientes deposicionais, com seus respectivos depósitos fluviais, costeiros e marinhos tem sido estudado de forma segmentada por diversos autores. O atual estudo enfoca este sistema sedimentarrio-mar de forma integrada, analisando o conjunto de sistemas deposicionais do continente até o oceano, até profundidades de 4.000 m, em uma perspectiva geológica evolutiva, desde a sua implantação, no Pleistoceno, até os dias atuais. As pesquisas enfocam as informações obtidas em superfície e subsuperfície na zona costeira e marinha, reconstituindo os controles morfo-estruturais e a evolução geoambiental do intervalo Pleistoceno-Holoceno. O estudo considera a conjunção dos aportes fluviais com os fatores relacionados com a dinâmica oceanográfica, como as ondas, marés e correntes marinhas. A influenciado aporte fluvial é documentada nos depósitos da região marinha, não só na plataforma continental e cânions submarinos, mas também no sopé continental, onde se estende até os montes submarinos vulcânicos. Na região marinha os depósitos relacionados ao rio São Francisco integram o topo do registro sedimentar da Bacia Sergipe-Alagoas. As informações obtidas podem contribuir para o estudo de acumulação de petróleo em águas profundas na Bacia Sergipe-Alagoas, a partir do conhecimento dos controles morfo-estruturais e sedimentares, e no aspecto recente e para a gestão dos recursos hídricos da bacia hidrográfica. O estudo, com base no papel exercido pelos aportes fluviais no Quaternário no contexto geo-ambiental, amplia o conhecimento sobre os impactos decorrentes do uso e controle da carga líquida e sólida do rio São Francisco para as atividades humanas, principalmente para geração de energia elétrica, com consequente diminuição do aporte de água doce e sedimentos à região marinha adjacente a sua foz atual.

ABSTRACT

The São Francisco River basin, with an area of about 640,000 km², covers seven units of the Brazilian National State. The São Francisco River crosses 2.700 km long on the mainland, the springs in the Canastra Mountain, Minas Gerais, to the mouth in the Atlantic ocean between Sergipe and Alagoas. This basin is totally national and historical one, this river has been considered as the river of national integration, uniting the Southeast and Northeast regions. The use of its waters has enabled the wide footprint in the northeastern semi-arid and has been an important source of hydroelectric power generation. At the meeting with the Atlantic Ocean its sediments contribute to the development of a broad coastal plain, recognized internationally as a delta, dominated by waves. In the marine area adjacent to the mouth, form a large muddy area in the continental shelf and digs a submarine canyon on the continental slope, forming a broad range submarine in deep waters. This wide context of depositional environments and their respective river deposits, coastal and marine has been studied in a segmented manner by several authors. The current study focuses on this sedimentary system river-sea in an integrated manner, analyzing the set of depositional systems of the continent to the ocean, at depths of up 4,000 m, in an evolutionary geological perspective, since its deployment in the Pleistocene until the present day. Research focus on information obtained in surface and subsurface in the coastal and marine area, reconstituting the morpho-structural controls and geoenvironmental Pleistocene-Holocene evolution of the range. The study considers the conjunction of river inputs to the factors related to the oceanographic dynamics, such as waves, tides and currents. The influence of fluvial contribution is documented in deposits of marine region, not only in continental platform and submarine canyons, but also in continental foot, which extends to the volcanic seamounts. The Marine Region deposits related to the São Francisco River up the top of the sedimentary record of the Sergipe-Alagoas Basin. The information obtained may contribute to the study of accumulation of oil in deep waters in the Sergipe-Alagoas Basin, from the knowledge of the morpho-structural and sedimentary controls, and the recent appearance and for the management of water resources in the river basin. The study, based on the role played by fluvial deposits in Quaternary in geoenvironmental context, enhanced the understanding of the resulting from the use impacts and controls of liquid cargo and solid the São Francisco River to human activities, mainly for power generation with consequent reduction of freshwater inflow and sediment marine area adjacent to its current mouth.

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO	11
1.1	Da fonte à bacia.....	12
1.2	Contribuições para a geologia fluvial-costeira-marinha e da Bacia SEAL.....	13
1.3	Interação rio-mar atual e impactos ambientais.....	15
1.4	Objetivos e hipóteses de pesquisa.....	15
1.5	Localização da área de estudo.....	16
2	CONTEXTO REGIONAL DO SISTEMA RIO-MAR SÃO FRANCISCO	18
2.1	Bacia hidrográfica do rio São Francisco	20
2.1.1	Região do baixo rio São Francisco	22
2.2	Clima, chuvas e vegetação da bacia hidrográfica	23
2.2.1	Clima e chuvas no baixo São Francisco	25
2.2.2	Vegetação e uso das terras no baixo São Francisco	26
2.3	Geologia da bacia hidrográfica	27
2.3.1	Geologia do baixo São Francisco	28
2.3.1.1	Bacia sedimentar Sergipe-Alagoas	29
2.4	O rio São Francisco e sua hidrologia atual na bacia hidrográfica.....	32
2.4.1	O baixo curso do rio São Francisco	34
2.5	Gestão e uso das águas do rio São Francisco	37
2.6	Planície costeira associada ao rio São Francisco	39
2.7	Região marinha associada ao rio São Francisco	40
3	EVOLUÇÃO COSTEIRA DO SISTEMA RIO-MAR SÃO FRANCISCO NO PLEISTOCENO	42
3.1	Introdução.....	42
3.1.1	Localização da área de estudo.....	45
3.2	Trabalhos anteriores.....	46
3.3	Metodologia.....	47
3.3.1	Metodologias de estudo dos sistemas deposicionais São Francisco.....	49
3.3.2	Geologia e geomorfologia costeira.....	49
3.3.3	Geologia e geomorfologia marinha rasa e profunda.....	50
3.3.4	Geologia e geomorfologia do Quaternário.....	50
3.3.5	Análise estratigráfica do arcabouço geológico regional.....	51
3.3.6	Interação rio-mar no litoral e margem continental no Quaternário.....	53
3.3.7	Análise geológica-geomorfológica dos sedimentos litorâneos.....	53
3.3.8	Levantamentos geofísicos.....	54
3.4	Contexto climático-geológico-geomorfológico regional.....	56
3.4.1	Clima e chuvas da bacia hidrográfica.....	57
3.4.2	Substrato geológico do baixo São Francisco.....	58
3.4.3	Geomorfologia do baixo São Francisco.....	62
3.5	Aportes de água e sedimentos do rio São Francisco.....	63
3.6	Planície costeira associada ao rio São Francisco.....	65
3.7	Controles morfo-estruturais da planície costeira.....	66

3.8	Contexto paleogeográfico pré-existente no sistema São Francisco.....	68
3.9	Tectônica recente na planície costeira do São Francisco.....	70
3.10	Unidades morfo-sedimentares, depósitos e feições da planície costeira	77
3.10.1	Associação de fácies areno-argilosa e a planície costeira atual.....	90
3.11	Vales incisos na plataforma e mudanças na posição da foz do rio São Francisco.....	92
3.12	Discussão e interpretação.....	97
3.12.1	Evolução integrada dos sistemas fluvial-costeiro-marinho raso e relações com mudanças do nível do mar.....	97
3.12.2	Estágios de sedimentação costeira na transgressão-regressão do final Pleistoceno ao Holoceno.....	99
3.12.2.1	Estágio transgressivo.....	99
3.12.2.2	Estágio de mar alto.....	101
3.12.2.3	Estágio de mar alto-início da regressão.....	105
3.12.3	Mudanças do nível do mar e evolução da zona costeira.....	108
3.12.4	Mudanças recentes do nível do mar registradas nas planícies costeiras brasileiras...	113
3.12.5	Mudanças recentes do nível do mar registradas na plataforma continental SEAL....	117
4	DELTA DO SISTEMA RIO-MAR SÃO FRANCISCO: EVOLUÇÃO DURANTE O HOLOCENO ATÉ OS DIAS ATUAIS.....	125
4.1	Introdução.....	125
4.1.1	Localização da área de estudo.....	126
4.2	Trabalhos anteriores.....	127
4.3	Metodologia.....	128
4.3.1	Geologia e geomorfologia do sistema fluvial.....	129
4.3.2	Geologia e geomorfologia costeira.....	130
4.3.3	Interação rio-mar no litoral e margem continental no Quaternário.....	130
4.3.4	Análise geológica-geomorfológica dos sedimentos litorâneos.....	131
4.3.5	Levantamentos geofísicos do rio.....	131
4.3.6	Geologia-geomorfologia do período histórico e atual.....	132
4.4	Rio São Francisco no contexto climático-geológico-geomorfológico regional.....	133
4.4.1	Clima e chuvas na bacia hidrográfica.....	133
4.4.2	Geomorfologia do baixo São Francisco.....	135
4.5	Aportes de água e sedimentos do rio São Francisco.....	137
4.5.1	O baixo curso do rio São Francisco.....	138
4.6	Planície costeira associada ao rio São Francisco	140
4.7	Fatores e processos atuantes na zona costeira e marinha rasa.....	142
4.8	Associação de fácies e a planície costeira atual.....	143
4.9	Discussão e interpretação.....	144
4.9.1	Evolução integrada dos sistemas fluvial-costeiro-marinho raso e relações com mudanças do nível do mar.....	144
4.9.2	Estágios de sedimentação costeira na transgressão-regressão do final Pleistoceno ao Holoceno.....	146
4.9.2.1	Estágio transgressivo.....	147
4.9.2.2	Estágio de mar alto.....	149
4.9.2.3	Estágio de mar alto-início da regressão.....	154
4.9.2.4	Estágio de regressão inicial (delta de cabeceira de baía e cordões litorâneos).....	158
4.9.2.5	Estágio de regressão intermediária e atual (delta influenciado por ondas).....	159
4.9.2.6	Etapa de delta influenciado por ondas simétrico.....	160
4.9.2.7	Etapa de delta influenciado por ondas assimétrico.....	165
4.9.2.8	A interação fluvial - deriva litorânea.....	165

4.9.2.9	Etapa deltaica assimétrica- pré-atual.....	170
4.9.2.10	Etapa deltaica assimétrica-atual e mudanças na linha de costa no período histórico.....	179
4.9.3	Evolução do Sistema São Francisco integrada com a costa leste do Brasil.....	182
4.9.4	Mudanças recentes do nível do mar e evolução da costa.....	183
5	SISTEMA RIO-MAR SÃO FRANCISCO NA PLATAFORMA CONTINENTAL ATUAL.....	187
5.1	Introdução.....	187
5.2	Trabalhos anteriores.....	189
5.3	Metodologia.....	190
5.3.1	Geologia e geomorfologia marinha rasa e profunda.....	190
5.3.2	Interação rio-mar no litoral e margem continental no Quaternário.....	190
5.3.3	Análise morfológica e sedimentológica da plataforma continental.....	191
5.3.4	Análise hidro-sedimentológica fluvial do período histórico e atual.....	194
5.3.5	Análise das mudanças na região adjacente a foz do rio São Francisco.....	195
5.3.6	Análise integrada da interação rio-mar no contexto geoambiental.....	196
5.4	Aportes de água e sedimentos do rio São Francisco à plataforma continental.....	197
5.5	Fatores e processos atuantes na zona costeira e marinha rasa.....	198
5.6	Foz atual do rio São Francisco e influência na plataforma.....	200
5.7	Relevo e constituição do fundo marinho.....	201
5.8	Faciologia superficial e datação dos depósitos da plataforma continental.....	203
5.8.1	Sedimentação marinha rasa atual no sistema São Francisco.....	205
5.8.2	Faciologia superficial e datação dos depósitos da plataforma continental.....	212
5.9	Discussão e interpretação.....	217
5.9.1	Relações entre mudanças nos aportes fluviais e mudanças na plataforma.....	217
5.10	Conclusões.....	220
6	SISTEMA RIO-MAR SÃO FRANCISCO EM AGUAS PROFUNDAS.....	223
6.1	Introdução.....	223
6.2	Pesquisas anteriores.....	224
6.3	Relevo e constituição do fundo marinho.....	227
6.4	Métodos e técnicas.....	229
6.4.1	Campanhas oceanográficas e coleta de sedimentos superficiais marinhos.....	230
6.4.2	Subamostragem e análises laboratoriais.....	232
6.4.3	Análises morfológicas do fundo marinho.....	233
6.5	Feições geomorfológicas e sedimentação marinha profunda.....	233
6.5.1	Cânions submarinos.....	233
6.5.2	Leque submarino do São Francisco e seus canais.....	235
6.5.3	Lobos no final de cânions submarinos.....	238
6.5.4	Terraços submarinos.....	238
6.6	Descrição e datação dos testemunhos rasos.....	239
6.7	Discussão e interpretação.....	245
6.7.1	Faciologia superficial dos sedimentos de fundo.....	245
6.7.2	Datações dos sedimentos superficiais.....	247
6.7.3	Relações entre a tectônica recente, feições geomorfológicas e a sedimentação.....	248
6.7.4	Evolução geomorfológica recente do contexto marinho profundo.....	250
6.7.5	Sistema rio-mar São Francisco – situação atual.....	257
6.8	Conclusões.....	260
7	REFERÊNCIAS.....	262

1. INTRODUÇÃO

A interface terra-mar da região nordeste do Brasil apresenta um cenário geológico-geomorfológico específico, criado pela maior fonte pontual de água e matéria para o oceano Atlântico, o rio São Francisco. A interação entre os forçantes fluviais e marinhos resultou na construção de um sistema deltaico que é considerado na literatura internacional como um dos modelos de deltas dominados por ondas.

No sul de Alagoas e em Sergipe, os aportes de cargas sedimentares continentais foram responsáveis pela deposição de uma extensa zona lamosa na plataforma continental e pela incisão do grande cânion submarino do São Francisco. O atual cânion São Francisco tem dimensões compatíveis com as vazões médias de longo prazo e com o aporte sedimentar originado de uma bacia hidrográfica de 640.000 km².

Em águas profundas, a transferência de sedimentos do continente para o oceano no contexto do São Francisco resultou na construção de um amplo leque submarino. Esta situação contrasta com as demais regiões do nordeste do Brasil, onde não existem cânions e leques submarinos de magnitude semelhante e diretamente associados à foz de rios.

Os sedimentos litorâneos e marinhos integram a unidade superior da bacia Sergipe-Alagoas (SEAL), o Grupo Piaçabuçu. Esta unidade estratigráfica superior da Bacia tem sido objeto de inúmeros estudos, entretanto, pouca atenção tem sido dedicada aos depósitos sedimentares do Paleogeno ao Quaternário. Por outro lado, os atuais sistemas deposicionais continentais, litorâneos e marinhos foram objetos de estudos isolados, conduzidos por pesquisadores dedicados à geologia-geomorfologia fluvial, litorânea e marinha, mas em nenhum estudo foi realizada a correlação entre eles como integrantes de um único sistema sedimentar que se desenvolve desde o continente ao oceano profundo, o sistema sedimentar rio-mar São Francisco.

O resultado é a ausência de uma análise integrada das interações entre o continente e o oceano ao longo da história evolutiva local, o que revela a necessidade de se realizar um estudo com este enfoque para o intervalo de tempo geológico do Quaternário. O estudo aqui desenvolvido é o primeiro que se propõe a realizar uma síntese sobre a interação continente-oceano, em Sergipe e sul de Alagoas ao longo Quaternário, englobando desde o contexto natural às mudanças atuais resultantes das intervenções humanas. Serão considerados aspectos de geologia e geomorfologia fluvial, costeira e marinha, enfocando o arcabouço geológico, os

controles morfo-estruturais, as variações do nível do mar, a evolução paleogeográfica, o aporte continental e a integração entre os sistemas deposicionais fluviais-costeiros-marinhos.

Este enfoque temporal é essencial para se compreender e avaliar as mudanças em curso nos ambientes costeiros e marinhos influenciados pelo rio São Francisco e para se analisar os possíveis cenários futuros, diante das intervenções humanas ao longo do rio São Francisco. Os resultados possibilitarão avaliar mudanças atuais produzidas pelo homem, ao promover o corte de suprimento de sedimentos para a plataforma continental, através da construção de grandes barragens ao longo do rio.

1.1 Da fonte a bacia

O presente estudo se constitui na primeira aplicação da análise integrada da fonte à bacia para os sistemas sedimentares brasileiros, com foco especificamente em um sistema que engloba desde a região sudeste à região nordeste do Brasil, isto é, o sistema sedimentar associado ao rio São Francisco. Além do sistema fluvial no continente, o sítio final de deposição, na zona costeira e marinha rasa e profunda, integram a Bacia Sedimentar Sergipe-Alagoas. Os registros sedimentares deste sistema foram formados desde o início do Quaternário, mas se estendem até os dias atuais. Esta iniciativa de estudo, além de considerar de forma integrada, a evolução de todo o trato de sistemas, desde o fluvial até o marinho profundo, integra, ao longo do tempo, os controles exercidos pelo neotectonismo, clima, mudanças do nível do mar e pelos processos geomorfológicos que modelaram o relevo, como será demonstrando adiante.

O sistema sedimentar do São Francisco pode ser considerado como o exemplo mais expressivo de grande porte na borda continental nordeste do Brasil, durante o Quaternário recente, com alta taxa de aporte de sedimentos. Mas esta expressão geomorfológica e sedimentar no Holoceno contribuiu para desviar a atenção da maior parte dos pesquisadores anteriores, cujas análises se concentraram nos sedimentos holocênicos aflorantes, ao passo que a maior parte dos sedimentos do sistema, de idade pleistocênica, ocorre em sub-superfície.

No atual estudo, o sistema sedimentar é analisado em diversas escalas de tempo e espaço, considerando-se desde o contexto pré-existente (Neogeno), a evolução durante o Pleistoceno e Holoceno, até as mudanças em curso no período histórico atual, desde a colonização pelo

homem branco até as mudanças do regime hidro-sedimentológico dos dias atuais, causados pela construção e operação das grandes barragens.

As escalas espaço-temporais também foram consideradas em relação aos eventos geológicos, no quais foram enfocados desde eventos de curta duração (marés, ondas, correntes, tempestades, estações climáticas, etc.) aos quais foram superimpostos eventos de longa duração (reativações tectônicas, mudanças climáticas, mudanças eustáticas do nível do mar, etc.).

A análise integrada da interação continente-oceano exigiu a comparação com as mudanças no nível do mar, dos controles morfo-estruturais e do registro sedimentar nas demais zonas costeiras do nordeste e sudeste do Brasil. De uma forma geral, a metodologia empregada no estudo, corresponde à análise designada mundialmente de “*source to sink*”, com algumas adaptações às condições locais e às informações atualmente disponíveis.

1.2 Contribuições para a geologia fluvial-costeira-marinha

O estudo se concentra no Baixo Curso do rio São Francisco, na sua zona costeira e região marinha associada (plataforma, talude, cânion e leque submarino). Enquanto o baixo curso do rio se desenvolve entre os Estados das Bahia, Pernambuco, Sergipe e Alagoas, a foz e a zona costeira-marinha estão situadas no norte do Estado de Sergipe e sul de Alagoas.

O conhecimento anterior sobre a geologia do Quaternário da região pode ser considerado fragmentado, vez que os trabalhos anteriores estavam restritos às áreas de atuação dos pesquisadores, ou seja, eram desenvolvidos sob a ótica específica da sísmo-estratigrafia, geologia-geomorfologia costeira, geologia marinha, neotectônica, etc. Outra questão é que os trabalhos se basearam em pesquisas realizadas exclusivamente na zona costeira, ou na região marinha ou em dados de subsuperfície.

A maior parte dos trabalhos publicados está restrita às pesquisas de geologia costeira, com ênfase no delta do rio São Francisco e a zona de praia atual (por exemplo, BITTENCOURT et al., 1978, 1982, 1983, 1999, 2002, 2007; DOMINGUEZ, 1996 e 2006; DOMINGUEZ et al., 1982, 1983; BARBOSA, 1985). Alguns poucos trabalhos focam a geologia marinha, mas mesmo assim datam de décadas atrás, necessitando de atualização. Em relação à sedimentação na plataforma continental, os trabalhos anteriores foram produzidos nas décadas de 70 e 80, destacando-se os trabalhos de geologia marinha da UFPe (COUTINHO, 1976).

Os estudos conduzidos diretamente pelos técnicos da Petrobras ou incentivados por esta empresa, têm se concentrado na análise do registro sedimentar mais antigo, responsável pela quase totalidade do preenchimento da bacia sedimentar Sergipe-Alagoas. Estes trabalhos se restringem à análise das informações obtidas em subsuperfície, as quais incluem as contribuições advindas dos levantamentos geofísicos e se concentram no registro geológico das fases pré-rifte, rifte e pós-rifte, mas não analisam os sedimentos mais recentes. Os sedimentos depositados no Cenozoico, quando estudados, foram à partir dos dados obtidos em subsuperfície (Grupo Piaçabuçu). Neste campo de estudo se destaca a tese desenvolvida por Cainelli (1992) na Universidade do Texas (EUA) que dedicou ao estudo desta unidade estratigráfica a partir das informações obtidas pela sísmica e sondagens na região marinha. Mesmo neste caso, não são detalhados os episódios de sedimentação mais recentes, que são genericamente agrupados como de idade terciária-quadernária ou quadernária. Além disso, não são enfocadas as relações entre os depósitos encontrados em subsuperfície e os seus correspondentes aflorantes no continente e, muito menos, com a deposição continental contemporânea. No continente, os sedimentos do Paleogene e Neogene constituem o Grupo Barreiras e na planície costeira e vales fluviais atuais afloram sedimentos quadernários (Pleistoceno e Holoceno).

As feições estruturais e evolução tectônica da bacia sedimentar foram intensamente estudadas, reconhecendo-se a reativação de falhamentos. Entretanto, raros trabalhos reconhecem a existência de uma tectônica recente. Os estudos de neotectônica afetando o Grupo Barreiras foram incipientes (LIMA et al., 2003 e 2008) e não estabeleceram vínculo com a morfologia e a sedimentação da zona costeira.

Os estudos de águas profundas, incluindo os cânions submarinos, também não avançaram na integração com os sistemas deposicionais costeiros e fluviais atuais. Os estudos existentes seguem duas linhas. Na abordagem da geologia marinha, se concentram na morfologia do talude e cânions submarinos (REMAC, 1975) e na abordagem de estratigrafia e geologia do petróleo, focam nos sedimentos mais profundos e mais antigos.

O atual estudo poderá oferecer uma nova contribuição para o conhecimento geológico da região, ao analisar, de forma integrada, do continente ao oceano, o sistema sedimentar influenciado pelo rio São Francisco, como agente geomorfológico e de aporte de sedimentos, desde o Pleistoceno ao Holoceno. Assim, é enfocada a evolução da paleogeografia e os tratos de sistemas deposicionais contemporâneos, condicionadas pelos controles morfo-estruturais e pelas variações do nível do mar.

1.3 Interação rio-mar atual e impactos ambientais

O tema transferência de água e matéria através da “Interface Terra-Mar” é de interesse atual aos níveis global, regional e local sendo abordado por diversos programas internacionais e projetos nacionais. A zona costeira e a plataforma continental estão sujeitas a interações complexas entre as forçantes que atuam no continente e no mar. Fatores climáticos e antropogênicos podem resultar em mudanças nas condições de equilíbrio dinâmico na direção de cenários novos. Exemplos destas forçantes são as mudanças no escoamento superficial nas bacias hidrográficas, nível do mar e utilização dos recursos naturais. Mudanças na descarga de rios por represamento em reservatórios podem resultar em grandes impactos na desembocadura e na zona costeira e plataforma continental adjacente.

A avaliação de mudanças ambientais que estão ocorrendo em regiões costeiras e plataformais fortemente influenciadas por descargas fluviais, deve incluir a avaliação da interação rio-mar. Estes estudos são relevantes não só para a compreensão dos contextos morfo-sedimentares da plataforma como para avaliar as mudanças recentes nestas regiões como consequência distal das mudanças no suprimento sedimentar em função das intervenções antrópicas nas bacias hidrográficas. Estas informações são extremamente úteis para a distinção entre causas distais e locais de mudanças no substrato plataformal e na vida marinha, bem como para avaliar eventuais impactos ambientais causados pelas intervenções antrópicas.

A pesquisa conduzida em Sergipe e Alagoas, com foco nas interações entre o continente e o mar ao longo das últimas centenas de anos, ampliou o conhecimento sobre as mudanças em curso na dinâmica costeira e plataformal, suas causas e processos envolvidos, contribuindo para a gestão ambiental costeira e marinha.

1.4 Objetivos e hipóteses de pesquisa

O objetivo geral deste estudo é a análise dos controles e a reconstituição da evolução tectono-morfo-sedimentar da interface continente-oceano em Sergipe e sul de Alagoas durante o Quaternário, da fonte à bacia marinha, com ênfase no contexto do rio São Francisco, em uma perspectiva temporal desde o Pleistoceno até o Holoceno, após as grandes intervenções humanas com a construção das grandes barragens ao longo do rio.

Os objetivos específicos são: 1) Esclarecer o papel exercido pelo controle morfo-estrutural na evolução da zona costeira e marinha de Sergipe durante o Quaternário; 2) Identificar os

principais condicionantes que controlaram a deposição nos sistemas fluvial, deltaico, plataformal e dos cânions e leques submarinos da região durante o Quaternário; 3) Analisar a influência do rio São Francisco na sedimentação deltaica, plataformal e marinha profunda; 4) Reconstituir a evolução pleistocênica e holocênica do sistema sedimentar São Francisco em função da interação rio-marno Pleistoceno e Holoceno; 5) Identificar as sequências deposicionais do topo da Bacia Sergipe-Alagoas (Grupo Piacabuçu) e reconstituir sua história evolutiva; 6) Identificar as antigas posições da desembocadura do rio São Francisco, os vales incisos associados e conexões com os cânions e leques submarinos; 7) Reconstituir a evolução recente da desembocadura do rio São Francisco e da zona costeira adjacente até sua situação atual, com base no registro sedimentar, nas condições de regime fluvial natural e regularizado pelas grandes barragens.

As principais questões a serem respondidas pela pesquisa estão relacionadas à origem das feições marinhas, aos controles morfo-estruturais da configuração geomorfológica e à evolução geológica da interação rio-mar da fonte à bacia, durante o Quaternário, na região norte de Sergipe e sul de Alagoas, sob influência do rio São Francisco.

1.5 Localização da área de estudo

A área de estudo corresponde ao sistema sedimentar São Francisco, desde suas nascentes principais localizadas em Minas Gerais até as águas profundas no oceano Atlântico, adjacentes a Sergipe e Alagoas (**Fig. 1**). O estudo de concentra na região costeira e marinha o sistema sedimentar rio-mar São Francisco que abrange a planície costeira entre Sergipe e Alagoas, os cânions submarinos no talude continental e feições deposicionais em águas profundas e ultra-profundas. Os depósitos formados neste contexto fazem parte da Bacia Sedimentar Sergipe-Alagoas.

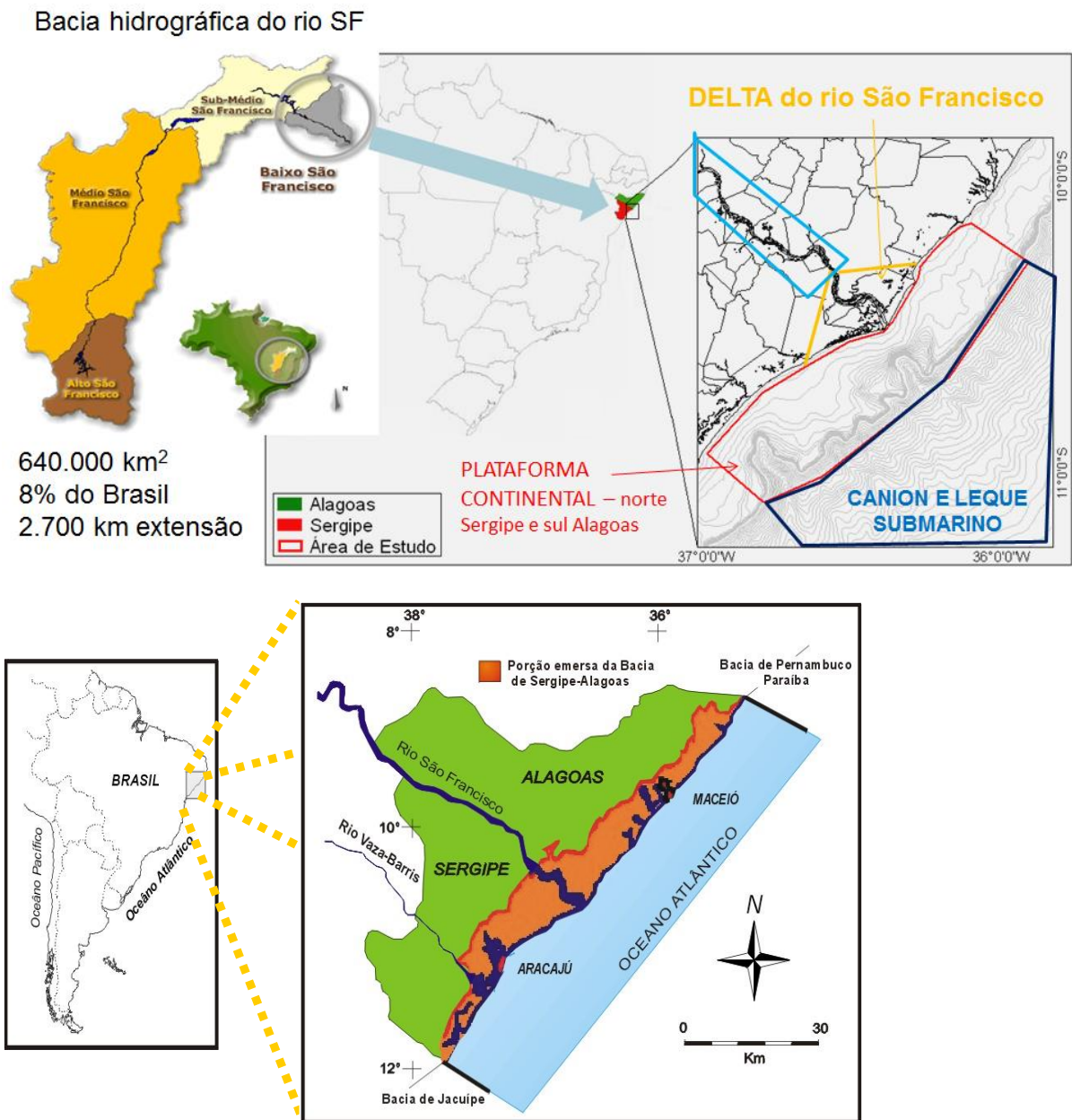


Figura1. Localização da área de estudo. Bacia Hidrográfica do rio São Francisco, com divisões, e detalhe da região do baixo São Francisco e da região marinha adjacente. Na figura inferior, localização da Bacia Sedimentar Sergipe-Alagoas.

2. CONTEXTO REGIONAL DO SISTEMA RIO-MAR SÃO FRANCISCO

O rio São Francisco coleta água e sedimentos provenientes de sua ampla bacia hidrográfica, que é a quarta maior bacia do Brasil, e os transporta e deposita ao longo de seu percurso de 2.700 Km, até alcançar sua foz, no Oceano Atlântico Sul e, finalmente, no mar profundo.

Na região costeira suas vazões, líquidas e sólidas, foram as principais responsáveis pela formação de uma ampla planície deltaica e contribuíram para a formação de uma ampla zona lamosa na plataforma continental. A influência do rio pode ser acompanhada também na região marinha, através de um cânion submarino escavado na região adjacente a sua foz e no desenvolvimento de um vasto leque submarino, onde o restante dos aportes sedimentares continentais são depositados e, finalmente, soterrados no sopé continental (**Fig. 2**).

O rio São Francisco desenvolve ao longo de seu percurso no continente, em função dos controles climáticos, geológicos, geomorfológicos e dos regimes hidro-sedimentológicos resultantes, um conjunto de subambientes fluviais, nos quais se desenvolvem vários padrões de canais e uma série de depósitos sedimentares no canal e na planície de inundação.

Na região litorânea, em função aporte fluvial e da interação com os processos costeiros, promove a formação de uma planície costeira, classificada como do tipo deltaica. Na região marinha rasa, os sedimentos aportados pelo rio foram responsáveis pela formação de uma ampla zona lamosa no fundo da plataforma continental. No talude continental, os aportes fluviais escavaram um cânion submarino profundo e, finalmente, no sopé continental, promoveu o desenvolvimento de canais submarinos e de leque submarino.

As relações entre as fontes de sedimentos, situadas em toda a bacia hidrográfica, e os contextos sedimentares nesta bacia, envolvem uma série de fatores e controles atuantes, que se modificaram ao longo do Quaternário. A deposição na área continental, na zona costeira e na porção marinha refletem estes controles. O topo da bacia sedimentar Sergipe-Alagoas, durante o Pleistoceno-Holoceno, guarda o registro da evolução deste sistema rio-mar.

No presente estudo, o sistema São Francisco será abordado sob a ótica da geomorfologia fluvial, costeira e marinha, focado na análise integrada das relações rio-mar no seu baixo curso, na planície costeira e no fundo marinho raso e profundo. Esta abordagem deverá permitir um melhor conhecimento da evolução do sistema sedimentar rio-mar ao longo do

Pleistoceno Tardio e Holoceno e de seus fatores controladores, possibilitando também uma avaliação mais ampla dos impactos advindos das intervenções humanas que promoveram a artificialização do regime hidro-sedimentológico fluvial.

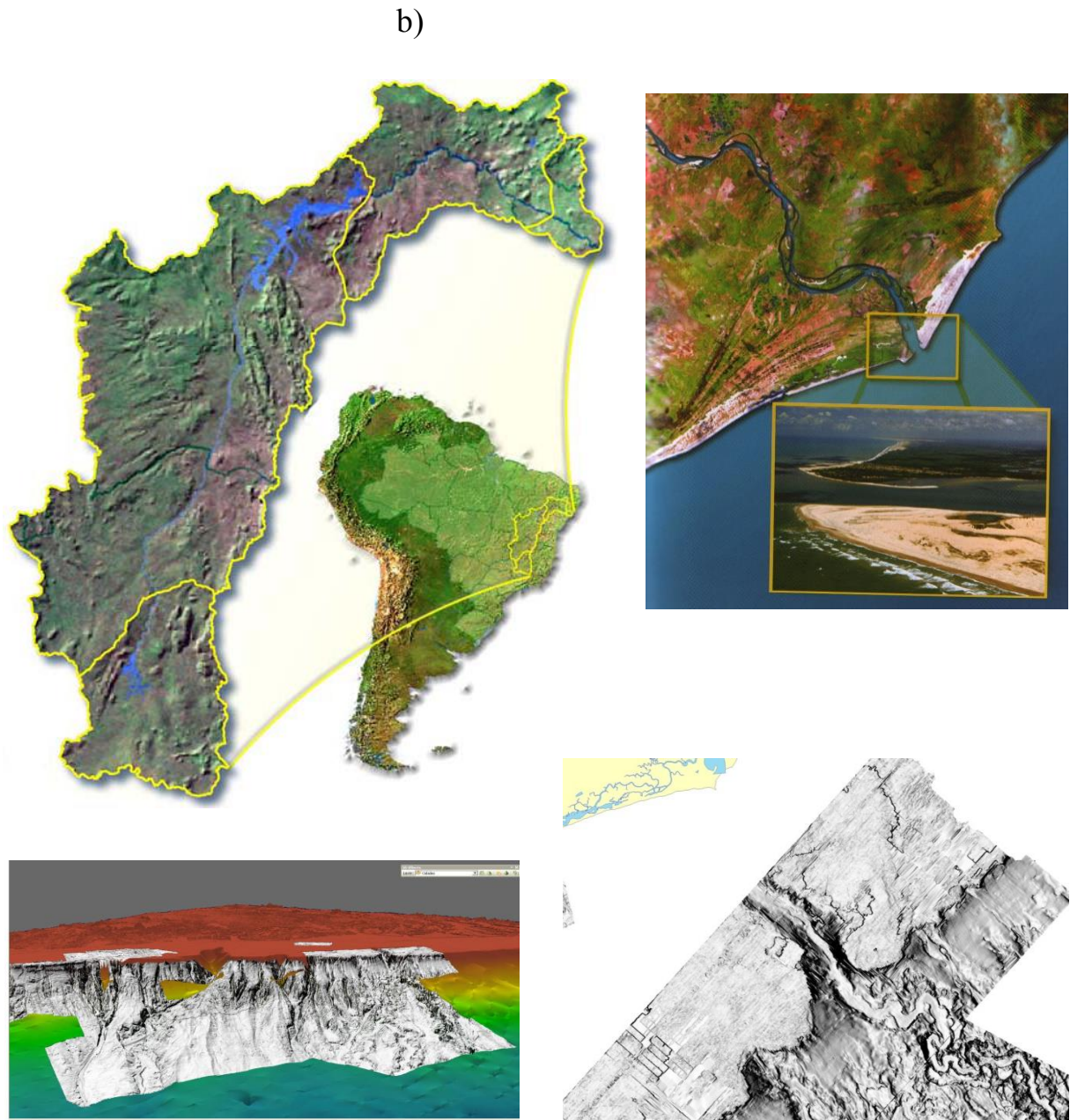


Figura 2. Sistema rio-mar São Francisco: (a) fluvial, (b) costeiro, (c) marinho raso e talude/cânion; (d) canais e leque submarino. Fonte: modificado CBHSF (2004).

2.1 Bacia hidrográfica do rio São Francisco

A bacia hidrográfica do rio São Francisco representa cerca de 8% do território brasileiro. Possui uma área de drenagem de 638.576 km² (CBHSF, 2004) e abrange 503 municípios que estão inseridos em sete (7) unidades da federação: Minas Gerais, Bahia, Distrito Federal, Goiás, Pernambuco, Alagoas e Sergipe (**Fig. 3**).

A bacia hidrográfica é subdividida em quatro grandes regiões fisiográficas: Alto, Médio, Sub-Médio e Baixo São Francisco (CODEVASF, 2001). O Alto São Francisco se estende das nascentes até a cidade de Pirapora (Minas Gerais); o Médio abrange a área entre as cidades de Pirapora (Minas Gerais) e Remanso (Bahia); o Sub-Médio entre Remanso (Bahia) e Paulo Afonso (Bahia) e o Baixo, de Paulo Afonso (Bahia) até a foz no oceano Atlântico, onde o rio faz a divisa entre os Estados de Sergipe e Alagoas.

A bacia é composta por 34 sub-bacias afluentes do rio principal (**Fig. 4**), habitadas por uma população de aproximadamente 14 milhões de pessoas. Os rios da bacia são os principais responsáveis pelo fornecimento de água para as atividades humanas, incluindo o consumo urbano, industrial e rural. A população residente nos municípios do Baixo São Francisco totalizava cerca de 1.807.718 habitantes (IBGE, 2000), o que perfaz uma densidade demográfica de 59,7 hab/km². Em Sergipe, a área ocupada pelo Baixo São Francisco é de 7.043 km² e em Alagoas e de 12.797 km².

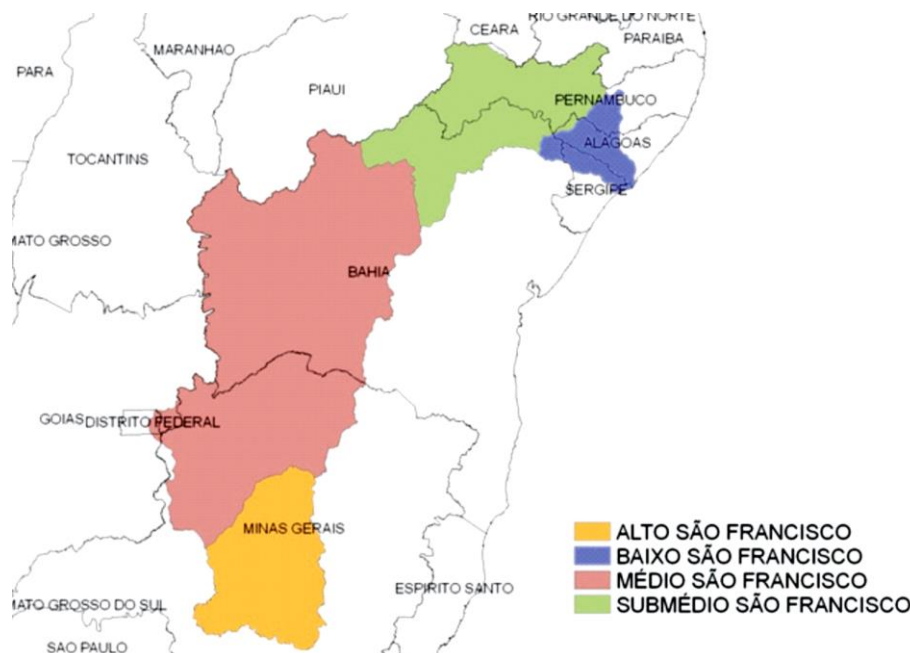


Figura 3. Regiões fisiográficas da Bacia Hidrográfica do rio São Francisco.
Fonte: modificado de MMA (2012)

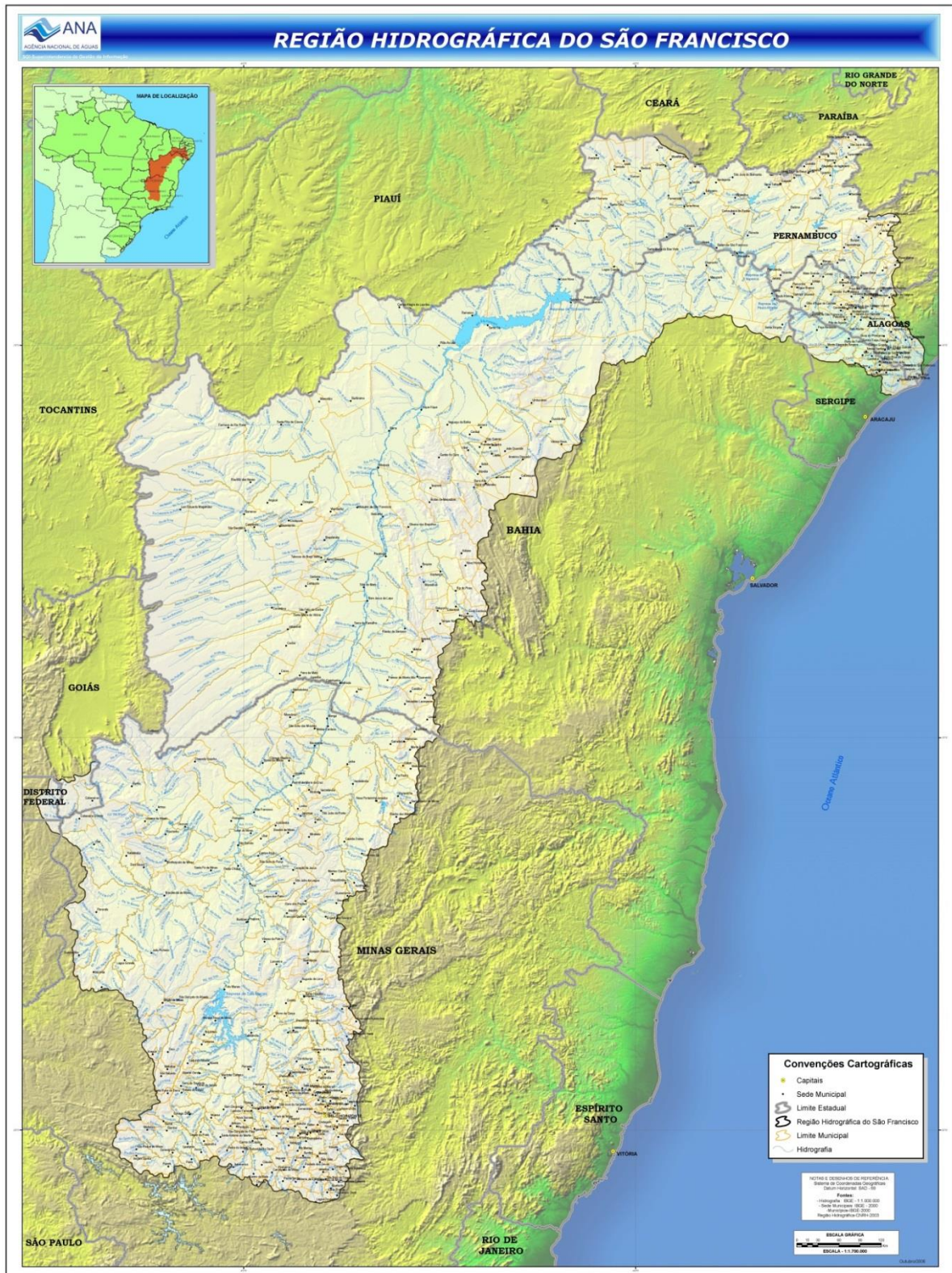


Figura 4. Bacia hidrográfica do rio São Francisco e afluentes. Fonte: ANA (2013)

2.1.1 Região do baixo rio São Francisco

A região fisiográfica do baixo São Francisco está situada entre a cidade de Paulo Afonso (Bahia) e a foz, ocupa uma área total de 30.377 km², equivalente a 5% da área total da bacia hidrográfica e abrange territórios dos Estados da Bahia, Pernambuco, Sergipe e Alagoas (**Fig. 5**). A maior parte dos rios afluentes são intermitentes e localizados na região semi-árida nordestina, enquanto os afluentes perenes só existem na região costeira.

A sub-bacia apresenta uma perceptível zonação dos domínios morfo-climáticos no sentido oeste/leste, isto é, mais árido no interior do continente e úmido no litoral (VARGAS, 1999). O município de Propriá se posiciona no limite entre os domínios semi-árido e úmido, o que também coincide com os limites entre: a vegetação de caatinga e a floresta mesófila; entre os pediplanos e os tabuleiros costeiros; entre o embasamento metamórfico e a bacia sedimentar de Sergipe-Alagoas e entre os solos litólicos e os solos podzólicos.



Figura 5. Sub-bacia do Baixo São Francisco em relação aos Estados da Bahia, Pernambuco, Sergipe e Alagoas e principais afluentes. Fonte: CODEVASF (2002).

2.2 Clima, chuvas e vegetação da bacia hidrográfica

A bacia está inserida em contextos climáticos bastante distintos e os tipos climáticos variam de úmido a árido (Fig. 6). As nascentes e a sub-bacia do Alto São Francisco, em Minas Gerais, encontram-se em regiões de clima tropical úmido e sub-úmido (sub-tipos úmida e seca), enquanto o Sub-Médio e o Médio (uma vasta região do interior da Bahia e Pernambuco), possuem climas semi-árido a árido e encontram-se no chamado “polígono da seca” do nordeste brasileiro. Esta região semiárida extrapola o âmbito da bacia e se constitui em um território vulnerável a períodos críticos de frequentes e prolongadas estiagens. A região semiárida ocupa cerca de 57% da área da Bacia do rio São Francisco e abrange 218 municípios.

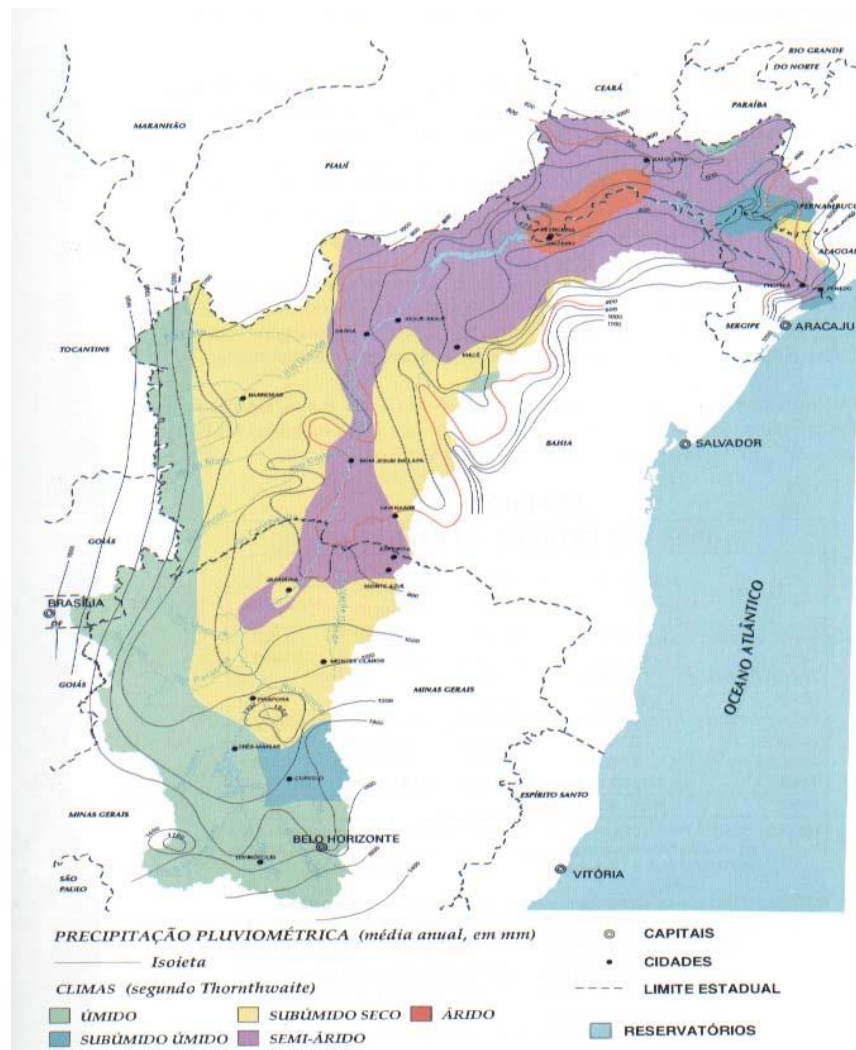


Figura 6. Variação climática e pluviométrica na bacia hidrográfica do rio São Francisco. Fonte: CODEVASF (2001).

A precipitação média anual na bacia é de 1.036 mm, mas a pluviosidade é muito variável espacialmente (PEREIRA et al, 2003). As chuvas anuais variam desde mais de 1.400 mm, nas nascentes localizadas no Alto São Francisco, em Minas Gerais, até menos de 600 mm, no semiárido nordestino (entre Sobradinho, Bahia e Canindé, Sergipe), mas volta a crescer na região costeira, no baixo São Francisco (**Fig. 7**).

Nas regiões do Alto, Médio e Submédio, o trimestre mais chuvoso é novembro a janeiro, contribuindo com 53% da precipitação anual, enquanto o período mais seco é junho a agosto. Estes períodos são inversos aos do Baixo São Francisco, onde o período chuvoso se estende de maio/junho a agosto/setembro e o período menos chuvoso, de outubro a fevereiro (SEPLANTEC, 1997). O período de maior pluviosidade na região do baixo São Francisco coincide com os meses de menor vazão natural do baixo curso do rio São Francisco e o período de maior vazão coincide com o período de maior pluviosidade no alto e médio curso e de menor pluviosidade no baixo São Francisco.

A cobertura vegetal da Bacia contempla fragmentos de diversos biomas adaptados aos diversos climas, destacando-se: a Floresta Atlântica (Alto São Francisco, em Minas Gerais), o Cerrado (no Alto e Médio São Francisco) e a Caatinga (no Médio e Submédio São Francisco). Ocorrem, ainda, áreas de transição entre o Cerrado e a Caatinga, as florestas estacionais decídua e semi-decídua, os campos de altitude e as formações pioneiras (mangue e vegetação litorânea no Baixo São Francisco).

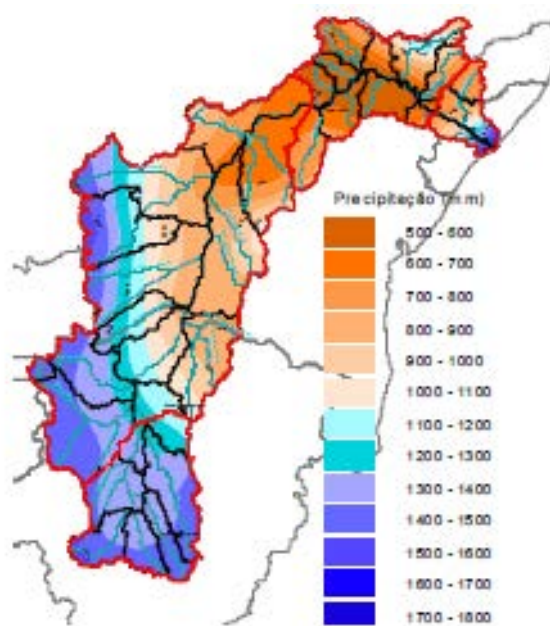


Figura 7. Precipitação média anual na Bacia no período 1961 a 1990. Isoietas baseadas nos valores médios de precipitação. Fonte: CBHSF (2004).

2.2.1 Clima e chuvas no baixo São Francisco

Na sub-bacia do baixo São Francisco, o clima passa gradualmente de árido a semiárido, no interior do continente, para sub-úmido a úmido na região costeira. No continente, o clima é considerado, na classificação de Köppen, como tropical (Asi), com estação seca no verão. Entre Propriá (Sergipe) e a zona costeira, o clima é o tropical quente sub-úmido a úmido e a temperatura média situa-se em torno de 23 a 26°C.

Em situações normais, as regiões próximas ao litoral são marcadas por uma estação chuvosa bem definida, com chuvas abundantes. Os principais sistemas meteorológicos que provocam as chuvas que ocorrem ao longo do litoral estão associados às frentes frias provenientes do sul que trazem nuvens carregadas, aos distúrbios de leste, às linhas de instabilidade e aos efeitos da brisa, concentrando-se no período de abril a agosto (GÓIS et al., 2005). Nos meses de abril a agosto, se concentram 70% das chuvas, e a quantidade média supera os 200 mm por mês, enquanto que menor índice pluviométrico ocorre nos meses de novembro a fevereiro. A média de chuvas entre esses meses varia de 60 mm a 75 mm (ADEMA, 2002). No litoral de Sergipe e Alagoas a média anual da precipitação no litoral está em torno de 1200 a 1300 mm, atingindo índices pluviométricos de 1.600 mm anuais (EMBRAPA, 2011).

A circulação atmosférica regional é influenciada por quatro sistemas meteorológicos: Alísios de SE, Zona de Convergência Intertropical - ZCIT, Sistema Equatorial Amazônico – SEA e Frente Polar Atlântico - FPA. Sergipe e Alagoas são fortemente influenciados pela presença da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), de baixa pressão atmosférica, com chuvas e trovoadas originadas pela convergência dos ventos alísios dos dois hemisférios (MELO et al., 2002). A ZCIT atua no controle de um forte ciclo estacional com periodicidade anual associada às mudanças das estações climáticas. Esta zona migra sazonalmente de sua posição para mais ao norte durante o inverno austral (entre agosto e outubro) até posições mais ao sul, durante o verão austral, movimento que influencia o padrão de circulação oceânica e das correntes costeiras. Quando a ZCIT está mais ao norte, os ventos alísios de sudeste são intensos, ocorrendo uma progressiva diminuição da intensidade desses ventos à medida que a ZCIT migra em direção ao Equador, alcançando os valores mínimos anuais durante o verão austral, nos meses de março e abril.

Os ventos na região durante a maior parte do ano apresentam duas direções predominantes que são de leste e sudeste. Durante os meses de setembro a fevereiro predominam os ventos

de Leste, com velocidade variando de 4,1 m/s a 3,3 m/s, enquanto que nos meses de março a agosto os ventos dominantes são de Sudeste, com velocidade variando de 2,7 m/s a 3,7 m/s.

2.2.2 Vegetação e uso das terras no baixo São Francisco

A distribuição da cobertura vegetal original do baixo São Francisco varia do interior do continente para a zona costeira. A vegetação de caatinga típica do sertão do nordeste do Brasil é encontrada nas bacias tributárias do rio São Francisco situadas na região semiárida, com solos rasos que condicionam as atividades econômicas à pecuária extensiva e ao extrativismo vegetal (VARGAS, 1999). As extensas áreas de caatinga representam a cobertura vegetal original e por se constituir em um tipo xerófito de vegetação, ou seja, com adaptações funcionais contra a falta de água, teve amplas condições de se desenvolver em um clima semiárido com baixo nível de precipitação pluviométrica (CODEVASF, 2002). Próximo ao litoral dominam as formações pioneiras que cobrem ambientes sedimentares recentes, instáveis e sem tempo necessário para serem edafizados (CODEVASF, 2002) e no litoral atual de Alagoas e Sergipe dominam os ambientes de restinga e os mangues, com suas vegetações características.

Os efeitos da antropização, 500 anos após o início da colonização pelos portugueses, resultou na alteração da vegetação na maior parte da área (mais de 67%), com o uso das terras destinado principalmente a agricultura e pecuária, mas cerca de 33% ainda permanece com coberturas vegetais em seu estado natural ou com pequeno grau de degradação (CODEVASF, 2002).

Nas planícies aluviais dos trechos inferiores dos tributários e do leito principal do rio São Francisco se desenvolveu, secularmente, uma agricultura baseada nas periódicas cheias que ocorriam quando o rio ainda não se encontrava regularizado pelas grandes barragens. A cultura do arroz nas planícies de inundação, associada com a pesca artesanal, fez com que esta região desenvolvesse uma importante densidade populacional, com várias cidades de porte médio (VARGAS, op. cit.). A empresa estatal CODEVASF transformou algumas das antigas várzeas inundáveis do rio São Francisco em perímetros irrigados (Propriá, Cotinguiba/Pindoba e Betume, em Sergipe e Itiuba, Boacica e Marituba, em Alagoas), que são utilizadas principalmente para a rizicultura e piscicultura, além de fruticultura (**Fig. 8**).

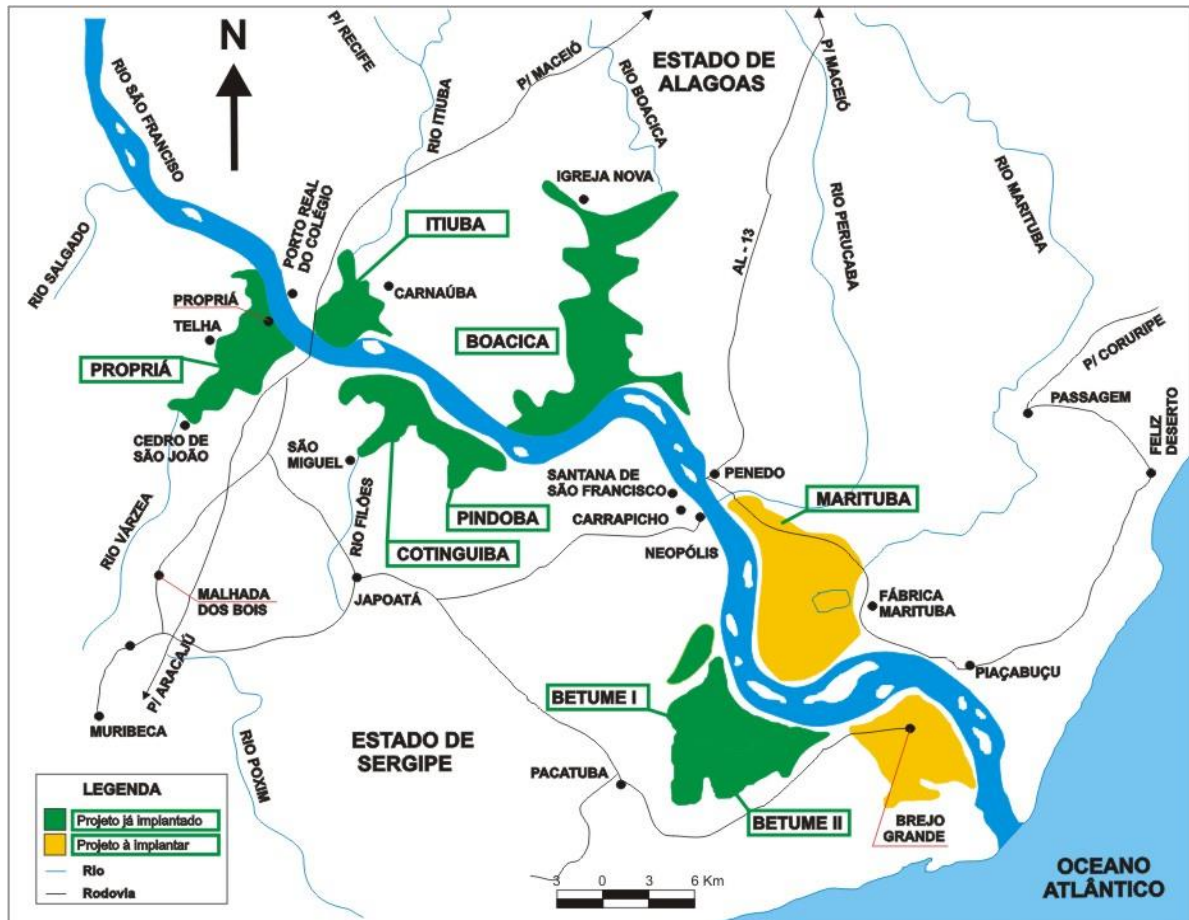


Figura 8. Várzeas transformadas em Perímetros Irrigados da CODEVASF no baixo São Francisco. As várzeas de Marituba (Alagoas) e Brejo Grande (Sergipe) também já foram transformadas em perímetros irrigados. Fonte: CODEVASF (1973).

2.3 Geologia da bacia hidrográfica

Na geologia da bacia dominam os terrenos proterozóicos, mas são encontrados registros geológicos do Paleoarqueano, Proterozóico, Paleozóico, Mesozóico e recentes. A bacia está quase que totalmente contida na Província Estrutural homônima e seus principais ambientes tectônicos constam da **Figura 9**.

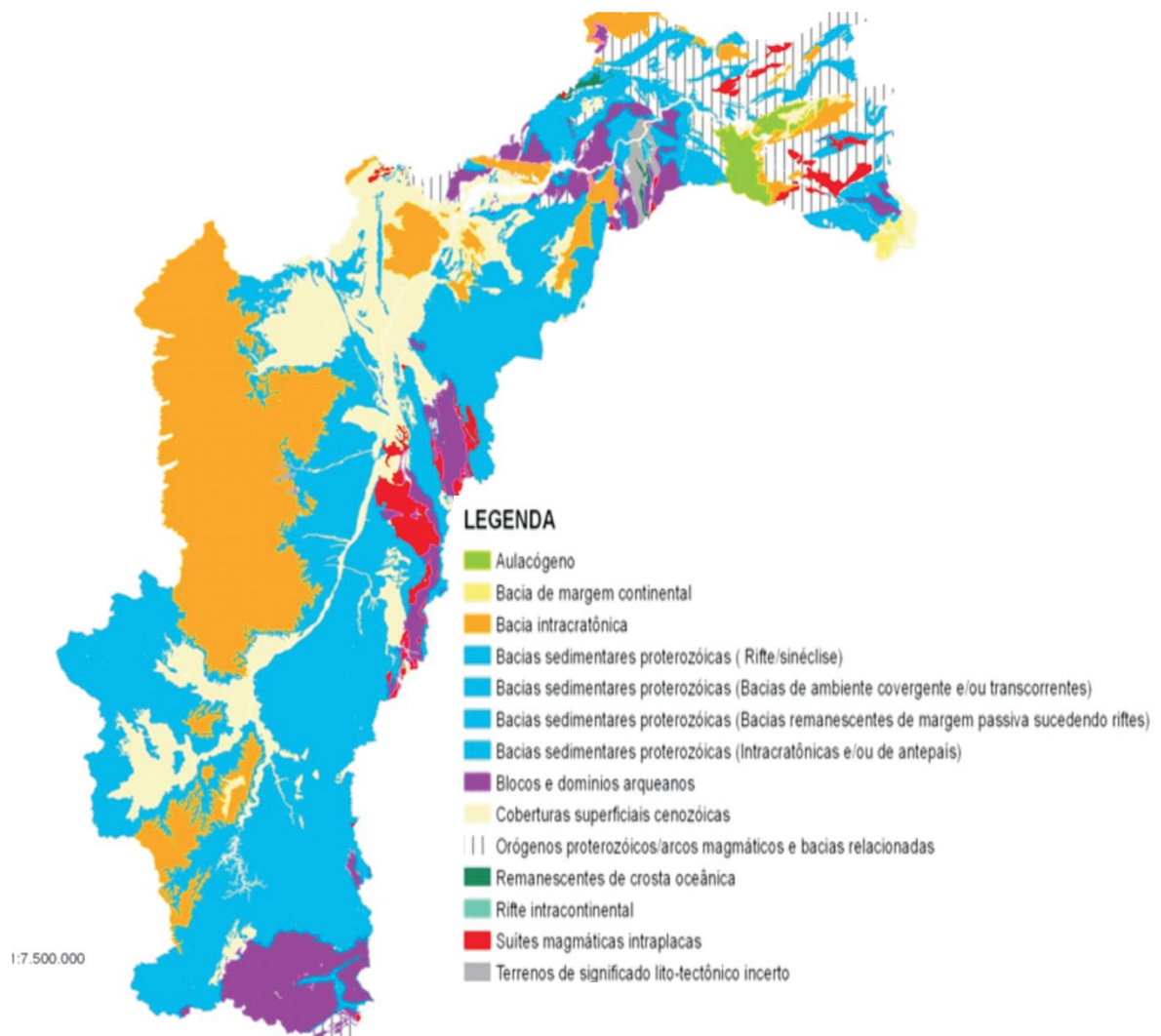


Figura 9. Geologia da Bacia com base na Carta Tectônica do Brasil de Delgado et al.(2003), Fonte: MMA (2012)

2.3.1 Geologia do baixo São Francisco

Na região do baixo São Francisco, a geologia regional é caracterizada pela ocorrência de rochas ígneas e metamórficas no interior do continente e por rochas sedimentares e sedimentos terciários e quaternários na região costeira.

O baixo curso do rio São Francisco corta, sucessivamente, a estruturação geológica da região, de noroeste para sudeste: Embasamento Gnáissico (Batólito de Pernambuco); a Faixa de Dobramentos Sergipana (rochas plutônicas e meta-sedimentares pré-cambrianas); a Bacia Sedimentar Sergipe-Alagoas, o Gr. Barreiras (Terciário) e, no litoral, sedimentos quaternários (SANTOS et al., 1997).

2.3.1.1 Bacia sedimentar Sergipe-Alagoas

Na cidade de Propriá (Sergipe), está situado o limite oeste da Bacia Sedimentar de Sergipe-Alagoas, ao longo da falha normal de Propriá, de direção NE-SW, em contato com as rochas plutônicas e meta-sedimentares da Faixa de Dobramentos Sergipana.

A Bacia Sergipe-Alagoas é um meio graben de 350 km de comprimento por 20 a 50 km de largura, alongado na direção NE-SW e subdividida nas sub-bacias de Alagoas, Sergipe, Cabo e de Jacuípe (Souza-Lima, 2006). A bacia ocupa quase toda a faixa litorânea, mergulhando sob o oceano e avançando como substrato da borda continental, contendo unidades estratigráficas depositadas desde o Paleozóico até os dias atuais. As rochas da bacia sedimentar constituem o substrato geológico do trecho final do sistema rio-mar São Francisco.

O arcabouço estrutural da bacia foi formado no cretáceo inferior, pelo tectonismo pré-aptiano, sendo provavelmente a última atividade tectônica de grande importância na área. Contudo, é possível que tenham ocorrido posteriormente movimentos verticais de soergimento e subsidência ao longo de falhas pré-existentes, responsáveis pela presença de falhas escalonadas e alternância de horts e grabens, que caracterizam a Bacia Sergipe-Alagoas.

No fim do período Jurássico e início do Cretáceo a bacia começou a ser preenchida por uma alternância de sedimentos depositados em ambientes fluviais e lacustres e a partir do Terciário dominou a deposição em ambientes francamente marinhos (FEIJÓ, 1993). Este contexto do Terciário é semelhante à distribuição atual, com sedimentos terrígenos se concentrando junto ao continente, carbonatos na plataforma externa e lamas dominando no talude e oceano profundo. Na porção continental da bacia, essa sequência é coberta pelos depósitos areno-argilosos do grupo Barreiras (Terciário) e por sedimentos quaternários. Na porção oceânica da bacia, as rochas sedimentares são recobertas por sedimentos quaternários marinhos.

As unidades estratigráficas da bacia que afloram nas margens do baixo curso do rio São Francisco são: a) as Formações Bananeiras e Serraria (Grupo Perucaba), depositadas no Jurássico, sendo a Formação Bananeiras constituída por folhelhos e argilitos e a Formação Serraria, por arcóseos e arenitos médios a grossos, pavimentos de grânulos e cascalhos e intercalações subordinadas de folhelhos sílticos e inclusões de matéria carbonosa e troncos de madeira silicificados b) as Formações Barra do Itiúba e Penedo (Grupo Coruripe), depositadas no Cretáceo Inferior, sendo a formação Barra do Itiúba constituída por folhelhos com intercalações de delgadas de arenitos muito finos e calcilutitos, contendo restos de peixes

e ostracodes não marinhos e a Formação Penedo por camadas espessas de arcóseos, finos a grossos e com intercalações de siltitos.

As unidades estratigráficas do topo da Bacia Sergipe-Alagoas estão englobadas no Grupo Piaçabucu (formações Calumbi, Mosqueiro e Marituba), cuja deposição se inicia no Cretáceo e se estende até os dias atuais na região marinha. Estas unidades não afloram na bacia do São Francisco, mas são encontradas em sub-superfície na zona costeira e na região marinha onde constituem o assoalho oceânico atual.

Para Cainelli (1992) o grupo Piaçabucu é uma cunha sedimentar prográdante formada por depósitos da plataforma-talude-bacia profunda, com espessamento em direção ao oceano, composto por dois membros equivalentes em tempo, o Marituba (arenitos costeiros/plataformais e carbonatos de borda de plataforma) e o Calumbi (folhelhos do talude/bacia e depósitos de fluxos de massa gravitacionais).

Na área continental, os sedimentos do Grupo Barreiras, do Terciário (Neógeno), recobrem parte das rochas do embasamento pré-cambriano e das unidades da bacia Sergipe-Alagoas. O Grupo ocorre formando platôs, ligeiramente inclinados em direção à costa e seus sedimentos são constituídos por cascalhos, conglomerados, areias finas e grossas e argila, pouco ou não consolidados, afossilíferos, de cores variegadas e estratificação normalmente indistinta, às vezes cruzadas.

Recobrimo as unidades descritas acima ocorrem ainda as coberturas quaternárias pleistocênicas e holocênicas (continentais, litorâneas e marinhas). Preenchendo o fundo do vale do rio São Francisco e aflorantes nas suas margens, estão os sedimentos holocênicos inconsolidados (areias e siltes argilosos) e na planície costeira, o rio corta sedimentos arenosos e argilosos litorâneos holocênicos e pleistocênicos.

2.4 O rio São Francisco e sua hidrologia atual na bacia hidrográfica

O rio São Francisco atual possui uma extensão de 2.696 Km (CBHSF, 2004), desde as nascentes na Serra da Canastra, no Estado de Minas Gerais, até a sua foz, no oceano Atlântico Sul, entre os Estados de Sergipe e Alagoas. O rio possui 168 afluentes, dos quais 36 são de porte significativo, e entre estes, apenas 19 são perenes.

A vazão natural média na foz do rio São Francisco é de 2.850 m³/s e mais de 95% do total das suas águas provem das sub-bacias do Alto e Médio São Francisco

O período úmido da bacia do São Francisco vai de dezembro a março, quando ocorriam as cheias naturais. O gráfico das variações interanuais no período de 1926 a 1976 (**Fig. 11**), evidencia um padrão de extrema variabilidade das vazões em praticamente todos os anos, mas com a ocorrência sazonal de cheias, entre os meses de dezembro de um ano a março do ano seguinte. Antes da construção das grandes barragens no rio São Francisco, os picos de médias mensais chegavam a atingir entre 4.000 e 12.000 m³/s nestes períodos de enchentes anuais. Nas grandes cheias, as regiões do Alto e Medio são as maiores geradoras, fornecendo cerca de 74% dos deflúvios máximos de até 30 dias consecutivos no baixo Sao Francisco.

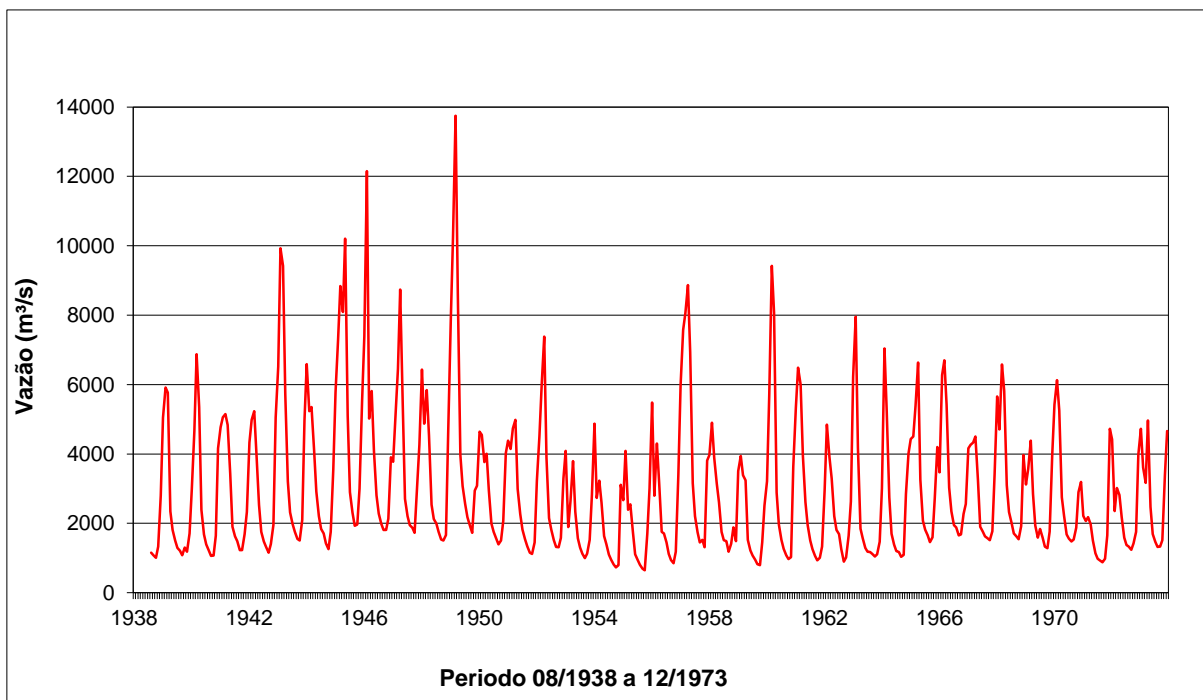


Figura 11. Variações interanuais de vazões médias mensais, no período 08/1938 a 12/1976, na Estação Fluviométrica de Traipu (Alagoas). Fonte de dados: ANA (2002)

As principais características hidrológicas, no período histórico, do rio São Francisco, para cada uma das suas regiões fisiográficas são apresentadas a seguir. Na região do Alto São Francisco, o rio São Francisco tem uma vazão natural média de $1.189 \text{ m}^3/\text{s}$ (42 % da vazão natural média). O Médio São Francisco contribui com uma vazão natural média incremental de $1.519 \text{ m}^3/\text{s}$ (53% do total) e abrange rios afluentes importantes na margem esquerda, como o Paracatu, Grande e Urucuia. No alto e médio São Francisco encontram-se os principais rios afluentes formadores da vazão média natural: Paracatu (14%), Velhas (13%), Grande (9%) e Urucuia (9%). O Submédio contribui com $104 \text{ m}^3/\text{s}$ (4% do total) e o Baixo, com $38 \text{ m}^3/\text{s}$, apenas 1,3% da vazão média natural. Em relação à contribuição das unidades federativas, cerca de 73,5% da vazão natural média do rio São Francisco é proveniente de Minas Gerais, 20,4% da Bahia, 3,2% de Pernambuco, 1,2% de Goiás, 0,6% do Distrito Federal, 0,7% de Alagoas e 0,4% de Sergipe.

O perfil longitudinal do rio, com desníveis (Fig. 12) que favorecem a implantação de usinas para a geração de energia elétrica, fomentou as intervenções humanas com a construção de grandes barragens (Fig. 13) que geraram grandes impactos no regime hidrológico fluvial. A primeira grande barragem foi a de Três Marias, em 1963, localizada em Minas Gerais, no alto São Francisco. Outras grandes barragens foram construídas no submédio e baixo São Francisco sendo as mais relevantes, Sobradinho (1978) e Xingó (1994).

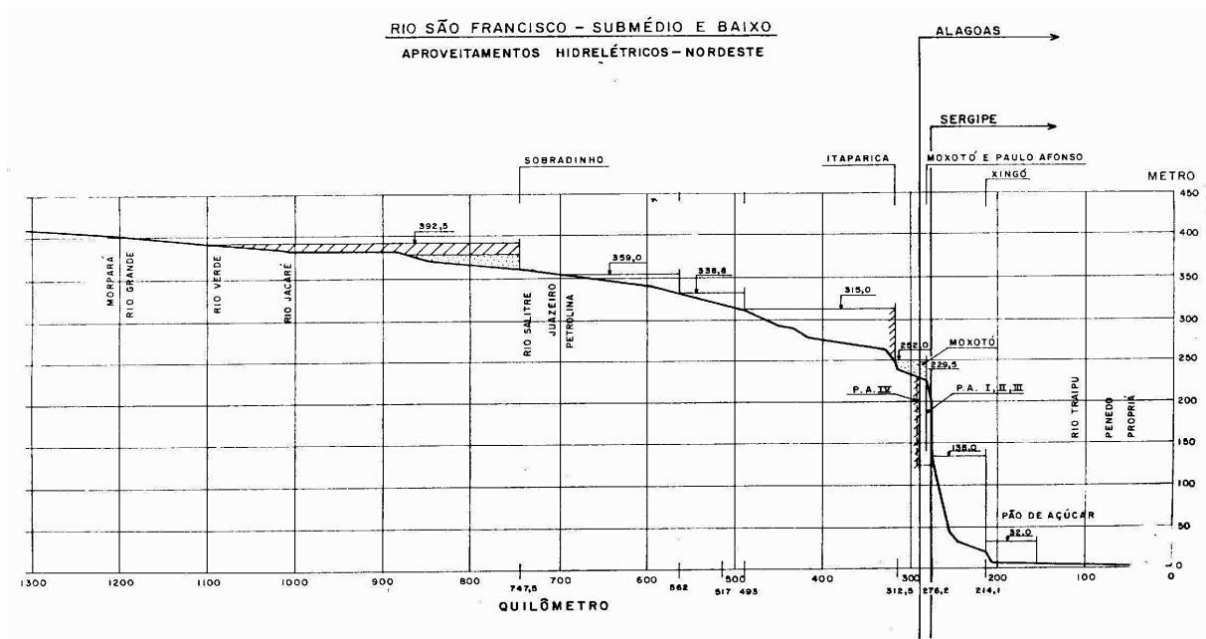


Figura 12. Perfil longitudinal topográfico do rio São Francisco no trecho submédio e baixo, com os aproveitamentos hidrelétricos. Fonte: CODEVASF 1984.



Figura 13. Barragens e respectivos reservatórios no rio São Francisco, nas sub-bacias do Baixo (A) e Submédio (B). De montante para jusante: Sobradinho, Itaparica, Moxotó, Paulo Afonso e Xingó. Fonte: Projeto GEF São Francisco.

2.4.1 O baixo curso do rio São Francisco

O baixo curso do rio São Francisco apresenta 12 (doze) bacias afluentes na margem direita (Sergipe) e 9 (nove) na margem esquerda (Alagoas). As principais bacias hidrográficas tributárias em Sergipe são as dos rios Jacaré, Pilões e Betume/Aterro e em Alagoas, as dos rios Ipanema (cujas nascentes localizam-se em Pernambuco), Traipu e Piauí.

Os rios afluentes da região semi-árida da bacia são todos intermitentes ou efêmeros e os poucos perenes existentes se localizam na região litorânea, onde os níveis de precipitação pluviométrica são bem mais elevados, mas apresentam vazões pouco significativas. A soma das descargas médias anuais de todos os afluentes das margens sergipana e alagoana representa apenas cerca de 1,1% da vazão média natural do baixo curso do rio São Francisco.

O baixo curso do rio São Francisco possui 265 km de extensão entre a cachoeira de Paulo Afonso e a foz no oceano Atlântico. No trecho inicial de 65 km, entre Paulo Afonso (Bahia) e Canindé (Sergipe)/Piranhas (Alagoas), o rio desenvolveu um cânion, conde ocorre um desnível da ordem de 115 metros. Aproveitando este desnível para a geração de energia elétrica, foi construída, em 1994, a grande barragem da usina de Xingó. Esta barragem marca

o início de trecho final do baixo curso do São Francisco. Deste local até a foz, o rio percorre cerca de 236 km com uma declividade média de 0,5 m/km.

O baixo curso do rio São Francisco atravessa, no sentido oeste-leste, três grandes unidades morfo-estruturais e a morfologia de seu vale reflete estas mudanças no substrato geológico. Entre Paulo Afonso (Bahia) e Pão de Açúcar (Alagoas), o rio corre encaixado em um cânion desenvolvido em rochas ígneas e metamórficas e o relevo circundante é o pediplano sertanejo. À jusante de Pão de Açúcar (Alagoas) até Propriá (Sergipe), o vale fluvial se alarga à medida que o rio se aproxima do contato com as unidades sedimentares da bacia Sergipe-Alagoas. O relevo circundante é bastante acidentado, com alinhamento de cristas e vales subsequentes, resultantes da dissecação diferencial em distintas litologias de rochas metamórficas e do desgaste de estruturas tectônicas.

De Propriá (Sergipe) até Neópolis (Sergipe)/Penedo (Alagoas), o vale fluvial é ainda mais aberto, com o desenvolvimento de uma planície de inundação mais ampla, e a formação de maior número de ilhas e barras fluviais. O relevo circundante é constituído por tabuleiros costeiros desenvolvidos sobre as unidades da bacia sedimentar Sergipe-Alagoas e sobre o Grupo Barreiras. A jusante de Neópolis/Penedo, o rio corta terrenos quaternários formados por depósitos aluviais e litorâneos que constituem a sua atual planície costeira.

Uma das características do regime hidrológiconatural do baixo curso rio e a ocorrência de cheias anuais entre os meses de dezembro a maio, período que coincidia com as baixas precipitações pluviais na região (**Quadro 1**). Esta flutuação sazonal das vazões estava diretamente condicionada ao regime pluviométrico das sub-bacias do alto e médio São Francisco, uma vez que nestas regiões a maior parte das precipitações pluviométricas ocorre no verão e o inverno corresponde ao período de estiagem. O sistema de produção de chuvas do baixo São Francisco tem um comportamento exatamente inverso: as chuvas estão concentradas no período de inverno, com início em fevereiro-março e final em agosto e o período mais seco corresponde aos meses de primavera e verão (setembro a janeiro).

Entretanto, algumas das enchentes de maior repercussão no baixo São Francisco, se formaram devido a conjunção das altas vazões provenientes do Alto São Francisco, com precipitações pluviométricas anormais nos afluentes do Submédio, como foi o caso da grande enchente de abril de 1985 (CEEIVASF, 1985).

Quadro 1. Correlação entre as condições climáticas e hidrológicas sazonais do alto e baixo São Francisco.

Estação climática	Meses	Regime Pluviométrico Baixo São Francisco	Regime Pluviométrico Alto São Francisco	Regime Fluviométrico Alto e Baixo São Francisco
Verão	Dezembro a maio	Estiagem	Estação chuvosa	Vazões elevadas (enchentes)
Inverno	Junho a novembro	Estação chuvosa	Estiagem	Baixas vazões

Os picos de altas vazões médias correspondem a cheias que invariavelmente provocavam o transbordamento do rio, e as águas ocupavam toda a extensão do seu leito maior, com o nível das águas se elevando entre 2 e 5 metros, por vezes alcançando até 8 m (SUVALE, 1973).

Quando as altas vazões do verão propiciavam a inundação das terras baixas marginais, provocavam o acúmulo de água nas depressões (várzeas) e a deposição de sedimentos finos e matéria orgânica, fertilizando o solo. Quando do retorno das águas ao leito menor, parte das várzeas permanecia preenchida com águas, se constituindo as lagoas marginais. Entre Canindé (Sergipe)/Piranhas (Alagoas) e a foz, foram identificadas 145 várzeas (CODEVASF, 1973), compondo uma área total de 78.000 ha (**Fig. 14**). Metade desta superfície é ocupada pelas grandes várzeas de Marituba (Alagoas) e Betume (Sergipe), ambas localizadas na planície costeira. Outras várzeas de maior área são Boacica (Alagoas), Cotinguiba (Sergipe), Itiuba (Alagoas) e Propriá (Sergipe) e as demais 139 são consideradas como pequenas várzeas.

As diversas barragens hidrelétricas construídas no leito do rio São Francisco provocaram nas últimas décadas modificações da pulsação natural das vazões, modificando o regime hidrológico do baixo curso. A regularização das vazões provocou o aumento das vazões mínimas e o espaçamento entre as cheias, que também tiveram suas vazões máximas reduzidas. No novo regime hidrológico artificializado, após construção das grandes barragens, a sazonalidade das cheias anuais deixou de existir e com a ausência delas, o mesmo ocorreu com as inundações periódicas da planície de inundação, faltando aporte de água para a manutenção das lagoas marginais.

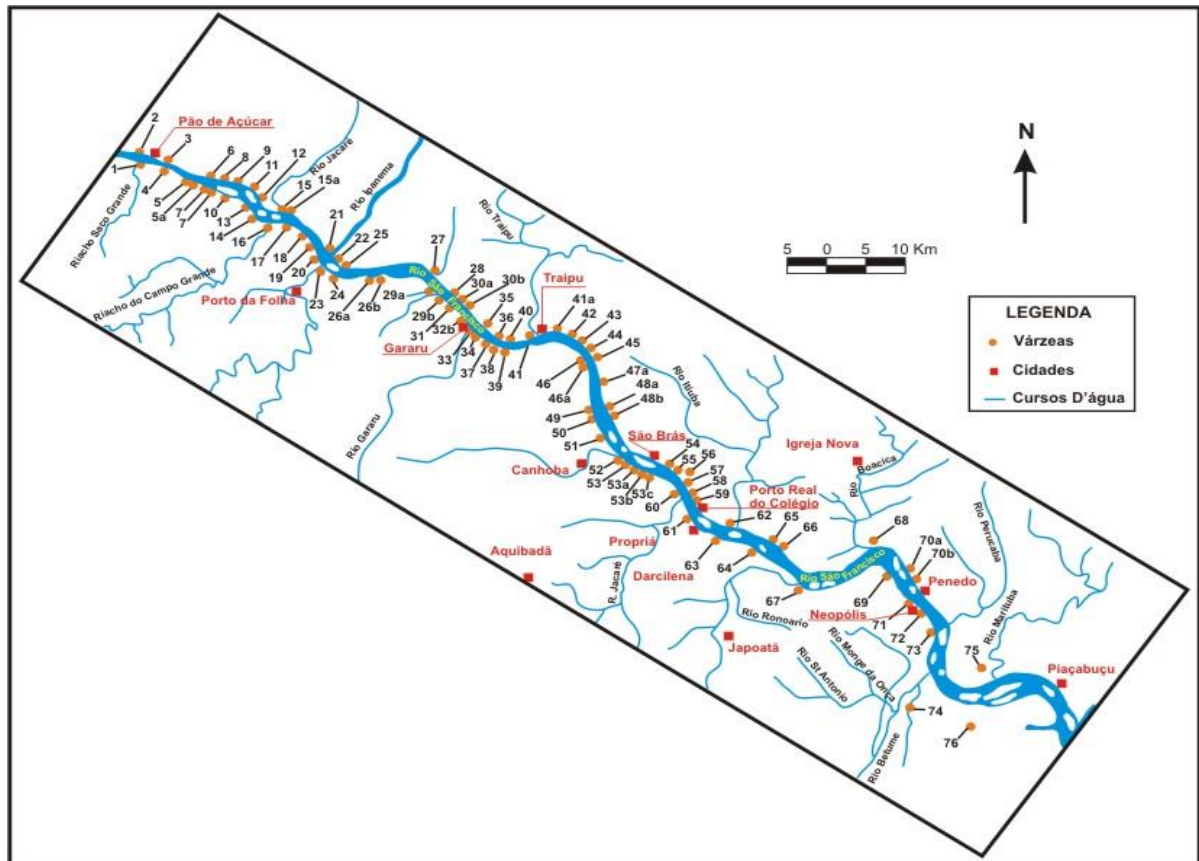


Figura 14. Várzeas e lagoas marginais localizadas na planície de inundação do baixo curso do rio São Francisco. Fonte: CODEVASF, 1973.

2.5 Gestão e uso das águas do rio São Francisco

A gestão dos recursos hídricos do rio São Francisco é conduzida pelo Comitê da Bacia Hidrográfica (CBHSF), órgão colegiado tripartite (sociedade civil, governos federal-estadual-municipal e usuários de águas), que integra o Sistema Nacional de Gerenciamento de Recursos Hídricos. O CBHSF aprovou o Plano da Bacia (2004) onde estabelece as normas gerais para implantação dos instrumentos de gestão hídrica e possui uma Agência de Águas da Bacia para implementar suas ações, mas, por ser um rio de domínio da união. A ANA (Agência Nacional de Águas) detém o poder de conceder outorgas de uso de suas águas.

Existem diversos conflitos de uso das águas na bacia, sendo que, entre os de natureza interna, destacam-se o conflito entre as diversas classes de uso e a utilização para geração de energia elétrica. Existe ainda o conflito de uso externo, que envolve a retirada de águas do rio para o Nordeste Setentrional, através dos eixos de transposição Norte e Leste e o projeto de construção do Eixo Sul.

O baixo curso do rio São Francisco é utilizado pelo homem para diferentes finalidades sociais e econômicas. O destaque principal do uso humano em larga escala é para a geração de hidroeletricidade na Usina de Xingó, operada Companhia Hidrelétrica do São Francisco (CHESF). Esta barragem foi construída nas imediações das cidades de Canindé (Sergipe) e Piranhas (Alagoas), a cerca de 250 km da foz no oceano Atlântico.

As águas do rio são retiradas para abastecimento das populações urbanas ribeirinhas e de cidades situadas nas bacias afluentes. Através de transposições por adutoras (tubulações), a água é retirada para abastecimento humano e industrial de outras áreas de Sergipe, inclusive a sua capital, Aracaju.

As águas são utilizadas também para a agricultura irrigada nas margens do rio, seja por proprietários individuais ou para os perímetros irrigados implantados pela CODEVASF nas antigas várzeas, e nos quais predomina o plantio de culturas de ciclo curto, como o arroz. O rio é ainda utilizado para diluição de efluentes domésticos das cidades ribeirinhas, ecoturismo e navegação.

A pesca artesanal sempre foi uma atividade relevante na região e, ainda é, muito praticada, criando uma forte relação econômica e cultural com a população ribeirinha. A fauna aquática, o rio São Francisco apresenta a maior biomassa e diversidade de peixes de água doce da região Nordeste, com grande número de espécies endêmicas de peixes anuais (CBHSF, 2004). Antes da construção das grandes barragens, o baixo curso era considerado como o mais piscoso, em relação a toda a extensão do rio. Após a construção da barragem de Xingó desenvolveu-se também a aquicultura em alguns trechos do rio, mas com a criação de espécies exóticas.

A navegação, o lazer e o turismo completam o quadro de usos no baixo curso. A navegação era importante no segmento entre a foz e Piranhas (Alagoas), com a utilização de navios a vapor e canoas amplas para o transporte de cargas e pessoas. Mas, nos últimos anos, com o incremento do transporte rodoviário e em decorrência das mudanças observadas no rio e no acesso a sua desembocadura, o transporte náutico decresceu, limitando-se atualmente ao transporte entre as margens, ao turismo e aos pequenos barcos de pesca.

2.6 Planície costeira associada ao rio São Francisco

No seu trecho final, o rio São Francisco atravessa uma ampla planície costeira (**Fig. 15**) com uma área total de 800 km². A maior parte desta planície foi formada com a contribuição do rio, constituindo-se em um delta, considerado um dos exemplos mundiais de deltas dominados por ondas (GALLOWAY, 1975, COLEMAN e WRIGHT, 1975). O delta do rio São Francisco foi estudado por Bittencourt (1983), Dominguez (1993), Fontes (2009). Este é o único delta holocênico formado na costa nordeste do Brasil, o que evidencia o volume dos aportes fluviais do rio São Francisco para a zona costeira.

Os depósitos desta planície costeira foram considerados, por correlação com contextos semelhantes na Bahia e Alagoas, como de idades Pleistocênica e Holocênica (BITTENCOURT et al, 1983). Os sedimentos litorâneos Pleistocênicos ocorrem em uma estreita faixa na borda oeste da planície, próximo à base das paleo-falésias do Grupo Barreiras. O restante da planície é formado pelos sedimentos Holocênicos, constituídos por terraços marinhos e fluviais, depósitos de lagoas, pântanos de água doce, mangues e campos de dunas eólicas.



Figura 15. Delta do rio São Francisco e linhas de batimetria da plataforma continental e do cânion submarino, em recorte de imagem de satélite Landsat.

2.7 Região marinha associada ao rio São Francisco

A influência do rio São Francisco não se restringe a zona costeira e pode ser acompanhada no fundo marinho raso e profundo, fronteiros à sua planície deltaica e no entorno da sua foz atual (**Fig.16**). Na plataforma continental, o rio contribuiu com o aporte de sedimentos continentais para a formação de uma ampla zona de sedimentos lamosos siliciclásticos (FONTES et al., 2012). Da mesma forma, associam-se ao aporte fluvial, a escavação do cânion submarino no talude continental e a formação dos depósitos de leques submarinos em águas de até 3.500 m de profundidade (**Fig. 16**).

No nordeste do Brasil, o rio São Francisco é a única fonte atual, pontual e expressiva, de água e sedimentos continentais para o Oceano Atlântico. Em Sergipe e Alagoas é o único setor da costa em que se desenvolve uma planície deltaica holocênica, mas associados a outros rios de Sergipe ocorrem também zonas de sedimentos lamosos da plataforma continental e cânions submarinos (Japarutuba, Vaza Barris e Piauí-Real). Entretanto, o cânion do rio São Francisco é o único com evidências de ter sido alimentado por aportes fluviais durante o Holoceno.

O setor da plataforma continental brasileira correspondente aos Estados de Sergipe e Alagoas possui diferentes contextos geomorfológicos ao longo de seus 380 km de extensão. A plataforma em geral é pouco profunda (média de 50 metros) e estreita, com larguras variáveis entre a linha de costa e o limite com o talude continental entre 20 km a 38 km. As maiores larguras são encontradas no setor norte de Alagoas (38 km de largura) onde predominam os sedimentos carbonáticos e, as menores, no extremo sul de Sergipe (20 km de largura) e em frente aos cânions submarinos do São Francisco e Japarutuba. A morfologia da plataforma entre Aracaju e Maceió apresenta geralmente um relevo suave com variações de largura devido à presença de cânions submarinos (FRANÇA et al, 1974).

Ao estudar os cânions submarinos da região correspondente ao delta do rio São Francisco, Cainelli (1992) individualizou estas feições de acordo com a idade (antigos ou modernos) e de acordo com a fase evolutiva (imaturos ou maduros). O cânion submarino do São Francisco foi classificados como maduro por estar ligados a um sistema fluvial atual e o cânion do Sapucaia (situado a sul) como imaturo, cujas cabeceiras escavam somente a plataforma externa e o talude superior, mas não apresenta ligação com aportes fluviais atuais. Identificou ainda que os cânions antigos são principalmente preenchidos por lamas, limitadas por superfícies de erosão (vales incisos), assumindo a forma de U ou V.

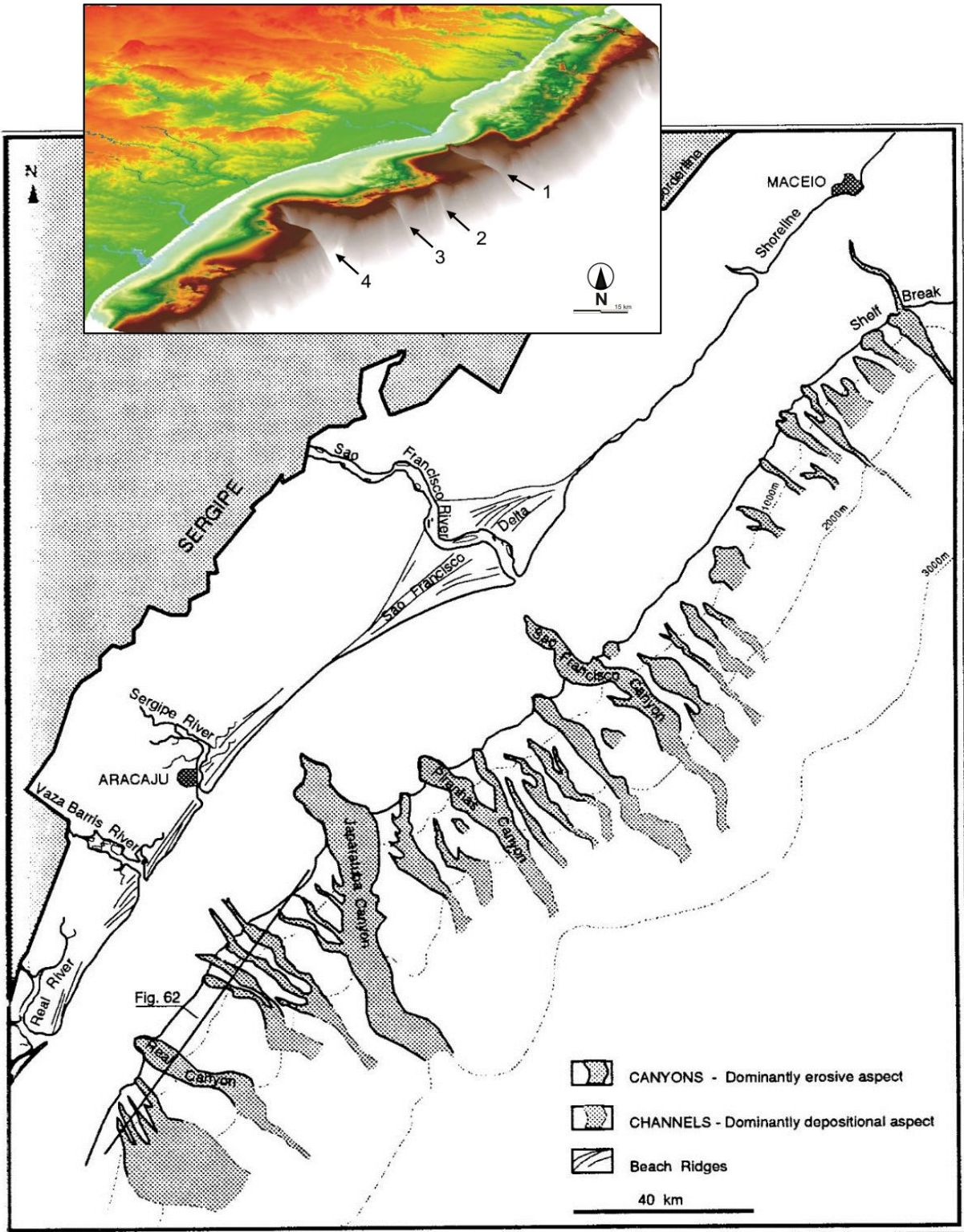


Figura 16. Principais cânions modernos na margem continental da Bacia Sergipe-Alagoas e conjunto de cânions que se iniciam no talude superior/médio. No alto, modelo digital de terreno com os cânions submarinos (1) São Francisco, (2) Piranhas, (3) Sapucaia, e (4) Japaratuca. Fonte: modificado de Cainelli (1992).

3. EVOLUÇÃO COSTEIRA DO SISTEMA RIO-MAR SÃO FRANCISCO NO PLEISTOCENO

3.1 Introdução

O sistema fluvial do rio São Francisco está inserido na quarta maior bacia hidrográfica do Brasil, abrangendo uma área de drenagem de 638.576 km² (CBHSF, 2004), sobre uma diversidade de contextos geológicos e geomorfológicos, do pré-cambriano ao recente. O rio São Francisco coleta água e sedimentos provenientes desta única grande bacia hidrográfica exclusivamente brasileira, e os transporta e deposita ao longo de 2.700 Km, até alcançar sua foz no oceano Atlântico Sul, entre os Estados de Sergipe e Alagoas.

Na região costeira, suas vazões e aportes de sedimentos induziram a formação de uma planície costeira e de uma ampla zona lamosa na plataforma continental. Na planície costeira, a interação entre os forçantes fluviais e marinhos resultou na construção de um sistema deltaico prográdante que é considerado na literatura internacional como um dos modelos de deltas dominados por ondas.

A influência deste grande rio se estende até a região marinha profunda, através de um cânion submarino escavado na região adjacente a sua foz e no desenvolvimento de um vasto leque, onde o restante dos aportes sedimentares continentais são depositados e, finalmente, soterrados no sopé continental.

O sistema sedimentar rio-mar São Francisco pode ser considerado como o mais expressivo da borda continental nordeste do Brasil, com altas taxas de aporte de sedimentos à zona costeira durante o Quaternário recente. A interface terra-mar da região nordeste do Brasil apresenta, no limite entre os Estados de Sergipe e Alagoas, um cenário geológico-geomorfológico específico, criado por este rio, a maior fonte pontual de água e matéria para o oceano Atlântico.

Os sistemas deposicionais continentais, litorâneos e marinhos atuais foram objetos de estudos isolados, conduzidos por pesquisadores dedicados a sua geologia-geomorfologia fluvial, litorânea e marinha, mas não foi considerada a individualização dos mesmos como partes de um único sistema sedimentar rio-mar e realizada uma integração evolutiva que se desenvolve desde o continente ao oceano profundo.

Os sedimentos litorâneos e marinhos integram a unidade estratigráfica superior da bacia Sergipe-Alagoas, isto é, o Grupo Piaçabuçu. Esta unidade tem sido objeto de inúmeros estudos, entretanto, pouca atenção tem sido dedicada aos depósitos sedimentares do Paleogeno ao Quaternário. O resultado é a ausência de uma análise integrada das interações entre o continente e o oceano ao longo da história evolutiva local, o que revela a necessidade de se realizar um estudo com este enfoque para o intervalo de tempo geológico do Quaternário. Os depósitos formados neste contexto fazem parte do topo da Bacia Sedimentar Sergipe-Alagoas.

Os registros sedimentares deste sistema foram formados desde o início do Quaternário, mas se estendem até os dias atuais. Esta iniciativa de estudo, além de considerar de forma integrada, a evolução de todo o trato de sistemas, desde o fluvial até o marinho profundo, integra, ao longo do tempo, os controles exercidos pelo neotectonismo, clima, mudanças do nível do mar e pelos processos geomorfológicos que modelaram o relevo.

O sistema sedimentar do São Francisco pode ser considerado como o exemplo mais expressivo de grande porte na borda continental nordeste do Brasil, durante o Quaternário recente, com alta taxa de aporte de sedimentos. Mas esta expressão geomorfológica e sedimentar no Holoceno contribuiu para desviar a atenção da maior parte dos pesquisadores anteriores, cujas análises se concentraram nos sedimentos holocênicos aflorantes, ao passo que a maior parte dos sedimentos do sistema, de idade pleistocênica, ocorrem em sub-superfície.

A interface terra-mar na região, sob influência do rio São Francisco, apresenta um cenário diferenciado em relação à região costeira do nordeste brasileiro, uma vez que inclui a maior fonte pontual de água e sedimentos do Quaternário para a plataforma continental e, por conseguinte, de transferência de sedimentos de origem continental para águas profundas. No atual estudo, o sistema sedimentar é analisado em diversas escalas de tempo e espaço, considerando-se desde o contexto pré-existente (Neogeno), a evolução durante o Pleistoceno e Holoceno, até as mudanças em curso no período histórico atual, desde a colonização pelo homem branco até as mudanças do regime hidro-sedimentológico dos dias atuais, causados pela construção e operação das grandes barragens.

As escalas espaço-temporais também foram consideradas em relação aos eventos geológicos, no quais foram enfocados desde eventos de curta duração (marés, ondas, correntes,

tempestades, estações climáticas, etc.) aos quais foram superimpostos eventos de longa duração (reativações tectônicas, mudanças climáticas, mudanças eustáticas do nível do mar, etc.). A análise integrada da interação continente-oceano exigiu a comparação com as mudanças no nível do mar, dos controles morfo-estruturais e do registro sedimentar nas demais zonas costeiras do nordeste e sudeste do Brasil.

Os registros sedimentares foram formados desde o início do Quaternário, e se estendem até os dias atuais. Serão considerados aspectos de geologia e geomorfologia fluvial, costeira e marinha, enfocando o arcabouço geológico, os controles morfo-estruturais, clima, mudanças do nível do mar, mudanças no aporte continental, evolução paleogeográfica e a integração entre os sistemas deposicionais fluviais-costeiros-marinhos. O objetivo geral é a análise dos controles e a reconstituição da evolução tectono-morfo-sedimentar do sistema sedimentar São Francisco, durante o Quaternário, em uma perspectiva temporal desde o Pleistoceno até o Holoceno.

O estudo aqui apresentado é o primeiro que se propõe a uma síntese sobre a interação continente-oceano, em Sergipe e sul de Alagoas, ao longo Quaternário, englobando desde o contexto natural às mudanças atuais resultantes das intervenções humanas. Este enfoque temporal é essencial para se compreender e avaliar as mudanças em curso no ambiente costeiro e marinho e para se analisar os possíveis cenários futuros. Os resultados possibilitarão a formulação de um modelo evolutivo terra-mar que servirá de base para a avaliação das mudanças atuais produzidas pelo homem, ao promover o corte de suprimento de sedimentos para a plataforma continental, através da construção de grandes barragens ao longo do rio São Francisco. O sistema sedimentar São Francisco é analisado em diversas escalas de tempo e espaço, considerando-se desde o contexto pré-existente (Neogeno), a evolução durante o Pleistoceno e Holoceno, até as mudanças em curso no período histórico atual. As escalas espaço-temporais também foram consideradas em relação aos eventos e processos geológicos, nos quais foram enfocados desde os de curta duração (marés, ondas, correntes, tempestades, estações climáticas, etc) até os de longa duração superimpostos (reativações tectônicas, mudanças climáticas, mudanças eustáticas do nível do mar, etc.). A análise integrada da interação continente-oceano exigiu a comparação com as mudanças no nível do mar, dos controles morfo-estruturais e do registro sedimentar nas demais zonas costeiras do nordeste e sudeste do Brasil.

O objetivo geral deste estudo é a análise dos controles e a reconstituição da evolução tectono-morfo-sedimentar da interface continente-oceano em Sergipe e sul de Alagoas durante o Quaternário, em uma perspectiva temporal desde o Pleistoceno até o Holoceno. Esta abordagem permite um melhor conhecimento da evolução dos sistemas deposicionais e seus fatores controladores, possibilitando também uma melhor avaliação dos impactos que poderão advir no rio, no litoral e no mar, como resultado das intervenções humanas que promoveram a artificialização do regime hidro-sedimentológico do rio São Francisco nos dias atuais.

3.1.1 Localização da área de estudo

O sistema sedimentar rio-mar São Francisco é constituído no continente pela bacia hidrográfica que representa cerca de 8% do território brasileiro (**Fig.17**) e o curso do rio São Francisco possui uma extensão de 2.696 km (CBHSF, 2004), desde as nascentes na Serra da Canastra, no Estado de Minas Gerais, até a sua foz, no oceano Atlântico Sul, entre os Estados de Sergipe e Alagoas.

A região fisiográfica do Baixo São Francisco está situada entre a cidade de Paulo Afonso (Bahia) e a foz no oceano Atlântico (Sergipe-Alagoas), ocupa uma área total de 30.377 km², equivalente a 5% da área total da bacia hidrográfica, e o baixo curso do rio São Francisco percola um total de 265 km. A planície costeira está localizada entre os Estados de Sergipe e Alagoas e abrange uma área de 800 km².



Figura 17. Localização da área de estudo. (a) bacia hidrográfica do rio São Francisco e regiões do Médio, Submédio e Baixo; (b) sub-bacia do Baixo São Francisco em relação aos Estados da Bahia, Pernambuco, Sergipe e Alagoas e principais afluentes. (c) imagem de satélite da região do delta do rio São Francisco. Fontes: Codevasf (2002), Projeto GEF São Francisco ANA-PNUMA-OEA e Santos (1997).

3.2. Trabalhos anteriores

A geologia e geomorfologia do quaternário do amplo sistema sedimentar São Francisco já foram estudadas de forma segmentada por diversos pesquisadores, com pesquisas dedicadas aos sistemas deposicionais fluvial, costeiro e marinho. O conhecimento anterior sobre a geologia do Quaternário da região pode ser considerado fragmentado, vez que os trabalhos anteriores estavam restritos às áreas de atuação dos pesquisadores, ou seja, eram desenvolvidos sob a ótica específica da sismo-estratigrafia, geologia-geomorfologia costeira, geologia marinha, neotectônica, etc.

O delta do rio São Francisco tem sido objeto dos mais diversos estudos quanto a sua evolução (COUTINHO, 1970; COLEMAN, 1972 e 1974; WRIGHT, 1973 e 1978; WRIGHT et al, 1972 1975; BITTENCOURT et al, 1982, 1983a, 1983b, 1983c, 2007); DOMINGUEZ et al, 1981, 1983, 1987, 1990. 1993, 1996, 2009; BARBOSA, 1985; 1986a, 1986b; BHATTACHARYA, 2003; CARVALHO, 2006; FONTES, 2008 e 2009; OLIVEIRA, 2009).

A maior parte dos trabalhos, derivados de pesquisas realizadas pelas universidades brasileiras, está restrita à geologia costeira, com ênfase no delta do rio São Francisco e à zona de praia atual (BITTENCOURT et al, 1978, 1982, 1983, 1999, 2002, 2007; DOMINGUEZ, 1996 e 2006; DOMINGUEZ et al, 1982. 1983; BARBOSA, 1985 e outros).

Os estudos de estratigrafia e geofísica da porção mais superior da bacia sedimentar Sergipe-Alagoas foram conduzidos por Schaller, 1969; Kempf, 1969, 1972, 1974, 1980; Mabesoone et al, 1970, 1972; Remac, 1975; Coutinho, 1976, 1981, 1995; França, 1975, 1976, 1979; Summerhayes, 1975, 1976; Kowsman et al, 1977, 1979; Chaves, 1979; Cainelli, 1992; Jennerjahn, 1999, 2002, 2010; Souza et al, 2003; Alves, 2004; Araújo, 2004; Ekau e Knoppers, 1996, 1999, 2003; Medeiros et al, 2007; Lorenzetti, 2007; Paes, 2007; Knoppers et al, 1994, 1999, 2006, 2009; Santos et al, 2009; Fontes et al, 2012. Os estudos de subsuperfície sobre o Grupo Piacaçu, unidade que ocupa o topo da Bacia Sedimentar Sergipe-Alagoas, do Cretáceo ao Quaternário, e sobre a deposição submarina relacionada ao São Francisco foram realizados por alguns pesquisadores da Petrobras ou incentivados por esta empresa, mas se concentram na análise do registro sedimentar mais antigo. Estes trabalhos se restringem às informações obtidas em subsuperfície, as quais incluem as contribuições advindas dos levantamentos geofísicos, e se concentram no registro geológico das fases pré-rifte, rifte e pós-rifte, mas não analisam os sedimentos mais recentes. Os

sedimentos depositados no cenozoico, quando estudados, foram também baseado nos dados obtidos em subsuperfície (Grupo Piaçabuçu), onde se destaca a excelente tese desenvolvida por Cainelli (1992) na Universidade do Texas (EUA). Cainelli (1992) dedicou-se ao estudo desta unidade estratigráfica, a partir das informações obtidas pela sísmica e sondagens na região marinha. Mesmo neste caso, não são detalhados os episódios de sedimentação mais recentes, que são genericamente agrupados como de idade terciária-quadernária ou apenas quadernária. Além disso, não são enfocadas as relações entre os depósitos encontrados em subsuperfície e os seus correspondentes aflorantes no continente e muito menos com a deposição continental contemporânea (no continente, os sedimentos do Paleogene e Neogene constituem o Grupo Barreiras e na planície costeira e vales fluviais atuais afloram sedimentos quadernários do Pleistoceno e Holoceno).

As feições estruturais e evolução tectônica da bacia sedimentar foram intensamente estudadas, reconhecendo-se a reativação de falhamentos. Entretanto, raros trabalhos reconhecem a existência de uma tectônica recente, em especial, dedicado a explicar a origem da planície costeira de Sergipe-Alagoas e da depressão na qual se formou a planície deltaica do rio São Francisco. Os estudos de neotectônica afetando o Grupo Barreiras, que aflora na zona costeira, foram incipientes (LIMA et al, 2003 e 2008) e não estabeleceram vínculo com a morfologia e a sedimentação fluvial e costeira.

No presente estudo, a planície costeira na qual se acumularam os depósitos do sistema São Francisco e costeiros, serão abordados sob a ótica da neotectônica e dos controles morfo-sedimentares. Esta abordagem deverá permitir um melhor conhecimento da evolução do sistema sedimentar rio-mar ao longo do Pleistoceno Tardio e de seus fatores controladores.

3.3 Metodologia

A natureza dos estudos propostos, baseados na análise integrada e sintética do contexto continente-oceano no sistema São Francisco, do Quadernário até os dias atuais, envolvem o desenvolvimento de várias metodologias de campo e laboratório, relacionadas as áreas do conhecimento da Estratigrafia, Geologia Estrutural, Sedimentologia, Geofísica, Geologia do Quadernário, Geologia Ambiental, Fluvial, Costeira e Oceânica, Gestão de Recursos Hídricos, etc. Esta diversidade não possibilita o desenvolvimento de todas as metodologias necessárias para a obtenção dos dados, durante o tempo disponível para execução do projeto de pesquisa e

elaboração da tese de doutorado. Assim, além dos trabalhos de campo e análises de laboratório realizados pelo autor, parte da pesquisa consistiu na análise e reinterpretação dos dados já obtidos nos trabalhos publicados e, em particular, nos resultados dos trabalhos desenvolvidos pelo Laboratório Georioemar, da Universidade Federal de Sergipe e por pesquisadores associados, executados com a participação e coordenação do autor. Uma parcela importante dos dados foram oriundos de projetos financiados pelo CENPES-PETROBRAS sobre a geologia-geomorfologia marinha de águas rasas e profundas de Sergipe-Alagoas, desde a plataforma e taludes continentais até os leques submarinos no sopé continental.

O caráter de integração geoambiental e evolutivo proposto para esta pesquisa, para o desenvolvimento do sistema sedimentar do rio São Francisco, implicou na reinterpretação de dados de trabalhos anteriores e no desenvolvimento de estudos nas regiões continental, litorânea e marinha, em Sergipe e Alagoas, em superfície e subsuperfície. Levantamentos de campo e laboratório adicionais foram realizados para a complementação das informações e suas metodologias serão apresentadas a seguir. A base de dados obtida, englobando os dados pré-existentes e as novas informações, forneceu os subsídios necessários para o estudo do sistema sedimentar São Francisco.

Os estudos integrados da fonte à bacia do sistema sedimentar São Francisco envolveram a análise da sua evolução e controles morfo-sedimentares durante o Quaternário, incluindo os sistemas deposicionais fluvial, costeiro e marinho. Um foco específico foi dado sobre a região correspondente ao Baixo São Francisco e a zona marinha sob sua influência, no período histórico, subdividido nos comportamentos de rio natural e de rio regulado pelas intervenções humanas.

A pesquisa bibliográfica incluiu os trabalhos sobre as metodologias utilizadas, em especial sobre os trabalhos de integração continente-oceano, e publicações sobre o contexto regional e nacional e evolutivo da linha de costa brasileira. A pesquisa bibliográfica incluiu os trabalhos sobre os aspectos geológicos e evolutivos da zona costeira da costa leste do Brasil durante o Quaternário e, enfatizando a região de Sergipe-Alagoas. Os trabalhos sobre a geologia marinha da região e da bacia sedimentar Sergipe-Alagoas complementaram as informações sobre o fundo marinho e o registro geológico subjacente.

3.3.1 Metodologias de estudo dos sistemas deposicionais São Francisco

A ausência de um estudo de integração entre os sistemas deposicionais atuais e de sua história evolutiva, relacionando as mudanças no regime fluvial com as mudanças costeiras e marinhas, em uma perspectiva geo-histórica do início do período quaternário, aos tempos históricos e atuais, tem impedido uma visão completa da evolução do Sistema Sedimentar São Francisco. Um estudo desta natureza possibilitou investigar, as inter-relações ao longo do Quaternário entre os sistemas deposicionais continentais, litorâneos e marinhos, considerando os controles morfo-estruturais, as mudanças nos aportes de sedimentos fluviais, as variações do nível do mar e interação entre os forçantes continentais e marinhos.

As metodologias desenvolvidas na pesquisa do sistema São Francisco permitiram caracterizar os sistemas deposicionais continentais, costeiros e marinhos (raso e profundo) e suas inter-relações. Todos os sistemas foram estudados inicialmente sobre a ótica de sua evolução natural durante o Quaternário e, posteriormente, no período histórico, com o objetivo de verificar as mudanças que sofreram após as intervenções humanas. A seguir são descritas as principais metodologias aplicadas na análise de cada conjunto de sistemas deposicionais

A evolução do sistema fluvial e o registro sedimentar resultante foi interpretada a partir da análise dos controles litológicos e tectônicos e das feições morfológicas resultantes, na observação dos mapas geológicos-geomorfológicos disponíveis sobre a bacia hidrográfica e complementada pela análise de imagens de satélites.

O registro sedimentar foi analisado através dos estudos estratigráficos-sedimentológicos dos terraços fluviais e, no leito fluvial atual, pelos estudos dos afloramentos de sedimentos nas margens fluviais, nas barras e ilhas.

3.3.2 Geologia e geomorfologia costeira

Os sistemas deposicionais costeiros associados ao rio São Francisco foram estudados em superfície e subsuperfície. Os registros da evolução destes sistemas foram analisados à partir do estudo de furos de sondagens realizados na planície costeira pela COHIDRO, CPRM, DESO e PETROBRAS, associados pelo levantamento e interpretação de perfis de sísmica rasa realizados pelo Laboratório Georioemar da Universidade Federal de Sergipe (UFS) e perfis de sísmica 2D e 3D realizados pela PETROBRAS e fornecidos pela ANP.

Os diversos perfis realizados na planície costeira possibilitaram a caracterização dos conjuntos geomorfológicos e a elaboração de um mapa geológico-geomorfológico detalhado da planície costeira.

3.3.3 Geologia e geomorfologia marinha rasa e profunda

A coleta e análise de amostras do fundo marinho da plataforma continental possibilitou a elaboração de mapas faciológicos pelo Laboratório Georioemar da Universidade Federal de Sergipe (UFS), no âmbito de projetos patrocinados pela Petrobrás. Estes dados foram utilizados nos estudos do fundo marinho, complementados por informações provenientes de levantamentos de ecobatimetria e sísmica rasa realizados nestes projetos.

As informações de subsuperfície foram obtidas a partir da análises de furos de sondagens e sísmica 2D realizadas pela Petrobras e fornecidas pela ANP.

3.3.4 Geologia-geomorfologia do Quaternário

As técnicas aplicadas ao estudo do registro sedimentar do Quaternário nos sistemas deposicionais que compõem o sistema sedimentar São Francisco, e aos seus controles tectônicos, variações do nível do mar e outros são apresentadas a seguir:

A análise estrutural dos controles da bacia hidrográfica do rio São Francisco e da zona costeira e marinha (Bacia Sedimentar Sergipe-Alagoas) foi fundamentada nos estudos anteriores e nos levantamentos de campo visando obter evidências da existência de neotectonismo nas regiões costeiras de Sergipe e Alagoas.

Nos trabalhos de reconhecimento de campo, foram ressaltadas as evidências de neotectonismo afetando os sedimentos subjacentes, isto é, sedimentos depositados no Terciário (Grupo Barreiras). Os afloramentos afetados pela neotectônica foram georeferenciados, descritos e obtidas as atitudes dos planos de falhas e fraturas. Na bibliografia foram consultados os estudos de neotectônica afetando o Grupo Barreiras no Nordeste do Brasil, desenvolvidos por Bezerra (2001), Lima et al (2003 e 2008), Castro (1992) e outros.

As falhas identificadas nas unidades geológicas mais velhas (do embasamento e bacia sedimentar) e que constam dos trabalhos anteriores de cunho estrutural, foram confrontadas com as áreas de sedimentação do Terciário-Quaternário e com as feições geomorfológicas da região costeira e da borda continental.

Atenção especial foi dedicada à identificação de possíveis controles morfo-estruturais da configuração da atual linha de costa e da sedimentação Quaternária, responsáveis pelo estabelecimento do contexto deposicional do rio São Francisco. O estudo analisou como esta compartimentação pré-existente interferiu na sedimentação, através da morfologia da zona costeira e marinha e da criação de eixos deposicionais,

3.3.5 Análise estratigráfica do arcabouço geológico regional

A compreensão da interação rio-mar durante o Quaternário exige a reconstituição dos principais episódios geológicos que ocorreram no intervalo Paleogeno-Quaternário na Bacia Sedimentar Sergipe-Alagoas, com base em dados de estratigrafia obtidos em subsuperfície. Estes estudos de amplitude regional e local permitiram identificar os paleoeixos deposicionais e depocentros, as facies sedimentares e correlacioná-las em cada contexto deposicional durante o Quaternário.

Os estudos em subsuperfície foram desenvolvidos essencialmente nas rochas sedimentares que compõem o topo do Grupo Piaçabuçu e seus correspondentes sedimentos litorâneos e continentais do Grupo Barreiras e do Quaternário. A tese de doutorado desenvolvida por Cainelli (1992) na Universidade do Texas e os furos de sondagem e perfis sísmica 2D fornecido pela ANP, foram as principais fontes de consulta durante esta etapa.

O estudo foi desenvolvido com base nos conceitos e técnicas da sísmo-estratigrafia, com identificação das superfícies limites nos perfis sísmicos da Petrobras cedidos pela ANP e na individualização das sequências deposicionais do intervalo Paleogeno-Quaternário. A identificação das sequências deposicionais e respectivos tratos de sistemas deposicionais, contribuiu para ampliar o conhecimento sobre as interações continente-oceano em cada contexto de mudança do nível do mar.

A análise das seções sísmicas foram complementadas com elaboração de seções de correlação estratigráfica entre os furos de sondagem no sentido longitudinal e transversal à planície

litorânea e na região marinha rasa e profunda. A integração das análises sísmo-faciológicas e as correlações estratigráficas contribuíram para a verificação dos controles preexistentes para a deposição durante o Quaternário no contexto do rio São Francisco.

As análises da estratigrafia de seqüências do arcabouço geológico (rochas sedimentares e sedimentos da Bacia Sedimentar Sergipe-Alagoas) que ocorrem em subsuperfície nas regiões continental-costeira e marinha rasa e profunda foram realizadas à partir de perfis de sísmica 2D e 3D e de poços de sondagens executados pela Petrobrás e disponibilizados pela ANP. Nestes perfis, a partir das informações obtidas por Cainelli (1992) foram identificadas as superfícies que marcam o início do intervalo deposicional Oligoceno-Quaternário.

O estudo consistiu na aplicação da estratigrafia de seqüências de forma detalhada neste intervalo, identificando novas superfícies e unidades, à partir da utilização das suas bases conceituais e técnicas. A estratigrafia de seqüências é um procedimento de análise baseada na compreensão de processos genéticos envolvidos no preenchimento de uma bacia sedimentar (HOLZ, 2012). As diversas ferramentas da estratigráfica de seqüências fornece uma metodologia que possibilita primordialmente o entendimento dos processos e seus registros sedimentares.

O surgimento da Sísmo-estratigrafia, da Estratigrafia de Sequências e da Estratigrafia de Ciclos e Eventos, representou uma renovação científica, através de um processo que incorporou, integrou e atualizou uma série de conceitos e ideias já existentes e discutidas há muito tempo (HOLZ, 2012). Holz (2012) destaca que a rigidez na aplicação dos modelos dos primeiros anos cedeu lugar a uma visão mais flexibilizada e integradora, em que a Estratigrafia de Sequências é vista como uma ferramenta e não um esquema rígido ou um código (E.G. POSAMENTIER & JAMES, 1993 e 1994, CATUNEAU et al., 2009) e tem aplicabilidade praticamente universal porque é independente de escala ou tempo (e.g. POSAMENTIER & JAMES, 1992; KOSS et al., 1994 CATUNEAU et al., 2009, 2010). Assim, o grande mérito é fornecer as bases para o estudo e a compreensão de que a sedimentação é controlada pelos mesmos princípios, desde os depósitos em escala centimétrica até as mega seqüências regionais.

O arcabouço conceitual da estratigrafia de seqüências possibilita uma análise baseada na compreensão dos processos genéticos envolvidos no preenchimento de uma bacia sedimentar e como eles evoluíram ao longo do tempo geológico. Para entender o quadro de evolução

integrada do continente e oceano, esta base conceitual e suas aplicações práticas foram utilizadas no presente estudo do Neogeno ao Quaternário da região de Sergipe-Alagoas.

3.3.6 Interação rio-mar no litoral e margem continental no Quaternário

Para contextualizar a evolução local durante o Quaternário em relação as variações do nível do mar, foi elaborada uma síntese, com base nos trabalhos anteriores, do conhecimento existente sobre a evolução do litoral sudeste brasileiro, com ênfase nos contextos deltaicos e nas variações do nível do mar na planície costeira e plataforma continental leste brasileira.

Os estudos foram complementados com informações obtidas na região do contexto São Francisco, através de levantamentos nas áreas costeira e marinha (batimetria, sísmica rasa, sedimentologia, etc.) e estudos de furos de sondagem.

3.3.7 Análise geológica-geomorfológica dos sedimentos litorâneos

O estudo das feições geomorfológicas e dos sedimentos litorâneos foi realizada com base nos trabalhos anteriores, complementados por novos estudos de campo e laboratório no contexto costeiro do rio São Francisco.

Os sedimentos Quaternários aflorantes na planície costeira do sistema São Francisco, foram mapeados com a utilização de fotos aéreas e imagens de satélites (LANDSAT, SPOT, SRTM) com controle de campo. No mapa, foram identificadas as principais feições geomorfológicas e a Individualizadas as unidades geológicas-geomorfológicas.

A análise estratigráfica dos sedimentos quaternários foi efetuada principalmente com base nas informações obtidas através de furos de sondagens, seções sísmicas e datações disponíveis com carbono 14. Perfis estratigráficos de correlação foram elaborados no sentido longitudinal e transversal à planície litorânea nos quais foram identificadas fácies sedimentares descritivas e genéticas (**Fig.18**) e, em seguida, correlacionadas com as fácies sísmicas.

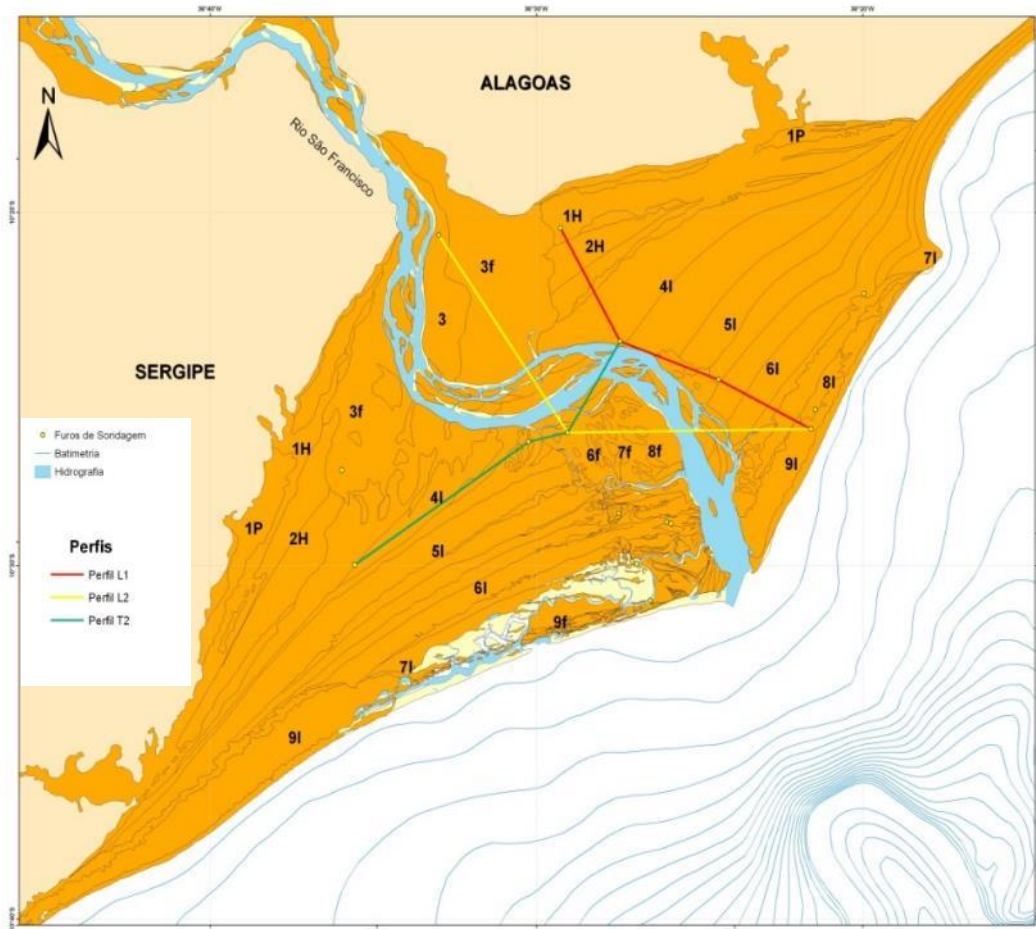


Figura 18. Localização das seções geológicas de subsuperfície na planície costeira do rio São Francisco e identificação dos conjuntos geomorfológicos.

3.3.8 Levantamentos geofísicos

Os perfis geofísicos de batimetria e sísmica rasa foram realizados no canal fluvial do rio São Francisco, nos afluentes da sua planície costeira, na plataforma continental e nos cânions submarinos pela equipe do Laboratório Georioemar da Universidade Federal de Sergipe, no âmbito de projetos de pesquisas financiados pela Petrobras. Os perfis sísmicos foram processados no programa SonarWiz e identificados refletores sísmicos, e, finalmente, as fácies sísmicas.

Os perfis sísmicos foram realizados ao longo do rio São Francisco e em alguns dos seus principais afluentes na planície deltaica, dispostos de forma transversal ao canal principal. Os perfis do rio São Francisco foram realizados com uma lâmina d'água variável entre 5 e 12

metros e nos afluentes entre 3 e 5 metros. No total foram executados 180 km de seções sísmicas em águas rasas e doces (**Figs. 19 e 20**).

O método utilizado foi o da perfilagem de subfundo que consiste na emissão e recepção de pulsos acústicos, para identificação de camadas (refletores) que apresentam alto contraste de impedância acústica. O instrumento utilizado foi o perfilador de subfundo sistema 3200-XS, modelo SB-512i, da Edgetech, composto por uma plataforma integrada de computador-amplificador interligada por um cabo de comunicação com um veículo hidrodinâmico dotado de sensores (emissor de sinal acústico e hidrofones). Este equipamento trabalha com intervalo de frequência 0,5-15 kHz, com penetração máxima, de acordo com informações do fabricante, de 30 metros para calcário e areia grossa e 250 metros para argila mole. Para o georeferenciamento das seções sísmicas foi utilizado um GPS geodésico, acoplado diretamente ao computador. Os dados foram pré-processados *in situ* com a utilização do software DiscoverSub-Bottom 3.51 que de forma instantânea gera os perfis sísmicos. No levantamento de campo foram testados parâmetros de aquisição, principalmente frequência e pulso, (resolução e penetração) que melhor respondessem à investigação dos refletores, tanto em resolução quanto em profundidade de interesse da pesquisa. Os melhores resultados foram obtidos com a utilização do intervalo de frequência 2-15 kHz.

O fluxo de processamento incluiu a aplicação de filtro para atenuar o ruído aleatório, filtro eliminador de altas frequências, ganho para equalização das amplitudes e deconvolução preditiva para eliminar as reverberações ocorridas na lâmina d'água.

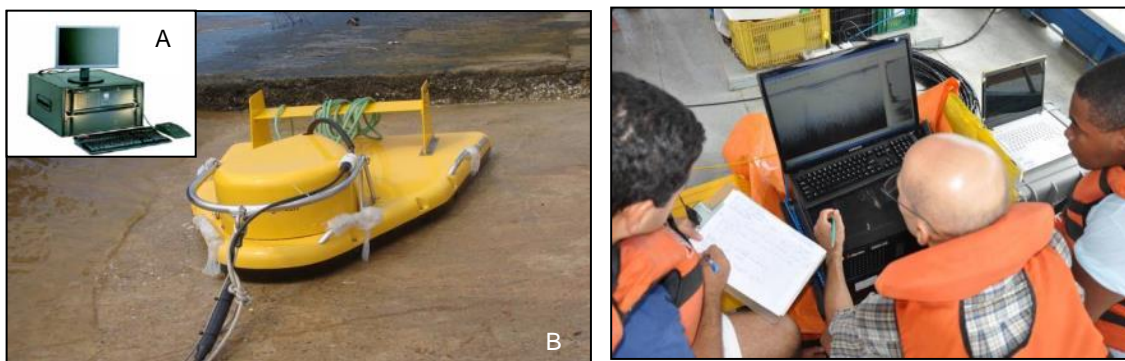


Figura 19. A) plataforma integrada computador/amplificador; B) veículo hidrodinâmico com cabo de comunicação plataforma/veículo. C) Aquisição dos perfis sísmicos com utilização do software Discover.

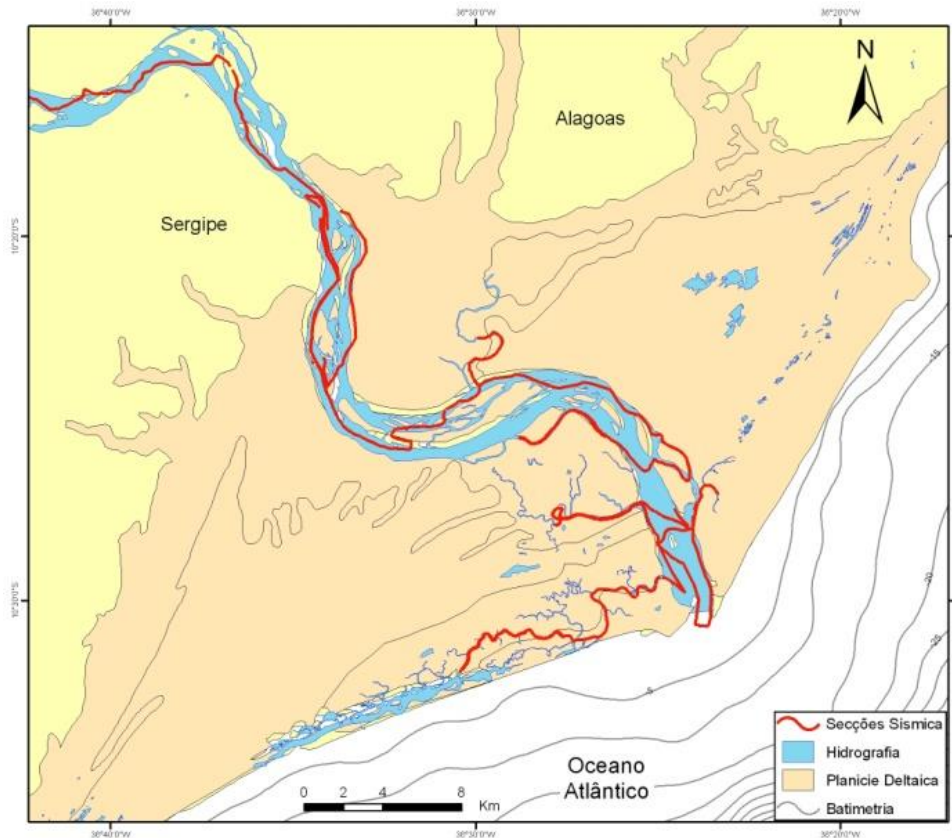


Figura 20. Localização das seções de sismica rasa na planície costeira do rio São Francisco.

3.4 Contexto climático-geológico-geomorfológico regional

O rio São Francisco coleta água e sedimentos provenientes de sua ampla bacia hidrográfica, que é a quarta maior bacia do Brasil, e os transporta e deposita ao longo de seu percurso até alcançar sua foz, no oceano Atlântico Sul e o mar profundo. A região fisiográfica do baixo São Francisco está situada entre a cidade de Paulo Afonso (Bahia) e a foz, ocupa uma área total de 30.377 km², equivalente a 5% da área total da bacia hidrográfica e abrange territórios dos Estados da Bahia, Pernambuco, Sergipe e Alagoas. A maior parte dos rios afluentes são intermitentes e localizados na região semiárida nordestina, enquanto os afluentes perenes só existem na região costeira. No seu baixo curso entre Alagoas e Sergipe, o rio São Francisco se desenvolve em um trajeto NW-SE, inicialmente sobre rochas metamórficas-magmáticas pré-cambrianas, e, próximo a zona costeira, sobre rochas sedimentares da bacia Sergipe-Alagoas e do Grupo Barreiras e finalmente, na planície costeira, sobre sedimentos quaternários. Na região costeira, suas vazões, líquidas e sólidas, foram as principais responsáveis pela

formação de uma ampla planície costeira e contribuíram para a formação de uma ampla zona lamosa na plataforma continental.

3.4.1 Clima e chuvas da bacia hidrográfica

A bacia está inserida em contextos climáticos bastante distintos, onde os tipos climáticos variam de úmido a árido. As nascentes e a sub-bacia do Alto São Francisco, em Minas Gerais, encontram-se em regiões de clima tropical úmido e subúmido (subtipos úmida e seca), enquanto o Submédio e o Médio (uma vasta região do interior da Bahia e Pernambuco), possuem climas semiárido a árido e encontram-se no chamado “polígono da seca” do nordeste brasileiro. Esta região semiárida extrapola o âmbito da bacia e se constitui em um território vulnerável a períodos críticos de frequentes e prolongadas estiagens. A região semiárida ocupa cerca de 57% da área da Bacia do rio São Francisco e abrange 218 municípios.

A precipitação média anual na bacia é de 1.036 mm, mas a pluviosidade é muito variável espacialmente (PEREIRA et al, 2003). As chuvas anuais variam desde mais de 1.400 mm, nas nascentes localizadas no Alto São Francisco, em Minas Gerais, até menos de 600 mm, no semiárido nordestino (entre Sobradinho, Bahia e Canindé, Sergipe), mas volta a crescer na região costeira, no baixo São Francisco.

Na sub-bacia do baixo São Francisco, o clima passa gradualmente de árido a semiárido, no interior do continente, para subúmido a úmido na região costeira. No continente, o clima é considerado na classificação de Köppen, como tropical (Asi), com estação seca no verão. Entre Propriá (Sergipe) e a zona costeira, o clima é o tropical quente subúmido a úmido e a temperatura média situa-se em torno de 23 a 26°C.

Em situações normais, as regiões próximas ao litoral são marcadas por uma estação chuvosa bem definida, com chuvas abundantes. Os principais sistemas meteorológicos que provocam as chuvas que ocorrem ao longo do litoral estão associados às frentes frias provenientes do sul que trazem nuvens carregadas, aos distúrbios de leste, às linhas de instabilidade e aos efeitos da brisa, concentrando-se no período de abril a agosto (GÓIS et al., 2005). Nos meses de abril a agosto, se concentram 70% das chuvas, e a quantidade média supera os 200 mm por mês, enquanto que menor índice pluviométrico ocorre nos meses de novembro a fevereiro. A média de chuvas entre esses meses varia de 60 mm a 75 mm (ADEMA, 2002). No litoral de

Sergipe e Alagoas a média anual da precipitação no litoral está em torno de 1200 a 1300 mm, atingindo índices pluviométricos de 1.600 mm anuais (EMBRAPA, 2011).

3.4.2 Substrato geológico do baixo São Francisco

No baixo São Francisco, a geologia regional é caracterizada pela ocorrência de rochas ígneas e metamórficas no interior do continente e por rochas sedimentares e sedimentos terciários e quaternários na região costeira (**Fig. 21**). De noroeste para sudeste, o rio corta, sucessivamente: o Embasamento Gnáissico (Batólito de Pernambuco); a Faixa de Dobramentos Sergipana (rochas plutônicas e metasedimentares pré-cambrianas); a Bacia Sedimentar Sergipe-Alagoas, o Gr. Barreiras (Terciário) e, no litoral, sedimentos quaternários (SANTOS et al., 1997).

Na cidade de Propriá (Sergipe), está situado o limite oeste da Bacia Sedimentar de Sergipe-Alagoas, ao longo da falha normal de Propriá, de direção NE-SW, em contato com as rochas plutônicas e metasedimentares da Faixa de Dobramentos Sergipana. A Bacia Sergipe-Alagoas é um meio graben de 350 km de comprimento por 20 a 50 km de largura, alongado na direção NE-SW e subdividida nas sub-bacias de Alagoas, Sergipe, Cabo e de Jacuípe (Souza-Lima, 2006). A bacia ocupa quase toda a faixa litorânea, mergulhando sob o oceano e avançando como substrato da borda continental, contendo unidades estratigráficas depositadas desde o Paleozóico até os dias atuais. As rochas da bacia sedimentar constituem o substrato geológico do trecho final do sistema rio-mar São Francisco.

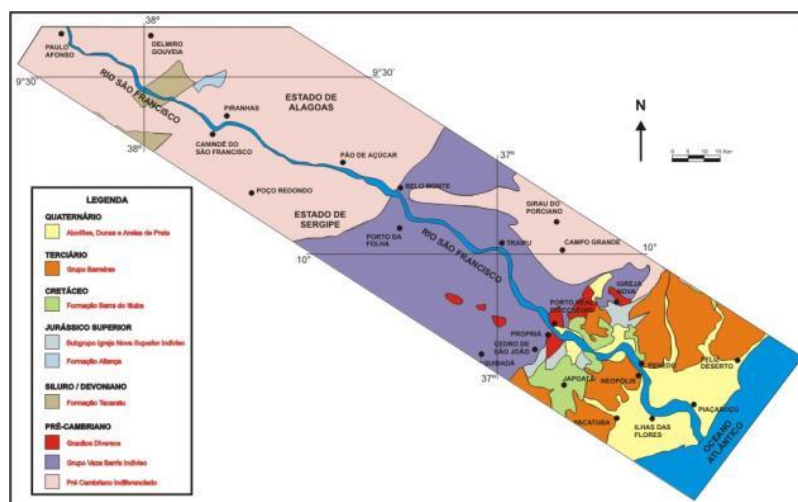


Figura 21. Mapa geológico de Sergipe-Alagoas da região do Baixo São Francisco, com o rio São Francisco na parte central. Fonte: modificado da Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo. DNPM (1976).

O arcabouço estrutural da bacia Sergipe-Alagoas foi formado no cretáceo inferior, pelo tectonismo pré-aptiano, sendo provavelmente a última atividade tectônica de grande importância na área. Contudo, é possível que tenham ocorrido posteriormente movimentos verticais de soergimento e subsidência ao longo de falhas pré-existentes, responsáveis pela presença de falhas escalonadas e alternância de horts e grabens, que caracterizam a Bacia Sergipe-Alagoas. Na **figura 22** é possível visualizar a relação entre as feições estruturais regionais, a bacia Sergipe-Alagoas e o sistema rio-mar São Francisco e na **figura 23**, as relações entre as unidades estratigráficas e as feições estruturais na sub-bacia de Sergipe.

No fim do período Jurássico e início do Cretáceo a bacia começou a ser preenchida por uma alternância de sedimentos depositados em ambientes fluviais e lacustres e a partir do Terciário dominou a deposição em ambientes francamente marinhos (FEIJÓ, 1993). Este contexto do Terciário é semelhante à distribuição atual, com sedimentos terrígenos se concentrando junto ao continente, carbonatos na plataforma externa e lamas dominando no talude e oceano profundo. Na porção continental da bacia, essa sequência é coberta pelos depósitos areno-argilosos do grupo Barreiras (Terciário) e por sedimentos quaternários. Na porção oceânica da bacia, as rochas sedimentares são recobertas por sedimentos quaternários marinhos.

As unidades estratigráficas da bacia que afloram nas margens do baixo curso do rio São Francisco são: a) as Formações Bananeiras e Serraria (Grupo Perucaba), depositadas no Jurássico, sendo a Formação Bananeiras constituída por folhelhos e argilitos e a Formação Serraria, por arcóseos e arenitos médios a grossos, pavimentos de grânulos e cascalhos e intercalações subordinadas de folhelhos sílticos e inclusões de matéria carbonosa e troncos de madeira silicificados) as Formações Barra do Itiúba e Penedo (Grupo Coruripe), depositadas no Cretáceo Inferior, sendo a formação Barra do Itiúba constituída por folhelhos com intercalações de delgadas de arenitos muito finos e calcilutitos, contendo restos de peixes e ostracodes não marinhos e a Formação Penedo por camadas espessas de arcóseos, finos a grossos e com intercalações de siltitos.

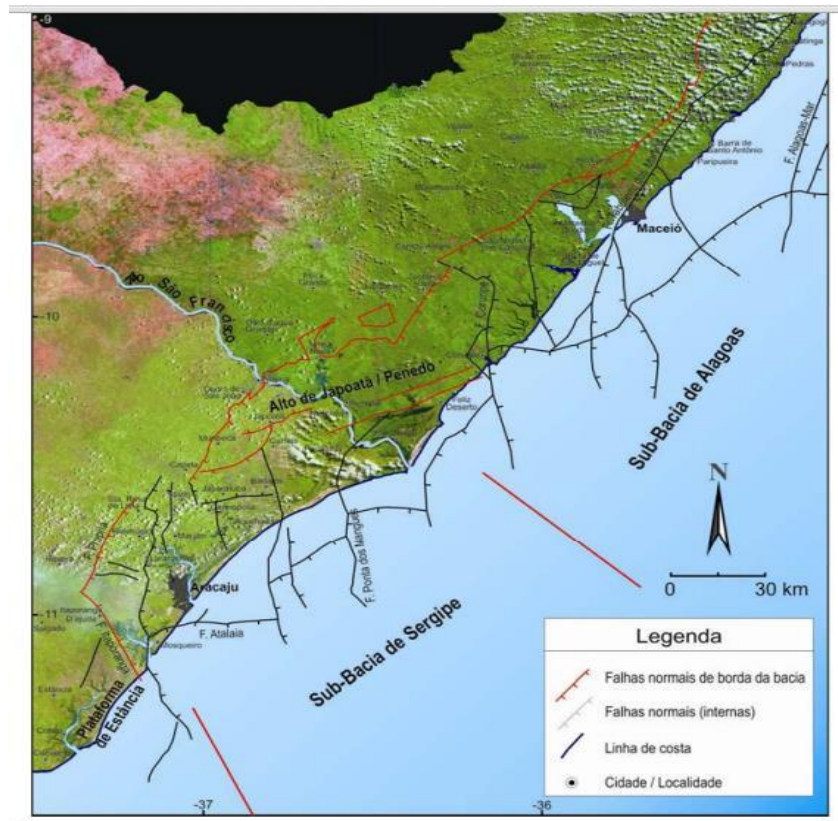


Figura 22. Relações entre falhas, bacia Sergipe-Alagoas e o rio São Francisco. Fonte: Petrobras

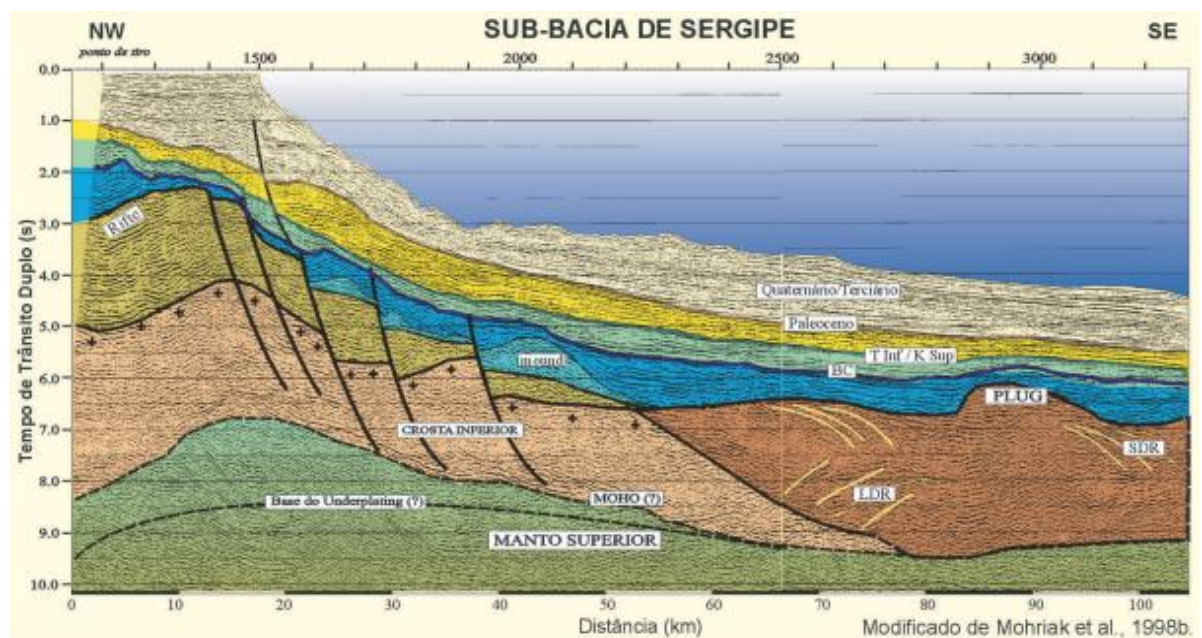


Figura 23. Perfil transversal representativo da sub-bacia de Sergipe, da zona costeira continental ao oceano profundo. Interpretação da seção sísmica mostrando as seqüências estratigráficas da fase rifte e pós-rifte. No topo, seqüência Terciária-Quaternária. Fonte: Mohriak, 2003

As unidades estratigráficas do topo da Bacia Sergipe-Alagoas estão englobadas no Grupo Piacabuçu (formações Calumbi, Mosqueiro e Marituba), cuja deposição se inicia no Cretáceo e se estende até os dias atuais na região marinha. Estas unidades não afloram na bacia do São Francisco, mas são encontradas em subsuperfície na zona costeira e na região marinha onde constituem o assoalho oceânico atual.

Muito poucos estudos foram publicados sobre a história estratigráfica deste intervalo superior da Bacia Sergipe-Alagoas. Os estudos iniciais remontam a 1968, quando foram descobertos os seus arenitos turbidíticos pela Petrobrás, tornando-se o primeiro campo de petróleo offshore do Brasil. Em 1969, Schiller formalizou este intervalo sedimentar na categoria de Formação, e outros autores se dedicaram aos estudos paleo-ambientais dos arenitos portadores de óleo (BARROS et al, 1977; FISCHER et al.; 1971; PONTE et al., 1975, MELO et al., 1987, TOFFOLI e ESTRELA, 1970; AURICH, 1983).

Cainelli (1992) foi o primeiro a estudar a estratigrafia de sequências do Grupo Piacabuçu, utilizando técnicas de sísmo-estratigrafia. Para Cainelli (1992) o grupo Piacabuçu é uma cunha sedimentar prográdante formada por depósitos da plataforma-talude-bacia profunda, com espessamento em direção ao oceano, composto por dois membros equivalentes em tempo, o Marituba (arenitos costeiros/plataformais e carbonatos de borda de plataforma) e o Calumbi (folhelhos do talude/bacia e depósitos de fluxos de massa gravitacionais).

Cainelli (1992) concluiu ainda pela definição de quatro sequências estratigráficas no Grupo Piacabuçu. Os limites das sequências foram interpretados como formados durante as maiores quedas do nível relativo do mar que produziram inconformidades. O estudo conduzido por Cainelli (1992) resultou na formulação de um modelo baseado na morfologia e dinâmica da plataforma/talude superior e nas flutuações do nível do mar, em regiões associadas aos rios, para explicar o desenvolvimento dos muitos cânions submarinos existentes na bacia Sergipe-Alagoas. Este modelo propõe que durante o nível de mar baixo ocorreu uma grande remobilização de sedimentos por ondas e correntes em uma plataforma rasa e estreita e a migração dos sistemas deposicionais da zona costeira/deltaica, resultando em um grande, e renovada, deposição na margem da plataforma.

Na área continental, os sedimentos do Grupo Barreiras, do Terciário (Neógeno), recobrem parte das rochas do embasamento pré-cambriano e das unidades da bacia Sergipe-Alagoas. O Grupo ocorre formando platôs, ligeiramente inclinados em direção à costa e seus sedimentos

são constituídos por cascalhos, conglomerados, areias finas e grossas e argila, pouco ou não consolidados, afossilíferos, de coes variegadas e estratificação normalmente indistinta, às vezes cruzadas.

Recobrando as unidades descritas acima ocorrem ainda as coberturas quaternárias pleistocênicas e holocênicas (continentais, litorâneas e marinhas). Preenchendo o fundo do vale do rio São Francisco e aflorantes nas suas margens, estão os sedimentos holocênicos inconsolidados (areias e siltes argilosos) e na planície costeira, o rio corta sedimentos arenosos e argilosos litorâneos holocênicos e pleistocênicos.

3.4.3 Geomorfologia do baixo São Francisco

O relevo da região do Baixo São Francisco é constituído por superfícies de aplainamento (pediplanos) situados topograficamente acima da planície fluvial atual. O pediplano sertanejo desenvolve-se sobre os terrenos pré-cambrianos, e é dividido em duas porções geomorfologicamente diferentes. Cada uma destas porções possui correspondência com uma unidade geotectônicas distinta, caracterizadas por diferentes tipos litológicos. Ao norte predomina o relevo suave-ondulado de colinas baixas predominantemente sobre granitóides, com alguns “inselbergs” destacando-se na paisagem. A porção ao sul engloba uma variedade maior de relevos que vão desde o relevo plano até o fortemente ondulado, ditados principalmente pelos diferentes graus de entalhe nos xistos e gnaisses que aí predominam (SUVALE, 1973).

Os pediplanos desenvolvidos sobre as unidades morfoestruturais terrenos mesozóicos e terrenos quaternários são divididos em Tabuleiros Costeiros e Tabuleiros Costeiros Dissecados pela Ação Fluvial (**Fig. 24**). Este modelado em superfícies tabulares erosivas acha-se bem caracterizado, com grandes manchas preservadas, tendo sido elaborado sobre litologias do Grupo Barreiras e unidades da Bacia Sedimentar Sergipe-Alagoas.

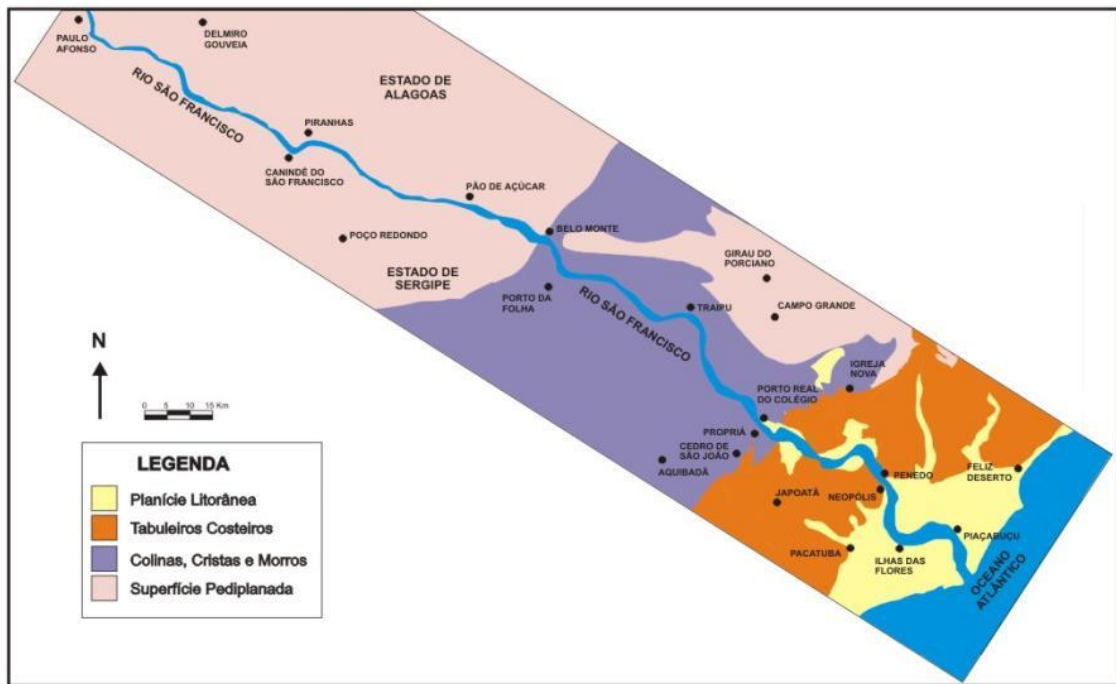


Figura 24. Unidades geomorfológicas do Baixo São Francisco. Fonte: modificado de DNPM, (1976).

A distribuição dos conjuntos de pediplanos pode ser melhor entendida quando correlacionada aos três ciclos erosivos que atuaram na região, gerando três níveis superfícies topográficas distintas: Sul-Americana, Velhas e Paraguaçu (SUVALE, 1973). A superfície Sul-Americana é a de menor expressão, relacionada apenas aos topos dos inselbergs. A superfície Velhas abrange as unidades compreendidas pelo Pediplano Sertanejo e Tabuleiros e o ciclo Paraguaçu corresponde à Planície Costeira e vales fluviais, constituindo o nível de aplainamento mais recente (SUVALE, op. cit.). A planície litorânea constitui uma paisagem com superfície aproximadamente plana, com ondulações fornecidas por dunas eólicas ativas e inativas. A calha fluvial se desenvolve na unidade geomorfológica Planície do Rio São Francisco, que constitui uma superfície de acumulação gerada no fundo do vale por processos fluviais (CODEVASF, 2000).

3.5 Aportes de água e sedimentos do rio São Francisco

A vazão natural média na foz do rio São Francisco no período histórico é de $2.850 \text{ m}^3/\text{s}$ e mais de 95% do total das suas águas provem das sub-bacias do Alto e Médio São Francisco. As principais características físicas do rio São Francisco, variam em cada uma das suas regiões fisiográficas. Na região do Alto São Francisco, o rio São Francisco tem uma vazão natural média de $1.189 \text{ m}^3/\text{s}$ (42 % da vazão natural média). O Médio São Francisco contribui com

uma vazão natural média incremental de $1.519 \text{ m}^3/\text{s}$ (53% do total) e abrange rios afluentes importantes na margem esquerda, como o Paracatu, Grande e Urucuia.

O baixo curso do rio São Francisco apresenta 12 bacias afluentes na margem direita (Sergipe) e 9 na margem esquerda (Alagoas). As principais bacias hidrográficas tributárias em Sergipe são as dos rios Jacaré, Pilões e Betume/Aterro e em Alagoas, as dos rios Ipanema (cujas nascentes localizam-se em Pernambuco), Traipu e Piauí. Os rios afluentes da região semiárida da bacia são todos intermitentes ou efêmeros e os poucos perenes existentes se localizam na região litorânea, onde os níveis de precipitação pluviométrica são bem mais elevados, mas apresentam vazões pouco significativas. A soma das descargas médias anuais de todos os afluentes das margens sergipana e alagoana representa apenas cerca de 1,1% da vazão média natural do baixo curso do rio São Francisco.

O baixo curso do rio São Francisco possui 265 km de extensão entre a cachoeira de Paulo Afonso e a foz no oceano Atlântico. No trecho inicial de 65 km, entre Paulo Afonso (Bahia) e Canindé (Sergipe)/Piranhas (Alagoas), o rio desenvolveu um cânion, onde ocorre um desnível da ordem de 115 metros. Aproveitando este desnível para a geração de energia elétrica, foi construída, em 1994, a grande barragem da usina de Xingó. Esta barragem marca o início de trecho final do baixo curso do São Francisco. Deste local até a foz, o rio percorre cerca de 236 km com uma declividade média de 0,5 m/km.

O baixo curso do rio São Francisco atravessa, no sentido oeste-leste, três grandes unidades morfo-estruturais e a morfologia de seu vale reflete estas mudanças no substrato geológico. Entre Paulo Afonso (Bahia) e Pão de Açúcar (Alagoas), o rio corre encaixado em um cânion desenvolvido em rochas ígneas e metamórficas e o relevo circundante é o pediplano sertanejo. À jusante de Pão de Açúcar (Alagoas) até Propriá (Sergipe), o vale fluvial se alarga à medida que o rio se aproxima do contato com as unidades sedimentares da bacia Sergipe-Alagoas. O relevo circundante é bastante acidentado, com alinhamento de cristas e vales subsequentes, resultantes da dissecação diferencial em distintas litologias de rochas metamórficas e do desgaste de estruturas tectônicas.

De Propriá (Sergipe) até Neópolis (Sergipe)/Penedo (Alagoas), o vale fluvial é ainda mais aberto, com o desenvolvimento de uma planície de inundação mais ampla, e a formação de maior número de ilhas e barras fluviais. O relevo circundante é constituído por tabuleiros

costeiros desenvolvidos sobre as unidades da bacia sedimentar Sergipe-Alagoas e sobre o Grupo Barreiras. A jusante de Neópolis/Penedo, o rio corta terrenos quaternários formados por depósitos aluviais e litorâneos que constituem a sua atual planície costeira.

3.6 Planície costeira associada ao rio São Francisco

No seu trecho final, o rio São Francisco atravessa uma ampla planície costeira com uma área total de 800 km². Os depósitos desta planície costeira foram considerados, por correlação com contextos semelhantes na Bahia e Alagoas, como de idades Pleistocênica e Holocênica (BITTENCOURT et al, 1983). A planície quaternária litorânea associada à foz do rio São Francisco ocupa uma área de 800 km² e abrange áreas dos Estados de Sergipe e Alagoas. A planície tem uma forma de “v”, em cujo vértice se encontra o rio São Francisco e suas bordas internas são escarpas formadas por sedimentos terciários do Grupo Barreiras.

Os sedimentos litorâneos Pleistocênicos ocorrem em uma estreita faixa na borda oeste da planície, próximo à base das paleofalésias do Grupo Barreiras. O restante da planície é formado pelos sedimentos Holocênicos, constituídos por terraços marinhos e fluviais, depósitos de lagunas, pântanos de água doce, mangues e campos de dunas eólicas (BITTENCOURT et al, 1982,1983; FONTES et al., 2012), como resultado das interações entre os forçantes continentais e marinhos (**Fig. 25**).

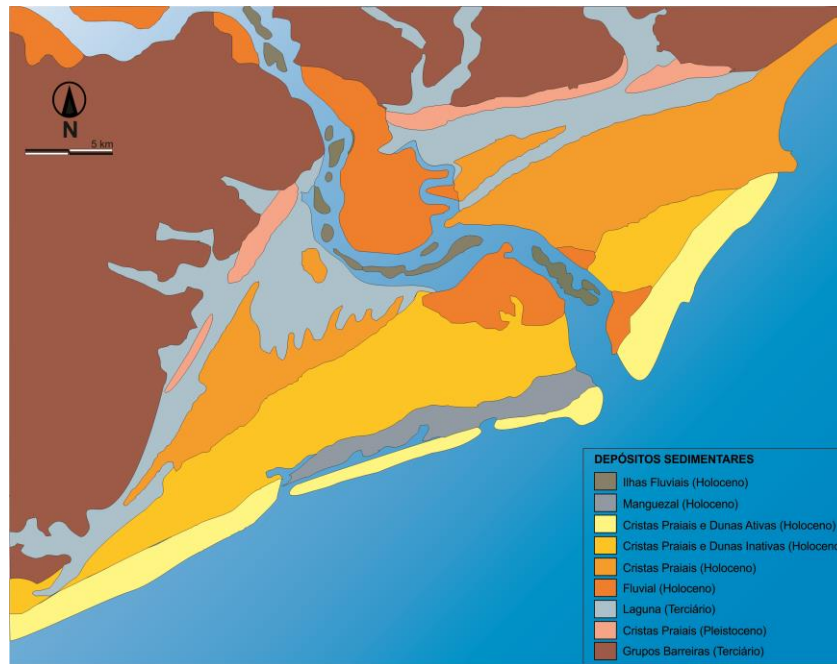


Figura 25. Mapa geomorfológico simplificado da planície costeira do rio São Francisco. Fonte: modificado de Bittencourt et al, 1982.

O elevado aporte de sedimentos fluviais durante o Quaternário influenciou diretamente a sedimentação da plataforma continental adjacente, estabelecendo uma clara diferenciação entre os setores a norte e a sul da foz, em função da distribuição dos sedimentos siliciclásticos de origem continental. A presença do rio São Francisco também estabelece uma diferenciação de caráter regional, por ser o único rio atual a exercer um papel relevante na sedimentação da plataforma continental do nordeste brasileiro.

3.7 Controles morfo-estruturais da planície costeira

A proposição de um modelo evolutivo do sistema São Francisco durante o Quaternário deve inicialmente ser contextualizado em relação à paleogeografia da margem continental e às mudanças que ocorreram na posição do nível do mar e dos aportes fluviais no passado geológico recente, em especial para o contexto regional do norte de Sergipe e sul de Alagoas. O conhecimento sobre o arcabouço geológico e morfo-estrutural pré-existentes dos sistemas deposicionais (no continente e na zona costeira) fornece uma base para a compreensão dos controles iniciais da paleogeografia. Esta análise deve ser iniciada com o estudo da tecto-sedimentação do Grupo Barreiras e dos eventos tectônicos recentes que contribuíram para a configuração morfológica da zona costeira no Quaternário.

Rossetti et al (2013) em estudo sobre a origem e evolução da unidade estratigráfica Barreiras, exposta em mais de 5000 km de áreas costeiras equatoriais ao sudeste do Brasil, cuja idade foi atribuída do Oligoceno tardio ao Mioceno, concluíram que predominam estratos depositados sob influência do mar. Em geral, estes estratos eram frequentemente interpretados como de origem continental (MABESOONE et al., 1972; SUGUIO et al., 1986; VILAS-BÔAS et al., 2001; LIMA et al., 2006), entretanto, diversos autores tem demonstrado que foram formados sob a influência de processos de marés (ROSSETTI e GÓES, 2009; ROSSETTI e DOMINGUEZ, 2012).

Rossetti et. al. (2013) interpretam que este intervalo de tempo corresponde a eventos transgressivos ao longo das margens equatoriais e leste do Brasil e que a tectônica intraplaca promoveu a reativação de falhas, criando espaço de acomodação adicionais em algumas bacias sedimentares, bem como promoveu sua deformação pós-deposicional. Os autores afirmam que a Formação Barreiras é o resultado da subida regional do nível do mar e admitem que, conceitualmente, existe um alto potencial de que estes episódios transgressivos sejam relacionados com as subidas eustáticas do nível do mar, mais do que com a subsidência tectônica.

A subsidência tectônica, por sua vez, favoreceu a deposição de sedimentos durante o Mioceno em várias áreas das margens continentais brasileiras. Desta forma, a Formação Barreiras pode ser o registro de eventos transgressivos, equivalente ao registro existente em outras áreas da América do Sul. De acordo com Rossetti et al (2013), o Mioceno foi um período de rejuvenescimento de falhas ao longo da margem continental do Brasil, apesar das margens continentais do Brasil experimentarem uma relativa quiescência tectônica após a separação do Pangea, mas não ficaram completamente livres dos efeitos da subidas locais e subsidências causadas por tectonismo. Falhas influenciaram a geometria e ocorrência da Formação Barreiras e dos sedimentos pós-Barreiras durante os períodos sin e pós deposicionais (BEZERRA et al., 2011; ROSSETTI et al., 2011b; BALSAMO et al., 2013, in ROSSETTI et al, 2013) A maior parte das falhas na margem leste do Brasil são reativações de estruturas pré-existentis tais como zonas de cisalhamento do Pré-cambriano e falhas do Cretáceo (BEZERRA e VITA-FINZI, 2000; BRITO-NEVES et al., 2004; NOGUEIRA et al., 2006; DE CASTRO et al., 2012, in ROSSETTI et al., 2013).

Rossetti e Góes (2009) verificaram, ao longo das falésias do litoral da bacia Sergipe-Alagoas, a abundância de feições sedimentares geradas por marés, consistindo em depósitos de conglomerados e arenitos com estratificações cruzada, acamamentos heterolíticos com morfologias de canal, repetitivos pares de espessos-finos estratos marcados por superfícies de reativação e lâminas de lama, estratificação cruzada espinha de peixe e acamamento heterolíticos com camadas de arenitos e lamitos, interpretados como resultados da periodicidade de marés enchentes e vazantes. Esta interpretação é reforçada pela alta abundância de traços fósseis, tais como *Ophiomorpha nodosa*, *Skolithos*, e *Planolites*, os quais caracterizam *Skolithosichno* facies de contextos *nearshore* de alta energia, que indicam deposição dominada por processos de maré (ROSSETTI; GÓES, 2009).

3.8 Contexto paleogeográfico pré-existente no sistema São Francisco

O desenvolvimento inicial do edifício sedimentar costeiro do Quaternário de Sergipe e Alagoas esteve condicionado a controles morfo-estruturais resultantes do neotectonismo que afetou o Grupo Barreiras. Os depósitos sedimentares do Quaternário preencheram a depressão morfológica criada pela reativação do bloco baixo estrutural “Baixo São Francisco” limitado a sul pela Falha de Ponta dos Mangues (**Fig. 26**). Uma evidencia desta reativação é a coincidência dos traços das antigas linhas de falhas com o contato entre sedimentos do terciário (Grupo Barreiras) e do Quaternário na planície costeira (**Fig. 26**). Neste limite interno da planície costeira do rio São Francisco ocorrem sedimentos quaternários, em vales abertos nos sedimentos do Grupo Barreiras, indicando o aporte de sedimentos continentais durante o Pleistoceno (**Fig. 26**).

A planície costeira do rio São Francisco se desenvolveu no compartimento tectônico Baixo do São Francisco, que consiste em um meio-graben flanqueado a norte pelo Alto de Penedo e a oeste e a sul pela Falha de Ponta dos Mangues (**Fig. 26**). A estruturação deste compartimento tectônico ocorreu durante os andares Jiquia e Eo Alagoas (VIEIRA; OLIVEIRA, 1991). A maior subsidência ocorreu junto a Falha de Ponta dos Mangues, o que determinou um basculamento acentuado do pacote sedimentar da Bacia SEAL para sudoeste, acarretando a nordeste, a erosão das formações Coqueiro Seco, Penedo e grande parte da Formação Barra de Itiuba (VIEIRA; OLIVEIRA, 1991).

Lima (2010) registrou a ocorrência de sismitos nos sedimentos pleistocênicos depositados ao pé das escarpas formadas pelo Grupo Barreiras. A ocorrência de tais sismitos corroboraria a interpretação de um tectonismo ativo após a deposição dos sedimentos que compõem o Grupo Barreiras na região (BEZERRA et al, 2005 in LIMA, 2010).

A análise dos controles morfo-estruturais, a partir dos mapas estruturais e geológicos da bacia sedimentar Sergipe-Alagoas, permite deduzir que no início do Quaternário, a linha de costa no sul de Alagoas e norte de Sergipe era caracterizada por duas grandes reentrâncias, uma na região do São Francisco e outra na região sul adjacente, dos rios Japarutuba-Sergipe (**Fig. 26**). O alto de Ponta dos Mangues, que se constituía em uma projeção da linha de costa, separava estas duas enseadas nos estágios transgressivos, uma à norte e outra à sul. Por ocasião dos máximos transgressivos estas duas reentrâncias se constituíram em duas amplas baías. Por outro lado, por ocasião dos máximos das fases regressivas, a plataforma continental esteve exposta e foi recortada por canais fluviais dos sistemas sedimentares São Francisco e Japarutuba-Sergipe (**Fig. 26**).

Durante estes episódios, enquanto no litoral sul de Alagoas a linha de costa estava na posição próxima à atual, a região de Ponta dos Mangues se encontrava alguns quilômetros adiante da posição atual (próximo a borda atual da plataforma). O alinhamento de areias consolidadas (recifes de Pedra do Robalo) – que é considerado um indicativo da posição de uma paleolinha de costa durante a Transgressão do Pleistoceno Tardio – acompanha o flanco norte deste alto e possui uma curvatura côncava, passando da orientação E-W para N-S. Na direção E-W esta curvatura acompanha a linha de costa atual e na direção N-S, o alinhamento do alto de Ponta dos Mangues. Esta configuração constitui uma evidência que corrobora a hipótese de existência de uma elevação da linha de costa que se projetava mar adentro. Uma prova adicional da existência deste alto morfológico é que, enquanto a curva batimétrica de 20 metros atual se situa próximo da linha de costa atual no contexto sul de Alagoas (localizada aproximadamente 9 km da praia), na região de Ponta dos Mangues afasta-se a até 23 km da linha de costa atual (**Fig. 26**). Perfis de batimetria na plataforma continental também demonstram a existência deste alto, na região onde o Grupo Barreiras forma falésias ao longo da linha de praia (**Fig.26**). Provavelmente durante a última subida do nível do mar, na transgressão do Pleistoceno Tardio-Holoceno, a projeção do continente no Alto de Ponta dos Mangues, formada por sedimentos Terciários do Grupo Barreiras, foi paulatinamente sendo erodida e sofrendo recuo até se alinhar com o restante da linha de costa.

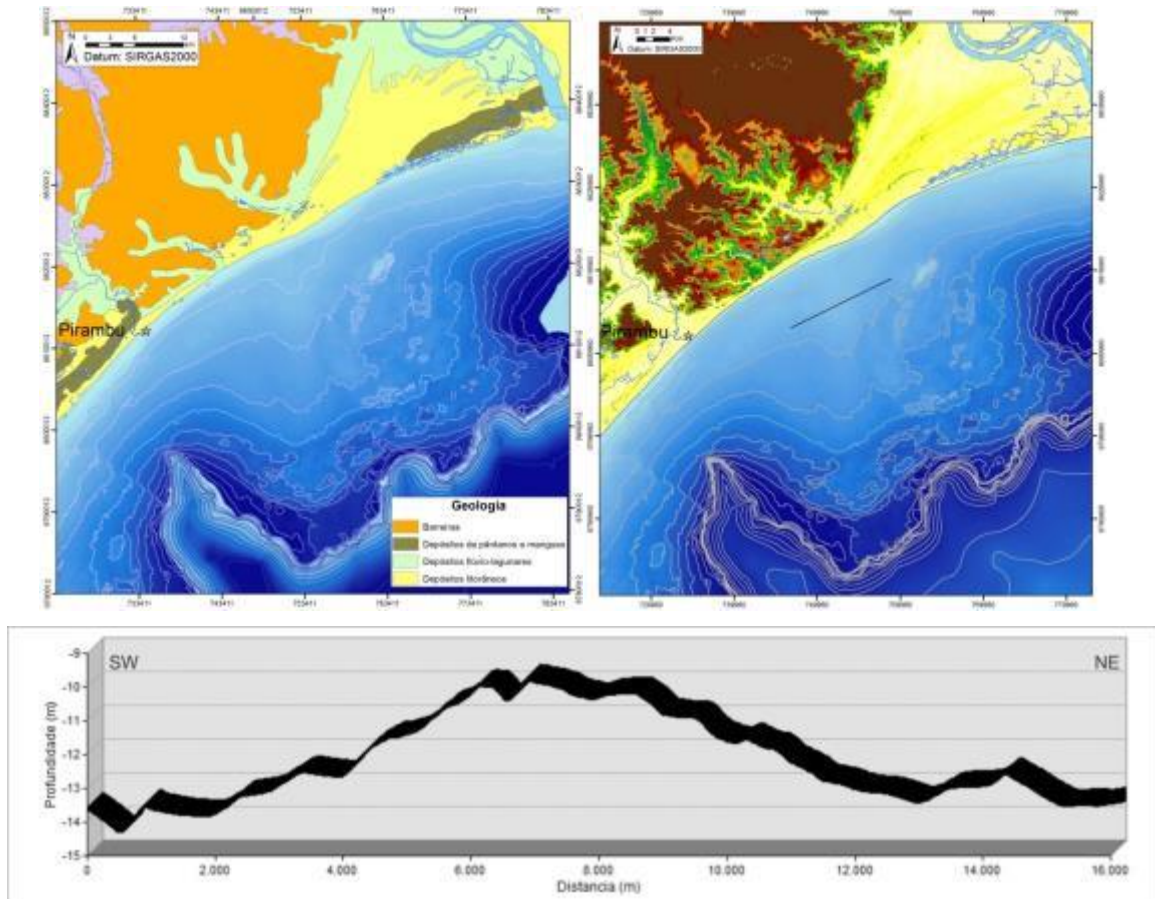


Figura 26. (a) Mapa geológico da região costeira norte de Sergipe (modificado de CPRM, 1997); (b) Localização do perfil batimétrico no alto submarino de Ponta dos Mangues, (c) Perfil de ecossonda (batimetria) transversal ao alto de Ponta dos Mangues (sentido NE-SW).

3.9 Tectônica recente na planície costeira do São Francisco

A planície costeira do São Francisco é limitada a oeste por um sistema de falhas normais N-S e NE-SW. No bloco alto ocorrem sedimentos do Grupo Barreiras (Mioceno) e do Quaternário e o bloco baixo é preenchido por sedimentos fluviais e costeiros do Quaternário.

A relação dos eventos neotectônicos com o Grupo Barreiras foi inicialmente descrita por King (1956) que atribui aos esforços tectônicos ao final do Terciário ou no Pleistoceno, a inclinação desta unidade sedimentar para o mar na direção ESE. Nos estados da Bahia e Sergipe, as pequenas dobras e falhas com um a dois metros de deslocamento, evidenciaríamos esses eventos tectônicos (LIMA, 2010).

Ponte (1969) em seus estudos morfo-estruturais da Bacia Sergipe/Alagoas, observou variações de espessuras dos sedimentos do Grupo Barreiras, com espessamento nos baixos regionais e adelgaçamento sobre os altos estruturais, atribuindo-as ao tectonismo no Terciário Superior, quando as falhas delimitadoras desses desníveis topográficos estiveram ativas durante a deposição. Ponte (1969), com base na análise do mapa estrutural sísmico do embasamento da região, também assinalou que o limite interior da planície deltaica do São Francisco, representado por encostas abruptas e retilíneas do Grupo Barreiras, acompanha notáveis alinhamentos estruturais. O autor observou também que estas estruturas, representadas por falhas, provavelmente se reativaram durante o Quaternário, rebaixando o Grupo Barreiras aproximadamente ao longo dos limites atuais de sua escarpa, e originando uma reentrância em forma de “V” na configuração da linha de costa.

A tectônica mais recente afeta o Grupo Barreiras de diferentes formas ao longo do litoral brasileiro, sendo relatada em vários trabalhos que descrevem evidências de deformações tectônicas nesta unidade. Várias pesquisas têm demonstrado que o neotectonismo atingiu o Grupo Barreiras no litoral da Bahia, Paraíba, Rio Grande do Norte e Sergipe (BEZERRA et al. 2000 e 2001; NOGUEIRA et al. 2006; LIMA 2002; LIMA e BARBOSA, 2003 e 2008; LIMA e VILAS BOAS, 2004; LIMA et al. 2006; COELHO e LIMA 2006; BARBOSA et al. 2011). Para Barbosa (et. al. 2011) as evidências de cunho estrutural não deixam dúvidas acerca da considerável ação tectônica atingindo o Grupo Barreiras nas adjacências de uma margem continental passiva. Para estes autores a influência da tectônica na configuração atual do relevo é relevante e não pode ser desprezada, apesar de estudos de cunho geomorfológico desenvolvidos no Brasil terem desprezado a ação tectônica e sobrevalorizado apenas a contribuição climática e as variações do nível do mar.

Lima (2010) interpretou as estruturas no Grupo Barreiras como indicativos da ação do neotectonismo, ao analisar afloramentos no contexto da planície costeira do rio São Francisco. As centenas de estruturas rúpteis e dúcteis observadas demonstram uma relevante atividade sísmica, tanto durante como após a deposição daqueles sedimentos. O sistema de juntas pós-deposicionais evidencia que, posterior à deposição deste complexo sedimentar, houve a atuação de esforços tectônicos. Lima (2010) assinala ainda a possibilidade de que alguns dobramentos e falhas possam ter se originado após a deposição dos sedimentos que constituem o Grupo Barreiras.

Levantamentos de campo evidenciaram a presença de inúmeras falhas de pequenos rejeitos nos afloramentos do Grupo Barreiras, na região norte e sul de Sergipe: no entorno da planície costeira do São Francisco, no alto de Ponta dos Mangues, entre as planícies costeiras do rio São Francisco e Japarutuba, nas encostas dos vales dos rios Japarutuba, Sergipe, Vaza Barris e Piauí (**Fig. 27 e 28**). Estas estruturas evidenciam que o tectonismo foi atuante durante a deposição do Grupo Barreiras. Em alguns afloramentos as falhas são sucedidas pela deposição de camadas não afetadas pelo tectonismo intraformacional.

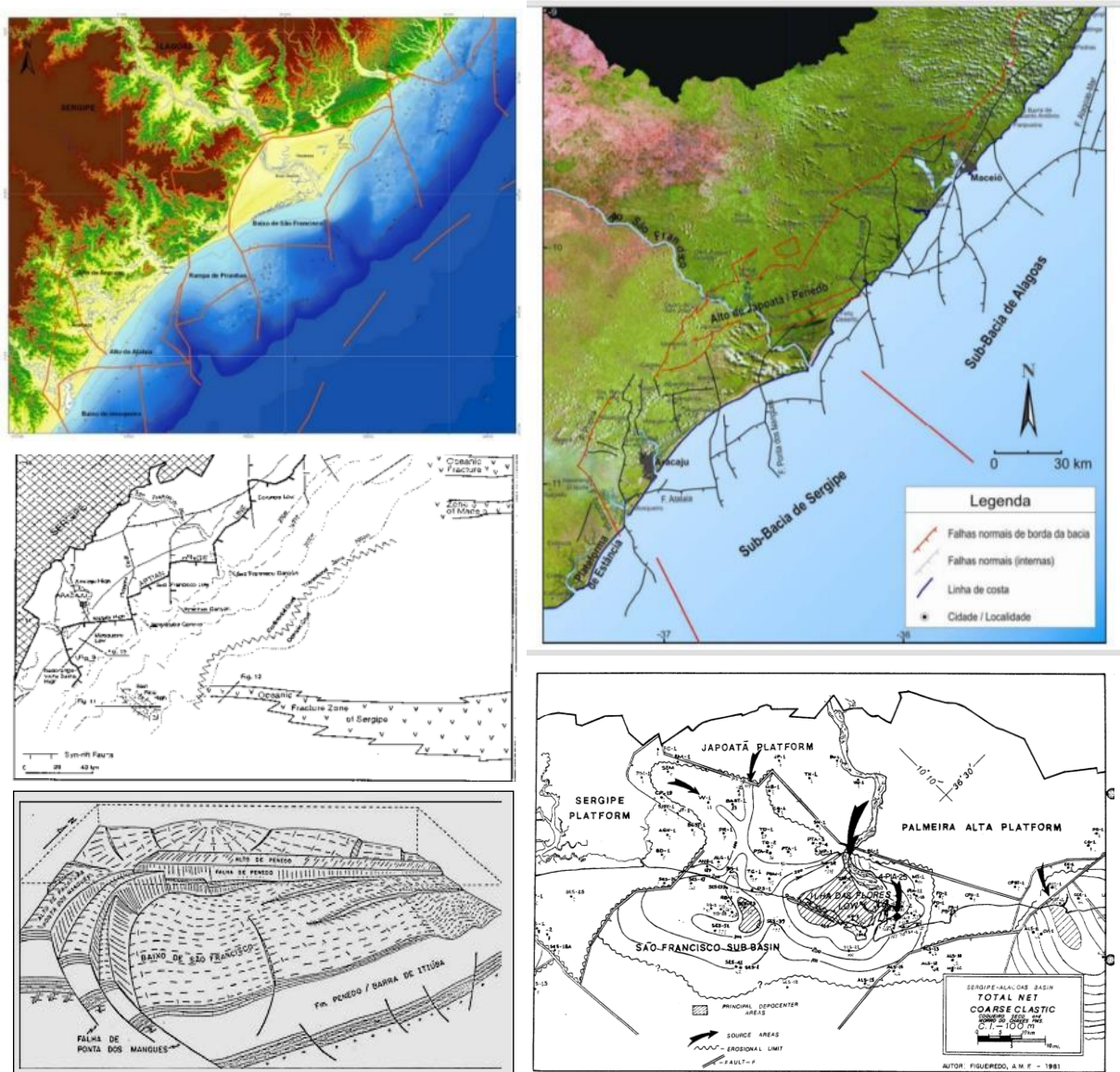


Figura 27. Controles morfo-estruturais da zona costeira e marinha: (a) Principais feições estruturais da bacia Sergipe-Alagoas; (b) Arcabouço estrutural da Bacia Sergipe-Alagoas: compartimentos tectônicos definidos por Falkenheim et al. (1986) e Van der Ven et al. (1989) sobre imagem de satélite Landsat 7 ETM+ (2000); (c) Detalhe do mapa estrutural da bacia sedimentar Sergipe-Alagoas de Rancan et al., 2009; (d) Bloco diagrama estrutural do bloco baixo São Francisco. Fonte: Vieira e Oliveira, 1991; (e) Detalhe do mapa de feições estruturais da bacia sedimentar na região do São Francisco. Fonte: Cainelli, 1992;

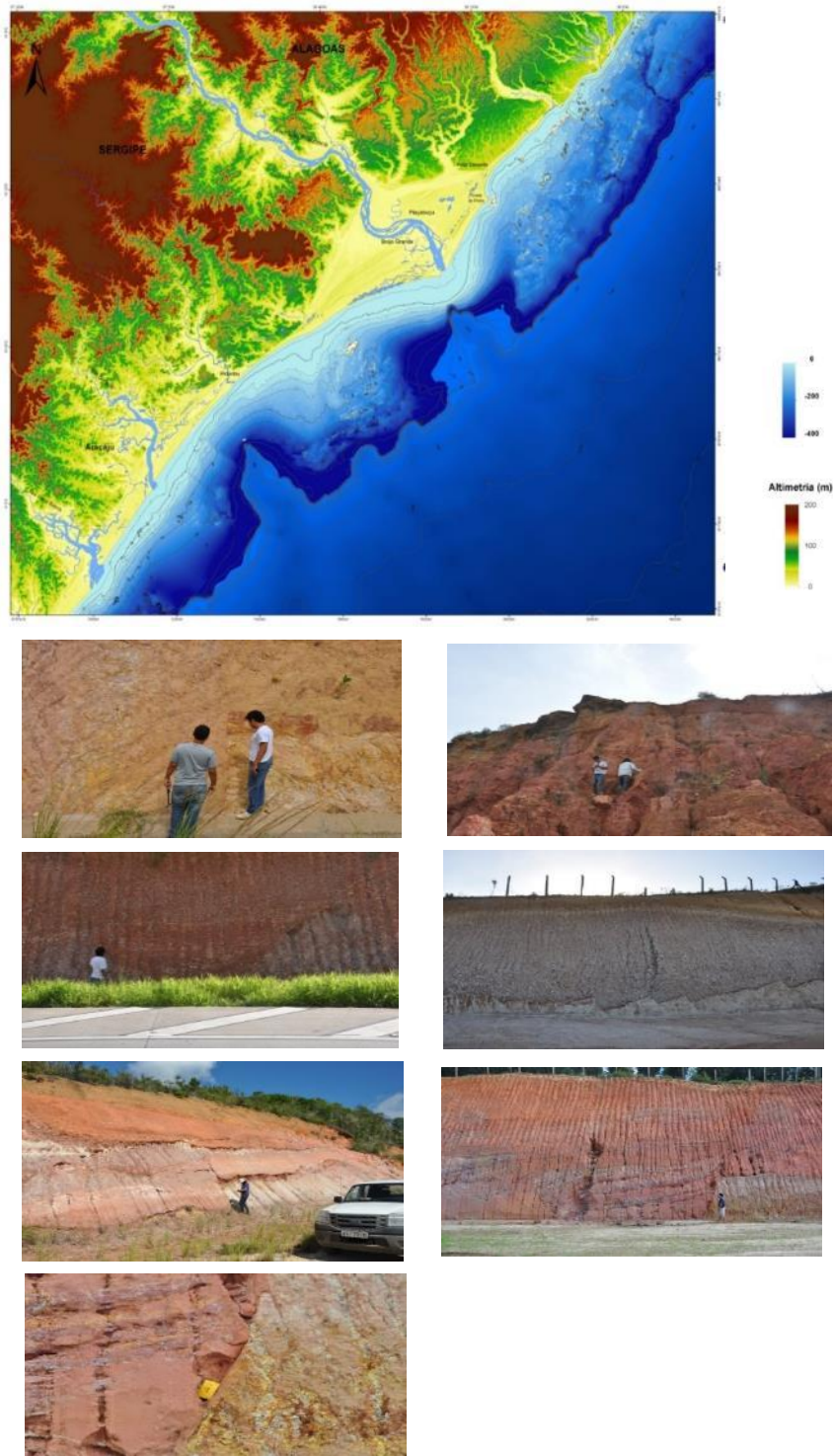


Figura 28. Acima: Sistemas sedimentares rio-mar São Francisco, Japarutuba-Sergipe, Vaza Barris e Piauí-Real em modelo digital de terreno da área continental e batimetria do oceano. **Abaixo:** Falhas e fraturas afetando o Grupo Barreiras na zona costeira de Sergipe e Alagoas. a) e b) Bacia do rio Japarutuba: afloramentos na Rodovia SE-438 - acesso da BR-101 para Capela; c) Bacia do rio Piauí: BR-101, próximo ao km 125; d) BR-101, após o Km 144, sentido Aracaju-Estância; e) afloramento PR 11; e) Bacia do rio Vaza-Barris: BR101-Itaporanga, próximo a rodovia de acesso a São Cristóvão (SE) e detalhe da falha.

Lima et al. (2014) descrevem e interpretam o papel do tectonismo no desenvolvimento da planície costeira associada ao rio São Francisco, enfatizando o papel dos falhamentos neotectônicos na topografia e no controle da deposição sedimentar, documentados no registro sedimentar da região. De acordo com estes autores, os falhamentos contribuíram para a geração de um espaço de acomodação no qual foram depositados os sedimentos quaternários da planície costeira e estes processos tectônicos iniciaram com a reativação de falhas do Cretáceo durante o Mioceno e prosseguiram durante o Quaternário, com a reativação de falhas e a deformação suave dos sedimentos associados, entre 82.000 e 8.300 anos, ocorrendo menores pulsos entre 1.700 e 60 cal anos AP. Estes autores atribuem este tectonismo à continuação *onshore* de colapsos gravitacionais que são bem documentados *offshore* ao longo da plataforma e talude continentais. Chamam também a atenção de que o registro sedimentar do Quaternário no nordeste do Brasil exibe um grande número de estruturas deformacionais, tais como falhas, dobras e deformações suaves em sedimentos e que falhamentos ocorreram tanto durante quanto após a deposição da Formação Barreiras (BEZERRA et al., 2005; LIMA, 2010; ROSSETTI et al., 2011 in LIMA et al., 2014).

Lima et al. (2014) destacam que existe um grande número de evidências de tectônica ativa associada com a formação da planície costeira do São Francisco, sendo uma delas a coincidência entre o final da planície e os traços de falhas mapeados anteriormente. As falhas do Cretáceo coincidem com a principal escarpa de falha N a NE que bordeja a planície costeira, e é recoberta por sedimentos do Mioceno e do Quaternário. Outra evidência consiste na relação entre falhas identificadas em macro escala e as estruturas de liquefação e depósitos cascalhosos quaternários na base das paleo-falésias da Formação Barreiras. As feições sindeposicionais nos sedimentos Pleistocênicos também indicam que falhamentos foram ativos durante este período. Adicionalmente, a imaturidade de sedimentos arenosos e a presença de clastos grandes sugere uma rápida subida do bloco altoadjacente (Formação Barreiras), combinado com um curto transporte e um rápido soterramento na planície costeira quaternária. Para estes autores, a coleção de evidências indica que o desenvolvimento da planície costeira foi associado com o abaixamento, por falha, do bloco na área costeira, o qual foi associado com a elevação do nível do mar no Pleistoceno. Argumentam que a subsidência da planície costeira do rio São Francisco associada à falha pode estar relacionada tanto ao tectonismo quanto ao colapso gravitacional da plataforma e talude continental.

Lima et. al. (2014) apresentam seções geológicas para demonstrar a reativação de falhas que criaram o espaço de acomodação para a deposição de sedimentos na planície costeira do São Francisco (**Fig. 29, 30 e 31**), e que indicam que pelo menos duas falhas foram ativadas durante o Mioceno e novamente durante o Pleistoceno Final e o Holoceno. A cronologia de eventos de Lima et al (2014) sumariza a evolução da planície costeira em períodos e assinala que os falhamentos ocorreram durante o Quaternário há (1) ~82.000 anosAP, (2) entre 50.200 ±6.700 anosAP e 31.400 ±4.400 anosAP, e (3) entre ~8.300 anos e o presente. Estas conclusões enfatizam o papel da tectônica no desenvolvimento das áreas costeiras, apesar delas ocorrerem em margem estável, o que pode ser estendido para as outras planícies costeiras de Sergipe e do Brasil e que tem sido interpretadas como resultado de eustasia e fatores climáticos. Destacam a presença de depósitos quaternários sobre os sedimentos miocênicos do Grupo Barreiras nos tabuleiros costeiros que mostram evidências de terem sido afetados por reativações de falhas. Os autores concluíram que os falhamentos do Quaternário que mais contribuiriam para a evolução da planície costeira do São Francisco ocorreram entre ~82.000 e 64.000 anosAP, com o maior pulso em 75.000 e 67.000 anosAP, com base na interpretação das idades obtidas em amostras de sedimentos. O segundo período de reativação de falha ocorreu entre ~50.000 e 30.000 anosAP e gerou depósitos de *slumps* e deformação suave em sedimentos durante a sequência de grandes eventos sísmicos em 31.000 anosAP. Chamam a atenção de que estas idades Quaternárias são consistentes com deformações paleosísmicas de sedimentos na Bacia Paraíba, localizada ~500 km ao norte da área de estudo (ROSSETTI et al., 2011). O último período de falhamentos iniciou em ~30.000 anosAP, com a mais importante reativação em 24.000 anosAP, e novos pulsos em ~8.300 anosAP e mais recentemente. Uma subida do nível do mar para 8 ± 2 m em ~120.000 anos AP ocorreu na zona litorânea do nordeste do Brasil (BARRETO et al., 2002; BERNAT et al., 1983 in LIMA et al., 2014) e esta transgressão associada pode ter produzido a escarpa na planície costeira do São Francisco. Existem ainda evidências de paleosismicidade na forma de um grande número de estruturas de deformação suave em sedimentos de correntes entrelaçadas (*braided*), próximo das bases da escarpa de falhas. Em todos estes casos, a deformação suave em sedimentos na área do São Francisco é consistente com magnitudes de terremotos tão altos como 6 M (BERRA e FELLETTI, 2011; MOURA-LIMA et al., 2011). Datações radiocarbônicas de estruturas de deformação suave em sedimentos próximos da escarpa de falha indica eventos de paleosismicidade muito recentes, no início do século 20. A datação OSL nos sedimentos quaternários forneceu idades variando entre 30.000 e 8.300 anos

(LIMA et al., 2014), entretanto, as datações 14C das lentes de sedimentos liquefeitos superiores forneceu idade recentes, como 60 anosAP, sugerindo uma deformação atual nesta unidade. Lima et al. (2014) destacam que apesar de não existir registro de terremotos nesta área, a ausência de dados históricos não descarta a possibilidade de ocorrência porque o intervalo de recorrência pode variar de poucos anos até 16.000 anos nesta região (NOGUEIRA et al., 2010).



Figura 29. Afloramentos Grupo Barreiras, em primeiro plano, no limite oeste da planície costeira do rio São Francisco. Ao fundo, oceano Atlântico.

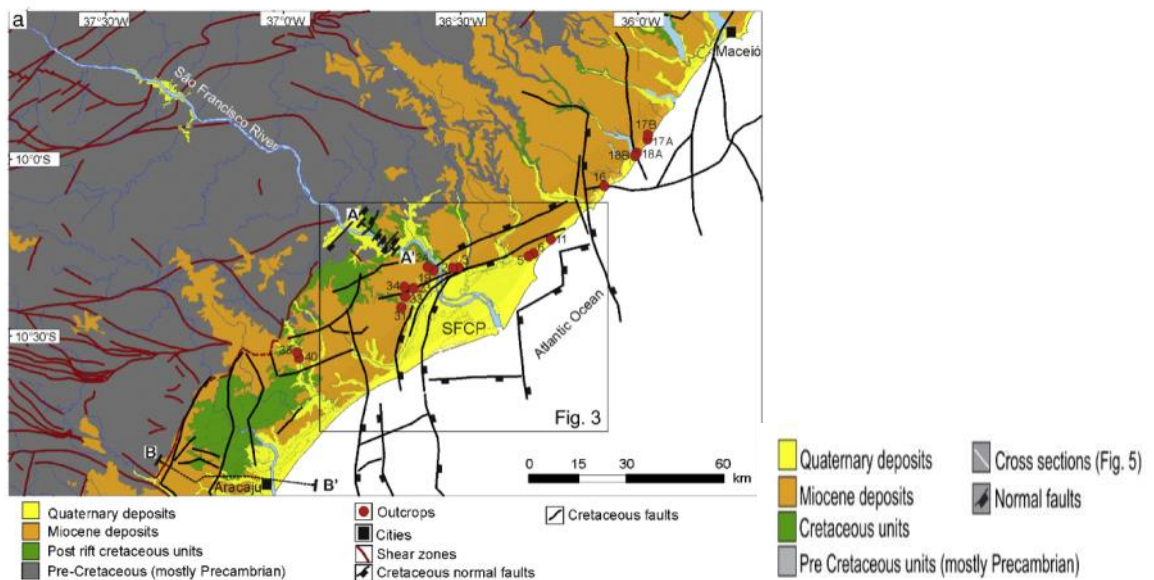


Figura 30. Mapa geológico simplificado da zona costeira, com locação das principais falhas do Cretáceo e zonas de cisalhamento no embasamento cristalino. Localização da área de estudo (quadrado) e dos afloramentos descritos (pontos vermelhos) e seções geológicas AA' e BB' elaboradas por Lima et al. (2014) na Baía Sergipe-Alagoas.

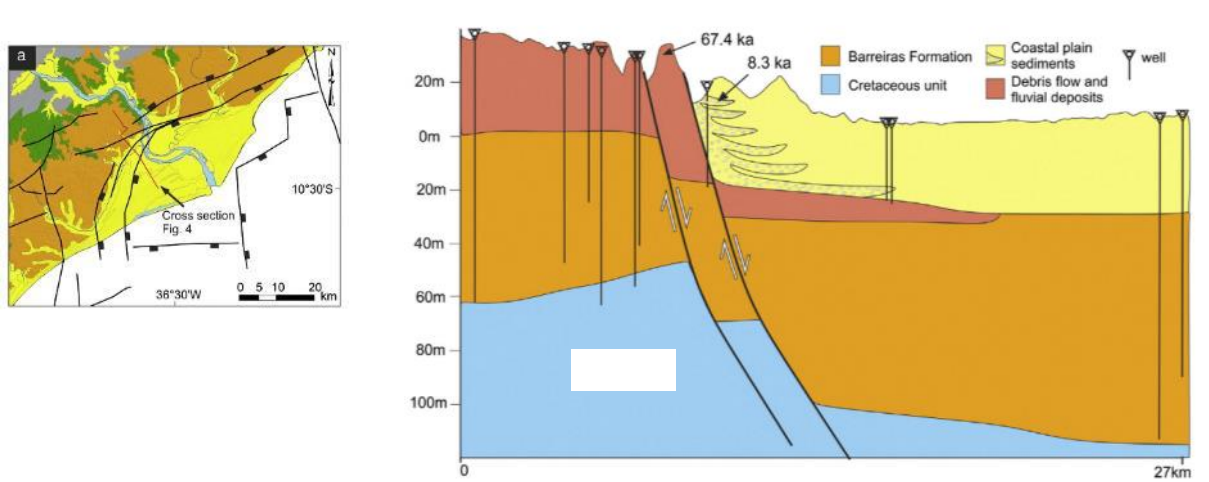


Figura 31. Mapa geológico e seção geológica da planície costeira do rio São Francisco elaborado por Lima et al. (2014): (a) localização das falhas e seção geológica e (b) seção geológica transversal baseada em dados de afloramento e furos de sondagem do Serviço Geológico do Brasil(CPRM), onde são visíveis as falhas reativadas durante o Pleistoceno. Notar que espessura da Formação Barreiras é maior à direita da falha, sugerindo crescimento da falha durante o Mioceno.

3.10 Unidades morfo-sedimentares, depósitos e feições da planície costeira

Os estudos de campo possibilitaram a elaboração de um novo mapa geológico-geomorfológico, com a individualização de 5 (cinco) unidades morfo-sedimentares na planície costeira do rio São Francisco e a identificação dos seus respectivos depósitos sedimentares, em uma sucessão e, também superposição, que se inicia na borda interna da planície costeira e estende até a linha de praia atual (**Fig. 32**).

A **unidade morfo-sedimentar 1**, ocupa a faixa mais interna da planície costeira, em contato com os sedimentos do Grupo Barreiras, e é formada por depósitos de leques aluviais coalescentes e terraços marinhos (cordões litorâneos). A **unidade morfo-sedimentar 2** encontra-se diretamente em contato com a unidade 1 e ocupa as amplas depressões alongadas que ocorrem de ambos os lados da borda da planície deltaica, a norte e a sul do rio São Francisco. Estas áreas baixas e planas são atualmente ocupadas pelas planícies de inundação dos rios Marituba (Alagoas) e Betume (Sergipe). A unidade é constituída por depósitos de barras costeiras pouco expressivas e depósitos de paleolagunas, as quais são sobrepostos por depósitos atuais de pântanos e planície de inundação fluvial. A **unidade morfo-sedimentar 3** é formada pelos terraços marinhos que ocupam uma posição intermediária na planície costeira, constituídos por conjuntos de cordões litorâneos. A porção mais externa dos dois conjuntos de cordões litorâneos é recoberta por dunas eólicas inativas. Os limites dos conjuntos de cordões são truncamentos erosivos, evidenciados pelas mudanças na orientação

dos seus alinhamentos. Estes limites marcam episódios de pequenas mudanças na dinâmica costeira, relacionadas a alterações no nível do mar e a variações das relações entre os processos marinhos, costeiros e fluviais. A **unidade morfo-sedimentar 4** é constituída pelos dois conjuntos de cordões litorâneos mais externos. O conjunto litorâneo mais interno é formado por depósitos de ilhas barreiras, esporões e pontais sub-atuais e é recoberto por dunas eólicas inativas. E o conjunto mais externo inclui por depósitos de ilhas barreiras e uma ilha barreira atual recobertas por manguezais atuais, campos de dunas eólicas inativas e ativas e pela zona de praia atual. A **unidade morfo-sedimentar 5** é formada pelos depósitos fluviais do rio São Francisco que cortam estes conjuntos transversalmente. Estes depósitos constituem o terraço fluvial inferior e a superfície de inundação atual, formada pelos canais fluviais atuais, com ilhas fixas e a planície de transbordamento com lagoas marginais que se sobrepõem a depósitos pretéritos.

Estas unidades morfo-sedimentares foram consideradas, por correlação com contextos semelhantes na Bahia e Alagoas, como de idades Pleistocênica até Holocênica (BITTENCOURT et al, 1983). A datação de uma amostra de madeira coletada nos sedimentos lamosos da unidade 2, na planície do atual rio Marituba (Alagoas) próximo a confluência com o rio São Francisco, forneceu idade de 5.730 anos AP (BARBOSA, 1985). Desta forma, a unidade morfo-sedimentar 1 provavelmente é Pleistocênica e o restante da planície é formada por sedimentos Holocênicos.

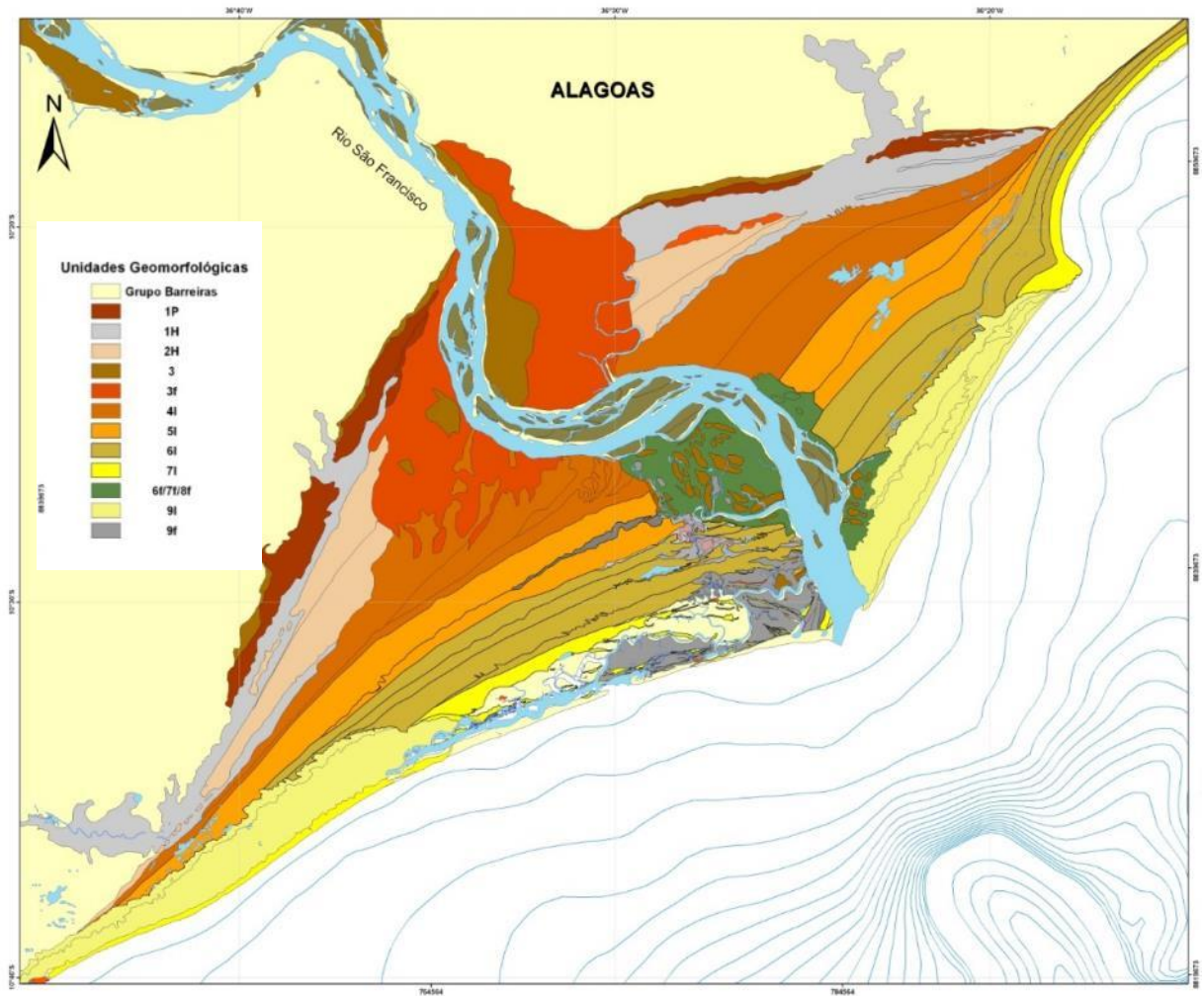


Figura 32. Unidades morfo-sedimentares 1 a 5 da planície costeira do rio São Francisco: unidade 1(1P), unidade 2 (1H), unidade 3 (2H, 3f, 4f, 5f e 6f), unidade 4 (6f, 7f, 8f e 9f) e unidade 5 (3f, 6f, 7f e 8f).

O estudo de furos de sondagens na planície costeira possibilitou o acesso aos depósitos em subsuperfície e ofereceram a oportunidade de análise das relações em planta e em perfil, além da comparação com os processos e ambientes atuais (**Fig. 33**). Pode-se ainda verificar que os depósitos das unidades morfo-sedimentares ocupam a porção superior dos furos de sondagem, mas subjacente a estes encontra-se um espesso pacote de lamias que não aflora em superfície. A associação de fácies lamiosa, através do seu conteúdo em fosséis, revela que a sedimentação foi originada em águas marinhas, o que corresponde ao último estágio transgressivo, evento importante na evolução costeira atual. Ela corresponde, em superfície, aos sedimentos argilosos que ocorrem na base do terraço fluvial inferior.

As seções geológicas de correlação longitudinais NW-SE (sentido continente-oceano) mostram a sucessiva superposição dos conjuntos de cordões litorâneos no sentido da progradação deltaica e as seções transversais SW-NE (em relação ao rio São Francisco atual) exibem a geometria de fácies das porções proximal e mediana da planície costeira (**Fig. 34 e 35**). Os furos de sondagens do eixo do rio São Francisco, exibem os depósitos fluviais produzidos durante sua progradação no Holoceno (**Fig. 36, 37 e 38**).

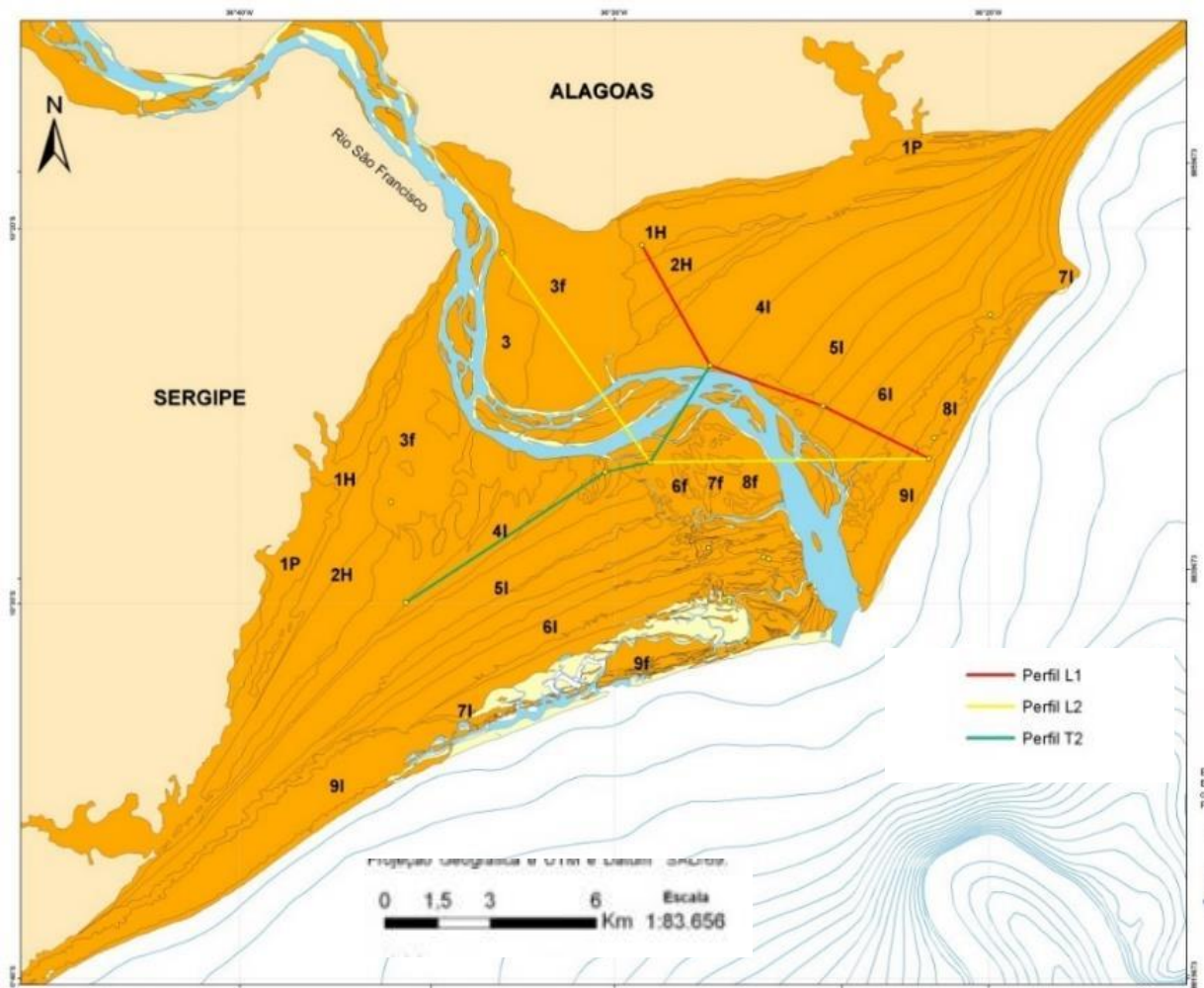


Figura 33. Conjuntos de cordões litorâneos com correlação entre as porções norte e sul da planície costeira) e localização das seções estratigráficas-faciológicas, elaboradas a partir de furos de sondagens, na planície costeira do rio São Francisco.

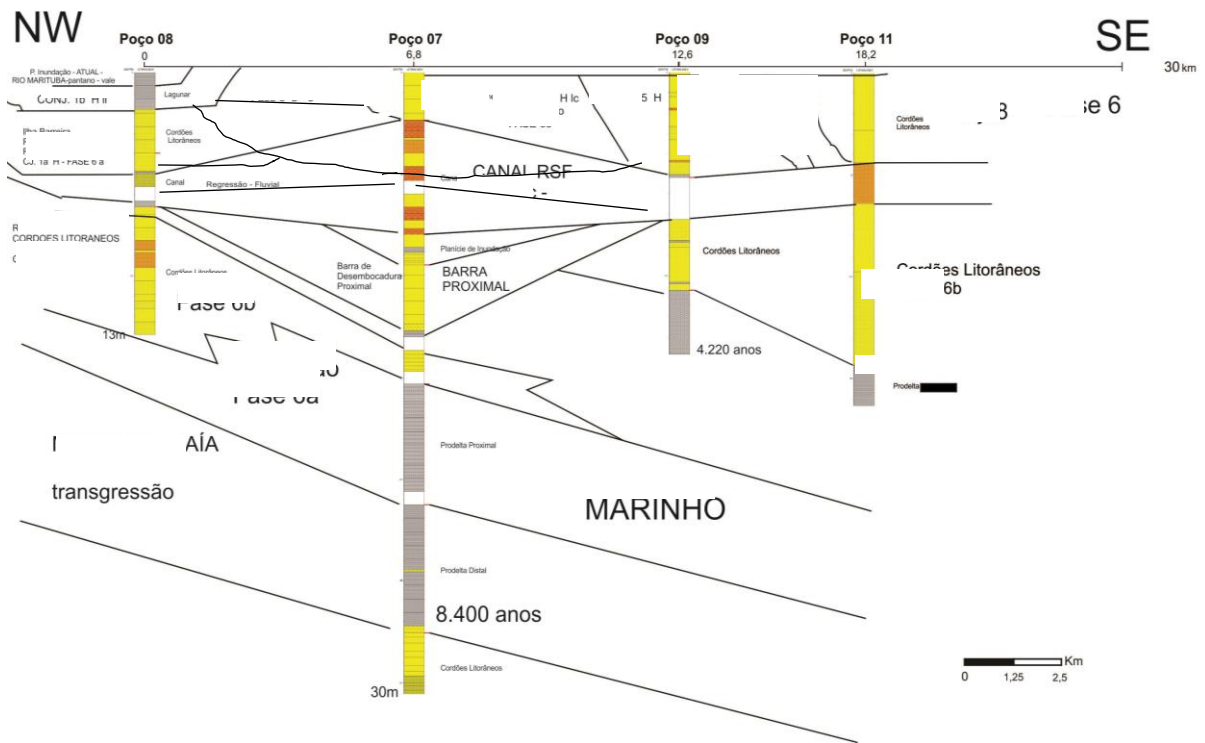
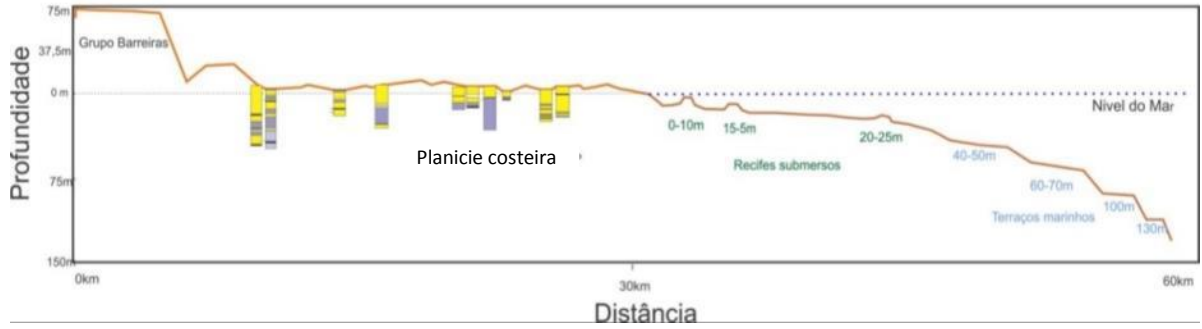


Figura 34. (a) Perfil topográfico-estratigráfico com correlação das informações obtidas nos furos de sondagens e na superfície marinha atual. (b) Seção estratigráfica-faciológica da planície deltaica (perfil L1), longitudinal ao rio São Francisco.

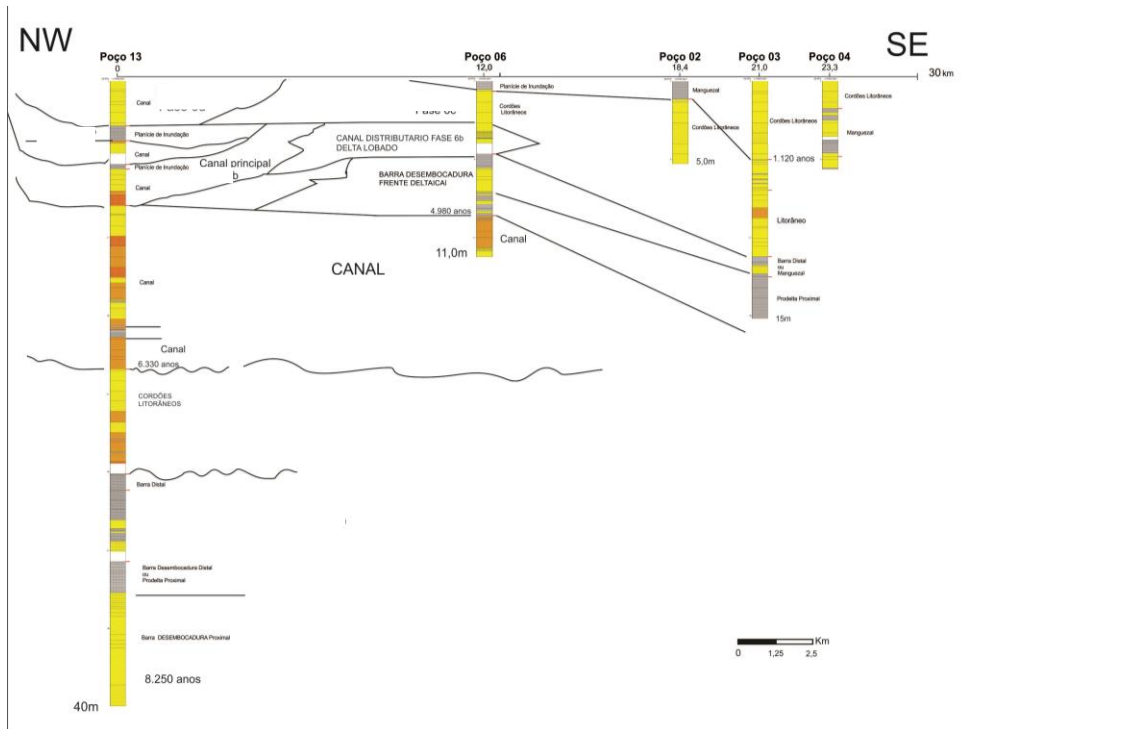


Figura 35. Perfil estratigráfico-faciológico na planície costeira (perfil L3), longitudinal ao rio São Francisco.

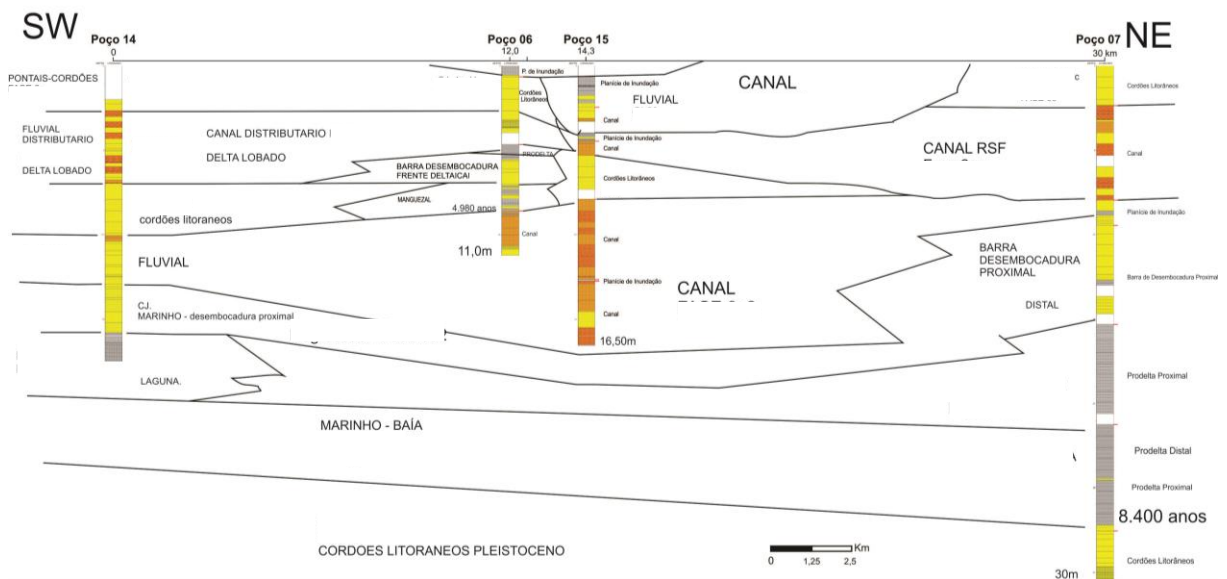


Figura 36. Seção estratigráfica-faciológica da planície costeira (perfil T2), transversal ao rio São Francisco.

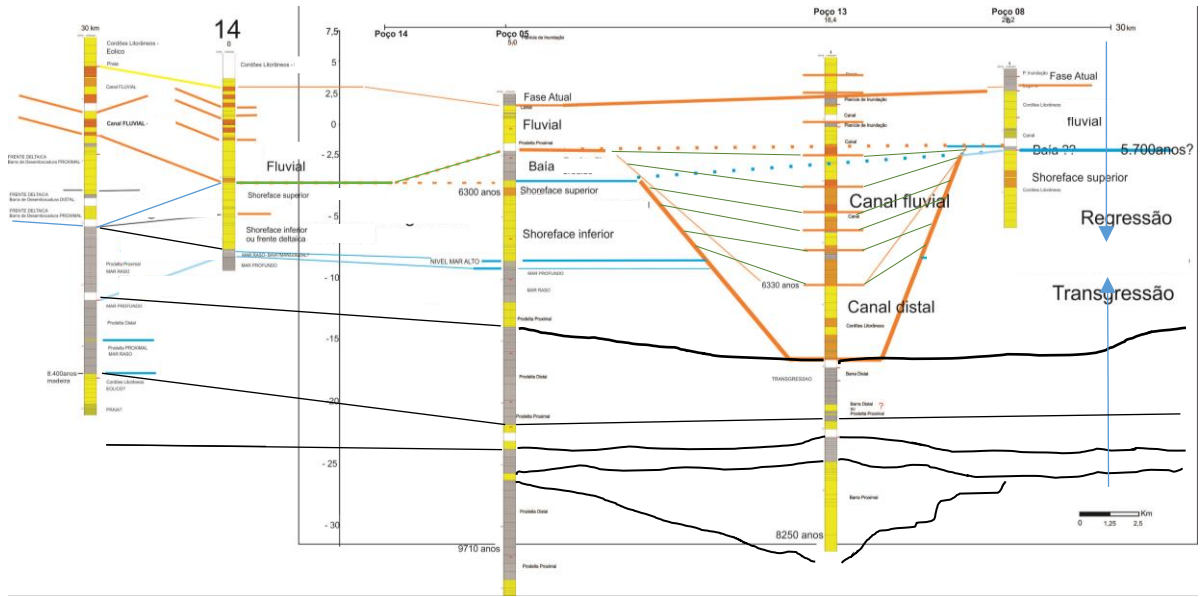


Figura 37. Seção estratigráfica-faciológica da planície deltaica (perfil T1), transversal do rio São Francisco.

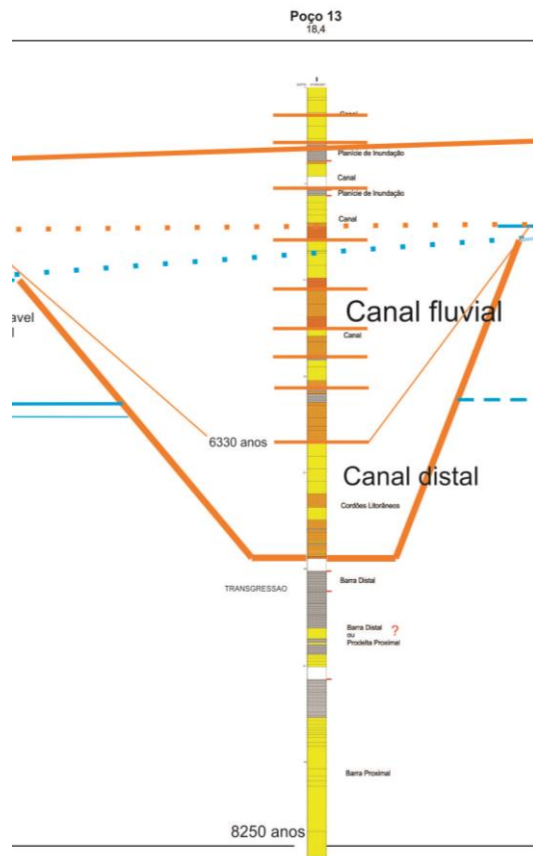


Figura 38. Perfil estratigráfico do furo de sondagem 13, localizado no eixo do rio São Francisco.

Três associações de fácies foram individualizadas em subsuperfície e ocupam sempre a mesma posição estratigráfica: arenosa (basal), lamosa (intermediária) e arenosa-argilosa (superior). Os depósitos areno-argilosos são, em geral, aflorantes, e, apesar de dominarem a superfície atual, possuem pouca espessura em subsuperfície. Nas seções de subsuperfície destacam-se ainda o paleo-eixos fluviais, que serão discutidos no item referente aos vales incisos.

Os furos de sondagem do CT HIDRO, DESO, COHIDRO são rasos e não atravessam toda a **associação de fácies arenosa** basal, apenas registrando sua porção superior. A associação de fácies arenosa basal foi, desta forma, analisada de forma incompleta. A associação é composta por areias finas, esbranquiçadas, com predomínio de grãos de quartzo, contendo fragmentos de conchas e minerais pesados. Na base dos furos de sondagem, contém grânulos e seixos de quartzo até 1cm.

A **associação de fácies lamosa** tem espessura média de 50m, aprofundando topograficamente seu topo no sentido do mar aberto e se posiciona, estratigraficamente, de forma intermediária entre as duas outras associações. Esta associação possui gradações do conteúdo em areias da base para o topo. Na base, é constituída por lamas siliciclasticas de cor cinza escura com laminação plano-paralela e intercalações de lâminas e finos níveis mais arenosos. Contém restos de madeira e fragmentos de crustáceos, gastropodes e conchas, sendo alguns dos exemplares de bivalves quase inteiramente preservados. No nível intermediário se torna homogênea e essencialmente argilosa, de cor cinza clara a escura, micacea, com fragmentos de conchas. No intervalo do topo, aumenta o conteúdo em areias muito finas que gradam para interlaminações lama-areia muito fina no sentido ascendente. Os níveis milimétricos a centimétricos de areias bege ou cinza, com laminações cruzadas e *flaser*, gradam no sentido ascendente para fácies de interlaminações argila-areia muito fina com raras intercalações de níveis centimétricos (até 50cm) de areia fina a muito fina com cimento carbonático.

Datações por Carbono 14 obtidas em amostras de bivalves e fragmentos de vegetais contidos nas Associações de Fácies, forneceram idades entre 1.120 e 9.710 anos AP (**Quadro 02**). A datação mais antiga foi obtida no furo F5, na profundidade de 36,0 m e a mais jovem no furo F3, na profundidade entre 5,30 e 5,95 m.

Na plataforma continental atual (**Fig. 39**), a associação de fácies lamosa constitui o fundo marinho raso, formando uma grande zona lamosa no entorno da foz do rio São Francisco. A zona lamosa se estende até a borda do talude continental, desde o Pontal do Peba (Alagoas) até a região de Ponta dos Mangues (Sergipe). Esta ampla área lamosa que inclui toda a zona de influência de sedimentos fluviais na plataforma, não se formou em função da atual posição da desembocadura, mas da sua evolução ao longo do tempo, tema que será discutido adiante.

Os perfis batimétricos demonstraram que o fundo plataformal em frente a Ponta dos Mangues se constitui em um alto submarino, de baixa altura (máximo de 10m), separando os contextos do rio São Francisco (à norte) e do Japarutuba (à sul) (**Fig. 40**). Os sedimentos plataformais depositados na região do alto de Ponta dos Mangues são siliciclasticos, com película ferruginosa envoltória nos grãos de quartzo e provavelmente são derivados da erosão do Grupo Barreiras, que aflora em falésias nas praias e se projeta no sentido do oceano.

Quadro 02. Datações C14 (idade convencional) obtidas em furos de sondagens, na planície deltaica do rio São Francisco.

Furo Sondagem	Profundidade (m)	Material datado	Datações C14 Anos AP
FI	7,30-8,30	Concha bivalve	2.670 +-40
F3	5,30-5,95	Restos de vegetais	1.120 +-40
F4	4,60-5,60	Restos de vegetais	1.160 +-40
F5	7,60-8,00	Concha bivalve	6.300 +-40
F5	36,0-36,20	Concha bivalve	9.710 +-40
F6	7,90-8,20	Restos de vegetais	4.990 +-40
F7	26,55-27,20	Restos de vegetais	8.400 +-40
F9	13,0-13,20	Restos de vegetais	4.330 +-40
F10	20,00-20,10	Restos de vegetais	8.000 +-40
F12	4,65-5,30	Restos de vegetais	1.650 +-40
F13	18,50-19,15	Restos de vegetais	6.330 +-40
F13	39,00-39,30	Concha bivalve	8.250 -50

As características desta associação de fácies lamosa aflorante na plataforma continental atual são semelhantes aquelas encontradas sob a planície costeira, mas com maior domínio da fácies lamosa. Entretanto, algumas variações faciológicas nos sedimentos superficiais de fundo plataformal estão relacionadas ao aporte fluvial do São Francisco, se constituindo em

depósitos de barras de desembocadura distal e depósitos que podem ser classificados como prodelta proximal e distal (**Fig. 41**).

No topo da associação lamosa, as fácies mostram variações em função da proximidade do eixo de aporte fluvial do rio São Francisco e do afastamento no sentido da borda da plataforma. As fácies se modificam no sentido distal e estas modificações podem ser atribuídas as alterações na posição da foz do rio, a medida que ocorria a regressão atual. Os sedimentos que recebem a influência direta dos aportes fluviais são mais arenosos, com interlaminações e intercalações de areias mais frequentes (**Fig. 41**).

Testemunhos rasos (comprimentos de até 50 cm) obtidos na porção mais superior dos sedimentos marinhos, no entorno da atual foz do rio São Francisco, são constituídos por lamas ou por interlaminações de lamas e areias muito finas (**Fig. 41**). Datações por Carbono 14 fornecem idades recentes, indicando a contribuição de sedimentos fluviais para sedimentação marinh.. A pluma de sedimentos em suspensão na plataforma, oriunda do rio São Francisco, durante os período de enchentes é visualizada na **figura 42**,

A espessura desta associação de fácies lamosa é variável, chegando a zero nas terminações laterais norte-sul e sendo maior nos eixos de vales incisos, correspondentes a antigas posições do vale do rio São Francisco. Estes antigos vales fluviais foram escavados na plataforma exposta no estágio de regressão marinha do Pleistoceno superior e foram preenchidos por ocasião da subida do nível do mar na passagem do Pleistoceno tardio-Holoceno.

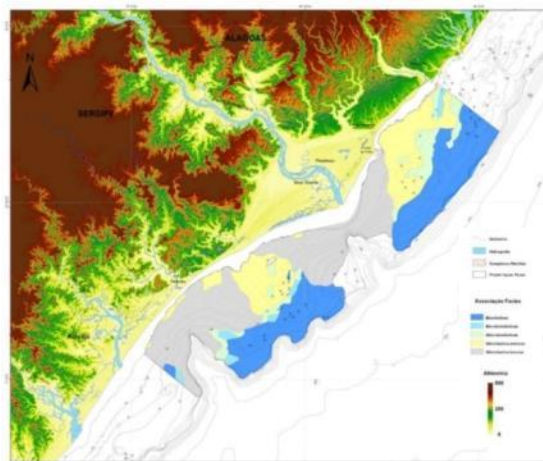


Figura 39. Plataforma continental adjacente ao rio São Francisco, com altos morfológicos-estruturais a norte (Pontal do Peba) e a sul (Ponta dos Mangues). A sul, contexto do rio Japarutuba-Sergipe. a) Mapa faciologico; b) Mapa das Associações de fácies texturais-composicionais.

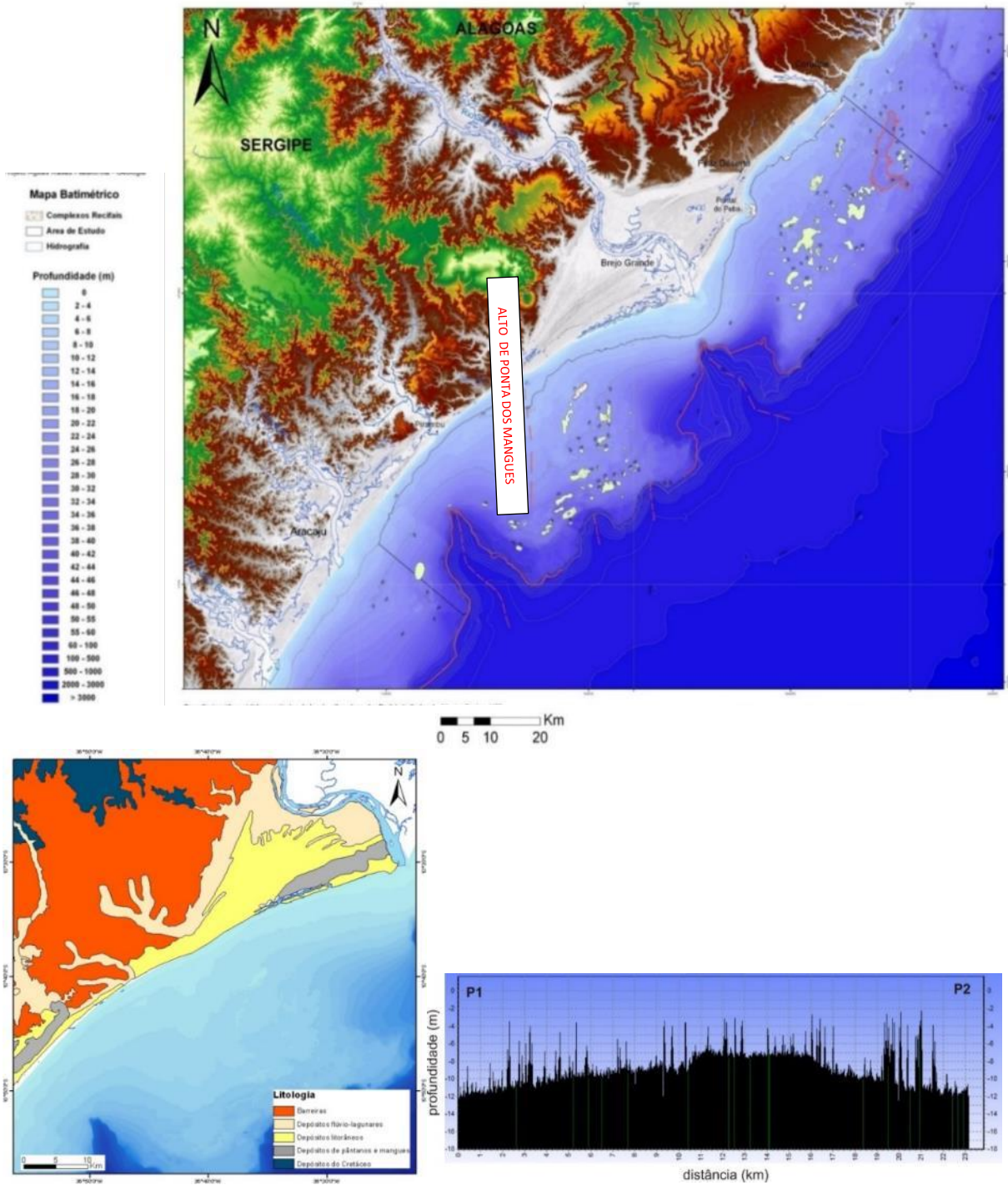


Figura 40. Interpretação do alto de Ponta dos Mangues: (a) feições morfo-sedimentares na plataforma continental; (b) mapa geológico da região costeira norte de Sergipe (modificado de CPRM, 1997); (c) perfil de ecobatimetria transversal no alto de Ponta dos Mangues na plataforma continental (sentido NE-SW).

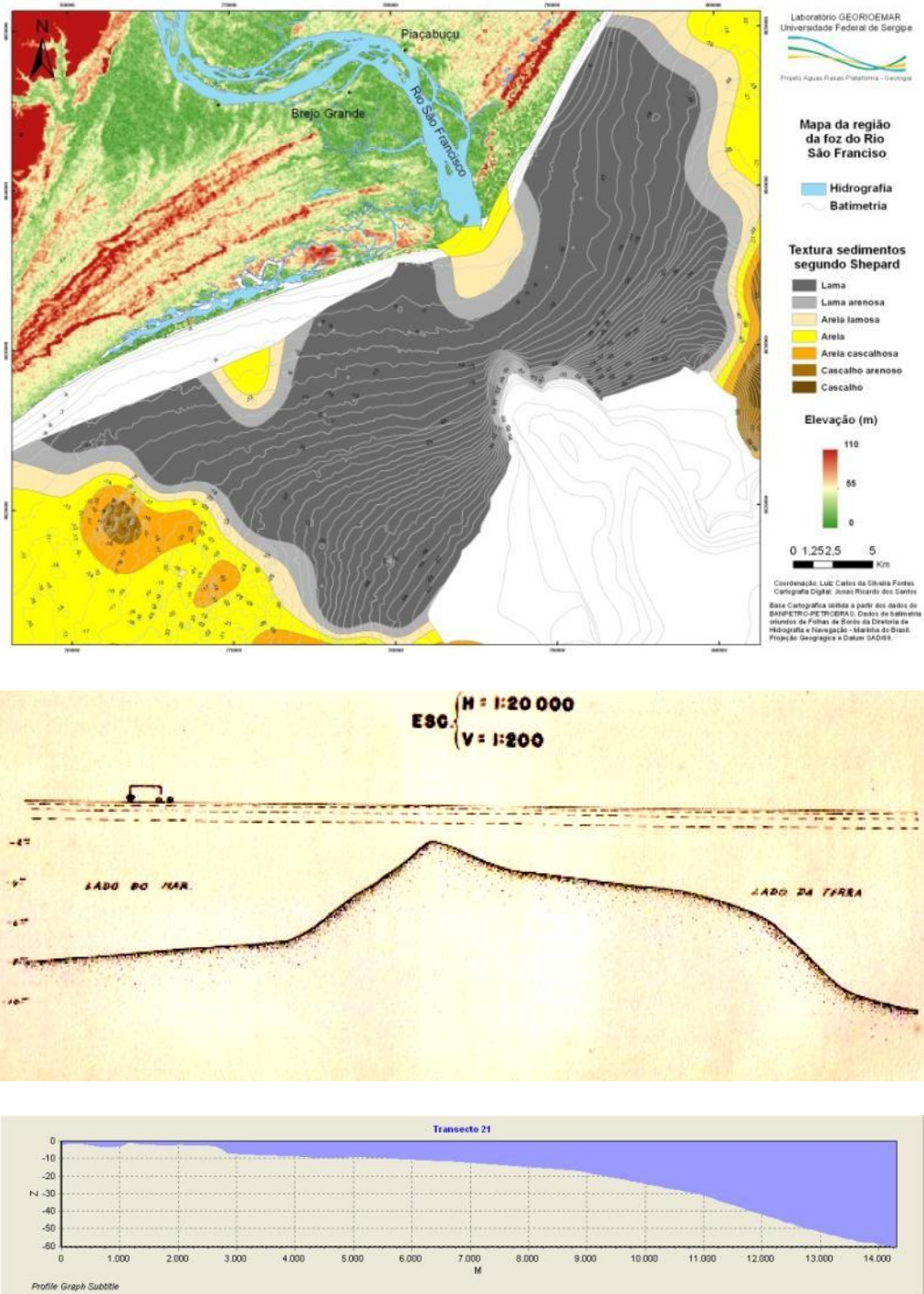


Figura 41. (a) Mapa da plataforma continental no entorno do rio São Francisco: zona lamosa e barras de desembocaduras fluviais atual e pretérita; (b) perfida barra desembocadura em 1945, com fluxo fluvial da direita para esquerda (DNPM, 1945) e (c) perfil longitudinal da foz ao talude continental na posição atual da frente deltaica (barra de desembocadura) e prodelta do rio São Francisco.

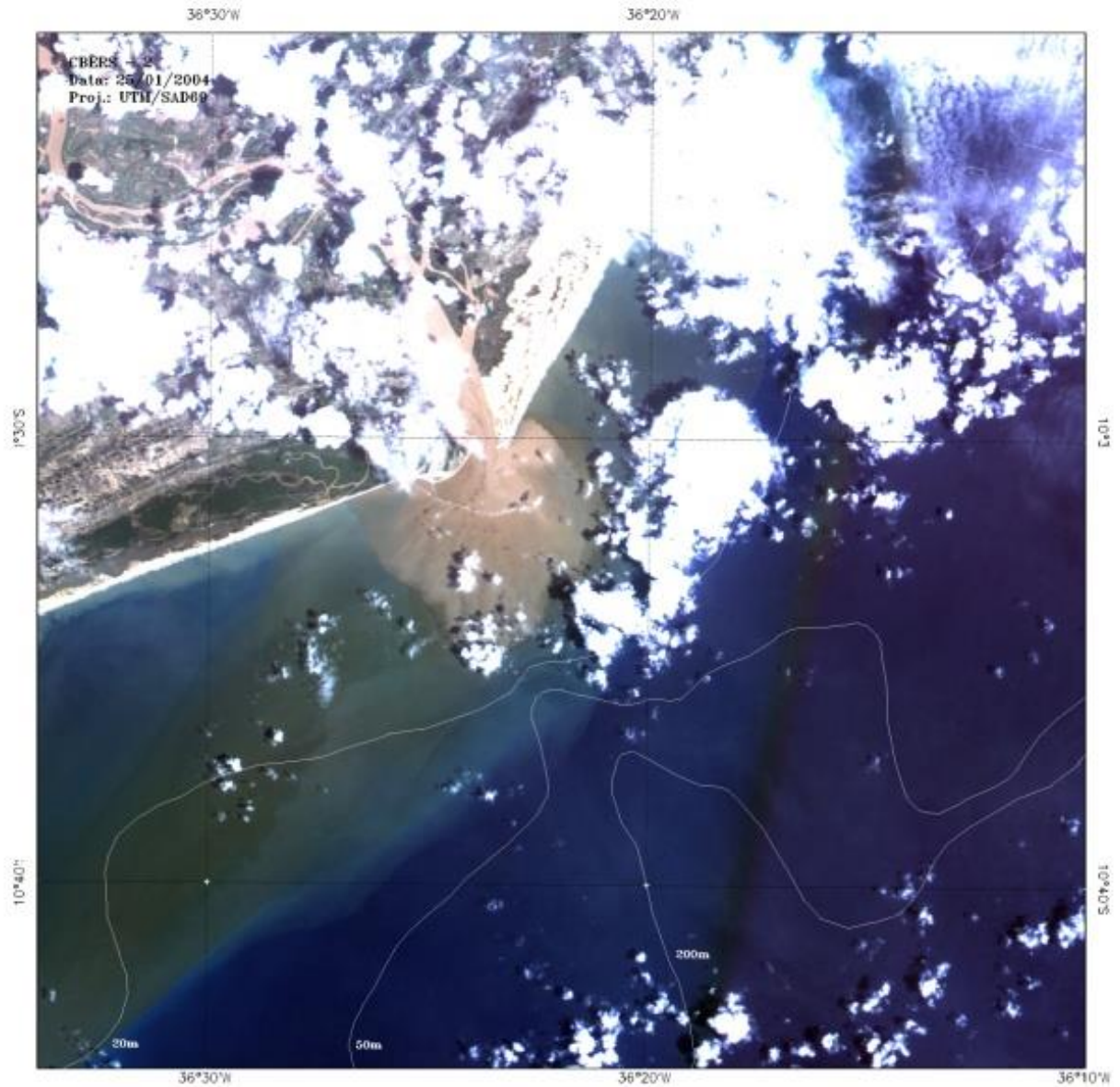


Figura 42. Imagem de satélite em 25/01/2004 da região da atual foz do rio São Francisco, em período de enchentes pós-barragens. Notar os altos teores de matéria em suspensão na carga aportada pelo rio São Francisco (pluma de turbidez intensa) e a sua dispersão expressiva oblíqua à costa. Destaque da pluma de sedimentos em suspensão: na porção mais proximal, com maior concentração e dispersão em forma arqueada/convexa na região em frente à foz e, na porção distal, deflexão para sudoeste sob influência da deriva litorâneas e correntes marinhas costeiras.

Fonte: Imagem CBERS-2, 2004, projeção UTM/SAD 59 (INPE).

3.10.1 Associação de fácies areno-argilosa e a planície costeira atual

A associação de fácies areno-argilosa é amplamente aflorante na planície deltaica (**Fig. 43**). Os depósitos areno-argilosos aflorantes, apesar de dominarem a superfície atual, possuem, em geral, pouca espessura em subsuperfície, mas se espessam nos paleo-eixos fluviais. As fácies que integram esta associação incluem: areias finas a médias; conglomerados; areias grossas a conglomeráticas; areias finas a médias, todas contendo lama (argila+silte) e com estratificações cruzadas; lamas não carbonosas; lamas carbonosas e turfás.

A fácies de areias finas a médias é constituída por grãos de quartzo cinza e hialino, coloração cinza claro a esbranquiçada, por vezes contendo níveis intercalados de cascalhos, constituídos por seixos de quartzo. A fácies de conglomerado tem matriz arenosa e seixos arredondados com diâmetros variados de até 6 cm, coloração amarronzada clara, com matriz de areia grossa com pouca lama, com grãos de quartzo, seixos de quartzo de cores variadas, seixos arredondados com esfericidade de boa a ruim, coloração marrom claro a bege, com seixos de até 4 cm, seixos de cores variadas e bem arredondados. A fácies de areias grossas a conglomeráticas, tem matriz de areia fina a média contendo lama, coloração amarelo a marrom claro, grãos subangulosos e bem arredondados, com níveis de seixos de quartzo de até 5cm diâmetro, com presença de pouca matéria orgânica e estratificações cruzadas. A fácies de areias finas a médias, com estratificações cruzadas, seleção ruim, grãos de quartzo hialino e cinza, imaturos, contendo lama na matriz, coloração bege a amarronzada clara, seleção moderada a ruim, com intercalações de níveis de grânulos.

Nas seções de subsuperfície, onde foram identificados paleo-eixos fluviais, ocorre o predomínio de fácies de areias médias a grossas contendo lama na matriz e estratificações cruzadas.

As fácies de lamas carbonosas e turfás ocorrem nos limites internos da planície costeira. Pesquisa realizada pela CPRM (1983), no Projeto Turfa na faixa costeira Bahia-Sergipe delimitou a ocorrência destes depósitos destacando uma área na borda interna da planície deltaica do sistema São Francisco (**Fig.43**), onde as espessuras e disposição dos depósitos carbonosos foram delimitados através de seções geológicas nas turfeiras Rio Betume e Fazenda Santana (**Fig. 43**).

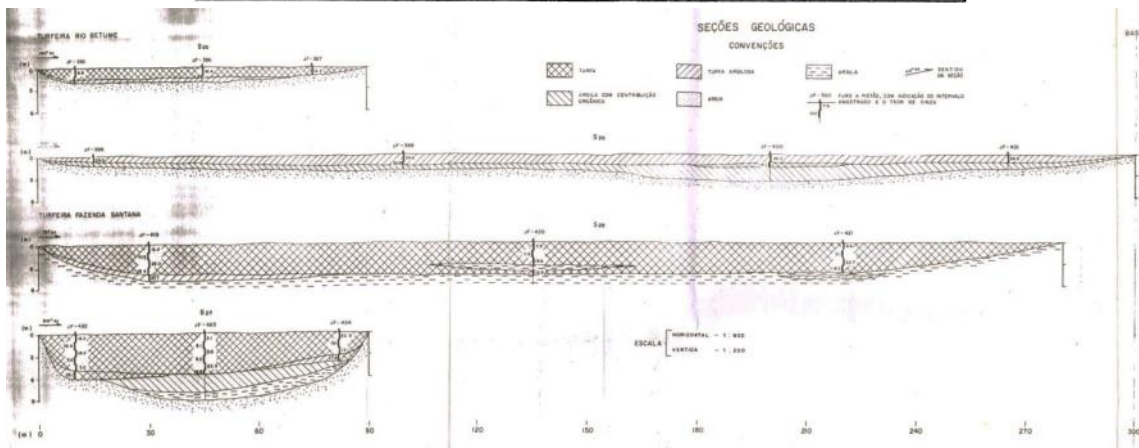
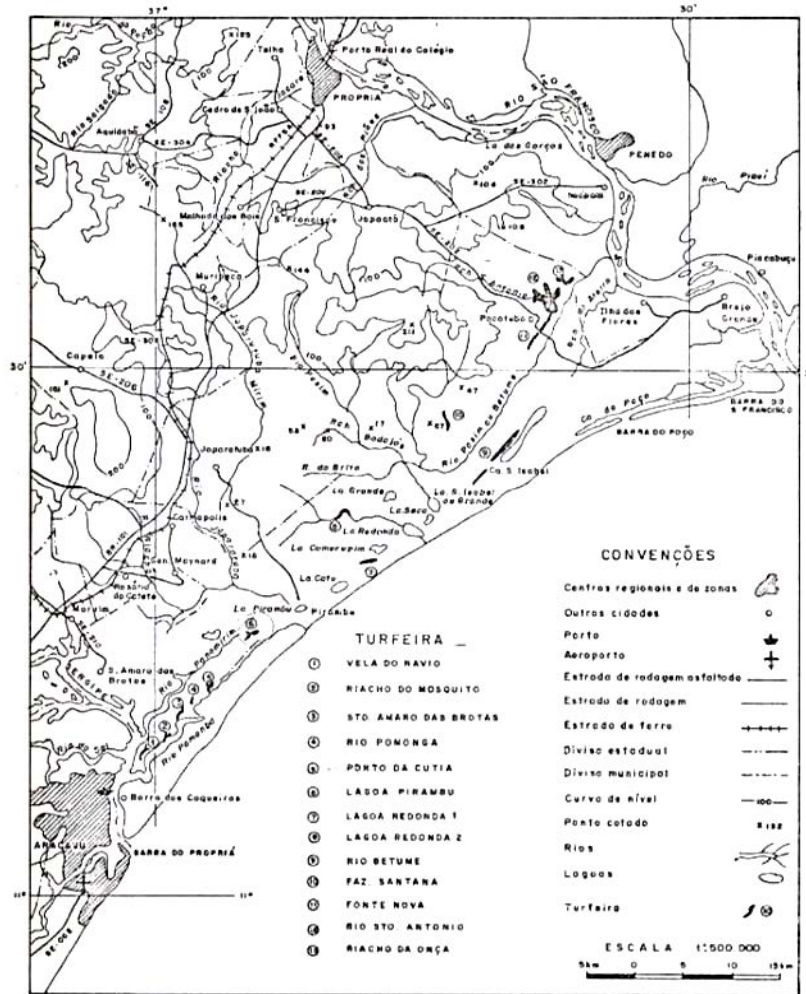


Figura 43. Fácies de lamas carbonosas e turfas no litoral norte de Sergipe no sistema São Francisco. (a) mapa geológico com localização dos furos de sondagens; (b) seções geológicas nas turfeiras do Rio Betume e Fazenda Santana. Fonte: CPRM, 1983.

3.11 Vales incisos na plataforma e mudanças na posição da foz do rio São Francisco

Os vales incisos, ou seja, paleovales escavados e preenchidos por sedimentos são feições comumente encontradas em plataformas continentais. Elas são o registro dos episódios em que as plataformas estiveram expostas à escavação subaérea em períodos regressivos durante o Quaternário. O paleovale é uma estrutura de corte e preenchimento, com uma superfície erosiva limitante basal, que foi preservada na plataforma e é identificada em perfis sísmicos. Os vales incisos escavados na plataforma continental são resultantes de um balanço entre a dinâmica erosiva de canais em períodos de nível de mar baixo e do processo de deposição estuarina e marinha em nível do mar ascendente.

As fácies fluviais depositadas nas fases iniciais de sedimentação na planície costeira estão sotopostas aos depósitos costeiros mais recentes, o que dificulta sua identificação. Entretanto o estudo demonstrou que o rio São Francisco e seus afluentes já assumiram diversas posições no intervalo Pleistoceno Superior ao Holoceno recente. Além disso, o fato do rio São Francisco não ter alterado substancialmente o seu curso nos intervalos temporais mais recentes também dificulta a evidenciação em superfície as antigas posições do canal fluvial e da sua foz. Ao contrário de outros grandes rios e que originaram deltas, o São Francisco não formou canais distributários, seguindo como um canal único, embora o padrão anastomosado assumido próximo a foz, contemple a bifurcação em canais secundários, no entorno das grandes ilhas. Este fato mascara, entretanto, mudanças que ocorreram na trajetória do rio e da posição de sua foz.

A reconstituição destas antigas posições demonstra a migração anterior da foz, para norte e para sul da posição central atual e, portanto, amplia a região de aporte de sedimentos terrígenos à plataforma e a planície abissal (**Fig. 44 e 45**). As mudanças nas posições das antigas desembocaduras fluviais foram uma das consequências da história evolutiva e que, por sua vez condicionaram a localização dos eixos deposicionais e a distribuição dos depósitos arenosos e lamosos de origem continental.

A deposição marinha que se seguiu ao entalhamento e a sedimentação fluvial na planície costeira e na plataforma continental exposta, promoveram o preenchimento dos antigos vales que ficaram registradas sob a forma de vales incisos. O spaleo-eixos deposicionais fluviais podem ser inferidos a partir da interpretação das informações derivadas de furos de

sondagens, seções de sísmica 2D e sísmica rasa e da análise geomorfológica das feições e sedimentos aflorantes (**Fig. 44**).

Vales incisos se formam quando o nível do mar desce, expondo uma plataforma que tem um gradiente mais forte que o perfil de equilíbrio do rio (SCHUMM e BRACKENRIDGE, 1987; SCHUMM, 1993; WOOD et al., 1993; SCHUMM e ETHRIDGE, 1994; HELLAND-HANSEN e MARTINSEN, 1996; TALLING, 1998; POSAMENTIER e ALLEN, 1999; BLUM e TORNQVIST, 2000; VAN HEIJST & POSTMA, 2001; ARDIES et al., 2002; ETHRIDGE et al., 2005; GIBLING, 2006; TORNQVIST et al., 2006). O rio se ajusta ao novo contexto, erodindo o seu leito e produzindo um movimento, à montante, de interseção entre o perfil fluvial original e o novo perfil do canal (“knickpoint”). A incisão também pode ser promovida durante transgressões e durante mudanças climáticas que afetam as taxas de descargas líquidas e sólidas (MATTHEUS e RODRIGUEZ, 2010).

Vales incisos são identificados no registro sedimentar pelas suas sequências de preenchimento que se formam durante a elevação do nível do mar e geram uma arquitetura de fácies composta por uma sucessão de afinamento granulométrico ascendente formada em ambientes fluvial, costeiro e marinho, refletindo o movimento contínuo da linha de costa em direção ao continente (MATTHEUS e RODRIGUEZ, 2010; DALRYMPLE et al., 1992; AINSWORTH e WALKER, 1994; BLUM, 1994; CLIFTON, 1994; FOYLE e OERTEL, 1997; HEAP e NICHOL, 1997; DABRIO et al., 2000; DALRYMPLE, 2006). Com a subida do nível do mar, a criação do espaço de acomodação de sedimentos e o potencial de preservação de litossomas costeiros são maiores dentro dos vales incisos do que nas áreas interfluviais (MATTHEUS e RODRIGUEZ, 2010). A sequência de preenchimento sedimentar dos vales incisos é o registro mais completo da transgressão marinha na plataforma continental, porque os vales incisos são associados com altas taxas de acomodação (BELKNAP e Kraft, 1981; BELKNAP et al., 1994; THOMAS e ANDERSON, 1994; ANDERSON e RODRIGUEZ, 2008).

Os vales incisos são importantes no transporte de sedimentos de origem continental para ambientes deposicionais em águas profundas durante períodos de nível do mar baixo (VAN WAGONER et al., 1988, 1990; POSAMENTIER, 2001; TORNQVIST et al., 2006) e a sua superfície estratigráfica erosional basal identifica um limite de sequência estratigráfica. Os depósitos grosseiros basais são comumente sobrepostos por sedimentos finos e menos permeáveis, podem se constituir em importantes reservatórios de petróleo e aquíferos de água subterrânea (ZAITLIN et al., 1994).

No sistema São Francisco, foram identificadas feições indicativas de vales incisos e sucessivas posições da foz do rio São Francisco nas fases mais recentes da evolução da planície costeira, algumas decorrentes de mudanças no estilo de sedimentação deltaica. A correlação entre fácies fluviais identificadas em subsuperfície e perfis sísmicos, possibilitou a interpretação das conexões pretéritas entre o rio e a borda da plataforma, descritas a seguir:

1. Um possível vale inciso do rio São Francisco, correspondente ao eixo fluvial inicial, se desenvolveu no Pleistoceno. Este vale encontra-se deslocado vários quilômetros a sul da desembocadura atual (**Fig. 44**), acompanhando o contorno da paleo-falésia do Grupo Barreiras e o flanco norte do Alto de Ponta dos Mangues. Na borda da plataforma continental a incisão fluvial deu origem ao cânion submarino Sapucaia. Este curso inicial do rio São Francisco seguia um traçado próximo ao local onde hoje se situa a cidade de Ilha das Flores, no local onde o rio atual descreve uma curva para sudeste. Este possível paleo-eixo fluvial pode corresponder ao primeiro refletor sísmico da **figura 45** e os sedimentos fluviais não afloram em superfície. Braz Filho (1980) chegou a mapear a parte dos terraços aflorantes na metade sul da planície costeira como sendo fluviais, e depositados, segundo o autor, em uma época em que o rio São Francisco ocupou um curso paralelo ao litoral. Nos modelos digitais do fundo submarino observa-se que a alimentação a partir do cânion Sapucaia, levou a formação de canais submarinos que possivelmente deram origem a um leque submarino em profundidades superiores a 3.000m.
2. No Pleistoceno superior, um novo vale fluvial foi escavado entre o ápice da planície costeira e o cânion submarino do rio São Francisco, atingindo seu pleno desenvolvimento no máximo da regressão marinha. A superfície erosiva basal marca o limite de uma sequência estratigráfica e o início da inundação marinha da última transgressão que levou a deposição de sedimentos finos preenchendo o antigo vale fluvial (**Fig. 45**). O mesmo aconteceu nos vales incisos dos demais rios afluentes que sulcavam a planície costeira exposta.
3. No Holoceno, um novo vale inciso – e, conseqüentemente a foz – deslocou para uma posição a norte do atual curso do rio São Francisco, próximo e possivelmente teve uma conexão com o cânion submarino. Os perfis de sísmica rasa demonstraram a possibilidade da existência deste vale inciso (**Fig. 45**).

4. Posteriormente, um outro eixo deposicional pode ter se desenvolvido mais a sul, após uma grande mudança no trajeto do rio São Francisco, passando a se dirigir diretamente para a borda da plataforma. Este vale encontra-se imediatamente a sul do atual curso do rio São Francisco e se dirigia para o cânion submarino atual. Vestígios desta antiga barra de desembocadura são registrados no mapa dos sedimentos de fundo da plataforma continental. Nos perfis sísmicos paralelos a linha de costa verifica-se a existência deste vale inciso, preenchido posteriormente por sedimentos costeiros durante a regressão atual (**Fig. 45**).
5. Em um período mais recente, a foz migrou para uma posição mais a norte, conforme evidenciado nas análises de mapas, imagens de satélite, de perfis GPR e furos de sondagens.
6. Finalmente, nos tempos históricos, a foz do rio São Francisco migrou para sul e ocupou a sua posição atual.

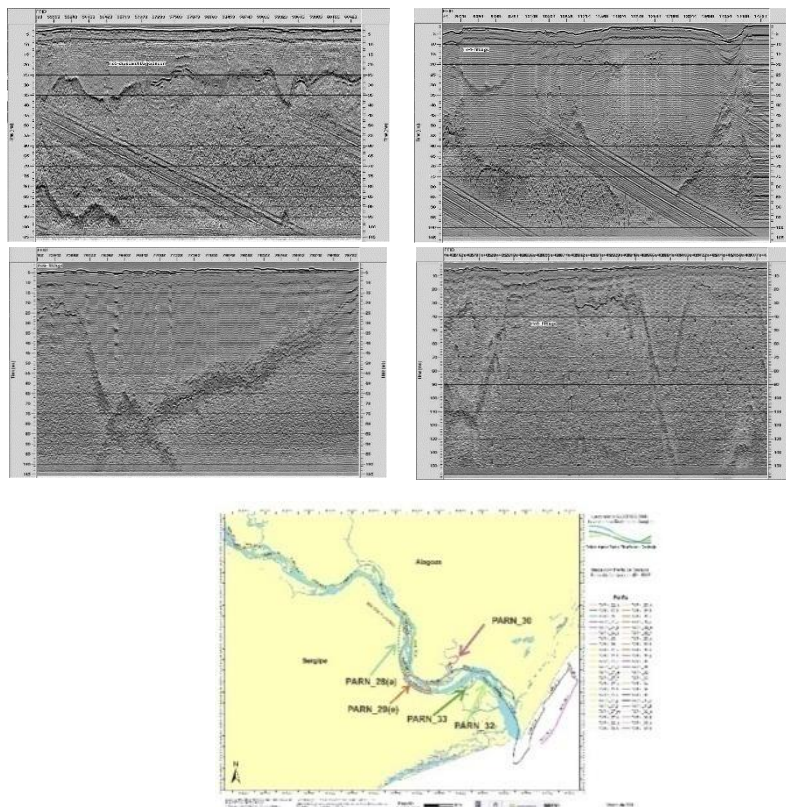


Figura 44. Perfis sísmica rasa obtidos do rio São Francisco evidenciam a existência de vales incisos sob a atual planície costeira deltaica: a, b, c e d) o refletor superior irregular (70 a 20 ms) marca o topo dos depósitos fluviais subjacentes e o início dos depósitos da última transgressão (Pleistoceno-Holoceno) e o refletor mais profundo (110 a 40 ms) corresponde ao topo dos depósitos fluviais sobrepostos pelos depósitos da transgressão do Pleistoceno tardio; e) localização dos perfis de sísmica rasa.

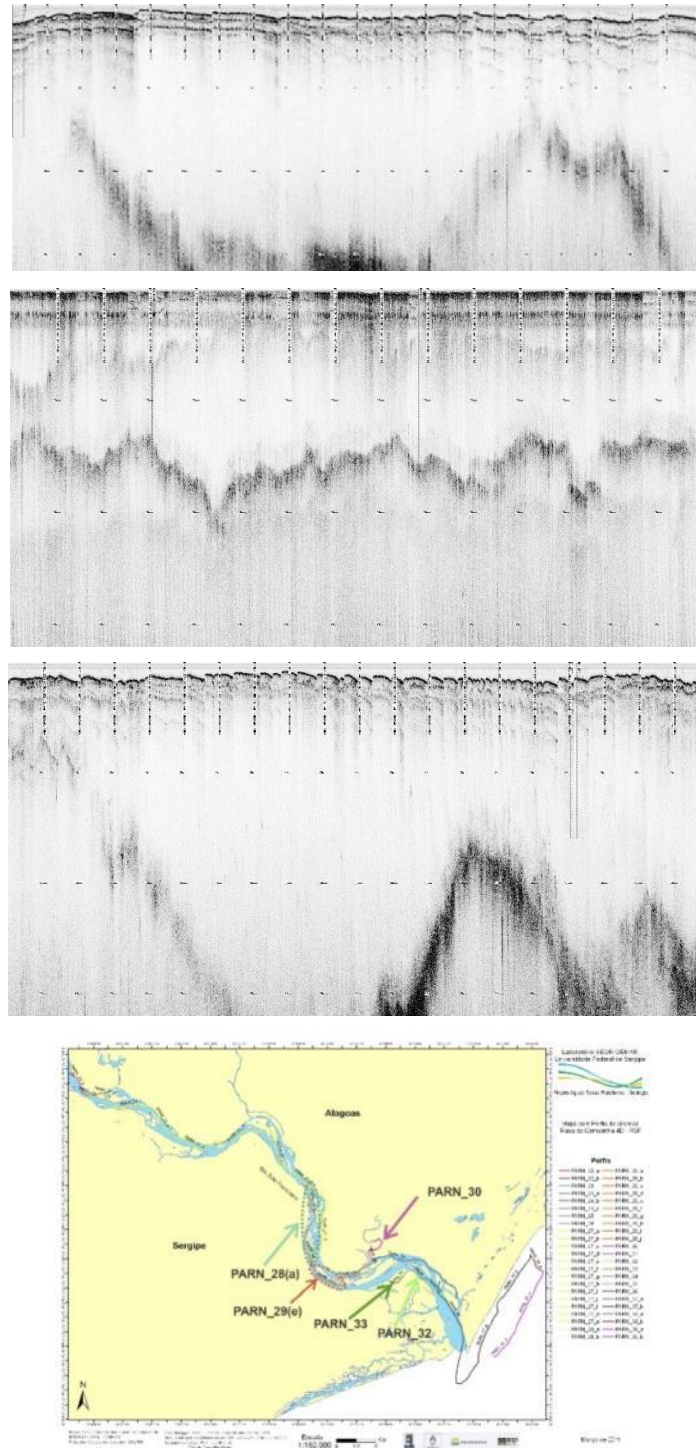


Figura 45. Perfis sísmica rasa obtidos no rio São Francisco, no trecho de Neópolis-Penedo e o início da planície deltaica, evidenciam a existência de vales incisos sob o leito atual (a, b). O refletor irregular corresponde ao topo dos depósitos fluviais no máximo da regressão e o início da transgressão do final do Pleistoceno-Holoceno: a) perfil PARN 28a em frente a Neópolis; b) perfil PARN 30; c) localização dos perfis de sísmica rasa.

3.12 Discussão e interpretação

Nos itens a seguir são discutidas as informações obtidas e interpretadas em visão integrada da evolução dos sistemas fluvial-costeiro e marinho raso, ajustando às mudanças marinhas.

3.12.1 Evolução integrada dos sistemas fluvial-costeiro-marinho raso e relações com mudanças do nível do mar

A evolução dos sistemas deposicionais fluvial-costeiro-marinho do sistema sedimentar São Francisco apresenta algumas especificidades que incluem, por exemplo, a interação entre os processos costeiros-marinhos, alguns dos quais são de abrangência regional. Neste contexto, a evolução dos sistemas costeiros e marinhos não pode ser dissociada da evolução do sistema fluvial e esta integração será realizada a seguir. Apesar de não se dispor de um grande conjunto de datações é possível detalhar a evolução do Pleistoceno superior ao Holoceno, com base na identificação dos tratos de sistemas deposicionais, nas relações espaciais entre as unidades morfo-sedimentares e na correlação com datações obtidas em estudos na costa leste do Brasil.

O Pleistoceno Superior foi palco de uma grande regressão marinha, documentada em várias partes do planeta e no Brasil, por ocasião da glaciação flandriana. A plataforma continental foi exposta e a linha de costa se posicionou entre 120-130m abaixo da atual, o que corresponde ao topo do talude continental. Os vales incisos da região costeira do sistema São Francisco registram este episódio regressivo, não apenas no vale do rio São Francisco, mas também os vales gerados por seus afluentes na zona costeira, a exemplo dos rios Marituba/Piauí e Betume. Na porção sul de Sergipe, ocorrem vales incisos associados aos rios Japarutuba, Vaza-Barris e Piauí-Real. Após a transgressão que se seguiu, entre o Pleistoceno Tardio e o início do Holoceno, foi na regressão do Holoceno que ocorreu a formação da atual planície costeira do São Francisco. Para Martin et al (1979) e Bittencourt et al. (1983) a evolução da costa brasileira nos últimos 5.000 anos, foi condicionada pelo abaixamento do nível relativo do mar, que foi estimado entre 3-5 metros. Dominguez (1996), atribui o padrão complexo das planícies costeiras progradantes, em ambientes dominados por ondas da costa leste do Brasil, à evolução decorrente das flutuações do nível do mar durante o Holoceno.

No contexto costeiro e marinho raso do sistema São Francisco, os dados obtidos permitiram o reconhecimento de 6 (seis) estágios evolutivos no intervalo Pleistoceno Superior ao

Holoceno, nos quais se desenvolveram os seguintes conjuntos de sistemas deposicionais: 1) baía, 2) baía-estúario, 3) baía-laguna interna-delta intralagunar, 4) delta de cabeceira de baía-cordões litorâneos, 5) delta influenciado por ondas simétrico e 6) delta influenciado por ondas assimétrico. Estes contextos deposicionais e paleogeográficos se formaram em consequência das mudanças do nível do mar e da interação com os aportes fluviais, durante os episódios transgressivo do Pleistoceno Tardio-Holoceno, estágio de mar alto do Holoceno e, finalmente, pela regressão marinha atual. O perfil vertical composto com as associações de fácies reconhecidas no sistema São Francisco (**Fig. 46**) relaciona as mudanças do nível de base com a paleogeografia e registros resultantes destes episódios. As variações do mar estão relacionadas com as mudanças dos tratos de sistemas deposicionais formados nas diversas sequências deposicionais do Pleistoceno Superior ao Holoceno. A seguir, são sintetizados os estágios de mudança do nível do mar, os tratos de sistemas deposicionais e respectivos contextos paleogeográficos.

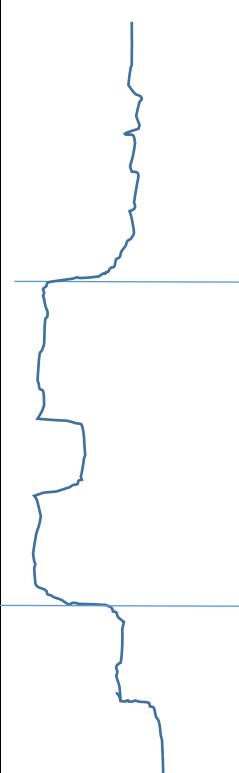
PERFIL GRANULOMETRICO	ASSOCIAÇÃO DE FACIES	PALEOGEOGRAFIA e Sistemas Depositionais	MOVIMENTO DO NIVEL DO MAR
	ASSOCIAÇÃO DE FACIES ARENO-ARGILOSA	PLANICIE FLUVIAL E DELTAICA PLATAFORMA CONTINENTAL	REGRESSÃO
	ASSOCIAÇÃO DE FACIES LAMOSA	ESTUÁRIO, LAGUNA COSTEIRA BAÍA PLATAFORMA CONTINENTAL	TRANSGRESSÃO
	ASSOCIAÇÃO DE FACIES ARENOSA	PLANICIES FLUVIAL E COSTEIRA PLATAFORMA CONTINENTAL	REGRESSÃO

Figura 46, Perfil estratigráfico composto para os depósitos costeiros e marinhos rasos do sistema São Francisco, no intervalo Pleistoceno superior-Holoceno.

3.12.2 Estágios de sedimentação costeira na transgressão-regressão do final Pleistoceno ao Holoceno

O final do Pleistoceno-início do Holoceno foi marcado por uma transgressão marinha, seguida por uma regressão no restante do Holoceno. A evolução ambiental e na sedimentação é descrita a seguir.

3.12.2.1 Estágio transgressivo

A última transgressão se estendeu entre 7.000 e 5.100 anos AP para Martin et al. (1993). A datação mais recente em fácies marinha argilosa da planície costeira do São Francisco, obtida no furo de sondagem F5 (povoado Brejão), em amostras de conchas, forneceu idade de 6.300 anos AP. Datação obtida em restos de madeira, no Furo F13 (vale do rio Marituba), indica que a contribuição continental já existia em 6.330 anos AP. Desta forma, é possível estimar que o máximo transgressivo foi alcançado em torno de 6.000 anos AP. O registro sedimentar deste episódio constitui um trato de sistemas transgressivo (TST).

Na etapa inicial da transgressão marinha, as águas do mar invadiram e encobriram quase toda a planície costeira pleistocênica, desenvolvida no estágio anterior, e a transformaram em uma grande baía, em função da reentrância formada pelas paleofalésias do Grupo Barreiras, em cujo ápice se encontrava o vale do rio São Francisco. O recuo das sucessivas linhas de costa deixou como registro os atuais recifes submersos no fundo da plataforma continental e os emergidos na linha de costa atual. Estes recifes estão localizados, desde a borda da plataforma (**Fig. 47**), no conjunto de recifes submersos arqueados que acompanham o alto morfológico submarino de Ponta dos Mangues, em Sergipe (**Fig. 48**) até os recifes que acompanham a linha de praia atual na porção sul de Alagoas (**Fig. 47 e 48**).

Na fase final deste avanço marinho, uma parte considerável da planície costeira do pleistoceno superior é afogada e parcialmente destruída pela erosão costeira. Na sua ascensão máxima, as águas marinhas atingem a borda interna da planície costeira do sistema São Francisco (**Fig. 49**). Entretanto, apesar dos alinhamentos dos cordões litorâneos pleistocênicos terem sido em grande parte arrasados ou aplainados, estes depósitos ainda são encontrados em subsuperfície e, na superfície, afloram no fundo marinho e nas bordas da planície costeira. Eles constituem a base de recifes submersos na plataforma continental atual, recobertos por

depósitos carbonáticos e, afloram em uma estreita faixa, que acompanha a borda interna da planície costeira, ao lado das paleofalésias do Grupo Barreiras.

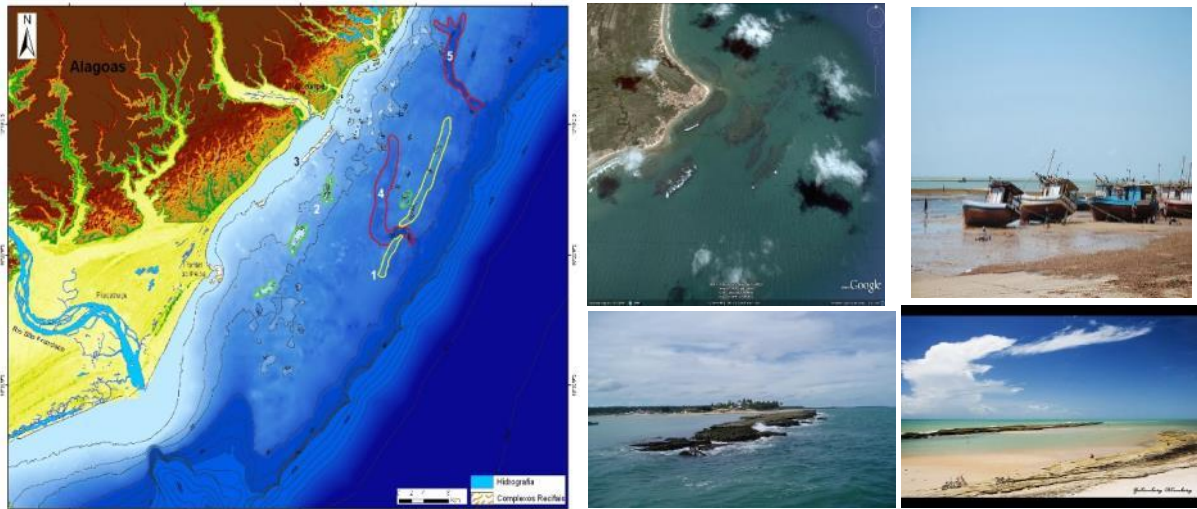


Figura 47. Recifes na plataforma e ao longo da linha de praia do sul de Alagoas (1, 2 e 3), vales incisos (4 e 5) e bancos carbonáticos da borda (6), na plataforma. Barcos no recife do Pontal do Peba (Google Earth, 2011) e visão panorâmica (Fontes: <http://www.panoramio.com/user/3200522> e <http://4.bp.blogspot.com>, 2011).

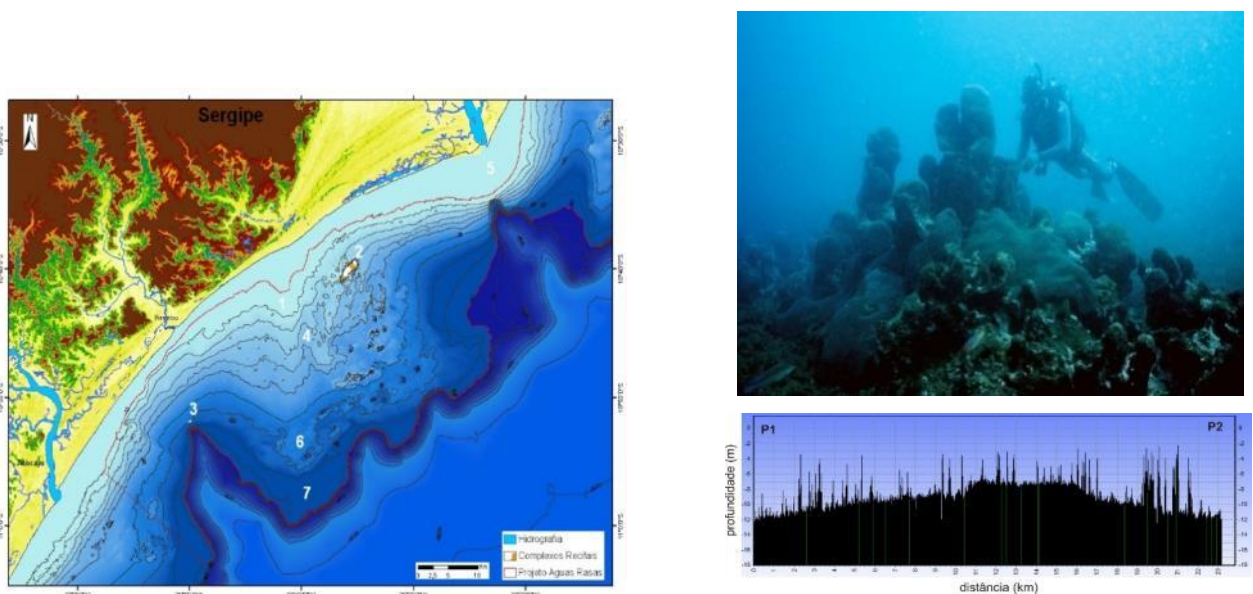


Figura 48. Plataforma continental norte de Sergipe: (1) alto morfológico na região de Ponta dos Mangues, entre sistemas sedimentares São Francisco e Japarutuba; (2) recife submerso da Pedra Robalo, topo da Pedra do Robalo, Sergipe (cortesia do Projeto Tamar ICMBIO); (3) recife submerso do Grageru; (4) vale inciso do Sapucaia; (5) barra de desembocadura do rio São Francisco; (6) banco carbonático da borda da plataforma e (7) terraço da borda da plataforma.

Este episódio transgressivo está bem documentado em subsuperfície, nos furos de sondagem e perfis sísmicos, representado pela associação de fácies lamosas com intercalações de níveis de areias do Trato de Sistemas Transgressivo (TST). Esta associação de fácies, sotoposta aos sedimentos holocênicos, foi depositada em condições marinhas rasas (em uma paleografia de

baía), durante o intervalo de tempo em que a taxa de incremento do espaço de acomodação foi maior que a taxa de suprimento de sedimentos.

O trato de sistemas retrogradacional preenche também os vales incisos criados durante o estágio anterior de queda do nível do mar. Na baía, esta associação preenche inicialmente os vales incisos correspondentes aos antigos vales fluviais do rio São Francisco e de seus afluentes costeiros. Assim, existe maior espessamento de depósitos lamosos ao longo destes antigos vales fluviais, com exceção dos eixos fluviais onde houve retomada da escavação, no evento regressivo seguinte, com conseqüente erosão da parte superior destas lamas.

À montante, no sistema fluvial do São Francisco, ocorreu o reflexo da subida do nível do mar, com certo retardo em relação à linha de costa. Nos compartimentos geomorfológicos mais distantes, os efeitos da subida do nível de base regional também foi registrada. O sistema fluvial respondeu ao crescente espaço de acomodação mudando seu estilo de deposição, tornando os canais mais amplos, inclusive nos trechos de cânions onde as planícies de inundação se alargaram nas confluências com os afluentes. Esta mudança favoreceu a ampliação do processo deposicional, já que o espaço de acomodação fluvial é, ainda que indiretamente, controlado pelo nível do mar. Esta situação ocorreu, de forma mais conspícua, nos patamares deposicionais de Xique-Xique/Sobradinho (Médio-baixo) e de Paulo Afonso (Baixo).

Durante a transgressão, o suprimento de sedimentos siliciclásticos para a zona costeira tende a ser menor do que em outros episódios de movimentação da linha de costa, porque a maior parte dos sedimentos são trapeados nas áreas proximais e não existe incisão dos vales fluviais.

3.12.2.2 Estágio de mar alto

No máximo transgressivo, as águas marinhas ocuparam toda a baía e invadiram o baixo vale do rio São Francisco, transformando-o em um alongado estuário. O registro desta etapa máxima da transgressão marinha constitui o trato de sistemas de Nível Alto (TSNA). A associação de fácies lamosa formada neste corpo aquoso estuarino aflora apenas na base do terraço fluvial inferior no atual vale fluvial e, em subsuperfície, na base dos furos de sondagens executados pela CODEVASF para implantação dos perímetros irrigados de Propriá e Pindoba e sob a planície costeira atual.

A rede de drenagem fluvial que havia se instalado no episódio anterior sobre os terraços marinhos pleistocênicos favorecida pela descida acentuada do nível de base, foi afogada durante a transgressão e transformada em vales incisos. Neste episódio transgressivo, o mar também invadiu os vales fluviais escavados nas paleo-falésias do Formação Barreiras (MARTIN et al., 1993), como o Piauí-Marituba (Alagoas) e Betume (Sergipe) e que desaguavam diretamente na baía (**Fig. 50**).

Os estudos na costa leste do Brasil indicam que o nível do mar subiu, neste episódio transgressivo, aproximadamente 7m, em relação ao nível atual (MARTIN et al, 1976, 1979, 1983, 1993; SUGUIO et al, 1978, 1985). No sistema São Francisco, esta altitude indica que paleo-estuário avançou vários quilômetros continente adentro, ocupando todo o compartimento IV. Fácies depositadas em ambiente estuarino foram registradas nos furos de sondagens executados para a CODEVASF, nas margens do rio São Francisco, em Propriá, Sergipe. O aspecto geral do estuário se aproximava dos atuais “*fiords*”, alongados e profundos.

O estuário atingiu não só a região de Propriá (Sergipe)/Colégio (Alagoas), limite da bacia sedimentar Sergipe-Alagoas com o embasamento pré-cambriano, mas também avançou até o compartimento III, em função do perfil longitudinal do fundo do vale fluvial, formado quando o nível de base regional atingiu 120 a 130m abaixo do nível atual.

Os rios afluentes do São Francisco foram barrados durante este episódio, e seus baixos cursos foram invadidos pelas águas do estuário. Neste contexto, passaram a depositar os sedimentos transportados na confluências com o estuário, formando pequenos leques. Estas áreas, posteriormente, foram ocupadas pelas várzeas dos rios Pindoba, Traipú, Pilões, Boacica e Jacaré, no compartimento IV, e por outros afluentes à montante, no compartimento III. No compartimento II, onde o vale fluvial tem a morfologia de cânion, é possível que rio São Francisco, parcialmente bloqueado pelas águas do estuário, tenha bloqueado também seus afluentes e as confluências tenham funcionado como área de deposição dos sedimentos.

Ao longo do curso do rio São Francisco, este episódio deve ter se refletido na ampliação da sedimentação nos patamares locais de Paulo Afonso e Xique-Xique-Sobradinho. É importante ressaltar que os ventos podem ter promovido o retrabalhamento dos sedimentos fluviais e dado origem a novas gerações de dunas eólicas nos campos que se formaram nas regiões do Médio-baixo e do Submédio-Baixo.

A dinâmica dos estuários é influenciada pelas marés e ondas. Ao iniciar a retrogradação, os efeitos das marés e das ondas acompanharam a migração da linha de costa em direção ao continente, isto é, áreas outrora fluviais, uma vez transformadas em estuários, vão sentir os efeitos erosivos e da sedimentação resultantes da ação de ondas e/ou marés, à medida que a transgressão se desenvolve (HOLZ, 2012). No terraço fluvial inferior foram identificados depósitos, entre Propriá (Sergipe) e Penedo (Alagoas), que podem ter sido gerados por correntes de marés, com estratificações cruzadas de pequeno a médio, porte mergulhando no sentido oeste, indicando terem sido geradas por fluxos aquosos provenientes do oceano.

No máximo da transgressão marinha do final do Pleistoceno-início Holoceno, a linha de costa de Sergipe e Alagoas foi recortada por entradas do mar, resultando em uma paleogeografia em que se destacam as reentrâncias dos vales fluviais afogados dos rios Coruripe, Japarutuba, Sergipe, Vaza Barris e Piauí-Real (**Fig. 50**).

Nos furos de sondagem executados na planície costeira do São Francisco, as espessuras correspondentes ao intervalo transgressivo, representado pelos depósitos do TST e TSNA, variam entre 47m no furo CERB.1 e 57m no furo IDF-02 (**Fig. 51**).



Figura 49. Modelo evolutivo costeiro-marinho raso do Sistema São Francisco, durante a Transgressão do final do Pleistoceno-início Holoceno e Regressão do Holoceno, elaborado sobre imagens de satélite. Estágios: (1) baía; 2) baía, laguna e estuário; 3) delta cabeceira baía e cordões litorâneos adjacentes; 4) delta dominado por ondas simétrico; 5) delta dominado por ondas assimétrico; 6) delta dominado por ondas assimétrico atual.

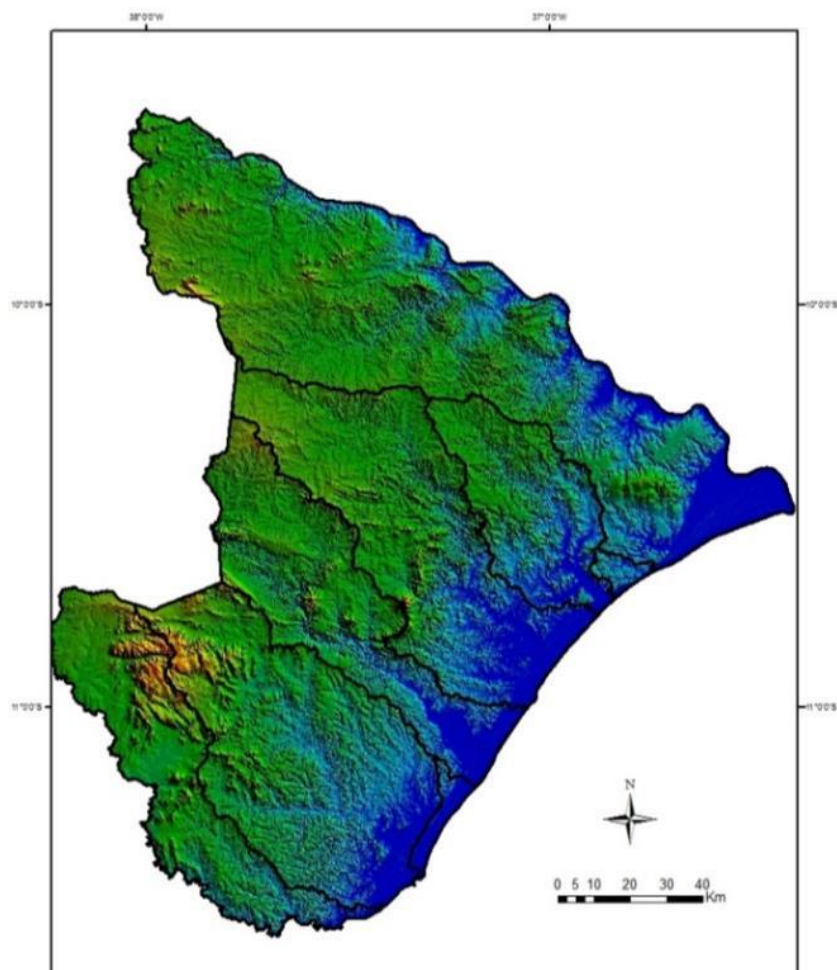


Figura 50. Estuários (em azul) formados nos vales dos rios em Sergipe (São Francisco, Japarutuba, Sergipe, Vaza Barris e Piauí-Real), na última transgressão (Pleistoceno tardio).

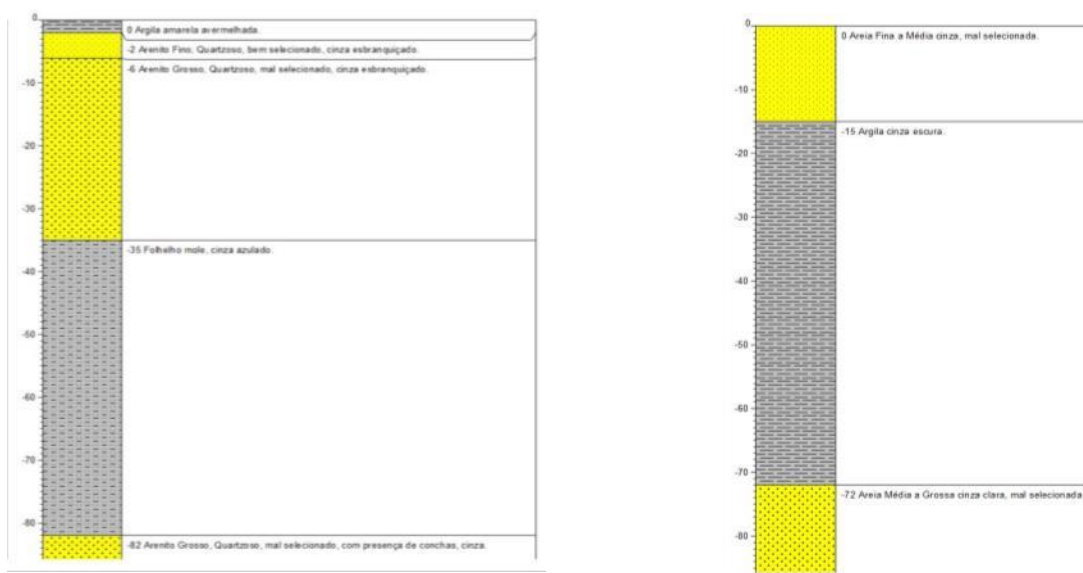


Figura 51. Perfis sondagens, com depósitos lamosos transgressivos do Pleistoceno tardio ao Holoceno: à esquerda, 47m de espessura no furo CERB.1 e, à direita, 57m de espessura no furo IDF-02.

3.12.2.3.1 Estágio de mar alto-início da regressão

O Trato de Sistemas de Nível Alto (TSNA), registro da fase de mar alto e do início da fase regressiva, possui 3 (três) locais de desenvolvimento principais no contexto São Francisco: os patamares deposicionais locais do sistema fluvial, o interior do paleo-estuário e a borda da paleo-baía.

O Trato de Sistemas de Nível Alto (TSNA) se formou durante a fase final de subida do nível de base quando a taxa de criação do espaço de acomodação foi gradativamente diminuindo em frente aos aportes sedimentares originados pelos rios. Esta relação resultou em uma sedimentação inicialmente agradacional e que se tornou cada vez mais fortemente progradacional no início da fase seguinte, ou seja, de regressão normal de nível alto.

O estuário do São Francisco é progressivamente preenchido por sedimentos fluviais progradantes até o encontro com o litoral (baía). Inicialmente os sedimentos fluviais foram sendo depositados no interior do estuário, após ter sido atingido o máximo da transgressão. Os novos aportes de sedimentos trazidos pelo rio São Francisco e seus afluentes foi paulatinamente promovendo a formação da unidade morfo-sedimentar inferior, constituindo um delta estuarino.

Na borda de baía do São Francisco encontram-se os ambientes e depósitos mais característicos desta fase evolutiva: a barreira-laguna e o delta intralagunar. Nas bordas internas da baía, se forma uma laguna estreita e alongada, simultaneamente com segmentos a sul e a norte do ápice da planície costeira. Paulatinamente, a deriva litorânea aporta sedimentos para o centro da baía, formando barras arenosas, inicialmente pouco expressivas, paralelas a linha de costa existente. Esta dinâmica sedimentar se desenvolve em uma fase de linha de costa estacionária (*stillstand*) que ocorre entre a fase transgressiva e a regressiva normal de nível alto, quando a taxa de criação de espaço de acomodação é praticamente nula (HOLZ, 2012). As barras arenosas ao longo da borda interna da baía do São Francisco, se tornam mais expressivas e emersas, em função do incremento da deriva litorânea, isolando a laguna alongada e estreita. As feições superficiais destas barras, a sul e a norte do canal fluvial, mostram evidências de que elas se formaram em sentidos opostos. Na porção norte da baía, o sentido dominante da deriva era NE-SW (**Fig. 52**) e na porção sul, era de SE-NW. Este sentido convergente da deriva provocava o acúmulo de sedimento na região da entrada do estuário e, posteriormente, no delta intralagunar.



Figura 52. Indicativos de sentido da deriva litorânea de norte para sul, em barras arenosas na borda interna, porção norte (Alagoas), da planície costeira do São Francisco. Fonte: Google, 2013

Na laguna, as lamas se constituíram nos sedimentos dominantes, intercaladas por areias finas de antigas barras litorâneas. Os pequenos rios provenientes das falésias do grupo Barreiras (Betume, Papagaio, Poxim, Santo Antônio e riacho da Onça, em Sergipe e Piauí/Marituba, em Alagoas) aportavam diretamente na laguna. Esta área alongada e estreita continua rebaixada na topografia atual e é ocupada pelos vales dos rios Marituba e Betume (**Fig. 53**). Barbosa (1985) datou com C14 os sedimentos lagunares depositados na porção norte da planície deltaica do rio São Francisco, encontrando idade de 5.730 \pm 200 anos AP em amostra de madeira.



Figura 53. Planícies fluviais dos rios Betume (Sergipe) e Marituba (Alagoas) na borda interna da planície costeira do São Francisco.

Os depósitos lagunares tem pequena espessura, de aproximadamente 10 metros, registradas em furos de sondagens da CPRM (1983). A deposição de lamas ricas em matéria orgânica na laguna, deu origem a depósitos de turfeiras (CPRM, 1983), em decorrência da subida do nível do mar ter aumentado a produtividade de matéria orgânica e, assim, mais nutrientes foram disponibilizados para a laguna (COE, 2005). Os depósitos ricos em matéria orgânica foram localizados na área do rio Betume (Fazenda Santana), com as turfeiras alcançando até 5 m, com teores de cinza variando entre 3,8 e 33,6. Uma área de depósitos lamosos com matéria orgânica e turfás argilosas, com até 3m de espessura, se formou entre os rios Betume e Santo Antônio, marcando a posição máxima atingida pela progradação da laguna.

No final deste estágio, o aporte de sedimentos fluviais atinge o ápice da planície costeira e promove a formação de um pequeno delta intralagunar. Entre os rios da planície costeira de Sergipe e Alagoas, o São Francisco, após a unificação dos rios São Francisco Nordeste e Sudeste, foi único que permaneceu com vazões e aporte de sedimentos relevantes, provavelmente por ser alimentado por outras regiões com climas úmidos (localizadas no Alto São Francisco). Esta mudança no regime hidrosedimentológico resultou na deposição expressiva de sedimentos dentro do estuário e posterior formação de delta intralagunar e, mais recentemente em uma ampla planície deltaica, com concomitante avanço do sistema fluvial.

A base do Trato de Sistemas de Nivel Alto (TSNA) e, portanto, a base da sedimentação estuarina, é delimitada pela Superfície Transgressiva Máxima, reconhecida em poços e em linhas sísmicas no contexto costeiro do São Francisco. Esta superfície marca a máxima expansão da bacia sedimentar em direção ao continente na fase final de subida do nível de base (HOLZ, 2012). O topo do TSNA é marcado pela linha de costa estacionária quando começa a fase de queda do nível do mar, isto é, quando a taxa de criação de espaço de acomodação é praticamente nula (HOLZ, 2012).

Na região marinha profunda, ocorre também formação de depósitos durante a transgressão, originados por correntes de turbidez de baixa densidade, fluxos lamosos e escorregamentos (HOLZ, 2012) que continuam a suprir os leques submarinos gerados no estágio regressivo anterior. Estes leques são extensos e se estendem por centenas de quilômetros pelo assoalho oceânico, associados a um sistema de canais submarinos por onde flui boa parte das correntes de turbidez.

3.12.3 Mudanças do nível do mar e evolução da zona costeira

As feições geomorfológicas atuais e a cobertura sedimentar da planície costeira de Sergipe-Alagoas e da plataforma continental foram moldadas durante o Quaternário, do final do Pleistoceno ao Holoceno, por ocasião das elevações e rebaixamentos do nível do mar e como resultado da interação com os aportes fluviais e zonas de falhas. A sedimentação e a evolução do sistema fluvial também foi afetada por estas mudanças no nível de base regional, muitas delas relacionadas à mudanças climáticas.

Nos trabalhos de campo foram identificados sedimentos quaternários ao longo das escarpas de falha que bordejam a planície costeira do São Francisco – e que anteriormente foram mapeados como Grupo Barreiras – constituídos por cascalhos, areias lamosas grosseiras a finas e lamias. Estes depósitos mostram evidências de terem sido depositados por canais entrelaçados e por leques aluviais durante o Pleistoceno (**Fig. 54 e 55**). Lima (et al 2014) também reconheceram estes depósitos e reconstituíram a evolução inicial das bordas da planície costeira do São Francisco, atribuindo sua configuração ao tectonismo que afetou inicialmente o Grupo Barreiras e à subida do nível do mar no Pleistoceno (**Fig. 56 e 57**) e identificam estes depósitos como unidade *dffd*, constituída das litofácies: areias lamosas com lentes locais de cascalhos (*ms*), cascalhos com uma matriz de areia lamosa (*gms*) e lamias, ocorrendo sob a forma de lentes e, em muitas situações, inter-estratificadas. Estas litofácies são interpretadas como depósitos de fluxos de detritos em ambientes deposicionais de leques aluviais, e a estrutura de canal, com lentes areias com estratificação cruzada, com espessuras superiores a 60 cm, associadas com cascalhos com areias lamosas são interpretadas como deposição fluvial. A datação OSL efetuada por Lima et al (2014) na base da unidade *dffd* forneceu idades entre 82.000 e 54.000 anos AP, enquanto no topo desta unidade em torno de 24.750 anos AP. Os autores destacam ainda que esta unidade *dffd* contém muitas lentes da fácies cascalhosas com estruturas de deformações suaves, estruturas de liquefação indicando deformação sin-deposicional, dobras associadas com deformação hidroplástica, diapiros de lama, etc. Sobrepostos a estas litofácies, ao longo da base de falésia fóssil (escarpa de falha), encontram-se sedimentos cascalhosos e arenosos Pleistocênicos, de coloração esbranquiçada (designados de unidade *bsd* por LIMA et al, 2014), depositados em leques aluviais na planície costeira. Em contraste com a unidade *dffd*, a argila é ausente nestes sedimentos. Estes depósitos de canais entrelaçados (*braided*) são compostas por lentes alternadas de cascalhos e areias quartzosas esbranquiçadas. Falhas são expostas em muitos locais, e algumas lentes de areias siltosas podem apresentar dobras recumbentes.



Figura 54. Afloramentos de sedimentos quaternários na borda da planície costeira do São Francisco, sobrepostos ao Grupo Barreiras.



Figura 55. Litofacies de cascalhos e areias Pleistocênicas na borda interna da planície costeira do rio São Francisco.

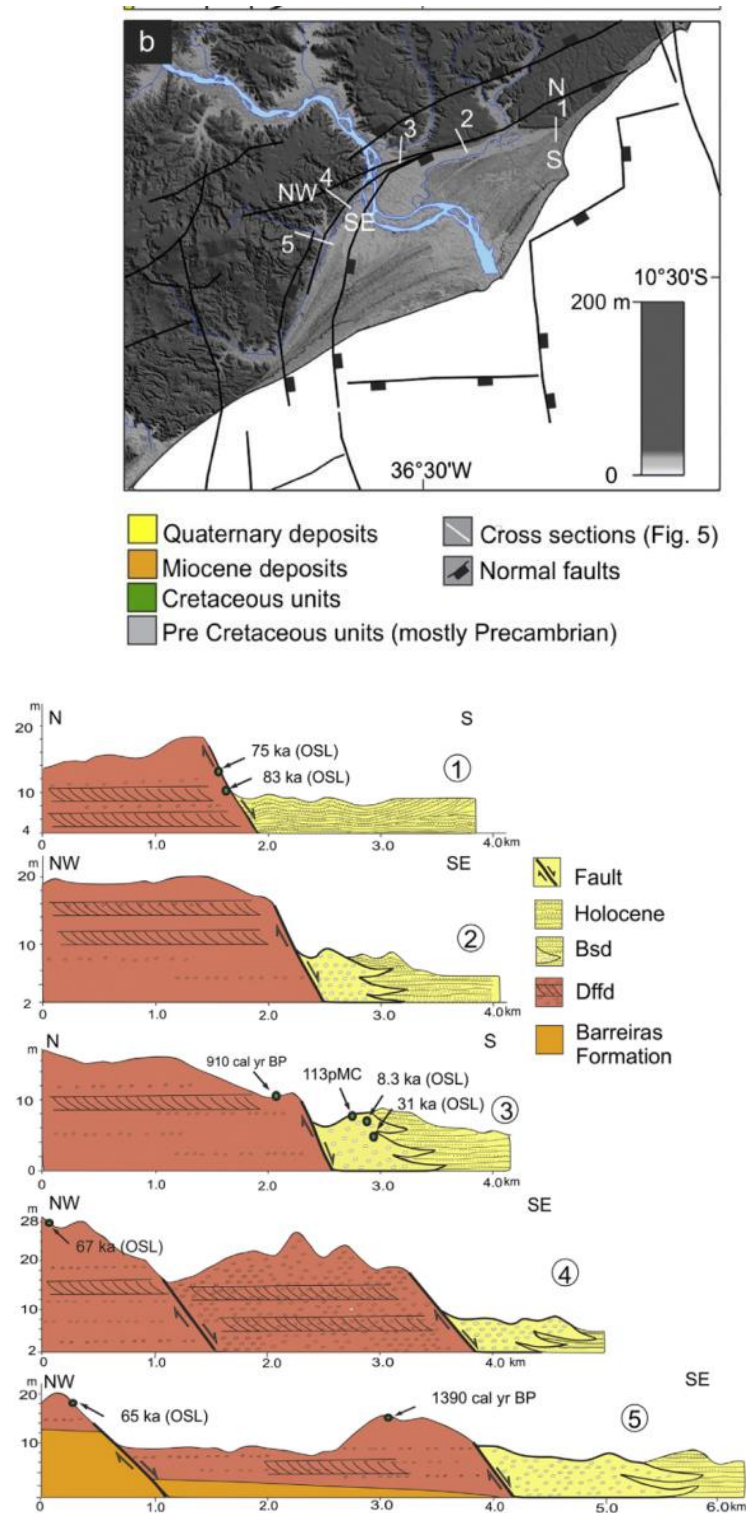


Figura 56. Modelo digital de terreno com falhas geológicas (acima) e seções geológicas (abaixo) na borda da planície costeira do rio São Francisco elaboradas por Lima et al (2014). Na parte baixa afloram sedimentos do Pleistoceno-Holoceno e na parte elevada, sedimentos do Mioceno (Formação Barreiras) e Pleistoceno. As seções geológicas mostram a principal escarpa de falha na borda da planície costeira que é recoberta por depósitos Quaternários formados por fluxos de detritos e depósitos fluviais (Dffd e Bed) e são assinaladas as datações obtidas pelos métodos OSL e radiocarbono.

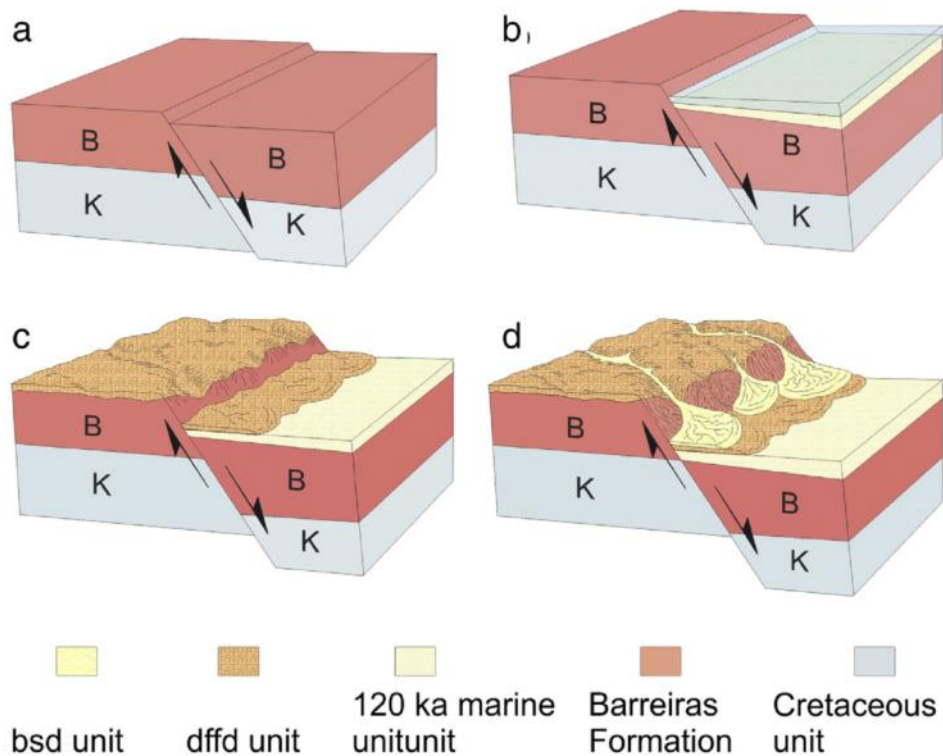


Figura 57. Modelo de evolução na borda da planície costeira do São Francisco, de acordo com Lima et al. (2014): (a) deposição da Formação Barreiras durante o Mioceno; (b) inundação da planície costeira na transgressão cujo máximo ocorreu em 120.000 anos AP; (c) deposição dos depósitos de fluxos de detritos e fluviais (unidade dffd) em ambos blocos da falha, entre 82 e 65.000 anos AP; e (d) deposição inicial do Holoceno através de depósitos de sistemas entrelaçados (braided) (unidade bsd).

3.12.4 Mudanças recentes do nível do mar registradas nas planícies costeiras brasileiras

A história da evolução mais recente do nível do mar ao longo da extensa costa brasileira tem sido reconstituída por diversos pesquisadores com base principalmente nas evidências obtidas em investigações na planície costeira e em poucos levantamentos marinhos. Os indicadores utilizados na região litorânea são os registros sedimentares e geomorfológicos (terraços arenosos, arenitos de praia e depósitos lagunares) e os registros fósseis (recifes de corais e de algas coralígenas, incrustações de vermetídeos, etc.) dos episódios de transgressão e regressão.

As curvas de variação relativa do nível do mar foram elaboradas para vários trechos da costa sul, leste e nordeste brasileira, mas poucas evidências submarinas foram utilizadas na elaboração destas curvas, apesar de existirem diversas feições morfo-sedimentares preservadas no fundo submarino. Estes registros sedimentares presentes na plataforma

continental fornecem informações sobre os ciclos transgressivos-regressivos do Quaternário. Por exemplo, os estudos desenvolvidos em diferentes trechos da plataforma continental brasileira levaram ao reconhecimento de vários testemunhos de períodos de estabilização da linha de costa durante a subida ou descida do nível do mar no último ciclo, entre o Pleistoceno Tardio e o Holoceno, entre 18.000 anos e 4.000 anos AP.

As variações do nível do mar na costa brasileira durante o Quaternário foram estudadas com base nos indicadores obtidos na área litorânea emersa. Os estudos foram iniciados na década de 60 com os trabalhos de Van Andel e Laborel (1964), Delibrias e Laborel (1969) e Fairbridge (1976). Desde então, foram elaboradas numerosas reconstruções de antigas posições do nível do mar relativo, mas com foco apenas nos últimos 7.000 anos e das suas influências na conformação da costa leste e nordeste brasileira, entre elas, as de Suguio e Martin (1978), Martin et al. (1979, 1980, 1981, 1986 e 2003), Bittencourt et al. (1979, 1982 e 1983), Suguio et al. (1980 e 1985), Dominguez et al. (1990), Ângulo e Lessa (1997), Ângulo et al. (2006), Bezerra et al (2003) e Caldas et al. (2006). As curvas de mudanças do nível do mar relativo derivadas destas reconstruções são semelhantes entre si, porém apresentam diferenças nas amplitudes verticais e de incluírem, a existência ou não de pequenas flutuações, durante os últimos 5.000 anos, em uma tendência geral regressiva.

Os indicadores utilizados na planície costeira para determinar as mudanças no nível do mar são os registros sedimentares e geomorfológicos (escarpas esculpidas na linha de costa, terraços marinhos, relações de truncamento na planície costeira, arenitos de praia e depósitos lagunares) e os registros fósseis (recifes de corais e de algas coralígenas, incrustações de vermetídeos, etc).

Várias curvas de variação relativa do nível do mar durante o Quaternário foram elaboradas para a costa leste brasileira com base essencialmente nas evidências obtidas nos estudos das planícies costeiras. Estas curvas se detiveram essencialmente no detalhamento dos últimos 7.000 anos, nos vários trechos da costa sul, leste e nordeste brasileiro.

A abrangência da curva de Salvador (SUGUIO et al., 1985) tem sido extrapolada para a região de Sergipe e Alagoas (BITTENCOURT et al., 1979), com base nas similaridades existentes entre as regiões. Na curva de Salvador (**Fig. 58**), o nível do mar ultrapassou o nível atual em torno de 7.000 anos AP e atingiu seu nível máximo em 5 metros acima do nível atual, há aproximadamente 5.100 anos AP, idade posteriormente calibrada para 5.660 anos

AP (MARTIN et al, 2003). O desenvolvimento do modelo básico de evolução paleogeográfica costeira durante o Quaternário é condicionado por este episódio transgressivo seguindo da regressão atual.

Investigações sobre a história do nível do mar durante o Holoceno, desenvolvidos no litoral do Rio Grande do Norte por Bezerra et al. (2003) e Caldas et al. (2006) também permitiram a construção de curvas, com base nas datações por radiocarbono realizadas em conchas de moluscos, madeira, recifes de coral, vermitídios incrustados em “*beachrocks*”, sedimentos lagunares e de planície de marés (Fig. 58). Experimentos numéricos de Mitrovica e Milne (2002) sugerem uma atual descida do nível do mar na costa do nordeste do Brasil, entre 0,2 e 0,3 mm/ano.

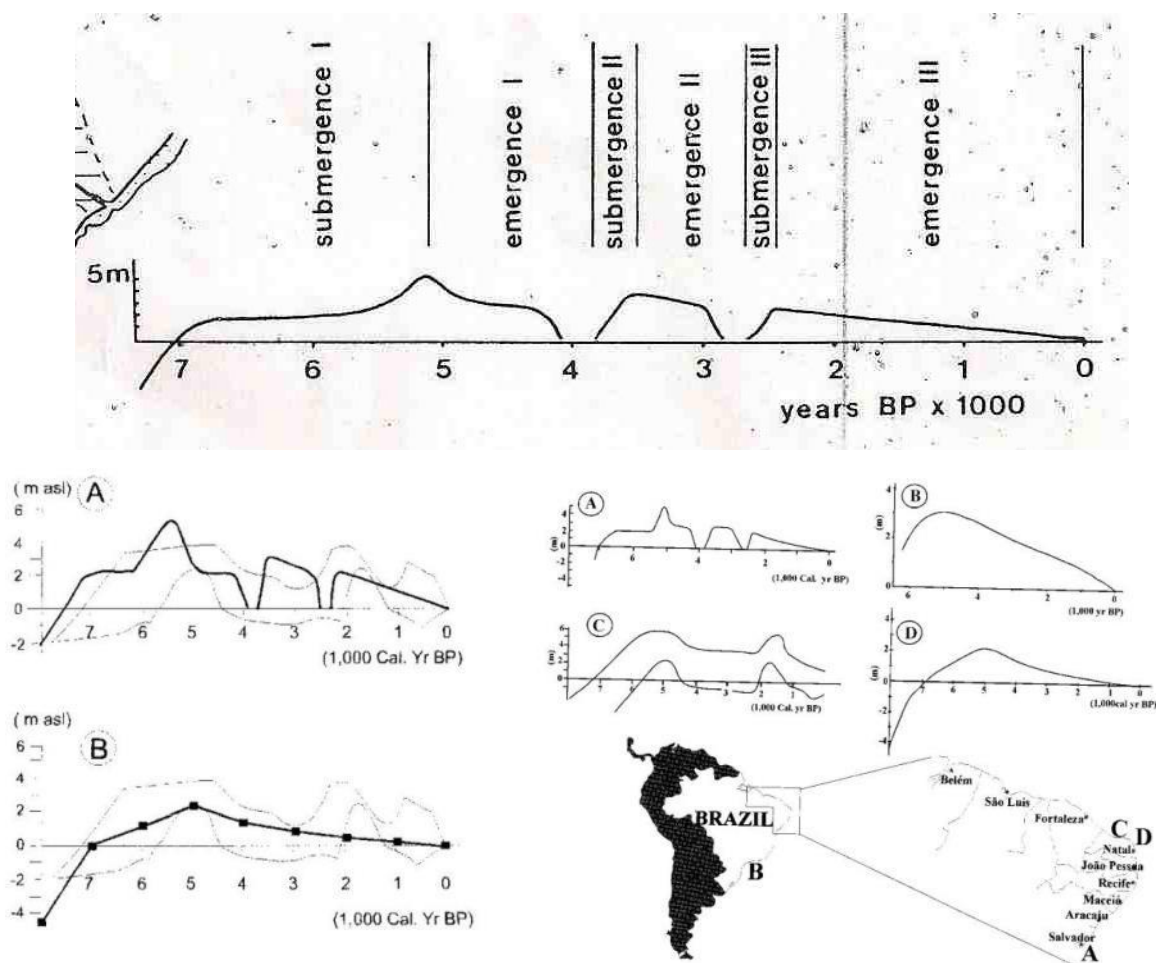


Figura 58. Curvas de variação do nível do mar para os últimos 7.000 anos propostas para a costa brasileira. Acima: curva de Salvador. Fonte: Martin et al. (1983); (A) curva de variação do nível do mar no Rio Grande do Norte e relações com as curvas elaboradas para costa do Brasil central (Bittencourt et al. 1979; Suguio et al 1985); e (B) de predição da glacio-isostasia (PELTIER, 1998). Fonte: Bezerra et al. 2003.

De acordo com a curva de Caldas et. al. (2006), a transgressão ultrapassou a posição do moderno nível médio do mar em 6.700 anos cal AP e atingiu seu máximo aproximadamente 5.900-6.000 anos cal AP. Neste sentido não existem diferenças substanciais entre esta e as outras curvas brasileiras de variação do nível do mar, mas todas diferem da curva de Salvador em relação à regressão subsequente: assumem uma queda constante do nível do mar enquanto a curva de Salvador inclui duas oscilações negativa e abruptas, em 4.200-3.700 e 2.600-2.200 anal cal AP. A curva de Ângulo e Lessa (1997), baseada na datação de vermitídeos da costa sul brasileira, também assume um decaimento suave do nível do mar, sem a ocorrência de oscilações secundárias (**Fig. 58**). A discussão em torno de como se deu o declínio do nível do mar após atingir seu máximo ainda persiste nos dias atuais.

Dominguez (2009) sintetiza que os estudos do registro sedimentar da planície costeira leste brasileira permitiram reconhecer cinco (5) episódios principais de mudanças do nível do mar alto durante os últimos 420.000 anos, que são relacionados com os períodos interglaciais OIS 1,5, 7, 9 e 11 (HERTY, 1998): três níveis antes de 120.000 anos AP (Pleistoceno); um nível em 120.000 anos BP (Pleistoceno) e um nível em 5.600 anos BP (Holoceno), os quais são descritos a seguir:

- **Níveis do mar alto antes de 120.000 anos AP.** Dois níveis de mar elevado foram reconhecidos no registro sedimentar das planícies costeiras do sul-sudeste do Brasil por Villwocket et al. (1986) e Martin et al. (1988) e interpretados como mais velhos do que 120.000 anos, com base nas relações de truncamento e outros critérios geomorfológicos e um nível foi identificado em depósitos costeiros no nordeste brasileiro por Barreto et al. (2002) correlacionado ao OIS 7c e datado em 206-220ka por termo luminescência.
- **Nível do Mar alto em 120.000 anos AP.** Os registros deste nível do mar alto são preservados como terraços marinhos pleistocênicos de composição essencialmente arenosa, ocorrendo de forma contínua entre as latitudes de 5° a 35°S e indicam um nível de mar relativo situado 8 +/- 2 m acima do nível atual. Datação de amostras de coral obtidas em terraços no Estado da Bahia, pelo método Io/Th, forneceram valores médios de 123.500 +/- 5.700 anos AP (BERNAT et al, 1983 in DOMINGUEZ, op. cit.), coincidindo com um bem definido nível de mar alto (OIS 5e) registrado em várias regiões do mundo. No Rio Grande do Norte datações por luminescência em

depósitos arenosos correlacionados forneceram valores de 117.000-110.000 anos AP (BARRETO et al, 2002).

- **Nível do mar alto em 5.600 anos AP.** Este nível representa a máximo da transgressão marinha pós-glacial, quando o nível do mar atingiu 2 a 5 m acima do nível médio atual. Após esta última transgressão do quaternário, o nível do mar começou a baixar e deu início a uma nova fase regressiva, durante a qual se formou a maior parte das planícies costeiras atuais.

3.12.5 Mudanças recentes do nível do mar registradas na plataforma continental SEAL

A morfologia das plataformas continentais passivas, em geral suave, é causada pelas irregularidades da erosão e deposição, resultantes das flutuações do nível do mar, formando feições erosivas, construtivas ou estruturais (COUTINHO, 1976). Os estudos desenvolvidos em diferentes trechos da plataforma continental brasileira levaram à identificação de terraços e rupturas do relevo, reconhecidos como testemunhos de períodos de estabilização da linha de costa durante a subida ou descida do nível do mar, aos quais foram atribuídas idades aproximadas entre 18.000 anos e 4.000 anos AP (KOWSMANN et al, 1977; KOWSMANN e COSTA, 1979; COSTA et al, 1988, CORREA, 1996 e FURTADO et al, 1992), isto é, entre o Pleistoceno Tardio e o Holoceno. O primeiro trabalho no Brasil que utilizou a presença de terraços e rupturas de relevo como indicadores de níveis de estabilização da linha de costa foi o de Kowsmann et al. (1997).

A síntese dos registros identificados na plataforma sul e leste brasileiro (terraços/escarpas) e a correlação cronológica com os períodos de estabilização do nível do mar (**Quadro 03**) revela que existe uma coincidência grande em termos das faixas de profundidade, embora os níveis variem localmente. As faixas de profundidades 120-130m, 60m e 20m são comuns na maioria dos trabalhos tanto no Brasil quanto em outras partes do mundo, indicando possíveis níveis marcadores de eventos de estabilização eustática.

Os estudos desenvolvidos em diferentes trechos da plataforma continental brasileira levaram à identificação de terraços e rupturas do relevo, reconhecimentos como testemunhos de períodos de estabilização da linha de costa durante a subida ou descida do nível do mar.

A história da evolução do nível do mar ao longo da extensa costa brasileira tem sido reconstituída por diversos pesquisadores com base principalmente nas evidências obtidas em investigações na planície costeira e em poucos levantamentos marinhos.

Quadro 03. Síntese de alguns dos níveis indicadores da linha de costa e do nível do mar identificados na plataforma continental brasileira

Profundidade em relação ao NM médio atual	Datação aproximada (anos AP)	Critério para datação e indicadores utilizados	Fonte de informações	Evento e correlações mundiais
PLEISTOCENO				
	206.000-220.000	Registro na planície costeira	Barreto et al., 2002	NM alto
	120.000 123.000 (*) 117.000-110.000(**)	Registro na planície costeira	(*) Bernat et. al, 1983 (**)Barreto et al., 2002 Bittencourt, 1979	NM Alto Penúltima Transgressão
-130 m	18.000	Terraços e escarpas Datação comparativa com a curva de Milmann&Emery (1968)	Kowsmann et al. 1977; Kowsmann e Costa, 1979; Costa e tal. 1988; Furtado et al. 1992	NM Baixo: final da regressão Final da regressão Wisconsiniana Máximo glacial
-110 m	16.000* a 14.000**	Escarpas de face praial e terraços erosivos	Costa et al. 1988 Santos, 1972 (*)Danton e Karlen,1973 (**)Kowsmann et al, 1977; Kowsmann e Costa, 1979	Início da “Última Transgressão” Transgressão Flandriana
-90m	12.000* a 11.000*	Terraços erosivos (*)Datação comparativa com a curva de Milmann&Emery (1968)	Summerhayes et al,1976; Coutinho, 1976	
-90 a -75m			Kowsmann et al, 1977; Kowsmann e Costa, 1979; Correa et al, 1979, 1991; Corrêa, 1996 e Furtado et al,1992;	
HOLOCENO				
-60 m	11.000*	Terraços erosivos e paleolagunas	(*)Danton e Karlen, 1973 (*) Kowsmann et al. 1977; Kowsmann e Costa, 1979 Costa et al. 1988 Correa et al, 1979, 1991 e Corrêa, 1996; Furtado et al, 1992; Coutinho, 1976	Transgressão Flandriana
-40 m	9.000*	Terraços erosivos e escarpas (*) Datação comparativa com a curva de Milmann e Emery (1968)		Transgressão
-30 m			Correa et al, 1979, 1991 e Corrêa, 1996; Furtado et al. 1992	Transgressão
-20 m	Holoceno 7.000(*)	(*)Datação comparativa com a curva de Milmann e Emery (1968)	Correa et al, 1979, 1991 e Corrêa, 1996; Furtado et al, 1992 Viana e Solewicz, 1988; Coutinho, 1976	Transgressão Estabilização NM e forte oscilação climática (Fairbridge, 1961)

Os atuais estudos geológico-geomorfológico da plataforma continental de Alagoas e norte de Sergipe revelaram a presença de indicadores submersos de sete (7) períodos estabilização da linha de costa. A morfologia das plataformas com suas irregularidades são resultantes das flutuações do nível do mar, formando feições erosivas, construtivas ou estruturais.

As feições morfológicas e a cobertura sedimentar presentes no fundo da plataforma continental de Sergipe-Alagoas foram herdadas desta história evolutiva e estão intimamente ligados aos eventos de transgressão e regressão marinhas do Quaternário. Parte delas é remanescente estágio regressivo do Pleistoceno Superior, período em que a plataforma continental ficou exposta subaereamente e o nível do mar atingiu em torno de 120 metros abaixo do nível atual (COUTINHO, 1976). Para este autor, as oscilações posteriores do nível do mar foram relativamente rápidas e geologicamente recentes, não permitindo o estabelecimento de um equilíbrio às novas condições e por isso, a plataformas apresenta, em parte, morfologia e cobertura sedimentar relíquias, através de terraços e antigos canais assoreados (vales incisos) e sedimentos relíquias.

Coutinho (1976) destaca que a plataforma interna e média do sul de Alagoas exibe uma topografia erosiva pré-Pleistocênica e que a morfologia antiga foi preservada devido à ausência de aportes fluviais, graças à retenção do material terrígeno nas partes inferiores dos estuários. Para Coutinho (1976) a última transgressão, ocorrida após 18.000 anos AP, teria sido lenta, permitindo o desenvolvimento de uma ampla superfície de erosão, relativamente rasa, que deu origem à plataforma de Sergipe-Alagoas, onde subsistiram vários terraços submarinos. Os perfis batimétricos mostram uma ruptura múltipla em degraus, com terraços bem individualizados na borda do talude e na plataforma, destacando-se três deles, identificados por Boyer (1969) e Summerhayes et al.(1976): 23-40m, 50-65m, 90-95m e 120m, correspondendo, provavelmente, a níveis de erosão associados com os níveis do mar pretérito.

O presente estudo revelou na plataforma sul de Alagoas e norte de Sergipe, a presença de indicadores submersos correspondentes a 7 (sete) períodos estabilização da linha de costa. Quatro deles correspondem aos períodos de estabilidade do nível do mar descritos anteriormente por Boyer (op. cit.) e Summerhayes et al. (op. cit.).

As evidências utilizadas como indicadores de antigos níveis do mar (períodos de estabilização da linha de costa) na plataforma continental de Sergipe-Alagoas foram os alinhamentos de

recifes de antigos arenitos de praia e os terraços/patamares erosivos que subsistiram como relíquias no fundo plataformal ou no topo do talude.

As antigas linhas de praia constituídas por arenitos de praia (“*beachrocks*”) se destacam como elevações atuais no fundo marinho e são testemunhos dos níveis de mar mais baixos, formados durante o estágio transgressivo. Os bancos de arenitos consolidados (“*beachrocks*”) são comuns ao longo do litoral nordestino e se constituem uma das feições morfológicas mais características da zona litorânea (MABESSONE, 1964) e a sua formação, constituição e prováveis origens tem sido discutidas por diversos estudiosos do tema. O termo “recife” ou “arrecife” tem sido empregado para designar estas construções de arenito quartzoso com cimento carbonático e interpretados como arenitos de praia litificados (“*beachrocks*”) e considerados de grande importância como indicadores de estabilização do nível do mar (HOPLEY, 1986). Russel (1959) considera os recifes de arenito como sendo de originados de depósitos de praias cimentados na vizinhança do lençol freático, com a temperatura suficientemente alta para permitir a precipitação de CaCO_3 como cimento. Estes arenitos são formados principalmente na zona intermarés de praias tropicais. O uso de “*beachrocks*” como indicadores do nível do mar é mais preciso em costas de micro-maré, mas também tem sido utilizado em regiões de meso-marés, como é o caso da região estudada. Os recifes ocorrem de forma alinhada, acompanhando linhas batimétricas, e são constituídos em seu núcleo por arenitos consolidados que resistiram à erosão marinha durante os movimentos subsequentes de transgressão e regressão e são recobertos por construções carbonáticas, com proliferação de corais e algas.

Nos terraços submersos, tendo em vista os diferentes processos genéticos, sua correlação com níveis de estabilização do nível do mar, não deve ser direta, uma vez que pode ocorrer em diversas posições relativas. No caso de terraços erosivos, a posição da superfície erosiva encontra-se, normalmente, em até 10 metros abaixo do nível de estabilização, podendo chegar a mais em terraços deposicionais. Tal diferença pode ser compensada por posterior deposição transgressiva. A profundidade do terraço, deste modo, não é um indicativo direto da posição do nível do mar, mas sim do nível da superfície de abrasão pelo sistema de ondas.

Com o objetivo de evidenciar estas feições foi elaborado um mapa batimétrico da plataforma sul de Alagoas e norte de Sergipe com base no processamento de 70.000 dados, extraídos das 15 Folhas de Bordo e Banco de Dados da DHN (Diretoria de Hidrografia e Navegação) da

Marinha do Brasil, complementados com novos dados batimétricos e de sísmica rasa obtidos pela Laboratório Georioemar/UFS, com a utilização da Ecossonda Furuno (50/200khz) e do perfilador de subfundo Edgetech 3200-XS. O processamento da imagem de satélite Landsat 5-TM, utilizando vários ajustes do histograma, contraste e brilho na banda 1 (0,45-0,52 μm), possibilitou uma melhor visualização das feições de fundo.

Os indicadores possibilitaram a interpretação da existência das seguintes indicadores de paleolinhas de costa na plataforma sul de Alagoas e norte de Sergipe:

- **Terraços submarinos na quebra da plataforma continental.** Na quebra da plataforma continental foram identificados três terraços nas profundidades de 120-130m, 95-100m e 60-70m (Fig. 59 e 60):

Paleolinha de costa no nível batimétrico 120-130 m. No talude continental do sul de Alagoas, logo abaixo do limite da plataforma, foi identificada uma paleolinha de costa mais profunda, através da presença de um terraço erosivo aos 120-130 metros de profundidade. O testemunho do nível do mar posicionado em 110-120 metros de profundidade tem sido relacionado por vários pesquisadores (CLIMAP, 1976 e ENTREI, 1979 e SOLEWICZ, 1989), com a regressão Winconsiniana do final do Pleistoceno, coincidindo com um máximo glacial que ocorreu há 18.000 anos. Nesta ocasião, quase toda a plataforma continental brasileira estava emersa (DIAS et al, 1982), o mesmo acontecendo na plataforma de Sergipe-Alagoas, enquanto grande parte do hemisfério norte e uma pequena parte do hemisfério sul encontravam-se ainda tomados pelo gelo. Os rios recortavam a plataforma exposta, esculpindo canais e se conectavam diretamente com seus cânions no talude continental, transferindo suas cargas sedimentares diretamente para o oceano profundo. Estes paleocanais ainda hoje podem ser reconhecidos na topografia da plataforma continental na condição de vales incisos ou drenagens submarinas, a exemplo das associadas ao rio Coruripe, sul de Alagoas. Os paleocanais do rio São Francisco e seus afluentes costeiros foram preenchidos por sedimentos marinhos e subsistem na plataforma continental atual sob a forma de vales incisos, que só são reconhecidos através de estudos de subsuperfície (sondagens geológicas e levantamentos sísmicos).

Paleolinha de costa no nível batimétrico 95-100 m. Este patamar encontra-se logo abaixo de uma escarpa posicionada na quebra da plataforma continental atual. Coutinho

(1976) refere-se que este terraço atualmente encontra-se recoberto por areia e cascalho biodetrítico, além de certa percentagem de areia quartzosa relíquia.

Paleolinha de costa no nível batimétrico 60-70 m. O testemunho desta paleolinha de costa é o patamar existente na borda da plataforma continental na profundidade de 60-70 metros, atualmente ocupado por um extenso e contínuo banco carbonático na plataforma sul de Alagoas. Coutinho (op. cit.) reconheceu este nível aos 60m, descrevendo como uma superfície que apresenta feições características de uma topografia litorânea e relíquia, em condições de nível do mar mais baixo que o atual, desenvolvida em condições de fraca drenagem continental e clima árido. Estas condições favoreceram a grande sedimentação carbonática biogênica característica deste nível. Não se dispõe de datação da paleolinha de costa do nível 60-70m, mas por correlação com datações obtidas em outras regiões da plataforma (tabela 4.2), é possível atribuir uma idade aproximada de 11.000 anos AP.

Paleolinha de costa no nível batimétrico 40-50m. Esta paleolinha de costa foi identificada através do terraço existente na borda da plataforma continental, entre 40-50m de profundidade, onde se desenvolve o banco carbonático externo. Coutinho (1976) também se refere a este nível, destacando que apresenta uma superfície erosiva muito desenvolvida, particularmente visível ao norte do rio São Francisco. Na plataforma central de Alagoas este terraço assume dimensões bem mais amplas e se destaca no relevo submarino. É possível que este patamar corresponda ao desenvolvimento de uma planície costeira associada ao vale inciso Canal de Maceió. Por correlação com outras áreas da plataforma brasileira atribui-se a idade de 9.000 anos AP para a formação deste terraço.

- **Terraços na plataforma continental.** O patamar existente na borda da plataforma continental na profundidade de 40-50 metros (variável entre 50 e 38m) foi identificado nos perfis de sísmica rasa e eco-sonda realizado na plataforma sul de Alagoas. Este patamar é atualmente ocupado por um extenso banco carbonático situado na plataforma externa.
- **Recifes na plataforma continental.** Três conjuntos de recifes alinhados e paralelos à linha de costa foram identificados na plataforma continental sul de Alagoas, posicionados nos níveis batimétricos de 25-20m, 15-5m e 10-0m (**Fig.59 e 60**). Estes recifes são constituídos por arenitos de praia recobertos por construções carbonáticas sendo considerados excelentes indicadores de paleolinhas de costa. Na plataforma norte de

Sergipe foram identificados dois alinhamentos de recifes (**Fig.59 e 60**: na Pedra do Robalo (18-6m) e na zona de praia localizada na foz do rio Japarutuba (3-0m)

Paleolinha de costa no nível batimétrico 20-25 m. Estes recifes submersos ocorrem nas profundidades de 25-20m, com morfologia escarpada e com continuidade lateral. Feições semelhantes (recifes submersos) são encontradas em outras regiões da plataforma continental nordestina. Estas feições alinhadas foram interpretadas como registro de antigas linhas de costa arenosas, preservadas após a última transgressão marinha e que permaneceram como relictos no fundo plataformal, sendo posteriormente colonizadas por organismos carbonáticos. Na plataforma sul de Alagoas, alinhamentos de recifes de arenitos de praia recobertos por construções carbonáticas ocorrem de forma destacada próximo à borda da plataforma, alinhados em ambos os lados da porção final de um vale inciso, na continuidade submersa do rio Coruripe. Fairbridge, 1961 e Ward, 1971 destacam que entre 9.000 e 7.000 anos, forte oscilação climática causou pelo menos uma estabilização do nível do mar, sentida em várias partes do mundo, correspondendo ao nível de -20m.

Paleolinha de costa no nível batimétrico 5-15 m. Os recifes arenosos alinhados e submersos na curva batimétrica de 5-15 m ocorrem de forma descontínua do Pontal do Peba ao Pontal do Coruripe, na plataforma sul de Alagoas e não foram identificados nos trabalhos anteriores realizados na região. A posição batimétrica desta paleolinha de costa pode ser correlacionada a outras ocorrências na plataforma continental brasileira para as quais foi atribuída idade em torno de 7.000 anos AP. Esta idade corresponde a ocorrência de um nível indicativo de uma estabilização notável no nordeste brasileiro, quando a taxa média de elevação do nível do mar decresceu consideravelmente, relatada por Vianna e Solewicz (1988).

Paleolinha de costa no nível batimétrico 0-10 m. Na plataforma continental interna do sul de Alagoas e ao longo do sistema praial entre o Pontal do Peba e o Pontal do Coruripe (Alagoas) afloram arenitos de praia recobertos por construções carbonáticas. Estes recifes estão distribuídos desde a profundidade de 10 metros até o nível do mar atual, ficando em grande parte expostos por ocasião das marés baixas. Na localidade de Pontal do Peba formam uma barreira, atrás da qual se acumulam as areias litorâneas que formam o pontal. Datação em algas coralígenas do recife de Pontal do Peba, através do método do Carbono

14, forneceu idade de 4.310 +/-180 anos A.P. indicando um antigo nível do mar situado a 0,42m acima do atual (Barbosa, 1985). Ressalte-se que esta posição geográfica corresponde ao extremo norte da borda da planície costeira do rio São Francisco.

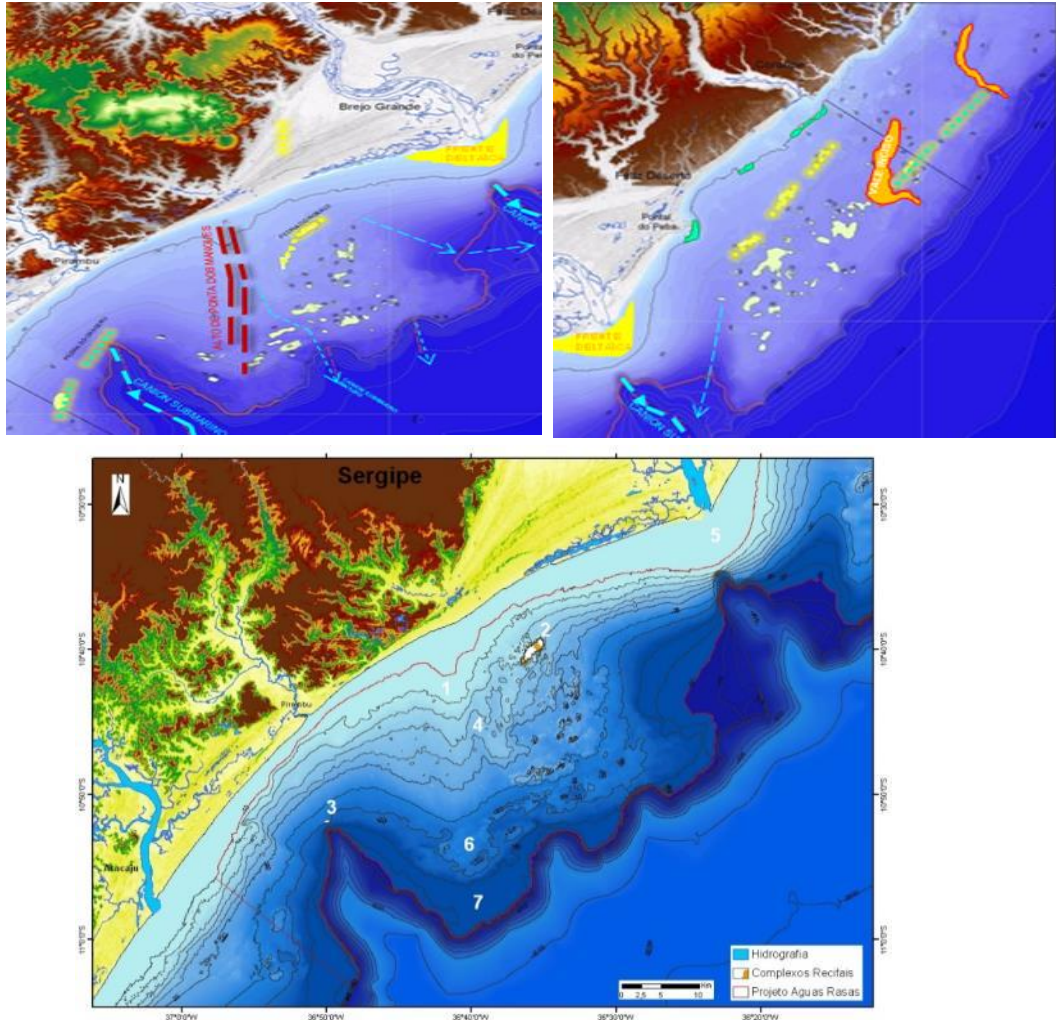


Figura 59. Alinhamentos de recifes indicativos de paleolinhas de costa na plataforma sul de Alagoas e na plataforma norte de Sergipe.

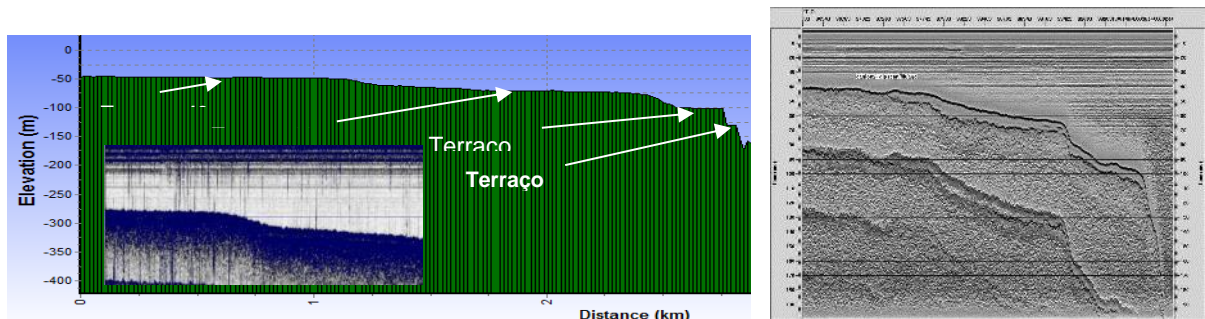


Figura 60. Indicadores de paleo-linhas de costa na plataforma continental Sergipe-Alagoas, no contexto do rio São Francisco. Perfil batimétrico da quebra da plataforma com os terraços. No detalhe, perfil de sísmica rasa dos terraços de 40m e 60m. À direita: perfil de sísmica rasa na borda plataforma, no qual são visualizados os patamares.

4. DELTA DO SISTEMA RIO-MAR SÃO FRANCISCO: EVOLUÇÃO DURANTE O HOLOCENO ATÉ OS DIAS ATUAIS

4.1 Introdução

O sistema fluvial do rio São Francisco está inserido na quarta maior bacia hidrográfica do Brasil, abrangendo uma área de drenagem de 638.576 km² (CBHSF, 2004). Na região costeira, suas vazões e aportes de sedimentos induziram a formação de uma planície costeira e de uma ampla zona lamosa na plataforma continental. Na planície costeira, durante o Holoceno, a interação entre os forçantes fluviais e marinhos resultou na construção de um sistema deltaico progradante que é considerado na literatura internacional como um dos modelos de deltas dominados por ondas.

A interface terra-mar da região nordeste do Brasil apresenta, no limite entre os Estados de Sergipe e Alagoas, um cenário geológico-geomorfológico específico, criado por este rio, a maior fonte pontual de água e matéria para a plataforma continental e, por conseguinte, de transferência de sedimentos de origem continental para águas profundas. O sistema sedimentar rio-mar São Francisco pode ser considerado como o mais expressivo da borda continental nordeste do Brasil, com altas taxas de aporte de sedimentos à zona costeira durante o Quaternário recente.

A análise integrada da interação continente-oceano exigiu a comparação com as mudanças no nível do mar, dos controles morfo-estruturais e do registro sedimentar nas demais zonas costeiras do nordeste e sudeste do Brasil. As escalas espaço-temporais foram consideradas em relação aos eventos e processos geológicos, nos quais foram enfocados desde os de curta duração (marés, ondas, correntes, tempestades, estações climáticas, etc.) até os de longa duração superimpostos (reativações tectônicas, mudanças climáticas, mudanças eustáticas do nível do mar, etc.). A análise integrada da interação continente-oceano exigiu a comparação com as mudanças no nível do mar, dos controles morfo-estruturais e do registro sedimentar nas demais zonas costeiras do nordeste e sudeste do Brasil.

O objetivo geral deste estudo é a análise dos controles e a reconstituição da evolução tectono-morfo-sedimentar da interface continente-oceano em Sergipe e sul de Alagoas durante o Holoceno. Esta abordagem permite um melhor conhecimento da evolução dos sistemas deposicionais e seus fatores controladores, possibilitando também uma melhor avaliação dos

impactos que poderão advir no rio, no litoral e no mar, como resultado das intervenções humanas que promoveram a artificialização do regime hidro-sedimentológico do rio São Francisco nos dias atuais.

4.1.1 Localização da área de estudo

O sistema sedimentar rio-mar São Francisco é constituído no continente pela bacia hidrográfica que representa cerca de 8% do território brasileiro (**Fig.70**) e o curso do rio São Francisco possui uma extensão de 2.696 km (CBHSF, 2004), desde as nascentes na Serra da Canastra, no Estado de Minas Gerais, até a sua foz, no oceano Atlântico Sul, entre os Estados de Sergipe e Alagoas.

A região fisiográfica do Baixo São Francisco está situada entre a cidade de Paulo Afonso (Bahia) e a foz no oceano Atlântico (Sergipe-Alagoas), ocupa uma área total de 30.377 km², equivalente a 5% da área total da bacia hidrográfica, e o baixo curso do rio São Francisco percola um total de 265 km. A planície costeira está localizada entre os Estados de Sergipe e Alagoas e abrange uma área de 800 km².



Figura 70. Localização da área de estudo. (a) bacia hidrográfica do rio São Francisco e regiões do Médio, Submédio e Baixo; (b) sub-bacia do Baixo São Francisco em relação aos Estados da Bahia, Pernambuco, Sergipe e Alagoas e principais afluentes. (c) imagem de satélite da região do delta do rio São Francisco. Fontes: Codevasf (2002), Projeto GEF São Francisco ANA-PNUMA-OEA e Santos (1997).

4.2 Trabalhos anteriores

Os estudos mais antigos sobre os aspectos físicos do baixo curso do rio São Francisco são os de Halfeld (1856) e Pierson (1972). A maior parte dos estudos realizados nas últimas décadas foi direcionado para a caracterização da hidrologia (GEOTÉCNICA, 1978; BUREAU OF RECLAMATION, 1970; SCET INTERNATIONAL, 1974; DNAEE, 1983; BRASIL, 1980; CEEIVASF, 1984, 1985; CHESF, 1993, 1994 e 1997; CODEVASF/FAO, 1991; CODEVASF (1984, 1991, 1996, 2001); Asfora, 2000; Segundo, 2001; Oliveira et al, 2002; e outros) e dos processos erosivos marginais e feições atuais do canal fluvial (HRADILEK, 1987; BARBERO, 1994; LESSA, 1984; MACEDO, 1985; CEEIVASF, 1985 e 1986; CODEVASF, 2000; HYDROPLAN, 2000; MARQUES, 2004), com o objetivo de subsidiar a utilização de suas águas para geração de energia elétrica, irrigação, transporte, abastecimento e transposição. Os primeiros estudos de geomorfologia fluvial do baixo São Francisco foram realizados por Fontes et al. (2000, 2002, 2010); Fontes e Latrubesse (2002 e 2009); Santos (2000); Casado (2000); Casado et al (2000, 2001, 2002); Holanda et al (2001a, 2001b); Oliveira et al (2001 e 2002); Medeiros (2003); Medeiros et al (2011) e para caracterizar o regime natural do rio, os padrões de canal, os controles geomorfológicos, a dinâmica e os depósitos fluviais, como base para a compreensão dos impactos produzidos pela construção de grandes barragens ao longo de seu leito.

Os estudos das planícies costeiras da costa leste do Brasil e das variações do nível do mar foram realizados, entre outros, por Delibrias e Laborel, 1969; Bacoccli (1971); Araújo (1975); Bandeira (1975); Martin et al (1976, 1978, 1979, 1980a, 1980b, 1980c, 1981a, 1981b, 1982, 1983a, 1983b, 1984, 1986, 1993, 1996, 1997, 1998, 2003); Suguio et al (1976a, 1976b, 1976c, 1978a, 1978b, 1978c, 1978d, 1982, 1985), Bittencourt et al (1978, 1999, 2002); Dias et al (1979, 1980, 1981, 1982, 1984a, 1983b); Vilas Boas et al (1979), Dominguez et al (1981, 1982a, 1982b, 1987); Wright (2008); Ângulo et al (1997 e 2006); Caldas (2006).

A maior parte dos trabalhos derivados de pesquisas realizadas pelas universidades está restrita à geologia costeira, com ênfase no delta do rio São Francisco e à zona de praia atual (Bittencourt et al, 1978, 1982, 1983, 1999, 2002, 2007; Dominguez, 1996 e 2006; Dominguez et al, 1982, 1983; Barbosa, 1985 e outros). Alguns poucos trabalhos focam a geologia marinha, mas mesmo assim datam de décadas atrás, necessitando de atualização. Em relação à

sedimentação plataformal, os trabalhos anteriores foram produzidos nas décadas de 70 e 80, destacando-se os trabalhos de geologia marinha da UFPe (COUTINHO, 1976). Os estudos conduzidos por Fontes et al (2004, 2008, 2009, 2010, 2012, 2013) cobrem em parte a lacuna de enfatizar as relações entre os aportes fluviais e a sedimentação marinha adjacente durante o Holoceno e, particularmente, no período histórico.

O delta do rio São Francisco tem sido objeto dos mais diversos estudos quanto a sua evolução (COUTINHO, 1970; COLEMAN, 1972 e 1974; WRIGHT, 1973 e 1978; WRIGHT et al, 1972 1975; BITTENCOURT et al, 1982, 1983a, 1983b, 1983c, 2007; DOMINGUEZ et al, 1981, 1983, 1987, 1990. 1993, 1996, 2009; BARBOSA, 1985; 1986a, 1986b; BHATTACHARYA, 2003; CARVALHO, 2006; FONTES, 2008 e 2009; OLIVEIRA, 2009).

No presente estudo, o sistema São Francisco será abordado sob a ótica da geomorfologia fluvial, costeira e marinha, focado na análise integrada das relações rio-mar no seu baixo curso, na planície costeira e no fundo marinho raso e profundo. Esta abordagem deverá permitir um melhor conhecimento da evolução do sistema sedimentar rio-mar ao longo do Pleistoceno Tardio e Holoceno e de seus fatores controladores, possibilitando também uma avaliação mais ampla dos impactos advindos das intervenções humanas que promoveram a artificialização do regime hidro-sedimentológico fluvial.

4.3 Metodologia

A natureza dos estudos propostos, baseados na análise integrada e sintética do contexto continente-oceano no sistema São Francisco, do Quaternário até os dias atuais, envolvem o desenvolvimento de várias metodologias de campo e laboratório, relacionadas às áreas do conhecimento da Estratigrafia, Geologia Estrutural, Sedimentologia, Geofísica, Geologia do Quaternário, Geologia Ambiental, Fluvial, Costeira e Oceânica. Esta diversidade não possibilita o desenvolvimento de todas as metodologias necessárias para a obtenção dos dados, durante o tempo disponível para execução do projeto de pesquisa e elaboração da tese de doutorado. Assim, além dos trabalhos de campo e análises de laboratório realizadas pelo autor, parte da pesquisa consistiu na análise e reinterpretação dos dados já obtidos nos trabalhos publicados e, em particular, nos resultados dos trabalhos desenvolvidos nos últimos 10 anos pelo Laboratório Georioemar, da Universidade Federal de Sergipe e por

pesquisadores associados, executados com a participação e coordenação do autor desta tese. Uma parcela importante dos dados foram oriundo de projetos financiados pelo CENPES-PETROBRÁS sobre a geologia-geomorfologia marinha de águas rasas e profundas de Sergipe-Alagoas.

O caráter de integração geoambiental e evolutivo proposto para esta pesquisa, para o desenvolvimento do sistema sedimentar do rio São Francisco, implicou na reinterpretação de dados de trabalhos anteriores e no desenvolvimento de estudos nas regiões continental, litorânea e marinha, em Sergipe e Alagoas, em superfície e subsuperfície. Levantamentos de campo e laboratório adicionais foram realizados para a complementação das informações e suas metodologias serão apresentadas a seguir. A base de dados obtida, englobando os dados pré-existentes e as novas informações, forneceu os subsídios necessários para o estudo do sistema sedimentar costeiro do rio São Francisco.

A ausência de um estudo de integração entre os sistemas deposicionais atuais e de sua história evolutiva, relacionando as mudanças no regime fluvial com as mudanças costeiras e marinhas, em uma perspectiva geohistórico Holoceno, incluindo os tempos históricos e atuais, tem impedido uma visão completa da evolução do sistema sedimentar rio-mar São Francisco. Um estudo desta natureza possibilita investigar, as interrelações ao longo do Holoceno, entre os sistemas deposicionais continentais, litorâneos e marinhos, considerando os controles morfo-estruturais, as mudanças nos aportes de sedimentos fluviais, as variações do nível do mar e interação entre os forçantes continentais e marinhos.

As metodologias desenvolvidas permitiram caracterizar os sistemas deposicionais continentais, costeiros e marinhos (raso e profundo) e suas inter-relações. Todos os sistemas foram estudados inicialmente sobre a ótica de sua evolução natural durante o Quaternário (Holoceno) e, posteriormente, no período histórico, com o objetivo de verificar as mudanças que sofreram após as intervenções humanas.

4.3.1 Geologia e geomorfologia do sistema fluvial

A evolução do sistema fluvial e o registro sedimentar resultante foi interpretada a partir da análise dos controles litológicos e tectônicos e das feições morfológicas resultantes, na

observação dos mapas geológicos-geomorfológicos disponíveis sobre a bacia hidrográfica e complementada pela análise de imagens de satélites.

O registro sedimentar foi analisado através dos estudos estratigráficos-sedimentológicos dos terraços fluviais e, no leito fluvial atual, pelos estudos dos afloramentos de sedimentos nas margens fluviais, nas barras e ilhas.

4.3.2 Geologia e geomorfologia costeira

Os sistemas deposicionais costeiros associados ao rio São Francisco foram estudados em superfície e subsuperfície. Os diversos perfis realizados na planície costeira possibilitaram a caracterização dos conjuntos geomorfológicos e a elaboração de um mapa geológico-geomorfológico detalhado da planície costeira.

Os registros da evolução destes sistemas foram analisados a partir do estudo de furos de sondagens realizados na planície costeira pela COHIDRO, CPRM, DESO e PETROBRAS, associados pelo levantamento e interpretação de perfis de sísmica rasa realizados pelo Laboratório Georioemar da Universidade Federal de Sergipe (UFS) e perfis de sísmica 2D e 3D realizados pela PETROBRAS e fornecidos pela ANP.

4.3.3 Interação rio-mar no litoral e margem continental no Quaternário

Para contextualizar a evolução local durante o Quaternário em relação as variações do nível do mar, foi elaborada uma síntese, com base nos trabalhos anteriores, do conhecimento existente sobre a evolução do litoral sudeste brasileiro, com ênfase nos contextos deltaicos e nas variações do nível do mar na planície costeira e plataforma continental leste brasileira.

Os estudos foram complementados com informações obtidas na região do contexto São Francisco, através de levantamentos nas áreas costeira e marinha (batimetria, sísmica rasa, sedimentologia, etc.) e estudos de furos de sondagem.

4.3.4 Análise geológica-geomorfológica dos sedimentos litorâneos

O estudo das feições geomorfológicas e dos sedimentos litorâneos foi realizado com base nos trabalhos anteriores, complementados por novos estudos de campo e laboratório no contexto costeiro do rio São Francisco.

Os sedimentos quaternários Holocenos aflorantes na planície costeira do sistema São Francisco, foram mapeados com a utilização de fotos aéreas e imagens de satélites (Landsat, Spot, SRTM) com controle de campo. No mapa, foram identificadas as principais feições geomorfológicas e individualizadas as unidades geológicas-geomorfológicas.

4.3.5 Levantamentos geofísicos do rio

Os perfis geofísicos de batimetria e sísmica rasa foram realizados no canal fluvial do rio São Francisco, nos afluentes da sua planície costeira, na plataforma continental e nos cânions submarinos pela equipe do Laboratório Georioemar da Universidade Federal de Sergipe, no âmbito de projetos de pesquisas financiados pela Petrobras. Os perfis sísmicos foram processados no programa Sonar Wiz e identificados refletores sísmicos, e, finalmente, as fácies sísmicas.

Os perfis sísmicos foram realizados ao longo do rio São Francisco e em alguns dos seus principais afluentes na planície deltaica, dispostos de forma transversal ao canal principal. Os perfis do rio São Francisco foram realizados com uma lâmina d'água variável entre 5 e 12 metros e nos afluentes entre 3 e 5 metros. No total foram executados 180 km de seções sísmicas em águas rasas e doces (**Fig. 71**).

O método utilizado foi o da perfilagem de subfundo, que consiste na emissão e recepção de pulsos acústicos, para identificação de camadas (refletores) que apresentam alto contraste de impedância acústica. O instrumento utilizado foi o perfilador de subfundo sistema 3200-XS, modelo SB-512i, da Edgetech, composto por uma plataforma integrada de computador-amplificador interligada por um cabo de comunicação com um veículo hidrodinâmico dotado de sensores (emissor de sinal acústico e hidrofones). Este equipamento trabalha com intervalo de frequência 0,5-15 kHz, com penetração máxima, de acordo com informações do fabricante, de 30 metros para calcário e areia grossa e 250 metros para argila mole. Para o

georeferenciamento das seções sísmicas foi utilizado um GPS geodésico, acoplado diretamente ao computador

Os dados foram pré-processados *in situ* com a utilização do software DiscoverSub-Bottom 3.51 que de forma instantânea gera os perfis sísmicos.

No levantamento de campo foram testados parâmetros de aquisição, principalmente frequência e pulso, (resolução e penetração) que melhor respondessem à investigação dos refletores, tanto em resolução quanto em profundidade de interesse da pesquisa. Os melhores resultados foram obtidos com a utilização do intervalo de frequência 2-15 kHz.

O fluxo de processamento incluiu a aplicação de filtro para atenuar o ruído aleatório, filtro eliminador de altas frequências, ganho para equalização das amplitudes e deconvolução preditiva para eliminar as reverberações ocorridas na lâmina d'água.

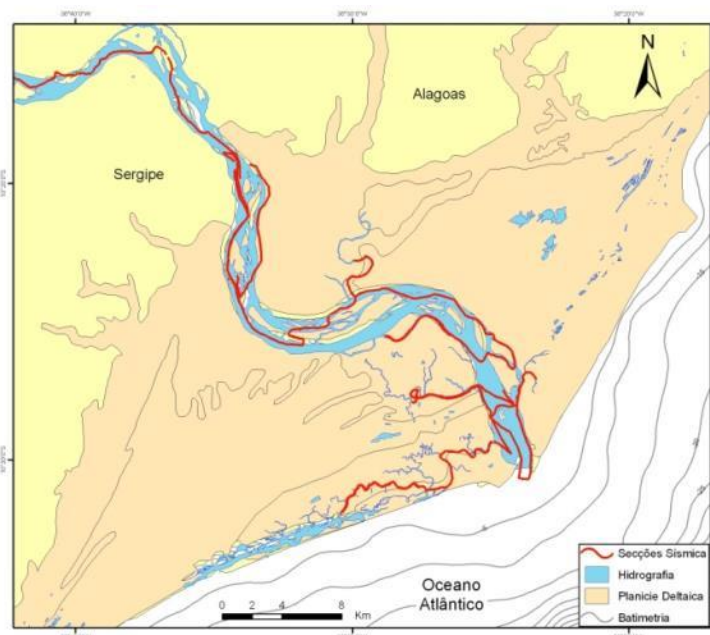


Figura 71. Localização das seções de sísmica rasa na planície costeira do rio São Francisco.

4.3.6 Geologia-geomorfologia do período histórico e atual

As metodologia de estudo do sistema São Francisco referentes ao período histórico incorporaram outros aspectos, como a análise da hidrologia fluvial, o histórico da construção

de grandes barragens no leito do rio, as mudanças na dinâmica fluvial a jusante de barragens e as mudanças na dinâmica e sedimentação no litoral e na plataforma continental.

4.4 Rio São Francisco no contexto climático-geológico-geomorfológico regional

O rio São Francisco coleta água e sedimentos provenientes de sua ampla bacia hidrográfica, que é a quarta maior bacia do Brasil, e os transporta e deposita ao longo de seu percurso até alcançar sua foz, no oceano Atlântico Sul e o mar profundo. O rio São Francisco desenvolve ao longo de seu percurso no continente, em função dos controles climáticos, geológicos, geomorfológicos e dos regimes hidro-sedimentológicos resultantes, um conjunto de ambientes fluviais, nos quais se desenvolvem vários padrões de canais e uma série de depósitos sedimentares no canal e na planície de inundação.

A região fisiográfica do baixo São Francisco está situada entre a cidade de Paulo Afonso (Bahia) e a foz, ocupa uma área total de 30.377 km², equivalente a 5% da área total da bacia hidrográfica e abrange territórios dos Estados da Bahia, Pernambuco, Sergipe e Alagoas. A maior parte dos rios afluentes são intermitentes e localizados na região semi-árida nordestina, enquanto os afluentes perenes só existem na região costeira.

No seu baixo curso entre Alagoas e Sergipe, o rio São Francisco se desenvolve em um trajeto NW-SE, inicialmente sobre rochas metamórficas-magmáticas pré-cambrianas, e, próximo a zona costeira, sobre rochas sedimentares da bacia Sergipe-Alagoas e do Grupo Barreiras e finalmente, na planície costeira, sobre sedimentos quaternários.

Na região costeira, suas vazões, líquidas e sólidas, foram as principais responsáveis pela formação de uma ampla planície costeira e contribuíram para a formação de uma ampla zona lamosa na plataforma continental. Na região litorânea, em função do aporte fluvial e da interação com os processos costeiros, promove a formação de uma planície do tipo deltaica.

4.4.1 Clima e chuvas na bacia hidrográfica

A bacia está inserida em contextos climáticos bastante distintos e os tipos climáticos variam de úmido a árido. As nascentes e a sub-bacia do Alto São Francisco, em Minas Gerais, encontram-se em regiões de clima tropical úmido e subúmido (subtipos úmida e seca), enquanto o Submédio e o Médio (uma vasta região do interior da Bahia e Pernambuco),

possuem climas semiárido a árido e encontram-se no chamado “polígono da seca” do nordeste brasileiro. Esta região semiárida extrapola o âmbito da bacia e se constitui em um território vulnerável a períodos críticos de frequentes e prolongadas estiagens. A região semiárida ocupa cerca de 57% da área da Bacia do rio São Francisco e abrange 218 municípios.

A precipitação média anual na bacia é de 1.036 mm, mas a pluviosidade é muito variável espacialmente (PEREIRA et al, 2003). As chuvas anuais variam desde mais de 1.400 mm, nas nascentes localizadas no Alto São Francisco, em Minas Gerais, até menos de 600 mm, no semiárido nordestino (entre Sobradinho, Bahia e Canindé, Sergipe), mas volta a crescer na região costeira, no baixo São Francisco.

Nas regiões do Alto, Médio e Submédio, o trimestre mais chuvoso é novembro a janeiro, contribuindo com 53% da precipitação anual, enquanto o período mais seco é junho a agosto. Estes períodos são inversos aos do Baixo São Francisco, onde o período chuvoso se estende de maio/junho a agosto/setembro e o período menos chuvoso, de outubro a fevereiro (SEPLANTEC, 1997). O período de maior pluviosidade na região do baixo São Francisco coincide com os meses de menor vazão natural do baixo curso do rio São Francisco e o período de maior vazão coincide com o período de maior pluviosidade no alto e médio curso e de menor pluviosidade no baixo São Francisco.

Na sub-bacia do baixo São Francisco, o clima passa gradualmente de árido a semiárido, no interior do continente, para subúmido a úmido na região costeira. No continente, o clima é considerado na classificação de Köppen, como tropical (Asi), com estação seca no verão. Entre Propriá (Sergipe) e a zona costeira, o clima é o tropical quente subúmido a úmido e a temperatura média situa-se em torno de 23 a 26°C.

Em situações normais, as regiões próximas ao litoral são marcadas por uma estação chuvosa bem definida, com chuvas abundantes. Os principais sistemas meteorológicos que provocam as chuvas que ocorrem ao longo do litoral estão associados às frentes frias provenientes do sul que trazem nuvens carregadas, aos distúrbios de leste, às linhas de instabilidade e aos efeitos da brisa, concentrando-se no período de abril a agosto (GÓIS et al., 2005). Nos meses de abril a agosto, se concentram 70% das chuvas, e a quantidade média supera os 200 mm por mês, enquanto que menor índice pluviométrico ocorre nos meses de novembro a fevereiro. A média de chuvas entre esses meses varia de 60 mm a 75mm (ADEMA, 2002). No litoral de

Sergipe e Alagoas a média anual da precipitação no litoral está em torno de 1200 a 1300 mm, atingindo índices pluviométricos de 1.600mm anuais (EMBRAPA, 2011).

Os ventos na região durante a maior parte do ano apresentam duas direções predominantes que são de leste e sudeste. Durante os meses de setembro a fevereiro predominam os ventos de Leste, com velocidade variando de 4,1m/s a 3,3m/s, enquanto que nos meses de março a agosto os ventos dominantes são de Sudeste, com velocidade variando de 2,7m/s a 3,7m/s.

4.4.2 Geomorfologia do baixo São Francisco

A geomorfologia da bacia, a exemplo da geologia, apresenta uma grande diversidade. As unidades geomorfológicas atravessadas pelo baixo curso do rio São Francisco até a foz são visualizadas na **figura 72**.

O relevo da região do Baixo São Francisco é constituído por superfícies de aplainamento (pediplanos) situados topograficamente acima da planície fluvial atual. O pediplano sertanejo desenvolve-se sobre os terrenos pré-cambrianos, e é dividido em duas porções geomorfologicamente diferentes. Cada uma destas porções possui correspondência com uma unidade geotectônicas distinta, caracterizadas por diferentes tipos litológicos. Ao norte predomina o relevo suave-ondulado de colinas baixas predominantemente sobre granitóides, com alguns “inselbergs” destacando-se na paisagem. A porção ao sul engloba uma variedade maior de relevos que vão desde o relevo plano até o fortemente ondulado, ditados principalmente pelos diferentes graus de entalhe nos xistos e gnaiesses que aí predominam (SUVALE, 1973).

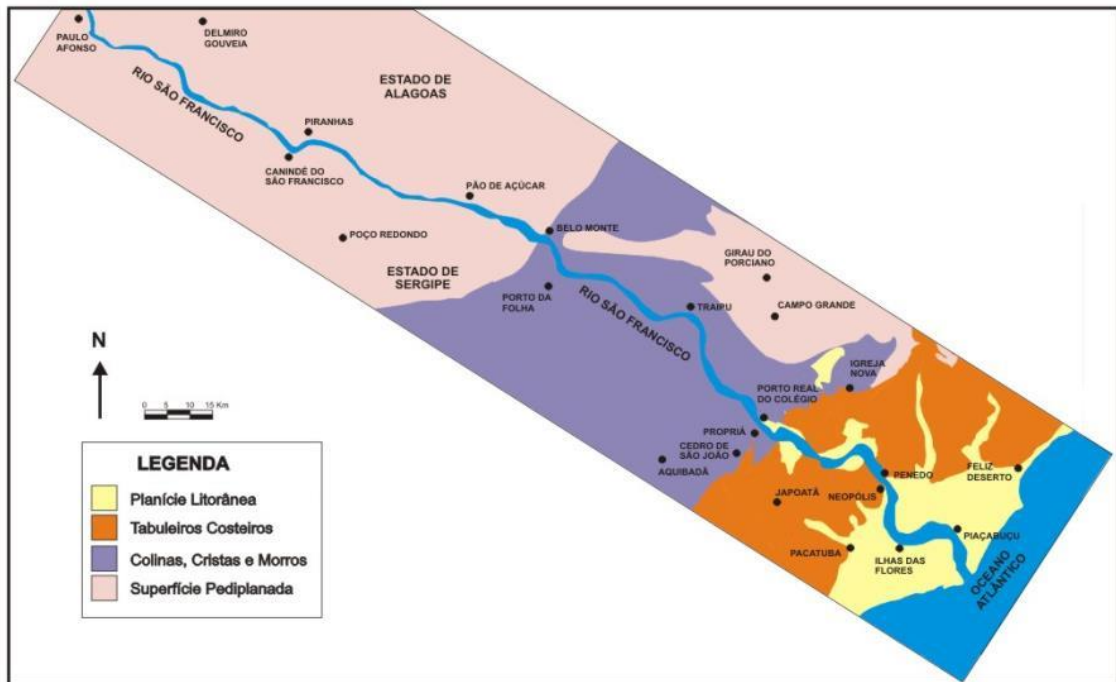


Figura 72. Unidades geomorfológicas do Baixo São Francisco. Fonte: modificado de DNPM, (1976).

Os pediplanos desenvolvidos sobre as unidades morfo-estruturais terrenos mesozóicos e terrenos quaternários são divididos em Tabuleiros Costeiros e Tabuleiros Costeiros Dissecados pela Ação Fluvial. Este modelado em superfícies tabulares erosivas acha-se bem caracterizado, com grandes manchas preservadas, tendo sido elaborado sobre litologias do Grupo Barreiras e unidades da Bacia Sedimentar Sergipe-Alagoas.

A distribuição dos conjuntos de pediplanos pode ser melhor entendida quando correlacionada aos três ciclos erosivos que atuaram na região, gerando três níveis superfícies topográficas distintas: Sul-Americana, Velhas e Paraguaçu (SUVALE, 1973). A superfície Sul-Americana é a de menor expressão, relacionada apenas aos topos dos inselbergs. A superfície Velhas abrange as unidades compreendidas pelo Pediplano Sertanejo e Tabuleiros, e o ciclo Paraguaçu corresponde à Planície Costeira e vales fluviais, constituindo o nível de aplainamento mais recente (SUVALE, op. cit.). A planície litorânea constitui uma paisagem com superfície aproximadamente plana, com ondulações fornecidas por dunas eólicas ativas e inativas. A calha fluvial se desenvolve na unidade geomorfológica Planície do Rio São Francisco, que constitui uma superfície de acumulação gerada no fundo do vale por processos fluviais (CODEVASF, 2000).

4.5 Aportes de água e sedimentos do rio São Francisco

O rio São Francisco possui 168 afluentes, dos quais 36 são de porte significativo, e entre estes, apenas 19 são perenes. A vazão natural média na foz do rio São Francisco é de $2.850\text{m}^3/\text{s}$ e mais de 95% do total das suas águas provem das sub-bacias do Alto e Médio São Francisco.

O período úmido da bacia vai de dezembro a março, quando ocorriam as cheias naturais. O gráfico das variações interanuais no período de 1926 a 1976, evidencia um padrão de extrema variabilidade das vazões em praticamente todos os anos, mas com a ocorrência sazonal de cheias, entre os meses de dezembro de um ano a março do ano seguinte. Antes da construção das grandes barragens no rio São Francisco, os picos de médias mensais chegavam a atingir entre 4.000 e $12.000\text{m}^3/\text{s}$ nestes períodos de enchentes anuais. Nas grandes cheias, as regiões do Alto e Médio são as maiores geradoras, fornecendo cerca de 74% dos deflúvios máximos de até 30 dias consecutivos no baixo São Francisco (FONTES, 2002).

As principais características físicas do rio São Francisco, variam em cada uma das suas regiões fisiográficas. Na região do Alto São Francisco, o rio São Francisco tem uma vazão natural média de $1.189\text{m}^3/\text{s}$ (42% da vazão natural média). O Médio São Francisco contribui com uma vazão natural média incremental de $1.519\text{m}^3/\text{s}$ (53% do total) e abrange rios afluentes importantes na margem esquerda, como o Paracatu, Grande e Urucuia. No alto e médio São Francisco encontram-se os principais rios afluentes formadores da vazão média natural: Paracatu (14%), Velhas (13%), Grande (9%) e Urucuia (9%). O Submédio contribui com $104\text{m}^3/\text{s}$ (4 % do total) e o Baixo, com $38\text{m}^3/\text{s}$, apenas 1,3% da vazão média natural. Em relação à contribuição das unidades federativas, cerca de 73,5% da vazão natural média do rio São Francisco é proveniente de Minas Gerais, 20,4% da Bahia, 3,2% de Pernambuco, 1,2% de Goiás, 0,6% do Distrito Federal, 0,7% de Alagoas e 0,4% de Sergipe.

O perfil longitudinal do rio, com desníveis que favorecem a implantação de usinas para a geração de energia elétrica, fomentou as intervenções humanas com a construção de grandes barragens que geraram grande impacto no regime hidrológico fluvial. A primeira grande barragem construída foi a de Três Marias, em 1963, localizada em Minas Gerais, no alto São Francisco. Outras grandes barragens foram construídas no submédio e baixo São Francisco sendo as mais relevantes, Sobradinho (1978) e Xingó (1994).

4.5.1 O baixo curso do rio São Francisco

O baixo curso do rio São Francisco apresenta 12 (doze) bacias afluentes na margem direita (Sergipe) e 9 (nove) na margem esquerda (Alagoas). As principais bacias hidrográficas tributárias em Sergipe são as dos rios Jacaré, Pilões e Betume/Aterro e em Alagoas, as dos rios Ipanema (cujas nascentes localizam-se em Pernambuco), Traipu e Piauí.

Os rios afluentes da região semiárida da bacia são todos intermitentes ou efêmeros e os poucos perenes existentes se localizam na região litorânea, onde os níveis de precipitação pluviométrica são bem mais elevados, mas apresentam vazões pouco significativas. A soma das descargas médias anuais de todos os afluentes das margens sergipana e alagoana representa apenas cerca de 1,1% da vazão média natural do baixo curso do rio São Francisco.

O baixo curso do rio São Francisco possui 265 km de extensão entre a cachoeira de Paulo Afonso e a foz no oceano Atlântico. No trecho inicial de 65 km, entre Paulo Afonso (Bahia) e Canindé (Sergipe)/Piranhas (Alagoas), o rio desenvolveu um cânion, onde ocorre um desnível da ordem de 115 metros. Aproveitando este desnível para a geração de energia elétrica, foi construída, em 1994, a grande barragem da usina de Xingó. Esta barragem marca o início de trecho final do baixo curso do São Francisco. Deste local até a foz, o rio percorre cerca de 236 km com uma declividade média de 0,5 m/km.

O baixo curso do rio São Francisco atravessa, no sentido oeste-leste, três grandes unidades morfo-estruturais e a morfologia de seu vale reflete estas mudanças no substrato geológico. Entre Paulo Afonso (Bahia) e Pão de Açúcar (Alagoas), o rio corre encaixado em um cânion desenvolvido em rochas ígneas e metamórficas e o relevo circundante é o pediplano sertanejo. À jusante de Pão de Açúcar (Alagoas) até Propriá (Sergipe), o vale fluvial se alarga a medida que o rio se aproxima do contato com as unidades sedimentares da bacia Sergipe-Alagoas. O relevo circundante é bastante acidentado, com alinhamento de cristas e vales subsequentes, resultantes da dissecação diferencial em distintas litologias de rochas metamórficas e do desgaste de estruturas tectônicas.

De Propriá (Sergipe) até Neópolis (Sergipe)-Penedo (Alagoas), o vale fluvial é ainda mais aberto, com o desenvolvimento de uma planície de inundação mais ampla, e a formação de maior número de ilhas e barras fluviais. O relevo circundante é constituído por tabuleiros

costeiros desenvolvidos sobre as unidades da bacia sedimentar Sergipe-Alagoas e sobre o Grupo Barreiras. A jusante de Neópolis/Penedo, o rio corta terrenos quaternários formados por depósitos aluviais e litorâneos que constituem a sua atual planície costeira.

Uma das características do regime hidrológico natural do baixo curso rio e a ocorrência de cheias anuais entre os meses de dezembro a maio, período que coincidia com as baixas precipitações pluviais na região, Esta flutuação sazonal das vazões estava diretamente condicionada ao regime pluviométrico das sub-bacias do alto e médio São Francisco, uma vez que nestas regiões a maior parte das precipitações pluviométricas ocorre no verão e o inverno corresponde ao período de estiagem. O sistema de produção de chuvas do baixo São Francisco tem um comportamento exatamente inverso: as chuvas estão concentradas no período de inverno, com início em fevereiro-março e final em agosto e o período mais seco corresponde aos meses de primavera e verão (setembro a janeiro).

Entretanto, algumas das enchentes de maior repercussão no baixo São Francisco, se formaram devido a conjunção das altas vazões provenientes do Alto São Francisco, com precipitações pluviométricas anormais nos afluentes do Submédio, como foi o caso da grande enchente de abril de 1985 (CEEIVASF, 1985).

Os picos de altas vazões médias correspondem a cheias que invariavelmente provocavam o transbordamento do rio, e as águas ocupavam toda a extensão do seu leito maior, com o nível das águas se elevando entre 2 e 5 metros, por vezes alcançando até 8m (SUVALE, 1973).

Quando as altas vazões do verão propiciavam a inundação das terras baixas marginais, provocavam o acúmulo de água nas depressões (várzeas) e a deposição de sedimentos finos e matéria orgânica, fertilizando o solo. Quando do retorno das águas ao leito menor, parte das várzeas permanecia preenchida com águas, se constituindo as lagoas marginais. Entre Canindé (Sergipe)/Piranhas (Alagoas) e a foz, foram identificadas 145 várzeas (CODEVASF, 1973), compondo uma área total de 78.000 ha. Metade desta superfície é ocupada pelas grandes várzeas de Marituba (Alagoas) e Betume (Sergipe), ambas localizadas na planície costeira. Outras várzeas de maior área são Boacica (Alagoas), Cotinguiba (Sergipe), Itiuba (Alagoas) e Propriá (Sergipe) e as demais 139 são consideradas como pequenas várzeas.

As diversas barragens hidrelétricas construídas no leito do rio São Francisco provocaram nas últimas décadas modificações da pulsação natural das vazões, modificando o regime hidrológico do baixo curso. A regularização das vazões provocou o aumento das vazões mínimas e o espaçamento entre as cheias, que também tiveram suas vazões máximas reduzidas. No novo regime hidrológico artificializado, após construção das grandes barragens, a sazonalidade das cheias anuais deixou de existir e com a ausência delas, o mesmo ocorreu com as inundações periódicas da planície de inundação, faltando aporte de água para a manutenção das lagoas marginais.

4.6 Planície costeira associada ao rio São Francisco

No seu trecho final, o baixo rio São Francisco atravessa uma ampla planície costeira (**Fig. 73**) com uma área total de 800 km². A maior parte desta planície foi formada com a contribuição do rio, constituindo-se em um delta holocênico, considerado um dos exemplos mundiais de deltas dominados por ondas (GALLOWAY, 1975; COLEMAN e WRIGHT, 1975). Este é o único delta holocênico formado na costa nordeste do Brasil, o que evidencia o volume dos aportes fluviais do rio São Francisco para a zona costeira.

A planície quaternária litorânea associada à foz do rio São Francisco ocupa uma área de 800 km² e abrange áreas dos Estados de Sergipe e Alagoas. A planície tem uma forma de “v”, em cujo vértice se encontra o rio São Francisco e suas bordas internas são escarpas formadas por sedimentos terciários do Grupo Barreiras. Os sedimentos da planície costeira, formados desde o Pleistoceno ao Holoceno mais recente (BITTENCOURT et al, 1982, 1983; FONTES et al., 2012) formam os terraços costeiros, os terraços fluviais, o fundo dos pântanos de água doce, os mangues e os campos de dunas eólicas, como resultado das interações entre os forçantes continentais e marinhos. Os sedimentos litorâneos Pleistocênicos ocorrem em uma estreita faixa na borda oeste da planície, próximo à base das paleo-falésias do Grupo Barreiras. O restante da planície é formado pelos sedimentos Holocênicos, constituídos por terraços marinhos e fluviais, depósitos de lagoas, pântanos de água doce, mangues e campos de dunas eólicas.

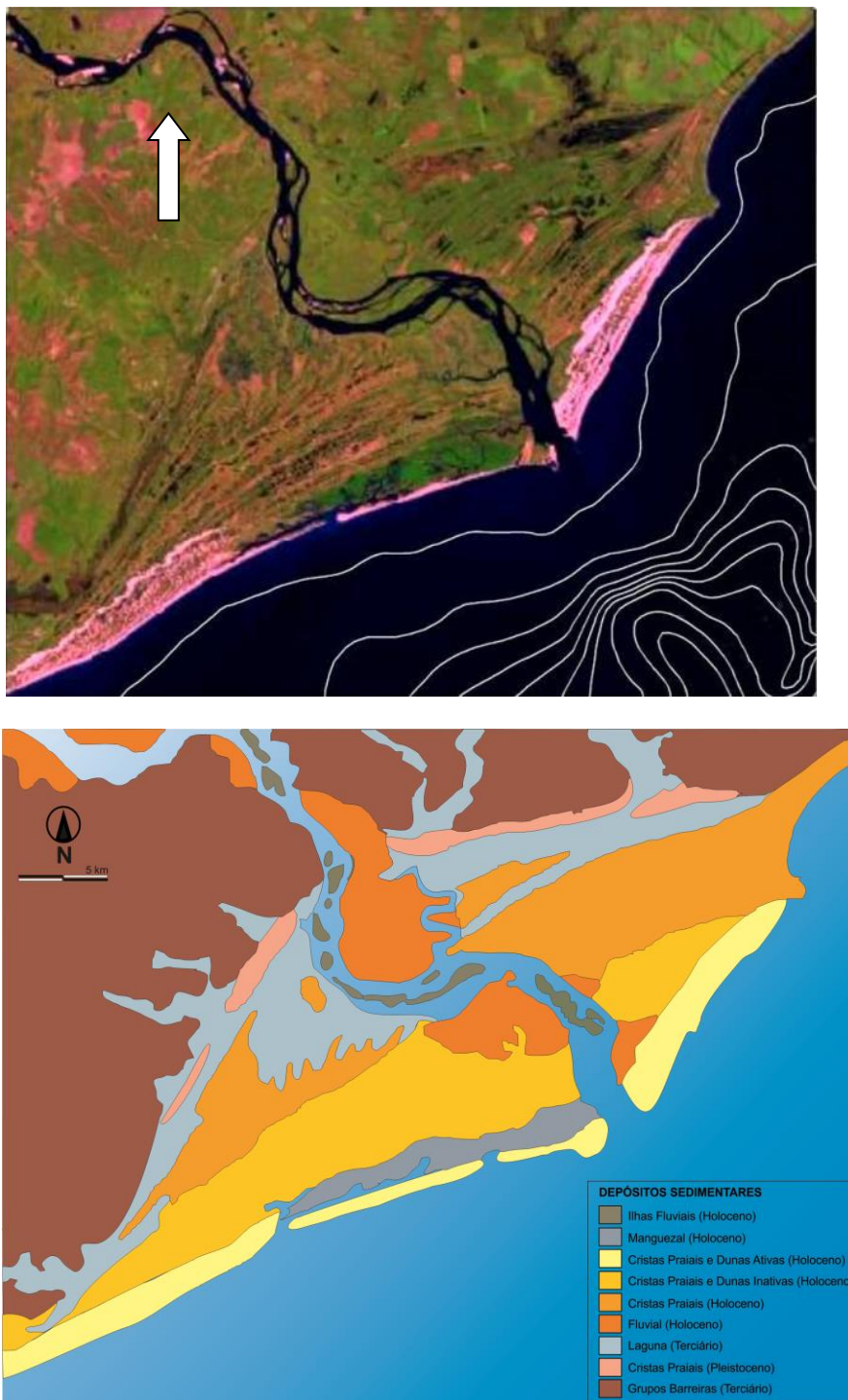


Figura 73. Acima: recorte de imagem de satélite Landsat, com delta do rio São Francisco e linhas de batimetria da plataforma continental e do cânion submarino, Fonte: INPE. Abaixo: mapa geomorfológico simplificado da planície costeira. Fonte: modificado de Bittencourt et al, 1982.

4.7 Fatores e processos atuantes na zona costeira e marinha rasa

Para uma melhor compreensão dos fatores controladores formação dos depósitos costeiros e marinhos, apresenta-se a seguir uma breve síntese dos principais fatores controladores e dos processos atuantes na zona marinha rasa. O contexto geo-ambiental descrito a seguir exerce, assim como ao longo do Holoceno, uma forte influência sobre a formação dos depósitos sedimentares e feições geomorfológicas da planície costeira, da linha de costa, da plataforma continental e do limite com talude e cânion submarino.

As marés que são observadas nas zonas costeiras resultam do empilhamento e amplificação das marés oceânicas, à medida que estas se movem sobre a plataforma continental e para o interior dos estuários e baías. As marés do litoral de Sergipe-Alagoas são semi-diurnas, e segundo Davies (1972) pode ser classificada como uma costa de micro a meso-marés. Ocorrem dois picos de marés altas e baixas em um período de 24 horas e 50 minutos, com amplitude entre 1,0 a 3m, e as máximas amplitudes nos equinócios de março e setembro.

O litoral de Sergipe é caracterizado pela incidência de ondas do tipo deslizante com duas direções predominantes, as de Nordeste e as de Sudeste. As ondas de Nordeste ocorrem entre o mês de outubro e março e corresponde à maior parte das ondas. As ondas de Sudeste são maiores e ocorrem entre os meses de maio e julho, sendo geradas, em sua maioria, por tempestades distantes do litoral. Os mais significativos períodos e alturas de ondas correspondentes a direções das ondas são: período de 5 segundos e altura entre 0,5 e 1,0m para a direção de ondas de NE e período de 6,5 segundos e altura de 1,5m para as direções de SE e S. As máximas alturas significativas das ondas (SWH) atingem 3,6m no período de inverno (PETROBRAS, 2007). As maiores alturas significativas de ondas que incidem na região muitas vezes independem das condições de mar local, pois estas são geradas a grandes distancias, e em função da sua propagação, estas são as ondas de maior amplitude que chegam à região.

Os processos morfodinâmicos que atuam no transporte de sedimentos ao longo da linha de costa são basicamente gerados pela ação das ondas, correntes costeiras e marés. As ondas constituem um dos processos marinhos mais efetivos no selecionamento e redistribuição dos sedimentos depositados nas regiões costeiras e plataforma continental interna. O transporte de

sedimentos litorâneos ao longo da costa sergipana é de 790.000 m³/ano, com cerca de 658.000 m³/ano no sentido NE-SW e 132.000 m³/ano no sentido inverso (VIANA, 1972).

Bittencourt et al. (2002), com o objetivo de determinar o transporte longitudinal ao longo de um trecho da costa leste do nordeste do Brasil (Sergipe ao Rio Grande do Norte), caracterizou a partir de diagramas de refração para ondas provenientes de NE, E, SE e S, o clima de ondas incidentes na linha de costa e o transporte longitudinal. Os valores de direção e intensidade do potencial da deriva litorânea efetiva, com direção predominante para o sul, aumentam a partir de um valor de 724 (Segmento V) até 3556 (segmento II), e depois reduzem abruptamente para 307 (segmento I). Nos trechos costeiros que apresentam direções opostas de deriva litorânea sazonalmente, a direção de deriva litorânea efetiva foi definida por Bittencourt et al. (2002), com sendo a direção predominante, calculada pela diferença de intensidade entre as direções opostas da deriva litorânea. As frentes de onda de sul e sudeste são as que chegam à linha de costa sergipana e alagoana com os maiores períodos e, portanto, são as que experimentam o maior grau de refração, promovendo as maiores variações de distribuição de energia ao longo da linha de costa.

Na plataforma do Nordeste do Brasil, a circulação oceânica é dominada pela Corrente sul-equatorial (CSE) que flui de leste para oeste atravessando o Oceano Atlântico. Próximo à costa do Brasil, a sul de 10°S, a CSE - ramo Sul ramifica-se formando a corrente do Brasil (CB) que flui para sul com velocidade média relativamente fraca, variando entre 10 e 15 cm/s e a corrente norte do Brasil (CNB) que cruza o equador e acelera, alcançando em 2°N a velocidade de 81cm/s. (SILVEIRA et al., 1994).

4.8 Associação de fácies e a planície costeira atual

O elevado aporte de sedimentos fluviais durante o Quaternário influenciou diretamente a sedimentação da plataforma continental adjacente, estabelecendo uma clara diferenciação entre os setores a norte e a sul da foz, em função da distribuição dos sedimentos siliciclásticos de origem continental. A presença do rio São Francisco também estabelece uma diferenciação de caráter regional, por ser o único rio atual a exercer um papel relevante na sedimentação da plataforma continental do nordeste brasileiro.

A associação de fácies areno-argilosa é amplamente aflorante na planície deltaica. Apesar de dominarem a superfície atual, possuem, em geral, pouca espessura em subsuperfície, mas se espessam nos paleo-eixos fluviais. As fácies que integram esta associação incluem: areias finas a médias; conglomerados; areias grossas a conglomeráticas; areias finas a médias, todas contendo lama (argila+silte) e com estratificações cruzadas; lamas não carbonosas; lamas carbonosas e turfás.

A fácies de areias finas a médias é constituída por grãos de quartzo cinza e hialino, coloração cinza claro a esbranquiçada, por vezes contendo níveis intercalados de cascalhos, constituídos por seixos de quartzo. As fácies de conglomerados com matriz arenosa e seixos arredondados com diâmetros variados de até 6cm, coloração amarronzada clara, com matriz de areia grossa com pouca lama, com grãos de quartzo, seixos de quartzo de cores variadas, seixos arredondados com esfericidade de boa a ruim, coloração marrom claro a bege, com seixos de até 4 cm, seixos de cores variadas e bem arredondados. As fácies de areias grossas a conglomeráticas, com matriz de areia fina a média contendo lama, coloração amarelo a marrom claro, grãos subangulosos e bem arredondados, com níveis de seixos de quartzo de até 5cm diâmetro, com presença de pouca matéria orgânica e estratificações cruzadas. A fácies de areias finas a médias, com estratificações cruzadas, seleção ruim, grãos de quartzo hialino e cinza, imaturos, contendo lama na matriz, coloração bege a amarronzada clara, seleção moderada a ruim, com intercalações de níveis de grânulos.

Nas seções de subsuperfície, onde foram identificados paleo-eixos fluviais, ocorre o predomínio de fácies de areias médias a grossas contendo lama na matriz e estratificações cruzadas.

4.9 Discussão e interpretação

Nos itens a seguir são discutidas e interpretadas as informações obtidas em visão integrada da evolução dos sistemas fluvial-costeiro e marinho raso, ajustando às mudanças marinhas.

4.9.1 Evolução integrada dos sistemas fluvial-costeiro-marinho raso e relações com mudanças do nível do mar

A evolução dos sistemas deposicionais fluvial-costeiro-marinho do sistema sedimentar São Francisco apresenta algumas especificidades que incluem, por exemplo, a interação entre os

processos costeiros-marinhos, alguns dos quais são de abrangência regional. Neste contexto, a evolução dos sistemas costeiros e marinhos não pode ser dissociada da evolução do sistema fluvial e esta integração será realizada a seguir. Apesar de não se dispor de um grande conjunto de datações é possível detalhar a evolução do Pleistoceno superior ao Holoceno, com base na identificação dos tratos de sistemas deposicionais, nas relações espaciais entre as unidades morfo-sedimentares e na correlação com datações obtidas em estudos na costa leste do Brasil.

O Pleistoceno Superior foi palco de uma grande regressão marinha, documentada em várias partes do planeta e no Brasil, por ocasião da glaciação *flandriana*. A plataforma continental foi exposta e a linha de costa se posicionou entre 120-130m abaixo da atual, o que corresponde ao topo do talude continental. Os vales incisos da região costeira do sistema São Francisco registram este episódio regressivo, não apenas no vale do rio São Francisco, mas também os vales gerados por seus afluentes na zona costeira, a exemplo dos rios Marituba/Piauí e Betume. Na porção sul de Sergipe, ocorrem vales incisos associados aos rios Japarutuba, Vaza-Barris e Piauí-Real. Após a transgressão que se seguiu, entre o Pleistoceno Tardio e o início do Holoceno, foi na regressão do Holoceno que ocorreu a formação da atual planície costeira do São Francisco. Para Martin et al (1979) e Bittencourt et al. (1983) a evolução da costa brasileira nos últimos 5.000 anos, foi condicionada pelo abaixamento do nível relativo do mar, que foi estimado entre 3-5 metros. Dominguez (1996), atribui o padrão complexo das planícies costeiras progradantes, em ambientes dominados por ondas da costa leste do Brasil, à evolução decorrente das flutuações do nível do mar durante o Holoceno. No contexto costeiro e marinho raso do sistema São Francisco, os dados obtidos permitiram o reconhecimento de 6 (seis) estágios evolutivos no intervalo Pleistoceno Superior ao Holoceno, nos quais se desenvolveram os seguintes conjuntos de sistemas deposicionais: 1) baía, 2) baía-estúario, 3) baía-laguna interna-delta intralagunar, 4) delta de cabeceira de baía-cordões litorâneos, 5) delta influenciado por ondas simétrico e 6) delta influenciado por ondas assimétrico. Estes contextos deposicionais e paleogeográficos se formaram em consequência das mudanças do nível do mar e da interação com os aportes fluviais, durante os episódios transgressivo do Pleistoceno Tardio-Holoceno, estágio de mar alto do Holoceno e, finalmente, pela regressão marinha atual. O perfil vertical composto com as associações de fácies reconhecidas no sistema São Francisco (**Fig. 74**) relaciona as mudanças do nível de base com a paleogeografia e registros resultantes destes episódios. As variações do mar estão

relacionadas com as mudanças dos tratos de sistemas deposicionais formados nas diversas seqüências deposicionais do Pleistoceno Superior ao Holoceno. A seguir, são sintetizados os estágios de mudança do nível do mar, os tratos de sistemas deposicionais e respectivos contextos paleogeográficos.

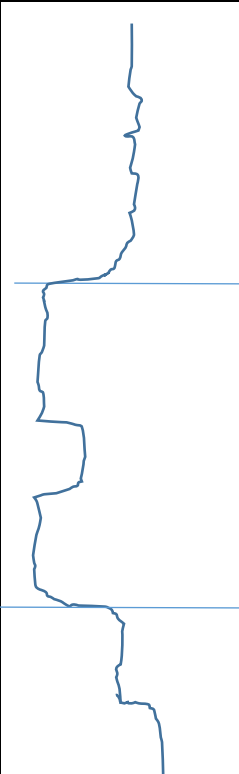
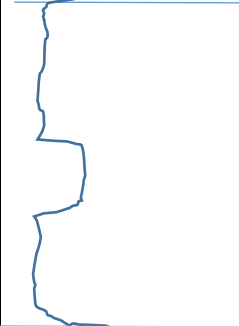

PERFIL GRANULOMETRICO Argila areia	ASSOCIAÇÃO DE FACIES	PALEOGEOGRAFIA e Sistemas Depositionais	MOVIMENTO DO NIVEL DO MAR
	ASSOCIAÇÃO DE FACIES ARENO-ARGILOSA	PLANICIE FLUVIAL E DELTAICA PLATAFORMA CONTINENTAL	REGRESSÃO HOLOCENO
	ASSOCIAÇÃO DE FACIES LAMOSA	ESTUÁRIO, LAGUNA COSTEIRA BAÍA PLATAFORMA CONTINENTAL	TRANSGRESSÃO FINAL PLEISTOCENO-INCIO HOLOCENO
	ASSOCIAÇÃO DE FACIES ARENOSA	PLANICIES FLUVIAL E COSTEIRA PLATAFORMA CONTINENTAL	REGRESSÃO FINAL DO PLEISTOCENO

Figura 74. Perfil estratigráfico composto para os depósitos costeiros e marinhos rasos do sistema São Francisco, no intervalo do final do Pleistoceno-Holoceno.

4.9.2 Estágios de sedimentação costeira na transgressão-regressão do final Pleistoceno ao Holoceno

O final do Pleistoceno-início do Holoceno foi marcado por uma transgressão marinha, seguida por uma regressão no restante do Holoceno. A evolução ambiental e na sedimentação é descrita a seguir.

4.9.2.1 Estágio transgressivo

A última transgressão, entre o final do Pleistoceno e início do Holoceno, se estendeu entre 7.000 e 5.100 anos AP para Martin et al. (1993). A datação mais recente em fácies marinha argilosa da planície costeira do São Francisco, obtida no furo de sondagem F5 (povoado Brejão), em amostras de conchas, forneceu idade de 6.300 anos AP. Datação obtida em restos de madeira, no Furo F13 (vale do rio Marituba), indica que a contribuição continental já existia em 6.330 anos AP. Desta forma, é possível estimar que o máximo transgressivo foi alcançado em torno de 6.000 anos AP. O registro sedimentar deste episódio constitui um trato de sistemas transgressivo (TST).

Na etapa inicial da transgressão marinha, as águas do mar invadiram e encobriram quase toda a planície costeira pleistocênica, desenvolvida no estágio anterior, e a transformaram em uma grande baía, em função da reentrância formada pelas paleo-falésias do Grupo Barreiras, em cujo ápice se encontrava o vale do rio São Francisco. O recuo das sucessivas linhas de costa deixou como registro os atuais recifes submersos no fundo da plataforma continental e os emersos na linha de costa atual. Estes recifes estão localizados, desde a borda da plataforma (**Fig. 75**), no conjunto de recifes submersos arqueados que acompanham o alto morfológico submarino de Ponta dos Mangues, em Sergipe (**Fig. 76**) até os recifes que acompanham a linha de praia atual na porção sul de Alagoas.

Na fase final deste avanço marinho, uma parte considerável da planície costeira do pleistoceno superior é afogada e parcialmente destruída pela erosão costeira. Na sua ascensão máxima, as águas marinhas atingem a borda interna da planície costeira do sistema São Francisco. Entretanto, apesar dos alinhamentos dos cordões litorâneos pleistocênicos terem sido em grande parte arrasados ou aplainados, estes depósitos ainda são encontrados em subsuperfície e, na superfície, afloram no fundo marinho e nas bordas da planície costeira. Eles constituem a base de recifes submersos na plataforma continental atual, recobertos por depósitos carbonáticos (**Figs. 75 e 76**) e, afloram em uma estreita faixa, que acompanha a borda interna da planície costeira, ao lado das paleofalésias do Grupo Barreiras.

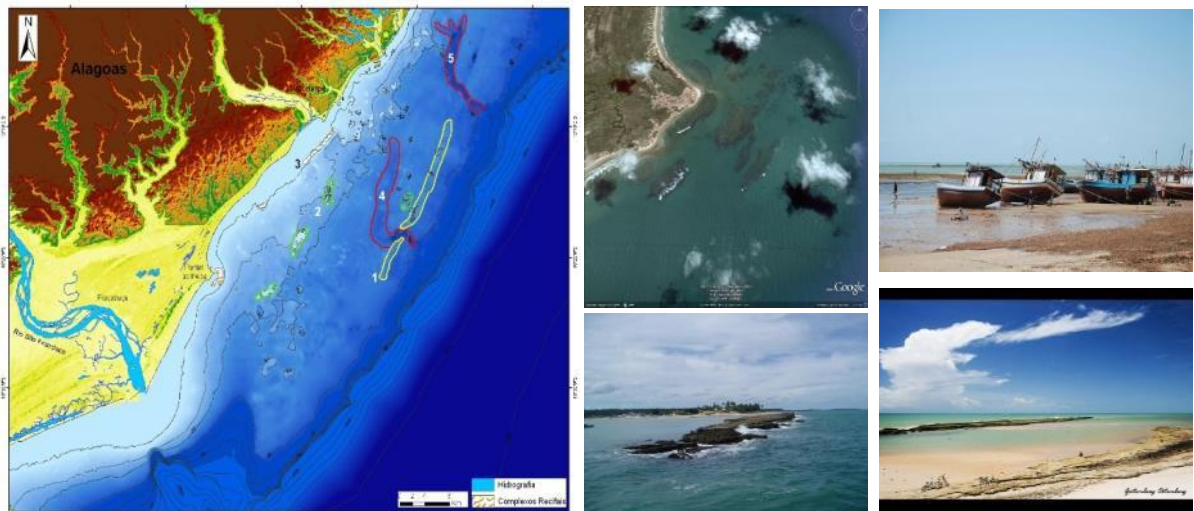


Figura 75. Recifes na plataforma e ao longo da linha de praia (1, 2 e 3), vales incisos (4 e 5) e banco carbonático da borda na plataforma sul (6), em Alagoas. Fontes: Pontal do Peba (Google Earth, 2011). <http://www.panoramio.com/user/3200522> e <http://4.bp.blogspot.com>.

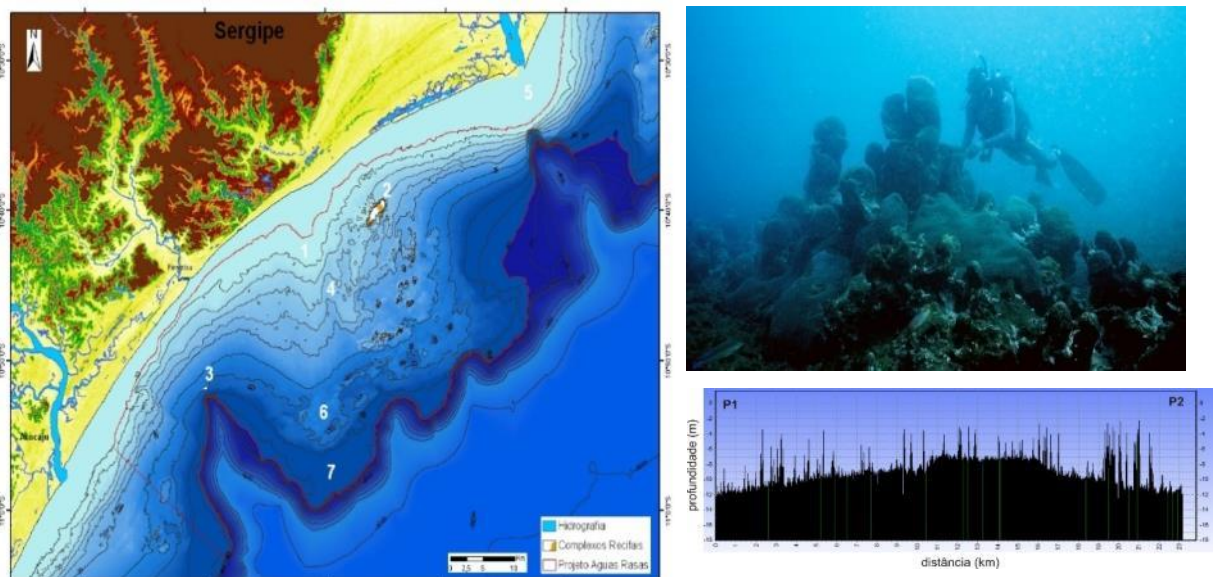


Figura 76. Plataforma continental norte de Sergipe: (1) alto morfológico na região de Ponta dos Mangues, entre sistemas sedimentares São Francisco e Japarutuba; (2) recife submerso da Pedra Robalo, topo da Pedra do Robalo, Sergipe (cortesia do Projeto Tamar ICMBIO); (3) recife submerso do Grageru; (4) vale inciso do Sapucaia; (5) barra de desembocadura do rio São Francisco; (6) banco carbonático da borda da plataforma e (7) terraço da borda da plataforma.

Este episódio transgressivo está bem documentado em subsuperfície, nos furos de sondagem e perfis sísmicos, representado pela associação de fácies lamosas com intercalações de níveis de areias do Trato de Sistemas Transgressivo (TST). Esta associação de fácies, sotoposta aos sedimentos holocênicos, foi depositada em condições marinhas rasas (em uma paleografia de

baía), durante o intervalo de tempo em que a taxa de incremento do espaço de acomodação foi maior que a taxa de suprimento de sedimentos.

O trato de sistemas retrogradacional preenche também os vales incisivos criados durante o estágio anterior de queda do nível do mar. Na baía, esta associação preenche inicialmente os vales incisivos correspondentes aos antigos vales fluviais do rio São Francisco e de seus afluentes costeiros. Assim, existe maior espessamento de depósitos lamosos ao longo destes antigos vales fluviais, com exceção dos eixos fluviais onde houve retomada da escavação, no evento regressivo seguinte, com conseqüente erosão da parte superior destas lamas.

À montante, no sistema fluvial do São Francisco, ocorreu o reflexo da subida do nível do mar, com certo retardo em relação à linha de costa. Nos compartimentos geomorfológicos mais distantes, os efeitos da subida do nível de base regional também foi registrada. O sistema fluvial respondeu ao crescente espaço de acomodação mudando seu estilo de deposição, tornando os canais mais amplos, inclusive nos trechos de cânions onde as planícies de inundação se alargaram nas confluências com os afluentes. Esta mudança favoreceu a ampliação do processo deposicional, já que o espaço de acomodação fluvial é, ainda que indiretamente, controlado pelo nível do mar. Esta situação ocorreu, de forma mais conspícua, nos patamares deposicionais de Xique-Xique/Sobradinho (Médio-baixo) e de Paulo Afonso (Baixo).

Durante a transgressão, o suprimento de sedimentos siliciclásticos para a zona costeira tende a ser menor do que em outros episódios de movimentação da linha de costa, porque a maior parte dos sedimentos são trapeados nas áreas proximais e não existe incisão dos vales fluviais.

4.9.2.2 Estágio de mar alto

No máximo transgressivo, as águas marinhas ocuparam toda a baía e invadiram o baixo vale do rio São Francisco, transformando-o em um alongado estuário (**Fig. 77**). O registro desta etapa máxima da transgressão marinha constitui o trato de sistemas de Nível Alto (TSNA). A associação de fácies lamosa formada neste corpo aquoso estuarino aflora apenas na base do terraço fluvial inferior no atual vale fluvial e, em subsuperfície, na base dos furos de sondagens executados pela CODEVASF para implantação dos perímetros irrigados de Propriá e Pindoba e sob a planície costeira atual.

A rede de drenagem fluvial que havia se instalado no episódio anterior sobre os terraços marinhos pleistocênicos favorecida pela descida acentuada do nível de base, foi afogada durante a transgressão e transformada em vales incisos. Neste episódio transgressivo, o mar também invadiu os vales fluviais escavados nas paleofalésias do Formação Barreiras (MARTIN et al., 1993), como o Piauí-Marituba (Alagoas) e Betume (Sergipe) e que desaguavam diretamente na baía (**Fig. 78**).

Os estudos na costa leste do Brasil indicam que o nível do mar subiu, neste episódio transgressivo, aproximadamente 7m, em relação ao nível atual (MARTIN et al, 1976, 1979, 1983, 1993; SUGUIO et al, 1978, 1985). No sistema São Francisco, esta altitude indica que paleo-estuário avançou vários quilômetros continente adentro, ocupando todo o compartimento IV. Fácies depositadas em ambiente estuarino foram registradas nos furos de sondagens executados para a CODEVASF, nas margens do rio São Francisco, em Propriá, Sergipe. O aspecto geral do estuário se aproximava dos atuais “fiords”, alongados e profundos.

O estuário atingiu não só a região de Propriá (Sergipe)/Colégio (Alagoas), limite da bacia sedimentar Sergipe-Alagoas com o embasamento pré-cambriano, mas também avançou até o compartimento III, em função do perfil longitudinal do fundo do vale fluvial, formado quando o nível de base regional atingiu 120 a 130m abaixo do nível atual.

Os rios afluentes do São Francisco foram barrados durante este episódio, e seus baixos cursos foram invadidos pelas águas do estuário. Neste contexto, passaram a depositar os sedimentos transportados na confluências com o estuário, formando pequenos leques. Estas áreas, posteriormente, foram ocupadas pelas várzeas dos rios Pindoba, Traipú, Pilões, Boacica e Jacaré, no compartimento IV, e por outros afluentes à montante, no compartimento III. No compartimento II, onde o vale fluvial tem a morfologia de cânion, é possível que rio São Francisco, parcialmente bloqueado pelas águas do estuário, tenha bloqueado também seus afluentes e as confluências tenham funcionado como área de deposição dos sedimentos.

Ao longo do curso do rio São Francisco, este episódio deve ter se refletido na ampliação da sedimentação nos patamares locais de Paulo Afonso e Xique-Xique-Sobradinho. É importante ressaltar que os ventos podem ter promovido o retrabalhamento dos sedimentos fluviais e

dado origem a novas gerações de dunas eólicas nos campos que se formaram nas regiões do Médio-baixo e do Submédio-Baixo.

A dinâmica dos estuários é influenciada pelas marés e ondas. Ao iniciar a retrogradação, os efeitos das marés e das ondas acompanharam a migração da linha de costa em direção ao continente, isto é, áreas outrora fluviais, uma vez transformadas em estuários, vão sentir os efeitos erosivos e da sedimentação resultantes da ação de ondas e/ou marés, à medida que a transgressão se desenvolve (HOLZ, 2012). No terraço fluvial inferior foram identificados depósitos, entre Propriá (Sergipe) e Penedo (Alagoas), que podem ter sido gerados por correntes de marés, com estratificações cruzadas de pequeno a médio, porte mergulhando no sentido oeste, indicando terem sido geradas por fluxos aquosos provenientes do oceano.

No máximo da transgressão marinha do final do Pleistoceno-início Holoceno, a linha de costa de Sergipe e Alagoas foi recortada por entradas do mar, resultando em uma paleogeografia em que se destacam as reentrâncias dos vales fluviais afogados dos rios Coruripe, Japarutuba, Sergipe, Vaza Barris e Piauí-Real (**Fig. 78**).

Nos furos de sondagem executados na planície costeira do São Francisco, as espessuras correspondentes ao intervalo transgressivo, representado pelos depósitos do TST e TSNA, variam entre 47m no furo CERB.1 e 57m no furo IDF-02 (**Fig. 79**).

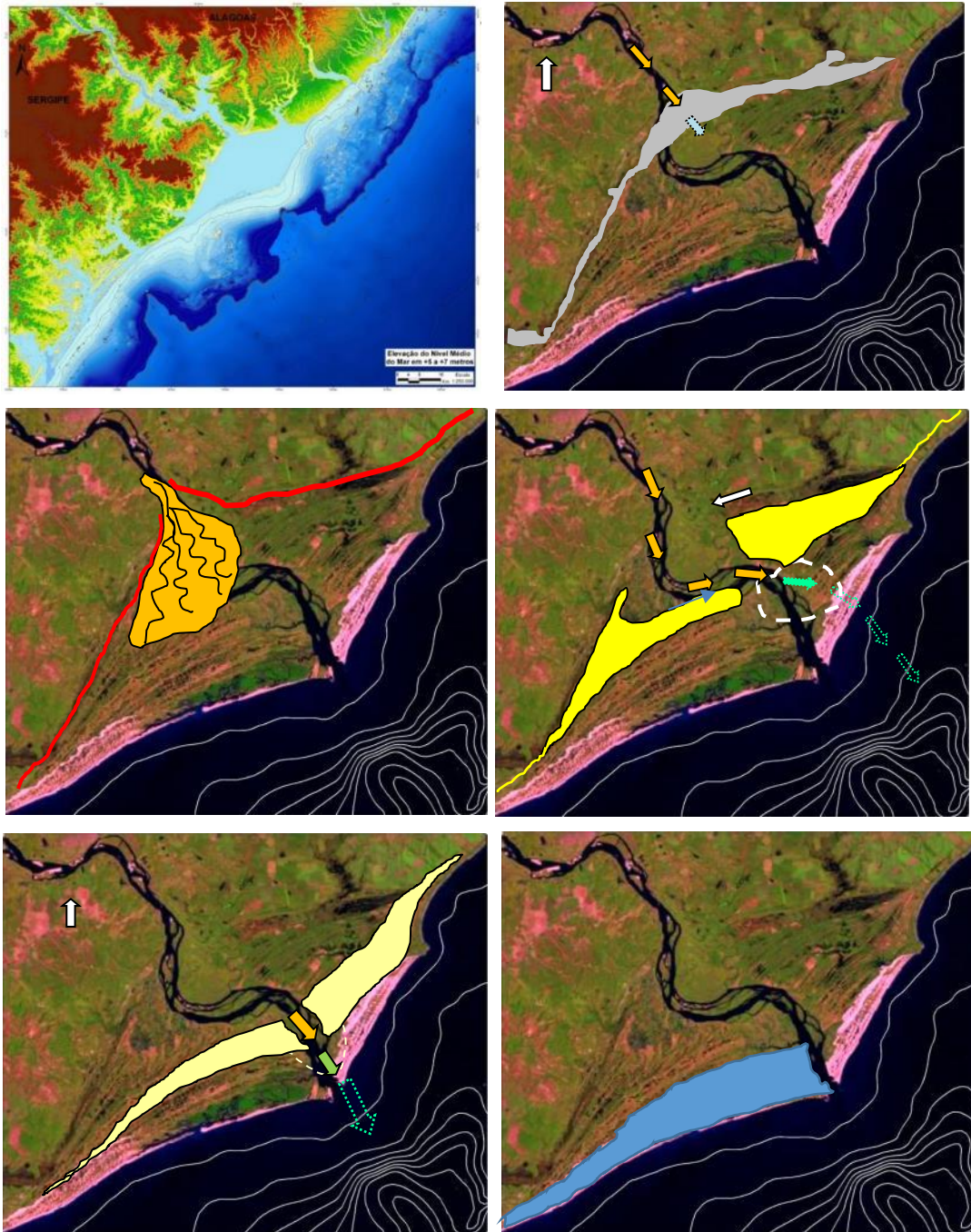


Figura 77. Modelo evolutivo costeiro-marinho raso do Sistema São Francisco, durante a Transgressão do final do Pleistoceno-início Holoceni e Regressão do Holoceno, elaborado sobre imagens de satélite. Estágios: (1) baía; 2) baía, laguna e estuário; 3) delta cabeceira baía e cordões litorâneos adjacentes; 4) delta dominado por ondas simétrico; 5) delta dominado por ondas assimétrico; 6) delta dominado por ondas assimétrico atual.

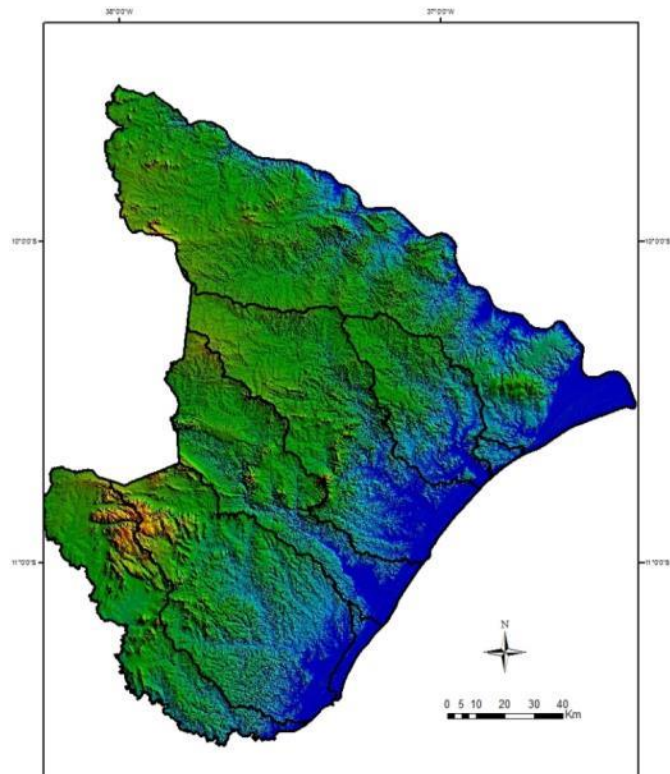


Figura 78. Estuários (em azul) formados nos vales dos rios em Sergipe (São Francisco, Japarutuba, Sergipe, Vaza Barris e Piauí-Real), na última transgressão (Pleistoceno tardio).

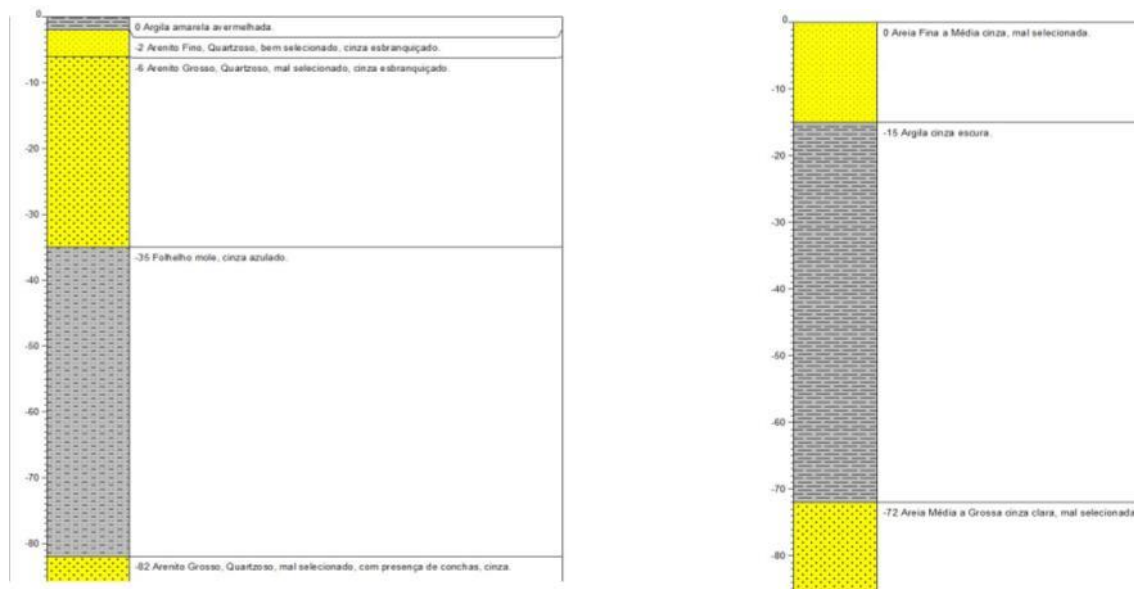


Figura 79. Perfis sondagens, com depósitos lamosos transgressivos do Pleistoceno tardio ao Holoceno: à esquerda, 47m de espessura no furo CERB.1 e, à direita, 57m de espessura no furo IDF-02.

4.9.2.3 Estágio de mar alto-início da regressão

O Trato de Sistemas de Nível Alto (TSNA), registro da fase de mar alto e do início da fase regressiva, possui 3 (três) locais de desenvolvimento principais no contexto São Francisco: os patamares deposicionais locais do sistema fluvial, o interior do paleo-estuário e a borda da paleo-baía.

O Trato de Sistemas de Nível Alto (TSNA) se formou durante a fase final de subida do nível de base quando a taxa de criação do espaço de acomodação foi gradativamente diminuindo em frente aos aportes sedimentares originados pelos rios. Esta relação resultou em uma sedimentação inicialmente agradacional e que se tornou cada vez mais fortemente progradacional no início da fase seguinte, ou seja, de regressão normal de nível alto.

O estuário do São Francisco é progressivamente preenchido por sedimentos fluviais progradantes até o encontro com o litoral (baía). Inicialmente os sedimentos fluviais foram sendo depositados no interior do estuário, após ter sido atingido o máximo da transgressão. Os novos aportes de sedimentos trazidos pelo rio São Francisco e seus afluentes foi paulatinamente promovendo a formação da unidade morfosedimentar inferior, constituindo um delta estuarino.

Na borda de baía do São Francisco encontram-se os ambientes e depósitos mais característicos desta fase evolutiva: a barreira-laguna e o delta intralagunar. Nas bordas internas da baía, se forma uma laguna estreita e alongada, simultaneamente com segmentos a sul e a norte do ápice da planície costeira. Paulatinamente, a deriva litorânea aporta sedimentos para o centro da baía, formando barras arenosas, inicialmente pouco expressivas, paralelas à linha de costa existente. Esta dinâmica sedimentar se desenvolve em uma fase de linha de costa estacionária (*stillstand*) que ocorre entre a fase transgressiva e a regressiva normal de nível alto, quando a taxa de criação de espaço de acomodação é praticamente nula (HOLZ, 2012). As barras arenosas ao longo da borda interna da baía do São Francisco tornam-se mais expressivas e emersas, em função do incremento da deriva litorânea, isolando a laguna alongada e estreita. As feições superficiais destas barras, a sul e a norte do canal fluvial, mostram evidências de que elas se formaram em sentidos opostos. Na porção norte da baía, o sentido dominante da deriva era NE-SW (**Fig. 80**) e na porção sul, era de SE-NW. Este

sentido convergente da deriva provocava o acúmulo de sedimento na região da entrada do estuário e, posteriormente, no delta intralagunar.



Figura 80. Indicativos de sentido da deriva litorânea de norte para sul, em barras arenosas na borda interna, porção norte (Alagoas), da planície costeira do São Francisco. Fonte: Google, 2013

Na laguna, as lamas se constituíram nos sedimentos dominantes, intercaladas por areias finas de antigas barras litorâneas. Os pequenos rios provenientes das falésias do grupo Barreiras (Betume, Papagaio, Poxim, Santo Antônio e riacho da Onça, em Sergipe e Piauí/Marituba, em Alagoas) aportavam diretamente na laguna. Esta área alongada e estreita continua rebaixada na topografia atual e é ocupada pelos vales dos rios Marituba e Betume (**Fig. 81**). Barbosa (1985) datou com C14 os sedimentos lagunares depositados na porção norte da planície deltaica do rio São Francisco, encontrando idade de 5.730 \pm 200 anos AP em amostra de madeira.



Figura 81. Planícies fluviais dos rios Betume (Sergipe) e Marituba (Alagoas) na borda interna da planície costeira do São Francisco.

Os depósitos lagunares tem pequena espessura, de aproximadamente 10 metros, registradas em furos de sondagens da CPRM (1983). A deposição de lamas ricas em matéria orgânica na laguna deu origem a depósitos de turfeiras (CPRM, 1983), em decorrência da subida do nível do mar ter aumentado a produtividade de matéria orgânica e, assim, mais nutrientes foram disponibilizados para a laguna (COE, 2005). Os depósitos ricos em matéria orgânica foram localizados na área do rio Betume (Fazenda Santana), com as turfeiras alcançando até 5 m, com teores de cinza variando entre 3,8 e 33,6. Uma área de depósitos lamosos com matéria orgânica e turfas argilosas, com até 3m de espessura, se formou entre os rios Betume e Santo Antônio, marcando a posição máxima atingida pela progradação da laguna.

No final deste estágio, o aporte de sedimentos fluviais atinge o ápice da planície costeira e promove a formação de um pequeno delta intra-lagunar. Entre os rios da planície costeira de Sergipe e Alagoas, o São Francisco, após a unificação dos rios São Francisco Nordeste e Sudeste, foi único que permaneceu com vazões e aporte de sedimentos relevantes, provavelmente por ser alimentado por outras regiões com climas úmidos (localizadas no Alto São Francisco). Esta mudança no regime hidro-sedimentológico resultou na deposição expressiva de sedimentos dentro do estuário e posterior formação de delta intra-lagunar e, mais recentemente em uma ampla planície deltaica, com concomitante avanço do sistema fluvial.

A base do Trato de Sistemas de Nível Alto (TSNA) e, portanto, a base da sedimentação estuarina, é delimitada pela Superfície Transgressiva Máxima, reconhecida em poços e em linhas sísmicas no contexto costeiro do São Francisco, Esta superfície marca a máxima expansão da bacia sedimentar em direção ao continente na fase final de subida do nível de base (HOLZ, 2012). O topo do TSNA é marcado pela linha de costa estacionaria quando começa a fase de queda do nível do mar, isto é, quando a taxa de criação de espaço de acomodação é praticamente nula (HOLZ, 2012).

Na região marinha profunda, ocorre também formação de depósitos durante a transgressão, originados por correntes de turbidez de baixa densidade, fluxos lamosos e escorregamentos (HOLZ, 2012) que continuam a suprir os leques submarinos gerados no estágio regressivo anterior. Estes leques são extensos e se estendem por centenas de quilômetros pelo assoalho

oceânico, associados a um sistema de canais submarinos por onde flui boa parte das correntes de turbidez.

4.9.2.4 Estágio de regressão inicial (delta de cabeceira de baía e cordões litorâneos)

O encontro do vale fluvial do São Francisco com a planície costeira é caracterizado pelas ampliação da área ocupada por depósitos de origem fluvial, que adquirem a forma de um leque, ladeado por depósitos litorâneos (**Fig. 82**). A laguna, com o prosseguimento da regressão é totalmente isolada do mar pela formação de um largo cordão litorâneo arenoso.

Os aportes fluviais formam um delta de cabeceira de baía, dominado pelo rio, concomitante com a deposição de conjuntos de cordões litorâneos a norte e sul. O delta de cabeceira de baía, assumiu uma forma lobada com desenvolvimento de distributivos meandantes. Os sedimentos fluviais, predominantemente arenosos, se sobrepõem a sedimentos lamosos da laguna e da baía. Lateralmente, os depósitos fluviais cortam os limites da paleo-laguna e se interdigitam com sedimentos dos cordões litorâneos holocênicos.

Nos flancos norte e sul, a linha de costa avança em direção ao mar através da formação de cristas praias e na zona central, se desenvolvem pontais arenosos que se intercalam com sedimentos da porção inferior do lóbulo deltaico. Os pontais progradam em um contexto de derivas litorâneas convergentes (N-S e S-N), mas, ao mesmo tempo, a foz se desloca no sentido norte, denotando o predomínio da deriva proveniente de sul. As evidências morfológicas indicam como os sentidos da deriva se modificaram ao longo da evolução da linha de costa (**Fig. 82 e 83**). Nesta migração ocorre, na porção sul, a intercalação de sedimentos finos de origem fluvial com os sedimentos dos pontais arenosos. A deriva litorânea convergente transportava sedimentos das bordas externas para o centro da baía, formando cordões litorâneos sucessivos que se amalgamavam, nas laterais sul e norte da baía (**Fig. 82**). Na parte central, estes cordões foram se encurvando para oeste, em função do contínuo aporte de sedimentos fluviais. Estas evidências são marcadas na geomorfologia atual do delta, com o final dos cordões localizados a sul encurvados em direção ao oceano e a sua terminação mostra a antiga posição da entrada das águas do mar na laguna.

A deriva proveniente de sul era mais eficiente do que a deriva norte-sul e foi provocando uma progradação dos pontais arenosos, concomitante com seu avanço paulatino no sentido norte, à medida que a linha de costa progredia no sentido do oceano (**Fig. 84**). Nesta posição

provavelmente ocorreu o desenvolvimento de uma barra de desembocadura, formada pelo aporte de sedimentos fluviais. É provável que a continuação subaquosa do fluxo derivado do rio, principalmente nas grandes enchentes, tenha se direcionado para a borda da plataforma continental, adentrando ao cânion submarino pelo lado norte, e promovendo a transferência de sedimentos para águas profundas.

Na regressão marinha, continuou a existir uma diferenciação lateral expressiva entre o contextos do São Francisco e dos demais rios da zona costeira de Sergipe-Alagoas. Nestes outros estuários, ao contrário do rio São Francisco, não ocorreu a retomada do forçante fluvial sobre os costeiros. Desta forma, apesar dos rios avançarem, não retomaram totalmente o controle, uma vez que o aporte de sedimentos continentais ao litoral foi baixo. Assim, seus baixos cursos permaneceram afogados até os dias atuais, se constituindo atualmente em estuários. A dinâmica das mares é dominante, com entrada diárias das águas marinhas nas mares altas e desenvolvendo vegetação própria de águas salobras nas suas margens (manguezais), como pode ser visualizado nas fotos e no mapa que mostra até onde vai a influência do mar (**Fig. 85**). Assim, com exceção da região sob influência do rio São Francisco, não se promoveu a formação de nenhum outro delta na zona costeira (**Fig. 85**).

4.9.2. 5 Estágio de regressão intermediária e atual (delta influenciado por ondas)

A reconstituição dos sentidos assumidos pela deriva litorânea dominante na construção da planície deltaica, baseada nas evidências geomorfológicas e nas linhas de crescimento dos cordões litorâneos, visíveis em superfície, possibilitou identificar as mudanças que explicam o desenvolvimento da paleogeografia nos estágios de desenvolvimento deltaico seguintes. Os estágios mais recentes da regressão marinha envolvem a formação de dois conjuntos morfo-sedimentares com a forma de cúspide, o primeiro simétrico e segundo assimétrico em relação ao canal fluvial. A interação entre descarga fluvial e a deriva de sedimentos controla a deposição na desembocadura dos canais em deltas influenciados por ondas, podendo resultar em uma sucessão de formas, desde simétricas a altamente assimétricas (BHATTACHARYA; GIOSAN, 2003).

Bhattacharya e Giosan (2003) incluíram a planície costeira associada ao São Francisco na categoria de delta influenciados por ondas assimétrico. Entretanto, esta classificação só pode

ser aplicada a última fase evolutiva deltaica, uma vez que este delta assumiu outras configurações ao longo de sua história evolutiva natural. Na fase marinha aberta assumiu inicialmente uma morfologia simétrica. A mudança da morfologia inicial simétrica para a assimétrica atual, refletiu as mudanças na direção e sentido da deriva litorânea que passa de divergente, para convergente e finalmente para dominante no sentido NE-SW. A forma externa deltaica também evoluiu de uma linha de costa côncava, para um alinhamento geral com a direção costeira regional, até uma forma convexa, quando adquire a forma típica de cúspide. Conclui-se assim, que apenas na fase mais recente, o delta holocênico do rio São Francisco pode ser classificado como do tipo assimétrico, com a contribuição de sedimentos aportados pelo rio se restringindo a porção sotamar da foz, onde intercalam-se com os sedimentos costeiros.

4.9.2.6 Etapa de delta influenciado por ondas simétrico

O conjunto geomorfológico de sedimentos que compõem a fase de delta de cabeceira de baía é sucedido pelo um amplo conjunto de cordões litorâneos, na porção norte e a sul da planície costeira, dispostos de forma simétrica em relação a foz do rio São Francisco. Nesta ocasião o rio finalmente rompeu as limitações impostas pela sedimentação costeira e conseguiu chegar diretamente ao mar, iniciando uma nova fase de evolução do delta holocênico.

Na planície deltaica, o rio assume o padrão *anabraching* com desenvolvimento de canais secundários que escavam sedimentos depositados na fase anterior, formando ilhas fluviais. Concomitantemente, ocorre a migração da foz no sentido norte.

As características idênticas dos dois conjuntos de cordões litorâneos, a norte e a sul da planície, e sem intercalações de sedimentos fluviais, evidenciam que foram formados por derivas litorâneas convergentes (N-S e S-N). A redistribuição de sedimentos de forma simétrica para ambos os lados da foz, ocorre quando a frente de onda se aproxima paralelamente à linha de costa e a deriva litorânea produzida diverge à partir da desembocadura fluvial. Assim o resultado é uma configuração do delta em forma em cúspide. A continuidade do continuo recuo do nível relativo do mar, promove a progradação da linha de costa, através do mecanismo específico de transferência de areias da antepraia para a pós-praia, como prevê a regra de Brunn (DOMINGUEZ, 1982).

A deriva litorânea convergente garantiu um equilíbrio no crescimento das porções norte e sul da planície deltaica. Os conjuntos de cordões litorâneos amalgamados e largos no centro são mais estreitos na borda externa da paleo-baía do São Francisco (Peba e Mangue Seco). Ao longo do estágio regressivo, à medida que os cordões progradavam, a baía foi deixando de existir, até atingir um alinhamento da linha de costa, entre os setores norte (Alagoas) e sul (Sergipe) da planície costeira. As bordas externas da antiga baía se destacam na morfologia costeira por apresentarem falésias do Grupo Barreiras em contato com o mar, enquanto na planície costeira do São Francisco as praias são formadas por cordões litorâneos.

A não existência de sedimentos fluviais intercalados nos cordões litorâneos a sul ou a norte da foz, permite supor que nesta etapa, e com a contribuição da deriva litorânea, o rio depositou os seus sedimentos diretamente na área marinha adjacente e formou uma barra de desembocadura. É provável que tenha se desenvolvido um canal subaquático que estabeleceu uma conexão direta com o cânion submarino, em uma posição mais a norte da atual. A falta de evidências de sedimentos fluviais entre os cordões, inclusive aqueles aportados nos períodos de vazões elevadas, indicam uma pequena contribuição fluvial para os setores adjacentes a foz, mas a influência dos aportes fluviais ficou, entretanto, registrada nas fácies sedimentares encontradas em subsuperfície que denotam uma contribuição fluvial cada vez mais acentuada sobre os sedimentos costeiros. Este contexto permite deduzir que os sedimentos fluviais eram depositados à frente da foz, formando barras de desembocaduras. Assim, supõe-se uma forte migração do canal e da frente deltaica em direção ao oceano, ocasião em que os aportes fluviais devem ter contribuído sobremaneira para o desenvolvimento do cânion, do canal e leque submarinos no sopé continental.

O final desta etapa é caracterizado por se alcançar um alinhamento regional da linha de costa, uma vez que a reentrância costeira foi preenchida pelos sedimentos da planície deltaica. Progressivamente, a deriva litorânea dominante passa a ser N-S, promovendo a migração da foz para sul e o rio e sua foz, assumem em alinhamento NW-SE com o cânion submarino.

Os fluxos gerados no cânion levavam sedimentos para o leque submarino formado desde o Pleistoceno, mas que aos poucos foi recebendo menos contribuição continental, à medida que arrefecia, no continente, o entalhamento do vale do canal fluvial. Na morfologia do fundo marinho, o canal submarino mais recente é bem evidenciado nos modelos digitais de terreno,

sugerindo que tenha ocorrido nesta fase um importante desenvolvimento da sedimentação no fundo oceânico profundo, com aportes de sedimentos de origem continental que garantiram a ampliação do leque submarino mais superficial.

Na área continental, é provável que tenham ocorrido mudanças significativas que contribuíram para a renovação do aporte de sedimentos fluviais para a região marinha, ao contrário do que se observa no restante no trecho final dos demais rios de Sergipe e Alagoas que não se recuperaram da regressão marinha, permanecendo ainda como estuários. No rio São Francisco, ao contrário, é possível que no Holoceno tenha se ampliado a captura do rio proveniente de Minas Gerais, configurando em uma nova etapa do desenvolvimento fluvial a partir da união dos paleos-rios São Francisco Nordeste e São Francisco Sudeste. O fato relevante a considerar é que o rio passou a receber uma maior influência das águas provenientes de sudeste (região de Minas Gerais e sul da Bahia), não mais dependendo do regime de chuvas do semiárido do nordeste e da zona costeira. Esta é a razão pelo qual o sistema São Francisco foi se desenvolvendo ao longo do Holoceno e construindo ambientes deltaicos com a forte influência continental, mesmo em um contexto costeiro de imposição dos fatores e processos marinhos, com predomínio das marés, ondas e forte deriva litorânea. Esta situação pode ser mais fortemente evidenciada pelo contraste entre o desenvolvimento das feições geomorfológicas e da sedimentação costeira no sistema rio São Francisco e nos demais contextos rio-mar existentes em Sergipe e Alagoas.

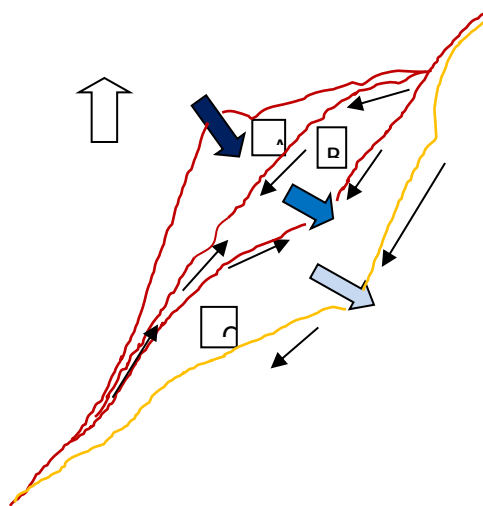


Figura 82. Morfologia externa da linha de costa (A-côncava; B-alinhada/convexa e C-cúspide) e derivas litorâneas dominantes nas fases evolutivas da planície costeira do São Francisco.



Figura 83. Feições morfológicas em imagem de satélite, indicativas da deriva norte-sul (direita para esquerda) na porção interna da planície costeira do São Francisco. Fonte: Google Earth.

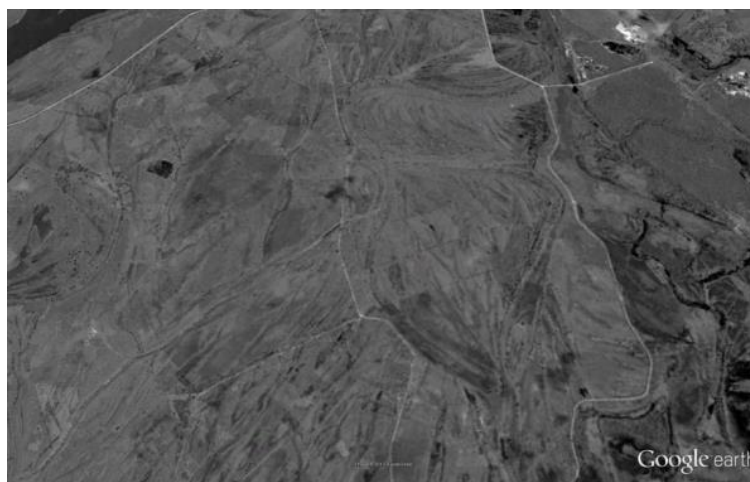
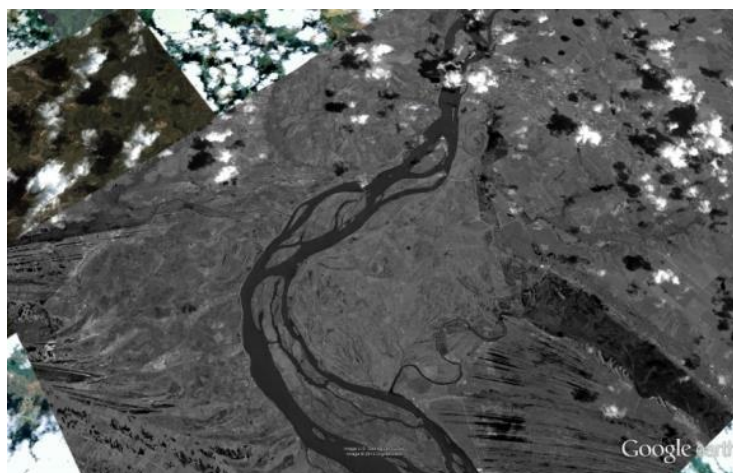


Figura 84. Delta de cabeceira de baía São Francisco, ladeado por cordões litorâneos a sul e a norte, em imagens de satélites. Fonte: Google Earth.

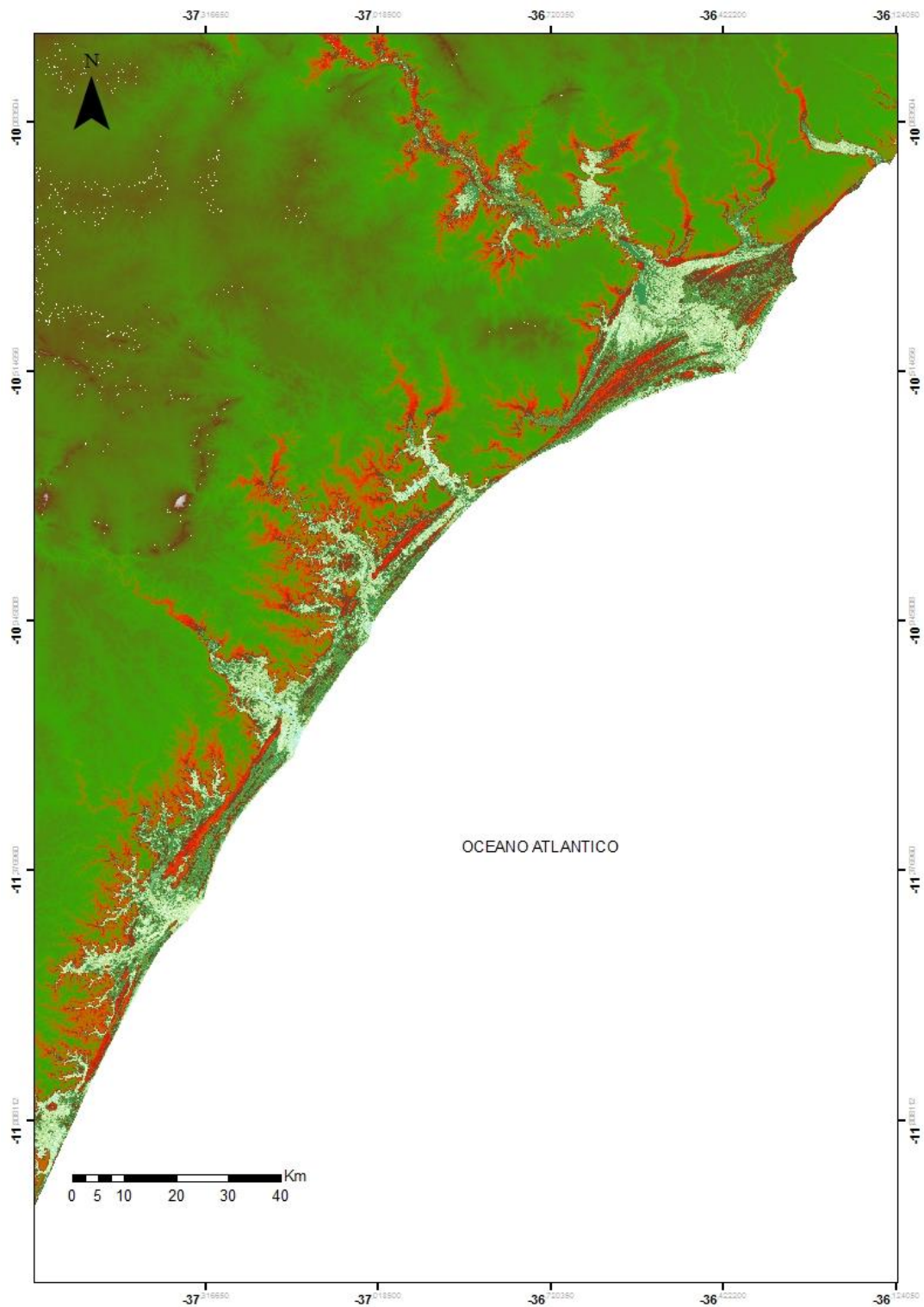


Figura 85. Mapa da zona costeira de Sergipe mostrando estuários, manguezais e cordões litorâneos e até onde se evidencia a influência do mar, configurando os sistemas sedimentares rio-mar São Francisco, Japarutuba-Sergipe, Vaza Barris e Paiui-Real.

4.9.2.7 Etapa de delta influenciado por ondas assimétrico

A unidade morfo-sedimentar externa e que se estende até a praia atual, é caracterizada por uma nítida assimetria na distribuição dos depósitos entre os setores norte e sul da planície, com o pleno domínio de cordões litorâneos amalgamados no setor norte e a intercalação de sedimentos lamosos entre os cordões lamosos do sul. Esta unidade é a que mais tem despertado a atenção dos pesquisadores que estudaram o delta do rio São Francisco (DOMINGUEZ, 1983, 1990, 1996; BHATTACHARYA; GIOSAN, 2003) e os tem induzido a erros na interpretação dos processos que concorreram para a formação do edifício deltaico.

Esta nova etapa da evolução do delta é marcada pela formação de novos ambientes de deposição que passaram a se desenvolver no setor norte e sul do delta e que permitem individualizar três estágios evolutivos: 1) inicial, com pequena assimetria de fácies; 2) estágio preatual com forte assimetria e migração da foz para norte e o 3) estágio atual, com forte assimetria e migração da foz para sul. A forte assimetria de fácies a sul e a norte da foz denota uma nítida mudança em relação ao estilo de sedimentação desenvolvido no estágio anterior, em função de mudanças que ocorreram na deriva litorânea. Esta nova feição assimétrica denota um intervalo de mudanças na predominância da deriva litorânea, inicialmente de sul para norte e, posteriormente, de norte para sul.

4.9.2.8 A interação fluvial - deriva litorânea

Nas etapas preatual e atual, as frentes de ondas que chegavam diagonalmente a linha de costa geraram uma deriva com sentido dominante N-S, estabelecendo nitidamente um setor a barlamar (norte) e outro a sotamar (sul) da foz. O setor barlamar (norte) da desembocadura fluvial continua sendo caracterizado pela formação de uma planície de cordões litorâneos amalgamados (lençol de areia), recoberta por um extenso campo de dunas que permanece parcialmente ativo nos dias atuais. Entretanto, a mudança significa se verifica na sedimentação do setor sotamar (sul) que passa a ser dominado pela deposição de sedimentos finos e colonizada por expressivos manguezais, intercalados as barras-barreiras arenosas dispostas em uma direção discrepante em relação à orientação geral dos cordões litorâneos dos conjuntos anteriores. A dinâmica ambiental que esteve envolvida nesta diferenciação gera uma situação específica de interação entre processos fluviais e costeiros (SUGUIO et al,

1985), incorporando processos relacionados a dinâmica costeira e ao comportamento do regime hidro-sedimentológico do rio:

- **Alimentação longitudinal e deriva litorânea dominante.** A ação conjunta das águas de espraçamento, da arrebentação das ondas e das correntes de deriva litorânea provoca o transporte longitudinal de areias. A deriva litorânea de sedimentos é originada pela atuação da corrente longitudinal à praia induzida pelas frentes de ondas que se aproximam diagonalmente da linha de costa e pela contribuição do movimento em ziguezague das partículas sedimentares provocado pelas atividades de espraçamento das ondas de encontro à face de praia. Esta situação é válida tanto para o caso de deriva divergente como unidirecional, originando planícies deltaicas simétricas ou assimétricas em relação às desembocaduras fluviais. Para o desenvolvimento de conjuntos assimétricos como desenvolvido nesta etapa, um dos principais requisitos é a existência de grande transporte efetivo de sedimentos, em uma direção e sentido preferenciais. Esta situação ocorre quando frentes de ondas oblíquas se aproximam consistentemente da linha de costa, vindas de uma única direção ou quando são consideravelmente maiores que as provenientes de outras direções (BHATTACHARYA; GIOSAN, 2003). Este é o contexto existente nesta etapa evolutiva da linha de costa do São Francisco e o resultado é a produção de uma deriva litorânea unidirecional dirigida no sentido sul.
- **Fonte de sedimentos a barlamar.** Para o desenvolvimento de deltas assimétricos, é necessário também dispor de uma fonte de areia localizada à barlamar do rio principal. Esta fonte, no caso do contexto São Francisco, são as acumulações situadas a norte, desde depósitos costeiros, falésias erosivas do Grupo Barreiras e/ou areias de plataforma depositadas no nível de mar baixo (BHATTACHARYA; GIOSAN, 2003). Durante o período de abaixamento de nível relativo do mar, a areia fornecida para o restabelecimento do perfil de equilíbrio da praia foi originada destas fontes (MARTIN et al. 1993). Nos deltas da costa leste do Brasil, também a maior parte das areias depositadas no lado barlamar da desembocadura fluvial é derivada do transporte lateral e para Martin et al. (1984, 1993) e Dominguez (1990 e 1996) são originadas do retrabalhamento de antigos depósitos de plataforma formados durante o episódio de nível de mar mais baixo do Quaternário.

- **Efeito molhe na foz-alimentação transversal vs longitudinal.** O efluente fluvial do São Francisco exerceu um bloqueio hidráulico sobre a deriva litorânea ao adentrar ao oceano e desempenhou um papel importante na dinâmica local. As feições geomorfológicas e os depósitos sedimentares são resultados desta interação entre a deriva litorânea (alimentação longitudinal) e o fluxo na desembocadura fluvial (alimentação transversal). Esta dinâmica permanece atuante até os dias atuais e o seu comportamento perante às mudanças no regime fluvial tem determinado as respostas das linhas de costas norte e sul. O efeito molhe hidráulico é gerado quando da entrada de um fluxo elevado, derivado do canal fluvial, no corpo aquoso marinho causa a retenção de sedimentos que se movem ao longo da costa, provenientes do lado barlamar da foz (KOMAR, 1973). Este efeito hidráulico eficiente só existe enquanto a descarga é elevada na maior parte do ano e tem a capacidade de bloquear o transporte longitudinal de sedimentos (MARTIN et al., 1993). Com o barramento dos sedimentos arenosos, a planície a barlamar (norte) da embocadura prograda mais rapidamente que a sotamar (sul), a qual, por sua vez, irá se caracterizar como uma região de déficit de sedimentos (MARTIN et al., 1993).
- **Efeito molhe e sedimentação a sotamar (sul).** Como a deriva litorânea continua atuante à sotamar, removendo os sedimentos, era de se esperar a erosão e recuo da linha de costa. Tal não acontece pelo fato do litoral a sotamar continuar a ser abastecido pelos sedimentos carreados pelo rio principal e, ocasionalmente, pela própria deriva litorânea que ultrapassa a foz em períodos de estiagem, quando a efetividade do fluxo fluvial como barreira ao trânsito litorâneo se vê grandemente reduzida (DOMINGUEZ, 1983). Assim, ocorre a progradação do lado sotamar (sul) em função da a formação de ilhas barreiras e esporões construídos à partir do retrabalhamento de sedimentos de barra de desembocadura (DOMINGUEZ, 1996). Estas barreiras arenosas se estendem ao longo da costa, isolando e protegendo pequenas lagoas adjacentes, que são subsequentemente preenchidas por sedimentos finos de origem fluvial e colonizadas por vegetação de manguezais. Embora o aporte maciço de sedimentos fluviais seja responsável por fornecer o sedimento para a barra de desembocadura, são as ondas que mais contribuem para a formação de barras a sotamar, inicialmente submersas, mas que podem emergir com o passar do tempo e formar uma expressiva barra barreira (BAHATTACHARYA; GIOSAN, 2003). No

delta do São Francisco, as barras também foram modificando o ângulo que formavam com o alinhamento geral da linha de costa e quando atingiram o paralelismo, construíram uma grande a grande ilha barreira do Arembepe. Esta ilha condicionou o desenvolvimento de um trajeto do canal do Parapuca paralelo a linha de costa e deu origem a uma laguna e um amplo manguezal que atuam como armadilha para sedimentos de granulação fina de origem fluvial. Dentro da laguna desenvolveu-se um ambiente dominado pelas marés que nas partes mais elevadas (supra mares), juntamente com a vegetação do manguezal, promove a deposição de lamas. Entradas significativas de sedimentos para a barra de desembocadura, geralmente por ocasião de inundações extremas, fornecem sedimentos que são inicialmente depositados no delta subaquoso e que são posteriormente retrabalhados, gerando uma barreira arenosa paralela a linha de costa a exemplo do rio Brazos e SF. Gheorghe (BAHATTACHARYA; GIOSAN, 2003).

- **Migração lateral da desembocadura e as relações com a descarga fluvial.** A interação entre o fluxo fluvial e a deriva litorânea gera, além do efeito molhe, também a migração lateral da desembocadura fluvial. Quando a descarga fluvial diminui temporariamente há uma migração intermitente da foz do rio para sotamar (como foi verificado por Dominguez et al. (1983) na desembocadura do rio Paraíba do Sul. A compreensão do comportamento da dinâmica da desembocadura diante de alterações naturais na descarga fluvial, é fundamental para possibilitar a análise das respostas do sistema costeiro às alterações no regime hidro-sedimentológico fluvial. Dominguez (1983, 1996) demonstrou que apenas durante os períodos de alta descarga fluvial é que o rio se comporta efetivamente como um molhe promovendo a progradação da linha de costa no lado barlar e que quando a descarga fluvial decresce, estabelece-se um mecanismo de migração intermitente da desembocadura do rio no sentido sotamar. Durante períodos de baixa descarga fluvial ou estiagens, o efeito de molhe torna-se menos eficiente e, na presença de uma forte deriva litorânea, a desembocadura fluvial é forçada a uma migração intermitente em direção à sotamar. Este fenômeno é característico das planícies costeiras associadas às desembocaduras fluviais ao longo da costa do leste e nordeste do Brasil (DOMINGUEZ, 1990).

- **Arquitetura e distribuição de faciessotamar e barlamar.** O modelo conceitual de delta assimétrico proposto por Bhattacharya e Giosan (2003) mostra a diferenciação na arquitetura de fácies e modo de programação nos lados opostos da desembocadura fluvial, como resultado do efeito molhe hidráulico. Enquanto o amalgamento de cristas de areias é típico do lado barlamar, torna-se uma exceção no lado sotamar da foz, nos deltas que tem um suprimento significativo de lama para o litoral, o que provavelmente representa a grande maioria dos deltas do mundo (ORTON et al., 1993). No lado sotamar, alimentado pelos aportes fluviais e pela deriva litorânea, desenvolve-se uma sucessão de cristas alongadas arenosas separadas por calhas preenchidas por lama. O modelo de Bahattacharya e Giosan (2003) prevê que a maturidade textural das areias é mais elevada na planície de cristas de praia do lado barlamar do que nos depósitos de sotamar. De forma similar ao que foi observado no delta do rio Brazos e no lobo Sf. Gheorghe do rio Danúbio (BAHATTACHARYA; GIOSAN, 2003), Barbosa (1997) demonstrou que, no contexto São Francisco, as areias de barlamar são mais retrabalhadas por ondas e tem uma maior maturidade textural do que as depositadas no lado sotamar (sul) que incorporam o aporte de sedimentos fluviais.

Com o objetivo de possibilitar uma análise mais detalhada da evolução mais recente do delta do rio São Francisco dividiu-se a análise do delta assimétrico em duas etapas, a pré-atual e a atual. Esta divisão permitiu uma avaliação diferenciada de períodos com níveis de detalhamento e tipos de dados bastante distintos com base exclusivamente na fonte de informação disponível e o grau de detalhamento passível de se alcançar em cada uma delas. A etapa pré-atual corresponde ao período cuja fonte de informações é essencialmente o registro sedimentar e as feições geomorfológicas. A etapa atual, tem início em 1853, ano da elaboração do primeiro mapa com rigor cartográfico, e corresponde ao período com disponibilidade de bases cartográficas confiáveis, fotos aéreas e imagens de satélites, com registros históricos e dados quantitativos obtidos da observação do comportamento de vazões fluviais, ondas, correntes e ventos.

4.9.2.9 Etapa deltaica assimétrica-pré-atual

A análise da evolução do complexo deltaico recente no período pré-atual – anterior ao primeiro mapa elaborado com rigor cartográfico para a região (datado de 1853) foi realizado com um detalhado reconhecimento dos indicativos de paleolinhas de costa e a reconstituição das suas posições a partir do estudo do registro sedimentar em campo e da interpretação de imagens de satélites e aerofotos. As linhas de costa foram traçadas com base nos indicadores morfológicos e das orientações dos cordões litorâneos e ilhas barreiras presentes no setor sul da planície deltaica.

O reconhecimento dos indicativos morfológicas à partir de imagens de satélites, possibilitou a identificação de 15 posições assumidas pela linha de costa nesta etapa, que foram agrupadas em 4 conjuntos distintos (**Fig. 86 e 87**). Esta identificação só foi possível no setor sul da planície deltaica, onde são claramente visíveis sucessivas barras arenosas separados por truncamentos ou áreas baixas lamosas colonizadas por manguezais. No setor norte esta delimitação é dificultada devido à inexistência de truncamentos os cordões litorâneos e ao fato de que as posições mais recentes encontram-se encobertos sob o campo de dunas eólicas atual.

No período pré-atual só foi possível detectar mudanças de médio prazo que envolvem dezenas a centenas de anos. As paleo-linhas de costa apresentam uma configuração semelhante e paralelismo entre si e os conjuntos apresentam um padrão de progradação. O prolongamento das linhas de costa para norte evidenciou o truncamento do conjunto 3 pelo conjunto 4, associado às mudanças na posição da desembocadura fluvial.

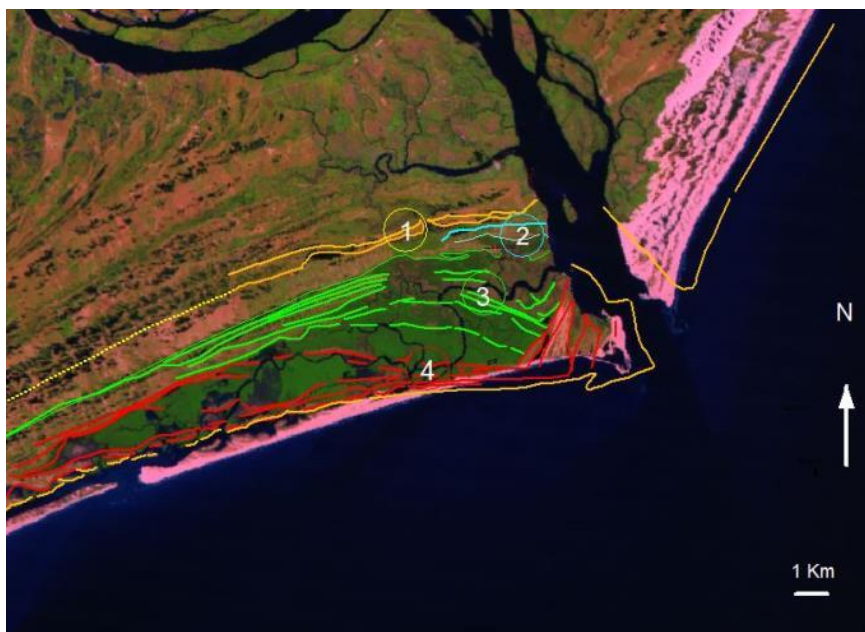


Figura 86. Conjuntos de paleo-linhas de costa identificadas no período pré-atual do delta recente. Números indicam os conjuntos identificados.

A extrapolação das posições das linhas de costa para norte possibilitou a reconstituição das posições assumidas durante a migração das antigas desembocaduras fluviais: 1) no início desta etapa, a foz se encontrava nas imediações do povoado Saramen (Sergipe); 2) a foz migrou um pouco para norte, promovendo o início da inflexão das barras arenosas localizadas no setor sul e o início da intercalação de sedimentos lamosos; 3) a foz migra para uma posição máxima à norte, com a linha de costa divergente em relação a foz, sendo NW-SE no setor norte e NE-SW no setor sul.

A análise detalhada dos depósitos fluviais e dos cordões litorâneos mais externos, permitiu confirmar que a foz do rio São Francisco já se posicionou mais a norte da atual. Nota-se nas imagens de satélite que na margem esquerda (norte) do rio atual, o cordão litorâneo foi seccionado por erosão e que o manguezal se desenvolveu também nesta área (**Fig.88**). Os perfis de sísmica rasa indicam uma forma de canal fluvial sob os depósitos superficiais, indicando um antiga foz do rio São Francisco (**Fig. 89**). Os perfis de GPR executados no atual campo de dunas eólicas, perpendicularmente a área de onde se supõe ter sido a antiga desembocadura fluvial e furos de sondagens rasos também indicam a presença do canal fluvial neste local (**Fig.90**).

Os manguezais avançaram também para norte e atualmente subsistem em Alagoas, na margem do canal (**Fig. 89**), preenchendo a antiga depressão aberta pelo canal e barras litorâneas também se formaram a sul da foz, intercaladas nos manguezais. As relações geométricas entre os depósitos costeiros, a trajetória do canal fluvial e a frente dominante de ondas, explicam a aparente anomalia representada pela existência de manguezais na margem norte do rio atual, de cordões litorâneos com direcionamento NW-SE (discordantes em relação aos conjuntos anteriores da planície) e do promontório do Cabeço (Sergipe) na atual margem direita da foz do rio São Francisco. Na (**Figura 89**), é possível observar como o posicionamento da foz a norte e a sua posterior migração para sul, explicam a existência do promontório do Cabeço. Nesta sequência também são realçadas as parcelas do mesmo que foram erodidas durante esta evolução recente. A datação do C_{14} em amostras de restos vegetais obtidos em lamas que afloram na faixa de praia, sob os sedimentos atuais, no promontório do Cabeço, também forneceu idades de 90 anos AP, indicando sua sedimentação muito recente.

No passado recente esta posição da foz também foi documentada em mapas históricos. Os mapas produzidos pelos holandeses, durante o período de invasão ao Brasil (**Fig.90**), mostram que, em 1616, a foz se encontrava à norte (sul de Alagoas) da posição atual e que, portanto, a mudança para sul ocorreu após este ano. Outros relatos históricos também fazem referência a uma posição da foz do rio São Francisco à norte da atual (o que corresponde a área sul do atual Estado de Alagoas) e da existência de um povoado, que provavelmente desapareceu no processo de migração da foz para sul. Também existem referências a um antigo forte português na entrada da foz do rio São Francisco (**Fig.90**), em documento datado de 1616, e, assim, pode-se deduzir que o forte situava-se na margem norte da foz atual, tendo sido provavelmente destruído por erosão costeira, durante o episódio de migração da paleo-foz para sul.

É possível que o desenvolvimento desta etapa esteja relacionado a uma pequena flutuação do nível do mar, como indicado na Curva de Variação do Nível do Mar de Salvador, em torno de 2.500 anos AP (**Fig.91**). Esta curva indica um pequeno abaixamento no nível do mar, seguido de uma pequena ascensão, o que é compatível com o desenvolvimento de ilhas barreiras-lagunas que ocorre nesta etapa evolutiva, não só na planície deltaica do rio São Francisco, mas também ao longo da zona costeira de Sergipe.

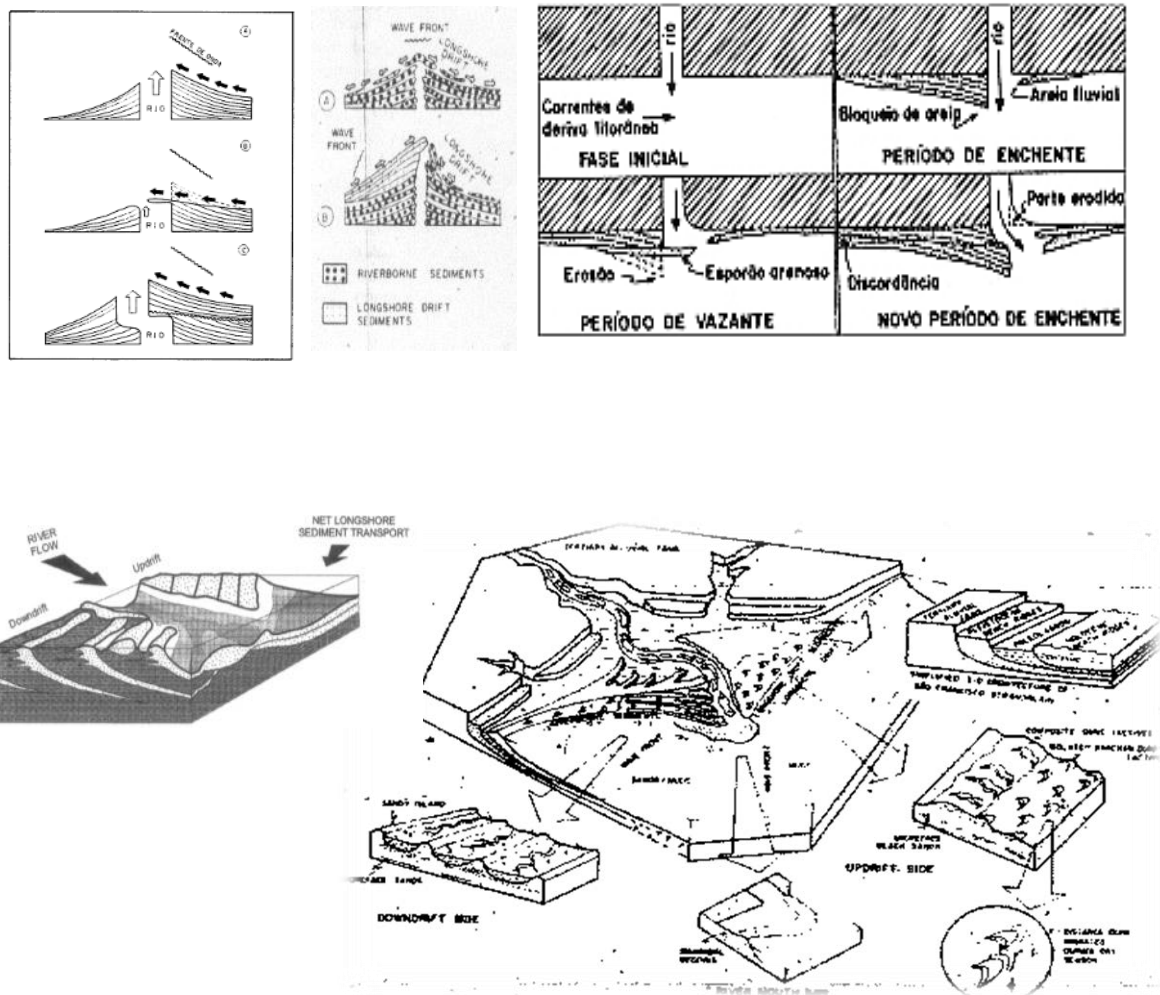


Figura 87. Processos e depósitos na planície deltaica. (a) Efeito molhe e seus efeitos na morfologia da foz do rio São Francisco e mecanismo de migração da desembocadura fluvial sob a ação da deriva litorânea de sedimentos arenosos. Fonte: Dominguez, 1982, 1996), (b) Distribuição da deriva litorânea em função do ângulo de incidência da frente de ondas. Fonte: Dominguez et al. (1996), (c) Assimetria de fácies gerada pelo efeito de molhe e mecanismo de bloqueio do transporte litorâneo de areias, paralelamente à costa, por efeito molhe hidráulico e as alternâncias de fases do regime hidrológico fluvial. Fonte: Martin et al. (1993), (d) Bloco diagrama da arquitetura de fácies de um delta assimétrico. Fonte: Bhattacharya e Giosan (2003), (e) Distribuição e arquitetura de fácies do delta assimétrico do rio São Francisco em modelo conceitual da planície costeira. Fonte: Dominguez (1996).

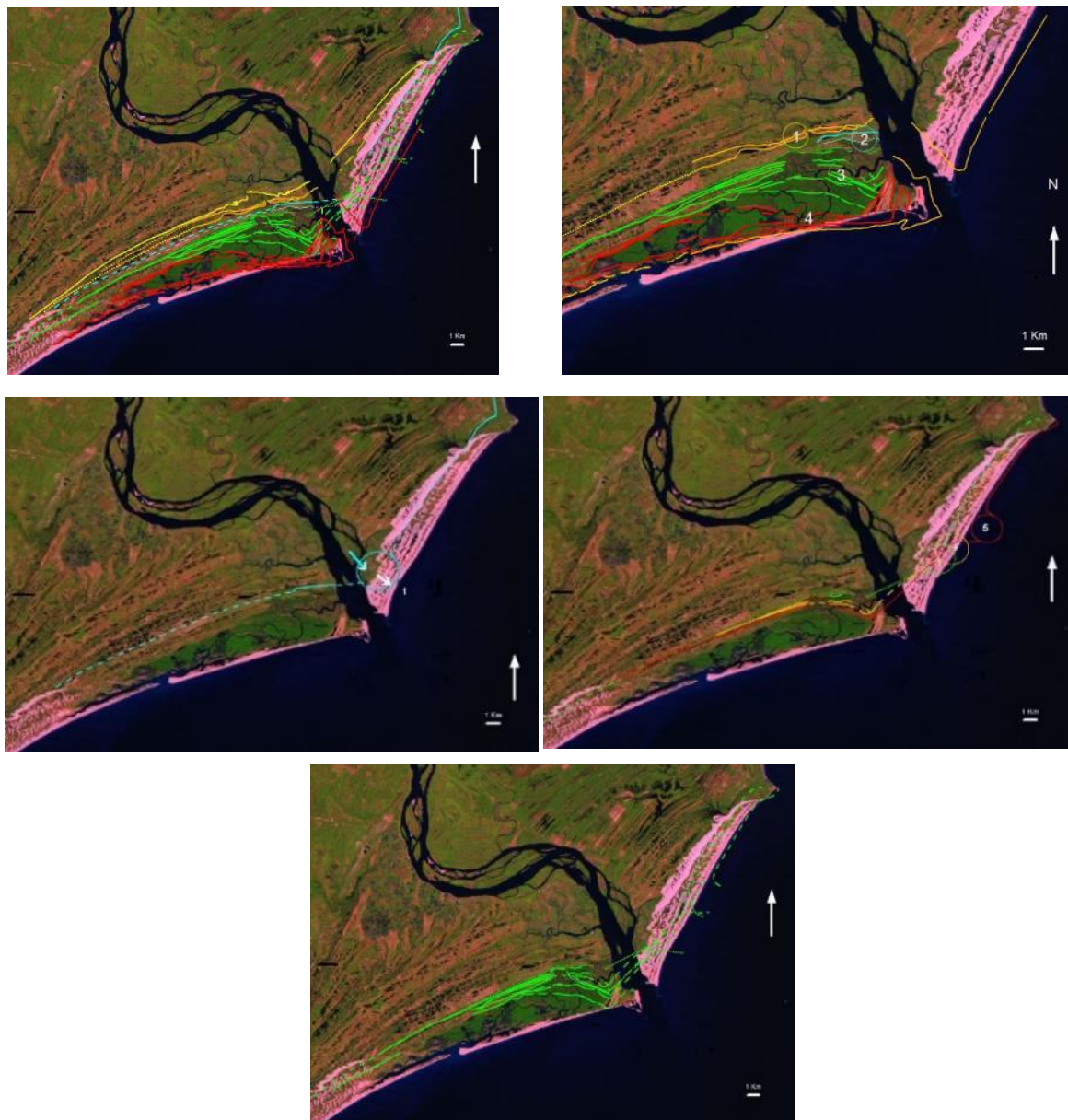


Figura 88. Linhas de costa do estágio de delta influenciado por ondas assimétrico, compreendidas entre a última posição da linha de costa do estágio anterior (em amarelo) e a linha de costa atual na imagem de satélite Landsat 1986. Números indicam os conjuntos identificados, do mais antigo para o mais novo. Círculos assinalam posição anterior da foz: (a) conjuntos das paleo-linhas de costa identificadas no período pré-atual (delta recente); (b) configuração da linha de costa deltaica em Sergipe, em cada um do 5 conjuntos pré-atuais; (c) posições sucessivas da foz-desembocadura migrando no sentido norte; (d) interpretação da posição da foz no início do conjunto (e) posições sucessivas da desembocadura migrando no sentido sul (final do conjunto) e posição da foz atual.

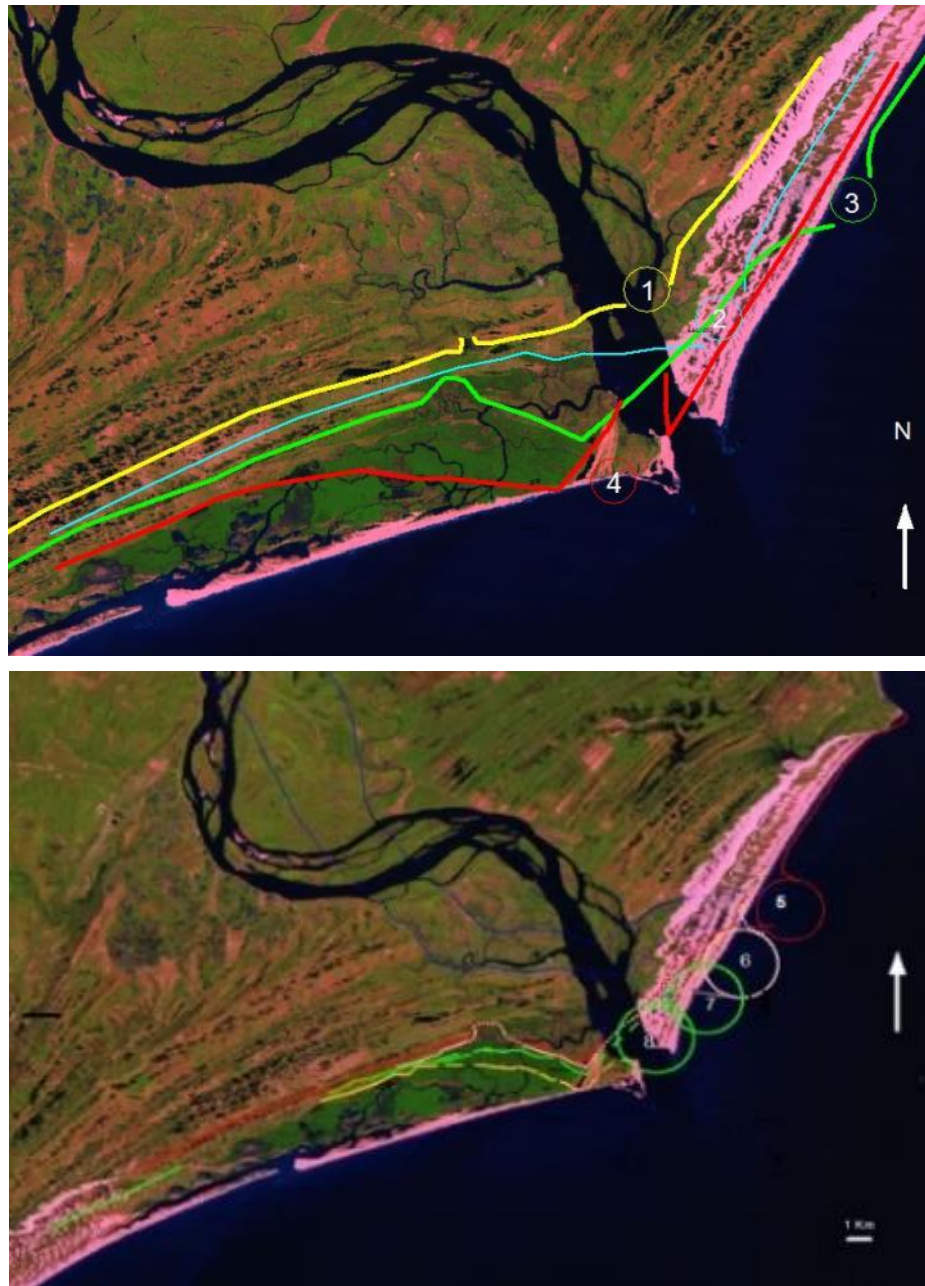


Figura 89. Interpretação da migração da posição da foz do rio São Francisco no sentido norte e no sentido sul na etapa pré-atual. Os números indicam as 5 etapas de migração, sendo a mais recente a da imagem de satélite.

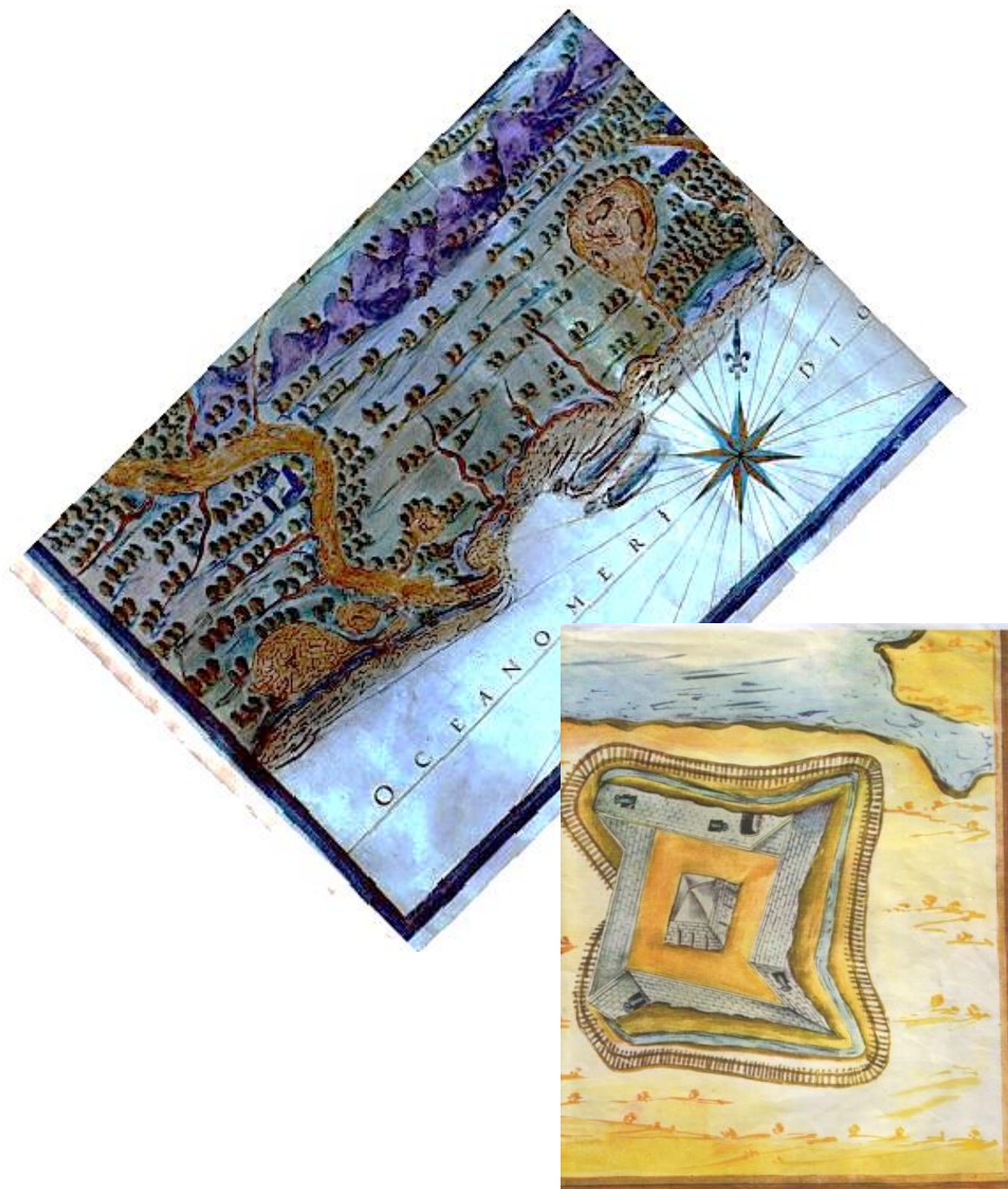


Figura 90. Mapa histórico da região da foz do rio São Francisco, elaborado em 1616, quando o rio se direcionava para norte (foz pré-atual); e (b) planta de antigo forte português no lado sul da foz pré-atual e posteriormente destruído pela erosão durante a migração da foz para sul, com consequente soterramento pela sedimentação.

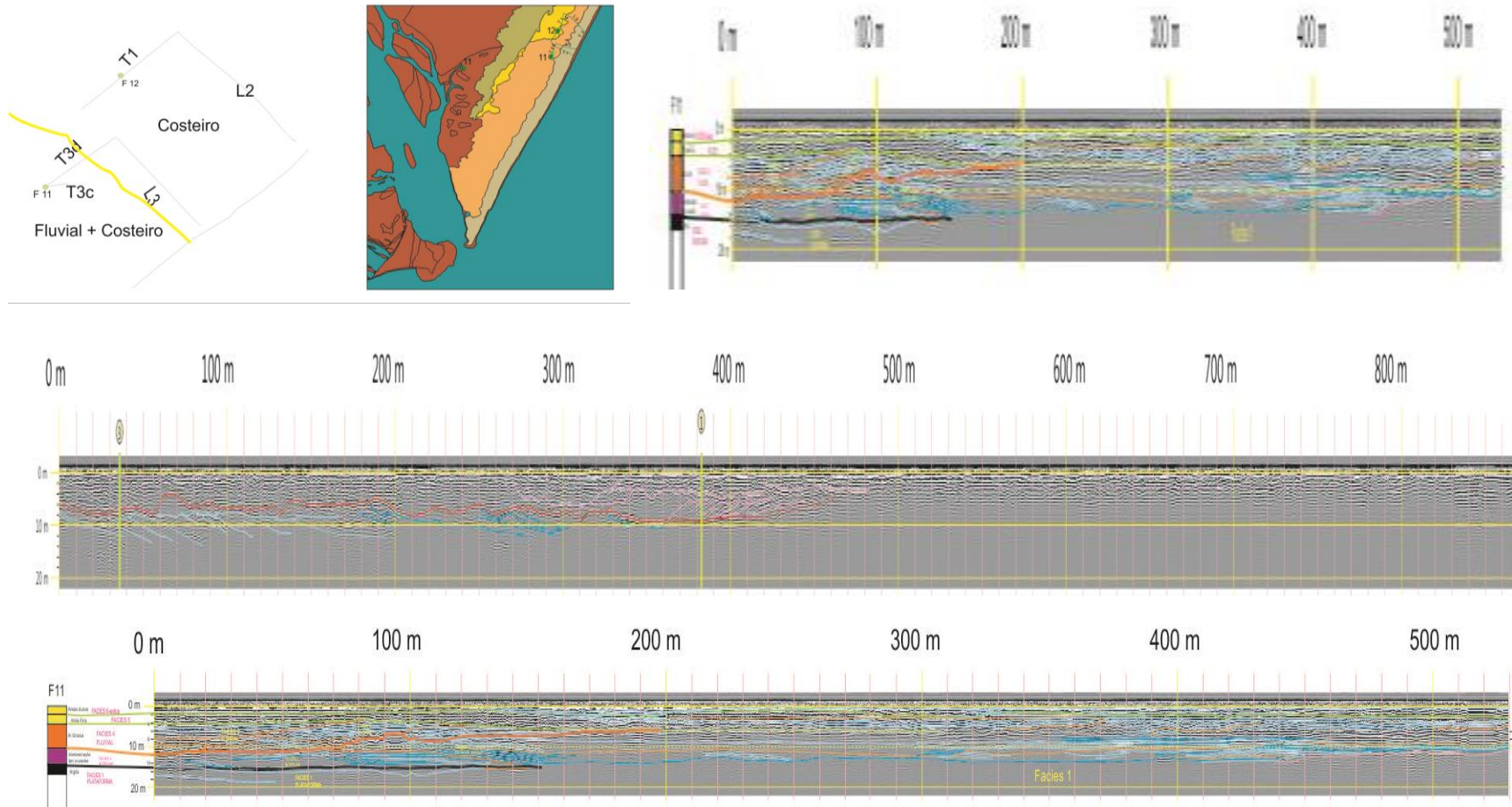


Figura 91. Perfis de GPR e sondagens rasas no setor norte atual da planície deltaica, campo de dunas eólicas atuais (extremo sul de Alagoas) indicam posição pré-atual da foz do São Francisco, à norte da posição atual; a) localização dos perfis de sísmica rasa; b) localização dos perfis no mapa geológico na egião da foz; c) perfil T3D e furo de sondagem F11; d) perfil T3d; e) perfil L3 e furo de sondagem F11 2.



Figura 92. Localização dos perfis de sísmica rasa executados na região da foz do rio São Francisco.



Figura 93. Reconstituição do traçado do canal fluvial e da posição da foz pré-atual, localizada a norte da atual (em Alagoas). Circulos verdes indicam furos de sondagens. Linhas amarelas indicam traçados dos perfis de GPR. Setas brancas indicam setores de antigas margens fluviais, constituídas por terraços marinhos, com truncamento devido a terem sido submetidas a erosão. Linhas azuis indicam a reconstrução do traçado do canal fluvial com foz em posição mais à norte da desembocadura atual.

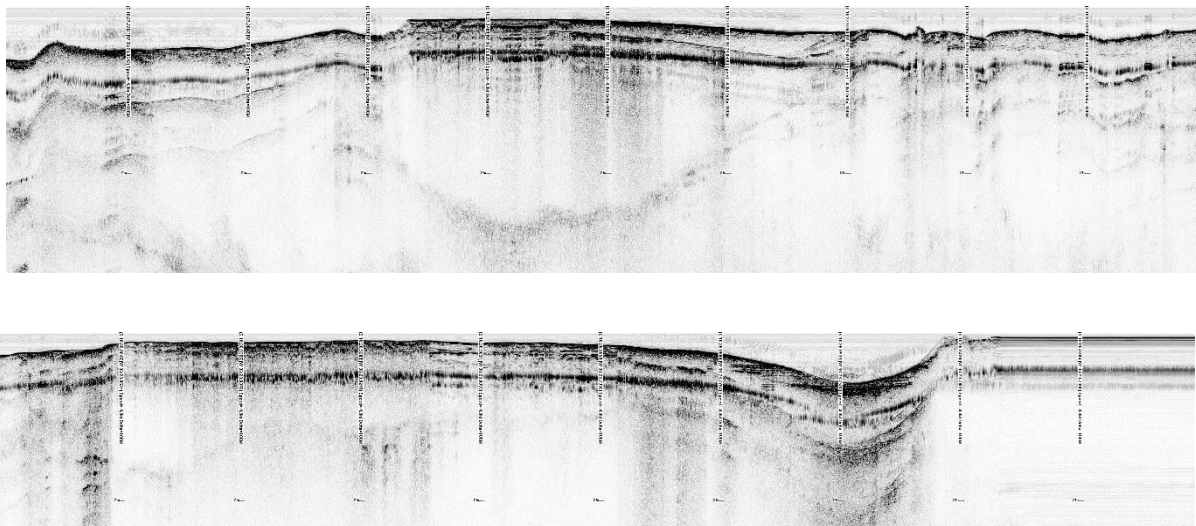


Figura94. Perfil de sísmica rasa (perfil P6) obtido em pequenos afluentes na margem norte (Alagoas) próximo a foz atual do São Francisco. O perfil P6 indica uma antiga posição da foz do São Francisco à norte da localização atual.

4.9.2.10 Etapa deltaica assimétrica-atual e mudanças na linha de costa no período histórico

Uma mudança no sentido dominante da deriva litorânea afetou a configuração atual da linha de costa, promovendo o deslocamento da foz do rio São Francisco para a sua posição atual, mais a sul. Esta mudança deve ter iniciado há cerca de 300-400 anos atrás (século XVI), a se deduzir das informações disponíveis e mapas dos documentos históricos.

Uma tentativa de reconstituição das etapas de migração que originou o promontório do Cabeço (Sergipe) teve como dificuldade a ausência de indicadores das antigas posições das linhas de costa para o setor norte da planície deltaica, uma vez que encontra-se em grande parte recoberto pelo campo de dunas eólicas atuais. Foi realizado um exercício de extrapolação das linhas de costa obtidas no setor sul. Esta extrapolação permitiu as inferências sobre a migração da desembocadura fluvial e evidenciou ajustes da linha de costa no setor norte, na qual ocorreram avanços e recuos. A evidência física direta que corrobora esta inferência são as linhas de cristas de praia ainda preservadas no Pontal do Peba (Alagoas), onde se visualiza alguns truncamentos. O fato mais notável é que, ao se projetar o prolongamento das cristas mais externas que formam o Pontal do Peba, percebe-se que a linha de costa esteve recentemente mais avançada do que a posição atual. Aparentemente este recuo da linha de

costa no setor norte não está relacionado a uma possível subida do nível do mar, mas sim às mudanças na deriva litorânea ou na posição da desembocadura fluvial. O traçado das linhas de costa limitantes de cada conjunto de cordões litorâneos confirma o truncamento de um conjunto pelo mais recente e pode explicar este recuo da linha de costa. Acompanhando esta movimentação da foz, também a barra de desembocadura fluvial migrou no sentido sul e vestígios da antiga posição a norte foram mapeadas na zona costeira.

Neste episódio de mudança da posição da foz, ocorreu a erosão costeira dos depósitos formados na etapa anterior. Uma grande parte dos depósitos formados a sul da foz foi erodida, restando como testemunho desta fase, o promontório do Cabeço. Também a barra de desembocadura recuou em direção ao continente. Isto significa estimar que a foz e sua barra de desembocadura já se posicionaram mais para dentro do mar atual. Esta erosão forneceu sedimentos arenosos que foram redistribuídos para sul na porção externa da planície do rio São Francisco e no restante da linha de costa de Sergipe.

Concomitantemente, o cordão arenoso da porção norte (Alagoas) foi avançando, na medida em que a deriva norte-sul encontrava o impedimento hidráulico do canal fluvial. O acúmulo de areias à montante do rio (porção norte) colocou sedimentos a disposição do vento que promoveu a sua retirada e retrabalhamento, vindo a constituir em um campo de dunas na região de Pontal do Peba, que permanece ativo até os dias atuais.

Na reconstituição elaborada com base nos mapas, fotos aéreas e imagens de satélites, ajustadas digitalmente para a mesma escala, através da superposição de pontos de controle, é possível acompanhar as mudanças na foz e da linha de costa, ao longo do período histórico de 1853 aos dias atuais (2007). O início do intervalo analisado (1853) corresponde a data da primeira base cartográfica confiável do rio São Francisco e de sua foz, elaborada pelo Eng. Henrique G. F. Halfeld a mando do imperador D. Pedro II. Neste mapa, a foz já se apresenta uma posição aproximada da atual. Muitas das mudanças observadas na posição da foz e da configuração da linha de costa, envolvendo predomínio de erosão ou sedimentação e consequente avanço ou recuo da linha de praia, foram consequência da interação entre os aportes fluviais (condicionados ao regime hidrológico com períodos de altas vazões-enchentes e baixas vazões) e a dinâmica costeira, com atuação da deriva litorânea, ondas e marés, que promoveram a erosão costeira e a redistribuição dos sedimentos litorâneos.

A relação geométrica entre a direção das frentes de ondas dominantes, provenientes de sudeste, e a linha de costa, gerou uma deriva litorânea predominante para sul, com muito maior competência para promover o deslocamento de partículas, do que a deriva no sentido norte. As correntes norte-sul são geradas pelas frentes frias provenientes de sul e sudeste do Brasil geradas pelas chamadas “frentes frias”, e que, muitas vezes, estão associadas a ondas de tempestades.

No período histórico mais recente, o novo contexto promoveu a formação de uma barra arenosa a sul da foz, que aos poucos foi emergindo e se transformando na ilha barreira da praia do Arembepe. As evidências geomorfológicas do crescimento dos esporões arenosos, demonstram que o sentido dominante da deriva foi de norte para sul. A formação desta grande ilha barreira, promoveu o parcial isolamento de águas do mar, e deram origem a uma laguna (designada de canal do Parapuca), posteriormente colonizada por um extenso manguezal, em um ambiente com influência diária de marés.

A grande disponibilidade de areias que possibilitou o desenvolvimento da ilha barreira, promoveu também o desenvolvimento do campo de dunas eólicas, na porção da borda sul da planície deltaica, logo após a abertura (*inlet*) de Ponta dos Mangues. Este campo de dunas encontra-se parcialmente inativo, com dunas parcialmente vegetadas e imobilizadas.

A construção deste cordão litorâneo marca uma etapa importante da evolução recente em toda a linha de costa situada a sul, ao longo do atual Estado de Sergipe, que provavelmente aconteceu nos últimos 1.000 anos AP. Esta nova situação promoveu o desenvolvimento de um conjunto de cordões litorâneos mais externo, onde se localizam as praias atuais e que foi se ampliando nos últimos 300-400 anos. Este cordão gerou um alinhamento geral da zona costeira de Sergipe.

Nesta etapa, o alto de Ponta dos Mangues, apesar de ainda existir subaquaticamente, não representava mais um impedimento para a construção e avançados cordões litorâneos, pois já existia um alinhamento da linha de costa em relação a planície deltaica do São Francisco. Este longo cordão litorâneo foi se desenvolvendo para sul, com lineações que evidenciam a migração dos pontais arenosos neste sentido, e, desta forma, forçou a migração da foz dos rios Japarutuba, Sergipe e Vaza Barris e Piauí-Real também para sul. No caso do rio Japarutuba a construção deste cordão litorâneo levou ao bloqueio do acesso direto do rio ao mar e rio passou a se dirigir para sul, tornando-se, temporariamente, afluente do rio Sergipe. A

imposição da sedimentação costeira ao longo desta faixa denota também um enfraquecimento dos aportes fluviais destes rios que não tiveram condições de voltar a se impor após a subida do nível do mar. Na realidade, os baixos cursos de todos eles se transformaram em estuários, sob ação das marés, e, assim, permaneceram mesmo durante toda a regressão marinha, como já descrito anteriormente. O único rio a superar esta limitação e se impor perante os processos costeiros foi o São Francisco, devido as mudanças na sua hidrologia, decorrentes do fornecimento de água de áreas continentais distantes, com outro padrão climático, após a junção dos segmentos fluviais Nordeste e Sudeste.

Existem indicações que esta deriva norte-sul predominou em tempos históricos recentes, mas com intercalação de episódios de migração da foz dos rios de Sergipe para norte. O rio Japarutuba, voltou a romper os cordões litorâneos, construindo uma nova foz a norte, onde hoje se situa a cidade de Pirambu e passando a ter acesso direto ao mar. A posição da foz do rio Sergipe se localizava a sul da atual, mais especificamente no centro do bairro Atalaia, seguindo um antigo curso do rio, hoje bloqueado e já parcialmente assoreado e depois abriu um novo acesso mais a norte. Entretanto, as evidências morfológicas de alinhamentos mostra que posteriormente ocorreu o sucessivo avanço dos cordões litorâneos para sul.

É importante ressaltar que a deriva norte-sul era sempre alimentada pelo aporte de sedimentos fluviais, promovida pelo rio São Francisco, principalmente nos períodos relacionados a altas vazões. À medida que esta contribuição foi diminuindo, em função da construção de barragens ao longo do rio, lentamente a deriva sul-norte foi se impondo ao longo do litoral sul de Sergipe, mas de forma descontínua, enquanto existiam os episódios de cheias naturais do rio São Francisco que mantinha ainda o predomínio do transporte litorâneo norte-sul.

4.9.3 Evolução do Sistema São Francisco integrada com a costa leste do Brasil

As informações obtidas no atual estudo possibilitam a elaboração de um modelo integrado para a evolução do sistema São Francisco, no intervalo do Pleistoceno Tardio ao Holoceno e possibilitou as comparações com outros contextos da costa leste do Brasil e modelos mundiais. Uma dificuldade em relação ao conhecimento obtido em outras regiões é obter interpretações integradas rio-mar, uma vez que as pesquisas normalmente são desenvolvidas abordando cada contexto separadamente.

Os registros do Quaternário das bacias fluviais brasileiras são escassos e, em alguns casos, incipientes, e existe uma assimetria entre o nível de conhecimento das bacias, algumas podendo ser consideradas relativamente estudadas e outras não dispendo de qualquer estudo sistemático (LATRUBESSE; STEVAUX, 2005).

Os resultados obtidos no atual estudo são comparados com os obtidos pelos pesquisadores sobre a evolução geológica no Quaternário recente das planícies costeiras e deltas da costa leste brasileira, na plataforma continental e nos sistemas fluviais costeiros. Pesquisas sobre as planícies costeiras foram realizadas no litoral do Rio de Janeiro por Martin e Suguio (1975, 1976a, 1976b, 1976c, 1978a, 1978b), Araújo e Beurlen (1975), Suguio e Martin (1976a, 1976b, 1978a, 1978b, 1978c, 1982a, 1982b), Martin et al. (1979b, 1980b), Suguio et al. (1980), Dias e Gorini (1980) e Dias (1981); no litoral do Espírito Santo por Bandeira Jr. et al. (1975), Suguio et al. (1981, 1982), Martin et al. (1984b); no litoral da Bahia, Sergipe e Alagoas por Bittencourt et al. (1979a, 1979b, 1982a, 1983a, 1983b), Martin et al. (1978, 1979a, 1980a, 1980b, 1980c, 1981a, 1981b, 1982, 1983, 1984a), Vilas-Boas et al. (1979, 1985), Dominguez (1962), Dominguez et al. (1981a, 1981b, 1982, 1983), Barbosa et al. (1986a, 1986b), Fontes (2002) e Fontes et al. (2002, 2011).

A seguir são apresentados os controles exercidos pelas mudanças do nível do mar no leste do Brasil e as relações com os estágios evolutivos do contexto São Francisco, desde o sistema fluvial ao costeiro e marinho raso.

4.9.4 Mudanças recentes do nível do mar e evolução da costa

As feições geomorfológicas atuais e a cobertura sedimentar da planície costeira de Sergipe-Alagoas e da plataforma continental foram moldadas durante o Quaternário, do final do Pleistoceno ao Holoceno, por ocasião das elevações e rebaixamentos do nível do mar e como resultado da interação com os aportes fluviais e zonas de falhas. A sedimentação e a evolução do sistema fluvial também foi afetada por estas mudanças no nível de base regional, muitas delas relacionadas à mudanças climáticas.

Nos trabalhos de campo foram identificados sedimentos quaternários ao longo das escarpas de falha que bordejam a planície costeira do São Francisco - e que anteriormente foram mapeados como Grupo Barreiras - constituídos por cascalhos, areias lamosas grosseiras a

finas e lamas. Estes depósitos mostram evidências de terem sido depositados por canais entrelaçados e por leques aluviais durante o Pleistoceno (**Fig. 95 e 96**). Lima et al (2014) também reconheceram estes depósitos e reconstituíram a evolução inicial das bordas da planície costeira do São Francisco, atribuindo sua configuração ao tectonismo que afetou inicialmente o Grupo Barreiras e à subida do nível do mar no Pleistoceno e identificam estes depósitos como unidade *dffd*, constituída das litofácies: areias lamosas com lentes locais de cascalhos (*ms*), cascalhos com uma matriz de areia lamosa (*gms*) e lamas, ocorrendo sob a forma de lentes e, em muitas situações, inter-estratificadas. Estas litofácies são interpretadas como depósitos de fluxos de detritos em ambientes deposicionais de leques aluviais, e a estrutura de canal, com lentes areias com estratificação cruzada, com espessuras superiores a 60 cm, associadas com cascalhos com areias lamosas são interpretadas como deposição fluvial. A datação OSL efetuada Lima et al (2014) na base da unidade *dffd* forneceu idades entre 82.000 e 54.000 anos AP, enquanto no topo desta unidade em torno de 24.750 anos AP. Os autores destacam ainda que esta unidade *dffd* contém muitas lentes da facies cascalhosas com estruturas de deformações suaves, estruturas de liquefação indicando deformação sin-deposicional, dobras associadas com deformação hidroplástica, diapiros de lama, etc. Sobrepostos a estas litofácies, ao longo da base de falésia fóssil (escarpa de falha), encontram-se sedimentos cascalhosos e arenosos Pleistocênicos, de coloração esbranquiçada (designados de unidade *bsd* por Lima et al, 2014), depositados em leques aluviais na planície costeira. Em contraste com a unidade *dffd*, a argila é ausente nestes sedimentos. Estes depósitos de canais entrelaçados (*braided*) são compostas por lentes alternadas de cascalhos e areias quartzosas esbranquiçadas. Falhas são expostas em muitos locais, e algumas lentes de areias siltosas podem apresentar dobras recumbentes.



Figura 95, Afloramentos de sedimentos quaternários na borda da planície costeira do São Francisco, sobrepostos ao Grupo Barreiras.



Figura 96. Litofácies de cascalhos e areias Pleistocênicas na borda interna da planície costeira do rio São Francisco.

5. SISTEMA RIO-MAR SÃO FRANCISCO NA PLATAFORMA CONTINENTAL ATUAL

5.1 Introdução

No nordeste do Brasil, o rio São Francisco é a única fonte atual, pontual e expressiva, de água e sedimentos continentais para o Oceano Atlântico. Entre as divisas de Sergipe e Alagoas, este é o único setor da costa em que se desenvolve uma planície deltaica, e, na plataforma continental, ocorre uma grande zona lamosa que se estende até o limite com o talude continental (**Fig. 97**). A influência do rio São Francisco não se restringe ao entorno da sua foz atual, mas pode ser acompanhada no fundo marinho plataformal, fronteira à sua planície deltaica onde contribui com o aporte de sedimentos continentais para a formação de uma ampla zona de sedimentos lamosos siliciclásticos.

Este setor da plataforma continental brasileira possui diferentes contextos geomorfológicos ao longo de seus 380 km de extensão em frente aos Estados de Sergipe e Alagoas. A plataforma em geral é pouco profunda (média de 50 metros) e estreita, com larguras variáveis entre a linha de costa e o limite com o talude continental entre 20 km a 38 km. As maiores larguras são encontradas no setor norte de Alagoas (38 km de largura) onde predominam os sedimentos carbonáticos e as menores, no extremo sul de Sergipe (20 km de largura) e em frente aos cânions submarinos do São Francisco e Japarutuba. A morfologia da plataforma apresenta geralmente um relevo suave com variações de largura devido à presença dos cânions submarinos.

A pesquisa foi conduzida com foco nas interações entre o continente e o mar ao longo das últimas centenas de anos e ampliou o conhecimento sobre as mudanças em curso na dinâmica costeira e plataformal, suas causas e processos envolvidos, contribuindo para a gestão ambiental costeira e marinha. Estes estudos são relevantes não só para a compreensão dos contextos morfo-sedimentares da plataforma como para avaliar as mudanças recentes nestas regiões como consequência distal das mudanças no suprimento sedimentar em função das intervenções antrópicas nas bacias hidrográficas. Estas informações são extremamente úteis para a distinção entre causas distais e locais de mudanças no substrato plataformal e na vida marinha e para avaliar eventuais impactos ambientais causados pelas intervenções antrópicas.

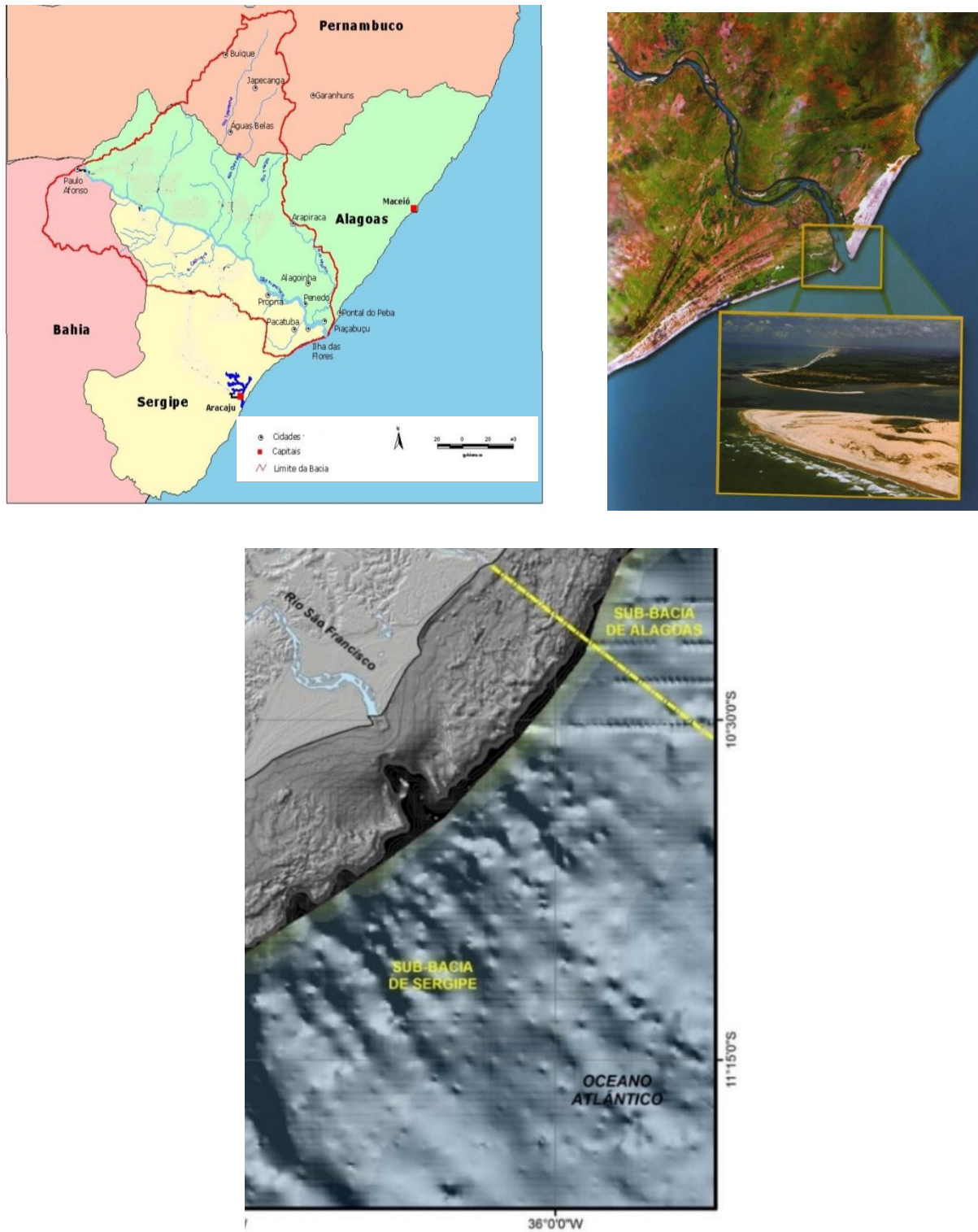


Figura 97. Localização da área de estudo. (a) sub-bacia do Baixo São Francisco em relação aos Estados da Bahia, Pernambuco, Sergipe e Alagoas e principais afluentes. (b) imagem de satélite da região do delta do rio São Francisco. Fontes: CODEVASF (2002), Projeto GEF São Francisco ANA-PNUMA-OEA. (c) modelo digital de terreno, com integração do continente, plataforma continental, talude e sopé continental. No centro, planície costeira, cânion do São Francisco e as áreas rugosas e lisas da plataforma continental. A linha amarela delimita as sub-bacias sedimentares subjacentes.

5.2 Trabalhos anteriores

Os estudos regionais realizados sobre a plataforma continental tiveram início em 1873, com a expedição do navio inglês HMS Challenger, mas foi nas décadas de 60 e 70 que ocorreu o período do grande impulso dos levantamentos geológicos, geomorfológicos e sedimentológicos da plataforma continental brasileira, com a realização da Operação AKAROA (1965), Operação CANOPUS (1966), Operações GEOMAR (iniciadas em 1969), Projeto REMAC (iniciado em 1972), projeto LEPLAC (1988), projeto REVIZEE (década de 90) e o Programa JOPS (realizado no início da década 90).

Diversos aspectos da região Nordeste e Leste, e do setor correspondente a Sergipe-Alagoas, foram publicados por Mabesoone e Tinoco (1967), França (1969), Mabesoone e Coutinho (1970), Kempf (1972), Martins et al. (1972), Coutinho e Kempf (1972), Zembruski et al. (1972), Summerhayes et al. (1975 e 1976); Milliman e Summerhayes (1975), Milliman (1975, 1976), França et al. (1976), Coutinho (1976, 1981 e 1995), Martins e Coutinho (1981), Müller et al. (1999), Tintelnot (1996), Ekau e Knoppers (1996 e 1999), Jennerjahn et al. (1997, 1999 e 2010), Knoppers et al. (1999 e 2006), Freire et al. (2004) e Santos et al. (2009).

Para avaliar os impactos das atividades petrolíferas na plataforma de Sergipe iniciadas na década de 60, foram realizados estudos entre 1999 e 2003 pela Universidade Federal de Sergipe, com o financiamento da PETROBRAS (GUIMARÃES et al., 2000 e Araújo et al., 2004) sobre a geoquímica de metais pesados e o teor de hidrocarbonetos. No período 2010-2013 foi realizada uma ampla caracterização geológica, química e biológica da plataforma norte da Bahia, Sergipe e sul de Alagoas, denominada de programa MARSEAL, conduzido em cooperação entre a Universidade Federal de Sergipe (UFS) e a Petrobras/Cenpes.

A maior parte dos trabalhos derivados de pesquisas realizadas pelas universidades está restrita à geologia costeira e alguns poucos trabalhos focam a geologia marinha, mas mesmo assim datam de décadas atrás, necessitando de atualização. Em relação à sedimentação plataformar, os trabalhos anteriores foram produzidos nas décadas de 70 e 80, destacando-se os trabalhos de geologia marinha da UFPE (COUTINHO, 1976). Os estudos conduzidos por Fontes et al. (2004, 2008, 2009, 2010, 2012, 2013) cobrem em parte a lacuna de enfatizar as relações entre os aportes fluviais e a sedimentação marinha adjacente durante o Holoceno e, particularmente, no período histórico.

5.3 Metodologia

A ausência de um estudo de integração entre os sistemas deposicionais atuais, e de sua história evolutiva, relacionando as mudanças no regime fluvial com as mudanças costeiras e marinhas, tem impedido uma visão completa da evolução do Sistema Sedimentar rio-mar São Francisco. Um estudo desta natureza possibilita investigar as inter-relações entre os sistemas deposicionais continentais, litorâneos e marinhos, considerando os controles morfo-estruturais, as mudanças nos aportes de sedimentos fluviais, as variações do nível do mar e interação entre os forçantes continentais e marinhos.

As metodologias desenvolvidas na pesquisa do sistema São Francisco permitiram caracterizar os sistemas deposicionais marinhos raso, inicialmente sobre a ótica de sua evolução natural e, posteriormente, no período histórico, com o objetivo de verificar as mudanças que sofreram após as intervenções humanas nos aportes fluviais.

5.3.1 Geologia e geomorfologia marinha rasa e profunda

A coleta e análise de amostras do fundo marinho da plataforma continental obtidas pelo Laboratório Georioemar da Universidade Federal de Sergipe (UFS), no âmbito de projetos patrocinados pela Petrobrás, possibilitou a elaboração de mapas faciológicos, complementados por informações provenientes de levantamentos de ecobatimetria e sísmica rasa.

5.3.2 Interação rio-mar no litoral e margem continental no Quaternário

Para contextualizar a evolução local durante o Quaternário em relação às variações do nível do mar, foi elaborada uma síntese, com base nos trabalhos anteriores, do conhecimento existente sobre a evolução do litoral sudeste brasileiro, com ênfase nos contextos deltaicos e nas variações do nível do mar na planície costeira e plataforma continental leste brasileira. Os estudos foram complementados com informações obtidas na região do contexto São Francisco, através de levantamentos nas áreas costeira e marinha (batimetria, sísmica rasa, sedimentologia, etc.) e estudos de furos de sondagem.

5.3.3 Análise morfológica e sedimentológica da plataforma continental

A maioria dos trabalhos anteriores sobre a sedimentação plataformar foram produzidos nas entre os anos de 1970 e 1980, destacando-se os trabalhos realizados por Coutinho (COUTINHO, 1976). O recente levantamento batimétrico da plataforma continental e a coleta de sedimentos de fundo foram executados nos âmbitos de projetos executados pelo Laboratório Georioemar da Universidade Federal de Sergipe, no período 2007-2013, assegurando a base de dados para o desenvolvimento dos estudos sobre a plataforma continental.

A obtenção de dados primários e a coleta de amostras da plataforma continental de Sergipe e Alagoas foram efetuadas através de duas campanhas oceanográficas. A 1ª Campanha abrangeu a área compreendida entre a foz do rio Japarutuba (SE) e o Pontal do Coruripe (AL) e a 2ª Campanha foi realizada em várias etapas, abrangendo os estuários e desembocaduras do rio São Francisco. Desta forma, o levantamento sedimentológico da plataforma continental abrangeu uma área de aproximadamente 4.527 km² e comprimento de 142 km. No planejamento da malha amostral, foram estabelecidos transectos com espaçamento de 2,5 km. Ao longo dos transectos foram lançadas as estações de amostragem espaçadas a cada 2 km, compondo uma malha de amostragem regular de 2,5 x 2,0 km. No planejamento da malha amostral da plataforma continental–Alagoas Sul, o espaçamento entre os transectos foi ampliado para 5 km, mantendo-se a mesma distância entre as estações amostrais. Cada transecto amostral foi planejado para estender-se desde a plataforma interna até a plataforma externa/início do talude continental, isto é, até a isóbata de 50 m, considerada como limite aproximado da plataforma continental na região.

Nas campanhas oceanográficas realizadas foram coletadas amostras de sedimentos de fundo em 458 estações de amostragem distribuídas em uma malha regular entre a foz do rio Japarutuba (Sergipe) e o Pontal do Coruripe (Alagoas) e obtidos testemunhos rasos/curtos (50 cm comprimento) na zona lamosa adjacente à foz do rio São Francisco (**Fig. 98 e 99**). As análises sedimentológicas (análises granulométricas por peneira e a laser), composicionais (minerais e biodetritos) e geoquímicas (teores de carbonatos e matéria orgânica) possibilitaram a caracterização dos sedimentos, complementados com a realizações de datações com Carbono 14 e Pb210.

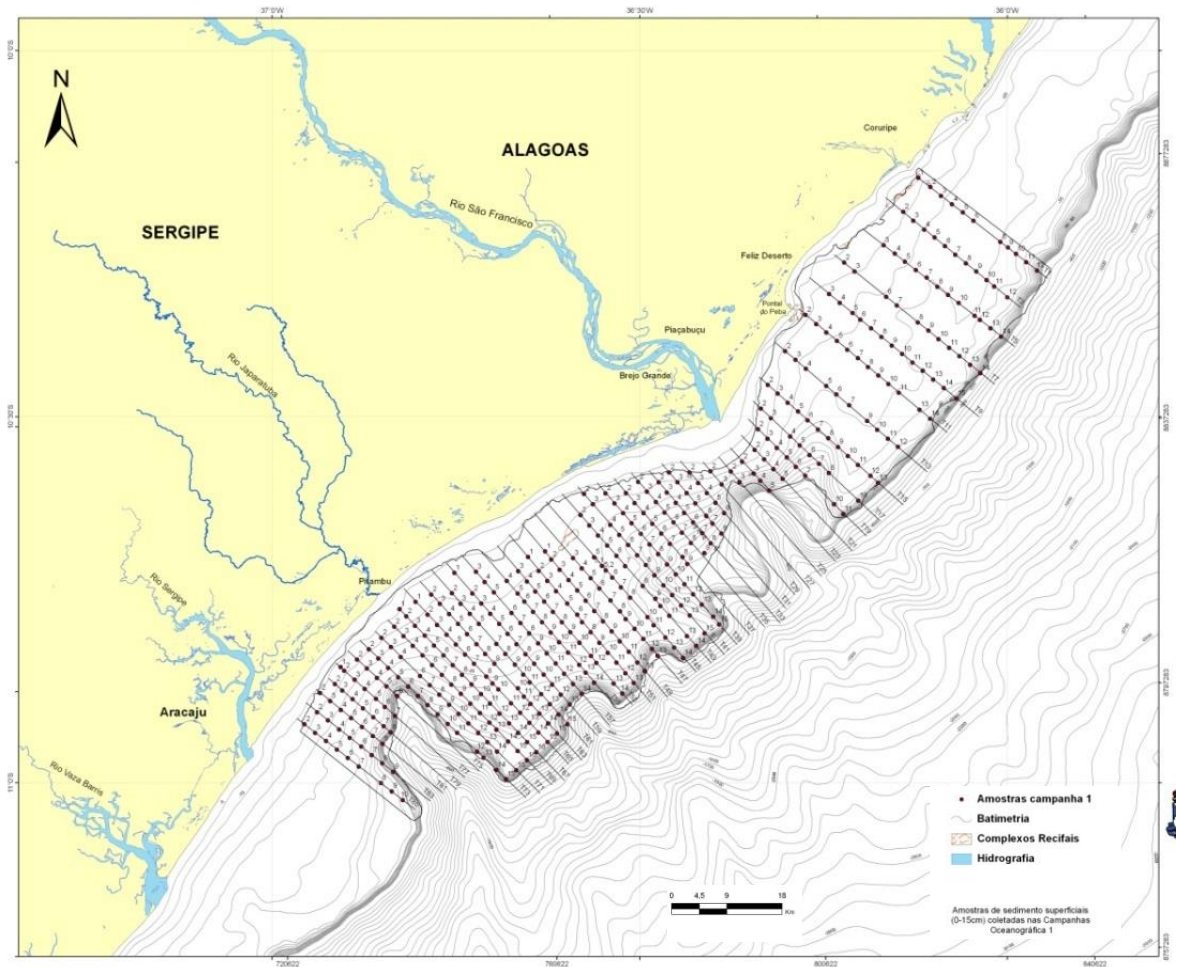


Figura 98. Localização das estações de amostragem de sedimentos de fundo na plataforma continental.

Nas áreas de ocorrência de sedimentos finos (lama e areia fina com lama), a amostragem com Box Core permitiu a coleta de amostras verticais (testemunhos rasos e curtos), visando o estudo da evolução dos episódios mais recentes de sedimentação na plataforma e a correlação com os aportes fluviais. Os sedimentos coletados com Box Core mantêm a estratificação preservada, a qual contém o registro das mudanças ocorridas nos últimos milênios ou anos. Os testemunhos foram coletados na campanha oceanográfica 1 em 50 estações de amostragem. O critério adotado no planejamento da locação destas estações de amostragem nas manchas de lama previamente mapeadas foi à distribuição radial a partir das desembocaduras do rio São Francisco, de forma a permitir o desenvolvimento de estudos sobre a correlação com os aportes fluviais.

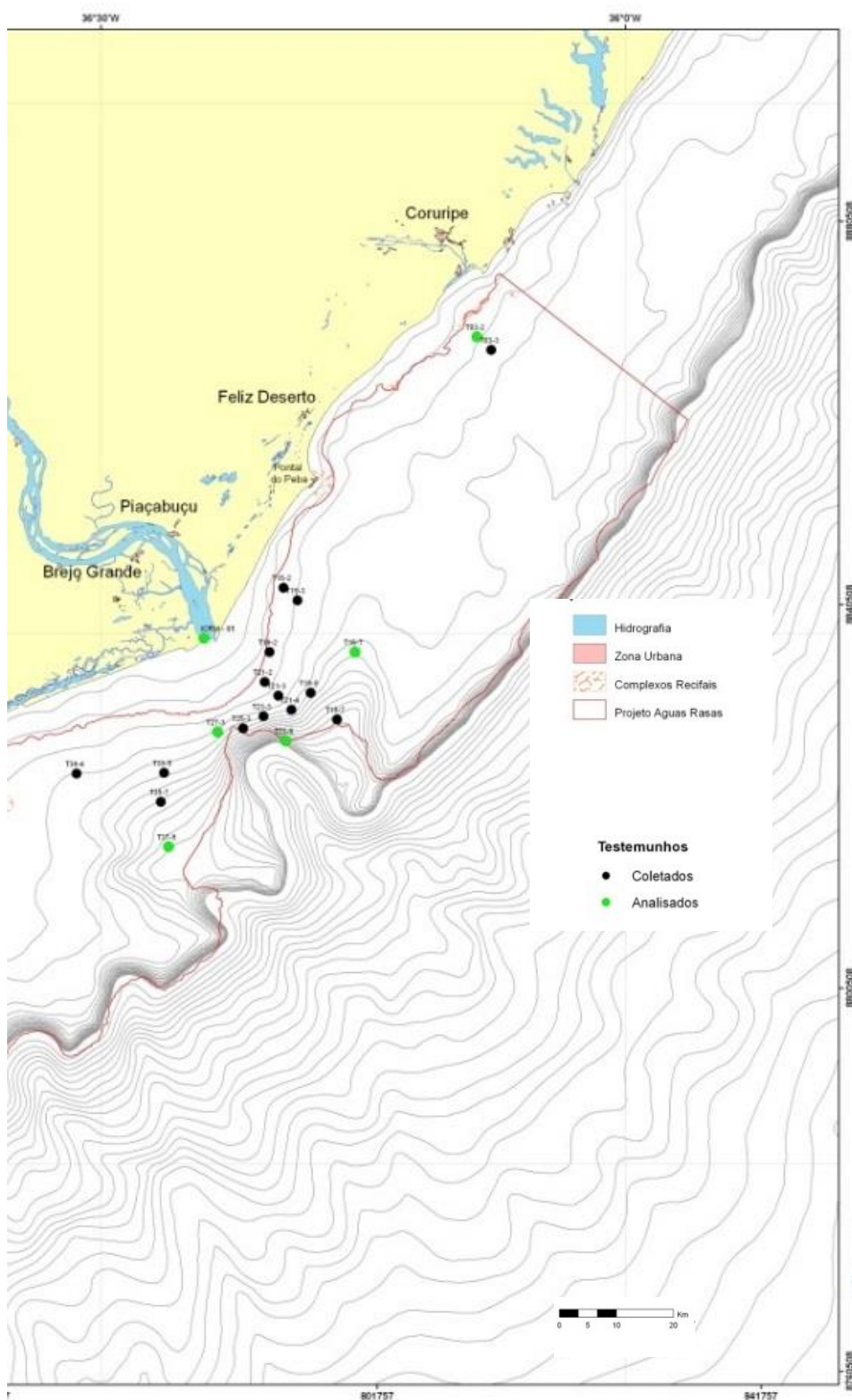


Figura 99. Localização dos testemunhos rasos e curtos coletados na província lamosa da plataforma continental terrígena no entorno da foz do rio São Francisco, com identificação dos testemunhos analisados.

Nas estações selecionadas efetuou-se amostragem vertical com o uso do tubo de PVC de 30 a 50 cm de comprimento, com 3” de diâmetro, com a obtenção de duas amostras (réplicas) (**Fig. 100**). Os tubos foram orientados no sentido vertical com o topo para cima (devidamente assinalado no tubo) e preservados sob congelamento, com o cuidado de manter a posição vertical original. As extremidades dos tubos foram cobertas com filme plástico antes de serem tampadas e as tampas vedadas por fora com fita isolante.

Os resultados das análises sedimentológicas (**Fig. 101**), datações e geoquímicas permitiram o mapeamento faciológico da plataforma continental adjacente ao rio São Francisco.

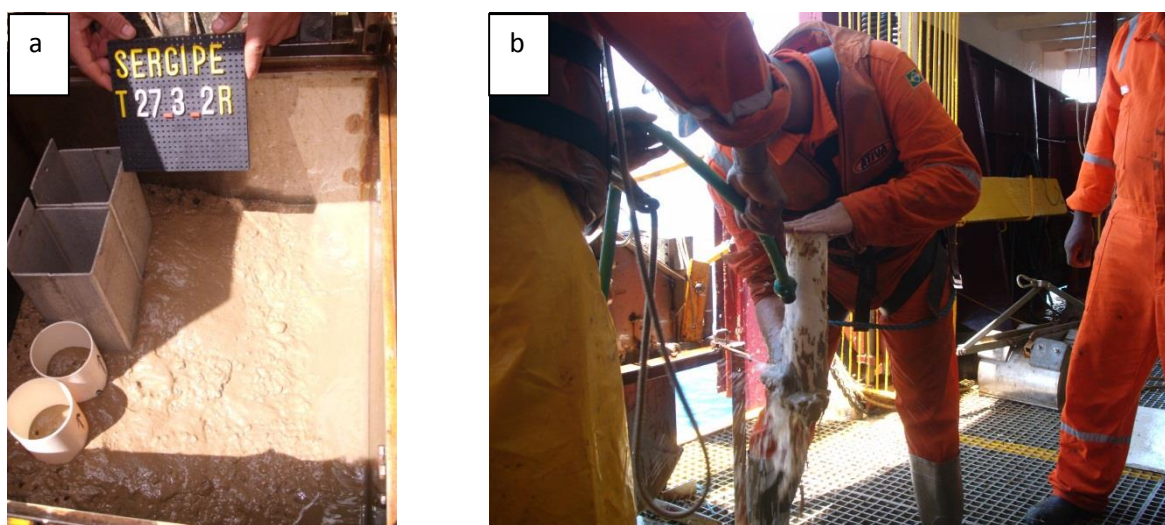


Figura 100. Coleta de amostras com tubos PVC: a) introdução dos tubos diretamente no Box Core; b) retirada do tubo PVC.

5.3.4 Análise hidro-sedimentológica fluvial do período histórico e atual

As metodologias de estudo do sistema São Francisco referentes ao período histórico incorporaram a análise da hidrologia fluvial, o histórico da construção de grandes barragens no leito do rio e as mudanças induzidas na dinâmica e sedimentação na plataforma continental.

As séries históricas de vazões do rio São Francisco foram analisadas com o objetivo de identificar os períodos hidrológicos e as mudanças que ocorreram entre o período de vazões naturais e de vazões reguladas pelo homem após a construção das grandes barragens. Os períodos de enchentes foram destacados para análises de suas variações em magnitude, época de ocorrência e duração. Os dados hidrológicos foram obtidos nas estações fluviométricas do

baixo São Francisco e fornecidos pela Agência Nacional de Águas. O transporte de sedimentos no canal fluvial do baixo São Francisco foi analisado com o objetivo de verificar as mudanças que ocorreram entre os períodos pré e pós-barragens.

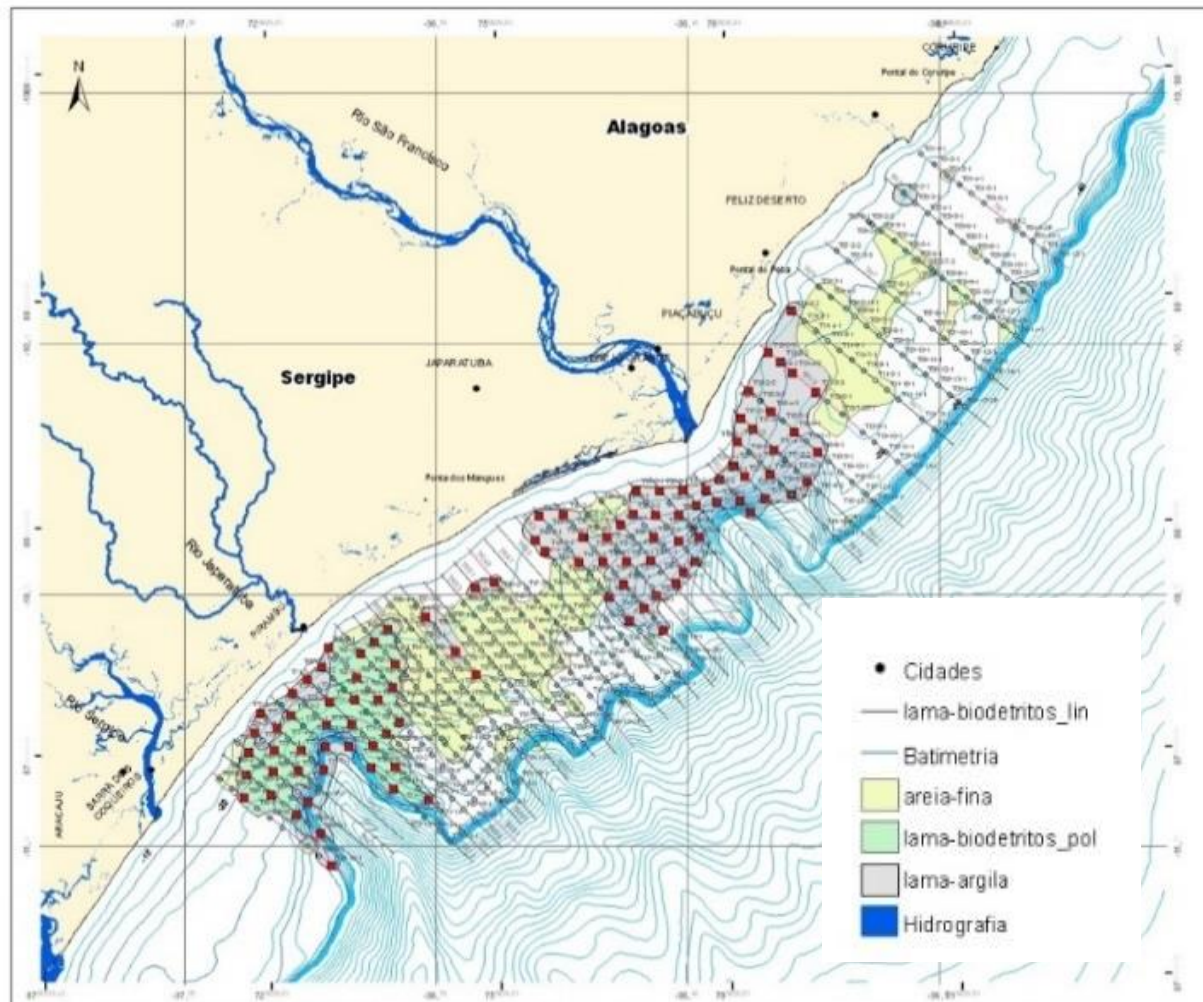


Figura 101. Localização das amostras superficiais de fundo (0-15cm), analisadas com granulômetro a laser (esquerda), coletadas nas Províncias Lamosas Terrígenas dos rios São Francisco e do Japarutuba.

5.3.5 Análise das mudanças na região adjacente à foz do rio São Francisco

As mudanças no transporte de sedimentos no canal fluvial envolveram também as modificações nos aportes fluviais à plataforma continental, a partir das informações disponíveis dos períodos pré e pós-implantação das grandes barragens e correlacionadas às mudanças morfológicas na interação rio-mar.

As mudanças na linha de costa adjacente a foz do rio São Francisco foram analisadas através da comparação multitemporal de mapas, aerofotos e imagens de satélite, desde o período

histórico de vazões naturais até o período pós-implantação das grandes barragens ao longo do rio. Na análises foram utilizadas técnicas de geoprocessamento de imagens de satélite e elaborados mapas das mudanças na linha de costa e da posição da barra de desembocadura fluvial. Finalmente, o processo erosivo que vem afetando a região fluvial adjacente a foz, foi analisado sob o enfoque multitemporal e quantificado com o uso de técnicas de geoprocessamento.

Os períodos hidrológicos identificados foram comparados com os períodos de mudanças na linha de costa e na barra de desembocadura do rio São Francisco, com o objetivo de verificar se existe correlação entre eles e avaliar as mudanças na linha de costa induzidas pela intervenção humana nas vazões fluviais. Este procedimento inclui: a) a avaliação das relações entre o aporte fluvial no regime hidro-sedimentológico natural e as respostas morfo-sedimentares na foz atual nos últimos 500 anos, com ênfase nos períodos hidrológicos identificados a partir da análise da série histórica de vazões; b) as relações entre alterações do regime fluvial induzidas pelas intervenções humanas através da construção de grandes barragens e as mudanças que se observam na sua foz atual, entre outros.

5.3.6 Análise integrada da interação rio-mar no contexto geoambiental

Os impactos das mudanças nas descargas fluviais naturais, provocadas pelas grandes barragens, foram analisados, pela grande probabilidade de se estenderem à zona costeira e plataforma continental adjacente à foz. Para Fontes et al. (2009 e 2010), as intervenções antrópicas ao longo do rio São Francisco alteraram de forma significativa as condições morfo-dinâmicas ao longo do seu baixo curso nos tempos históricos recentes, modificando a atuação dos processos de transporte, erosão e deposição e a dinâmica da zona costeira adjacente à sua foz, o que resulta na drástica diminuição da influência do rio sobre a plataforma continental e na redução da pesca fluvial e marítima na região marinha adjacente à foz. A alteração do regime hidro-sedimentológico fluvial vem provocando mudanças expressivas no baixo curso do rio e na sua foz, a qual tem experimentado um episódio de erosão severa desde o final da década de 90.

A análise de imagens de satélites e o estudo de testemunhos rasos foram empregados para avaliar as modificações que ocorreram entre o período pré e pós-barragens na interação rio-mar, Assim, espera-se estabelecer uma comparação entre o contexto atual e o de regime

hidro-sedimentológico fluvial natural. Isto inclui a avaliação das relações entre o aporte fluvial no regime hidro-sedimentológico natural e as respostas morfo-sedimentares na foz atual nos últimos 500 anos, com ênfase nos períodos hidrológicos identificados a partir da análise da série histórica de vazões; as relações entre alterações do regime fluvial induzidas pela construção de grandes barragens e as mudanças que se observam na sua foz atual, entre outros.

Para completar o quadro de investigação da interação rio-mar, o estudo inclui a avaliação da situação atual na zona lamosa plataforma, após a construção da série de grandes barragens ao longo do rio São Francisco e assim, como consequência da diminuição da influência continental sobre a sedimentação e dinâmica da borda continental.

5.4 Aportes de água e sedimentos do rio São Francisco à plataforma continental

A vazão natural média na foz do rio São Francisco é de $2.850 \text{ m}^3/\text{s}$ e mais de 95% do total das suas águas provem das sub-bacias do Alto e Médio São Francisco.

Uma das características do regime hidrológico natural do baixo curso rio é a ocorrência de cheias anuais entre os meses de dezembro a maio, período que coincidia com as baixas precipitações pluviais na região. Esta flutuação sazonal das vazões estava diretamente condicionada ao regime pluviométrico das sub-bacias do alto e médio São Francisco, uma vez que nestas regiões a maior parte das precipitações pluviométricas ocorre no verão e o inverno corresponde ao período de estiagem. O sistema de produção de chuvas do baixo São Francisco tem um comportamento exatamente inverso: as chuvas estão concentradas no período de inverno, com início em fevereiro-março e final em agosto e o período mais seco corresponde aos meses de primavera e verão (setembro a janeiro).

As diversas barragens hidrelétricas construídas no leito do rio São Francisco provocaram nas últimas décadas modificações da pulsação natural das vazões, modificando o regime hidrológico do baixo curso. A regularização das vazões provocou o aumento da vazões mínimas e o espaçamento entre as cheias, que também tiveram suas vazões máximas reduzidas. No novo regime hidrológico artificializado, após construção das grandes barragens, a sazonalidade das cheias anuais deixou de existir e com a ausência delas, o mesmo ocorreu com as inundações periódicas da planície de inundação, faltando aporte de água para a manutenção das lagoas marginais.

A influência do rio São Francisco não se restringe a zona costeira e pode ser acompanhada no fundo marinho raso e profundo, fronteira à sua planície deltaica e no entorno da sua foz atual. Na plataforma continental, o rio contribuiu com o aporte de sedimentos continentais para a formação de uma ampla zona de sedimentos lamosos siliciclásticos. Da mesma forma, associam-se ao aporte fluvial, a escavação do cânion submarino no talude continental e a formação dos depósitos de leques submarinos em águas de até 3.500 m de profundidade.

5.5 Fatores e processos atuantes na zona costeira e marinha rasa

Os fatores controladores atuantes na formação dos depósitos costeiros e marinhos na zona marinha rasa exercem uma forte influência sobre a formação dos depósitos sedimentares e feições geomorfológicas da plataforma continental. Ao longo do Holoceno, estes fatores exerceram uma forte influência sobre a formação dos depósitos sedimentares e feições geomorfológicas da linha de costa, da plataforma continental e do limite com talude e cânion submarino.

As marés que são observadas nas zonas costeiras resultam do empilhamento e amplificação das marés oceânicas, à medida que estas se movem sobre a plataforma continental e para o interior dos estuários e baías. As marés do litoral de Sergipe-Alagoas são semi-diurnas, e segundo Davies (1972) pode ser classificada como uma costa de micro a meso-marés. Ocorrem dois picos de marés altas e baixas em um período de 24 horas e 50 minutos, com amplitude entre 1,0 a 3 m, e as máximas amplitudes nos equinócios de março e setembro.

O litoral de Sergipe é caracterizado pela incidência de ondas do tipo deslizante com duas direções predominantes, as de Nordeste e as de Sudeste. As ondas de Nordeste ocorrem entre o mês de outubro e março e corresponde à maior parte das ondas. As ondas de Sudeste são maiores e ocorrem entre os meses de maio e julho, sendo geradas, em sua maioria, por tempestades distantes do litoral. Os mais significativos períodos e alturas de ondas correspondentes a direções das ondas são: período de 5 segundos e altura entre 0,5 e 1,0 m para a direção de ondas de NE e período de 6,5 segundos e altura de 1,5 m para as direções de SE e S. As máximas alturas significativas das ondas (SWH) atingem 3,6 m no período de inverno (PETROBRAS, 2007). As maiores alturas significativas de ondas que incidem na região muitas vezes independem das condições de mar local, pois estas são geradas a grandes

distancias, e em função da sua propagação, estas são as ondas de maior amplitude que chegam à região.

Os processos morfodinâmicos que atuam no transporte de sedimentos ao longo da linha de costa são, basicamente, gerados pela ação das ondas, correntes costeiras e marés. As ondas constituem um dos processos marinhos mais efetivos no selecionamento e redistribuição dos sedimentos depositados nas regiões costeiras e plataforma continental interna. O transporte de sedimentos litorâneos ao longo da costa sergipana é de 790.000 m³/ano, com cerca de 658.000 m³/ano no sentido NE-SW e 132.000 m³/ano no sentido inverso (VIANA, 1972).

Bittencourt et al. (2002), com o objetivo de determinar o transporte longitudinal ao longo de um trecho da costa leste do nordeste do Brasil (Sergipe ao Rio Grande do Norte), caracterizou a partir de diagramas de refração para ondas provenientes de NE, E, SE e S, o clima de ondas incidentes na linha de costa e o transporte longitudinal. Os valores de direção e intensidade do potencial da deriva litorânea efetiva, com direção predominante para o sul, aumentam a partir de um valor de 724 até 3556, e depois reduzem abruptamente para 307. Nos trechos costeiros que apresentam direções opostas de deriva litorânea sazonalmente, a direção de deriva litorânea efetiva foi definida por Bittencourt et al. (2002), com sendo a direção predominante, calculada pela diferença de intensidade entre as direções opostas da deriva litorânea. As frentes de onda de sul e sudeste são as que chegam à linha de costa sergipana e alagoana com os maiores períodos e, portanto, são as que experimentam o maior grau de refração, promovendo as maiores variações de distribuição de energia ao longo da linha de costa.

Na plataforma do Nordeste do Brasil, a circulação oceânica é dominada pela Corrente sul-equatorial (CSE) que flui de leste para oeste atravessando o Oceano Atlântico. Próximo à costa do Brasil, a sul de 10° S, a CSE – ramo Sul ramifica-se formando a corrente do Brasil (CB) que flui para sul com velocidade média relativamente fraca, variando entre 10 e 15 cm/s e a corrente norte do Brasil (CNB) que cruza o equador e acelera, alcançando em 2°N a velocidade de 81cm/s. (SILVEIRA et al., 1994).

5.6 Foz atual do rio São Francisco e influência na plataforma

Na região da foz atual, o rio São Francisco deposita as areias transportadas, formando um banco arenoso convexo. Este banco arenoso foi delineado em levantamento realizado em 1945 e em levantamentos recentes (**Fig. 102**). A influência do rio São Francisco sobre a plataforma continental é visualizada na imagem de satélite de 25/01/2004, obtida em período de enchentes (**Fig. 103**). Na pluma de sedimentos em suspensão, destaca-se, na porção mais proximal, a maior concentração e dispersão, em forma arqueada/convexa na região em frente à foz e, na porção distal, a deflexão para sudoeste sob influência da deriva litorânea e correntes marinhas costeiras. Os altos teores de matéria em suspensão na carga aportada pelo rio São Francisco (pluma de turbidez intensa) e a sua dispersão são expressivas na posição oblíqua à costa.

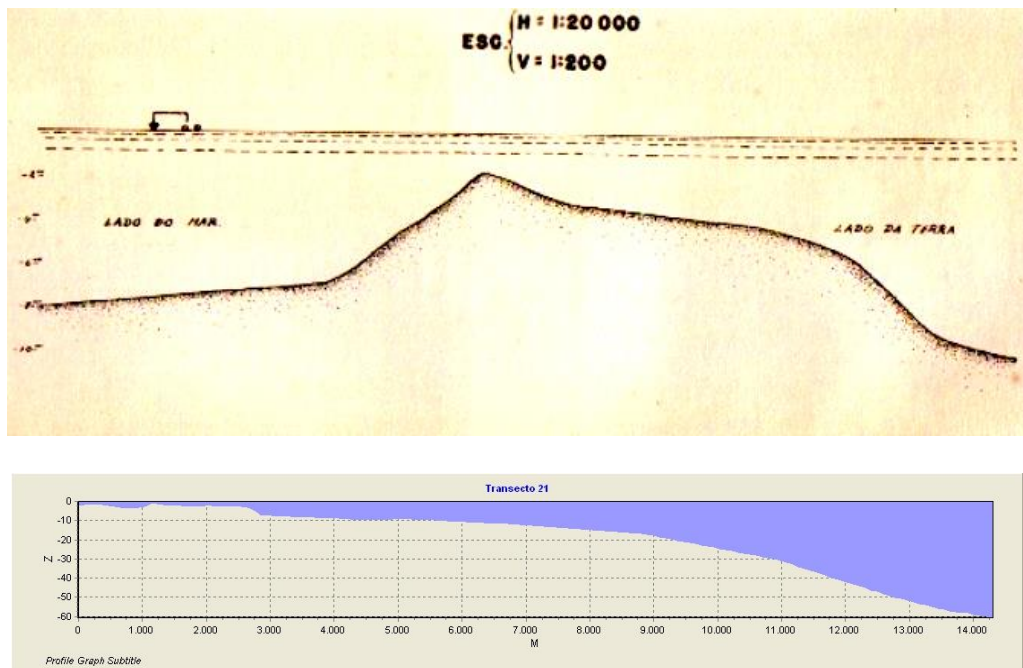


Figura 102. Acima: perfil da barra desembocadura em 1945, com fluxo fluvial da direita para esquerda (DNPM, 1945). Abaixo: perfil longitudinal, da foz ao talude continental, na posição atual da frente deltaica (barra de desembocadura) e prodelta do rio São Francisco.

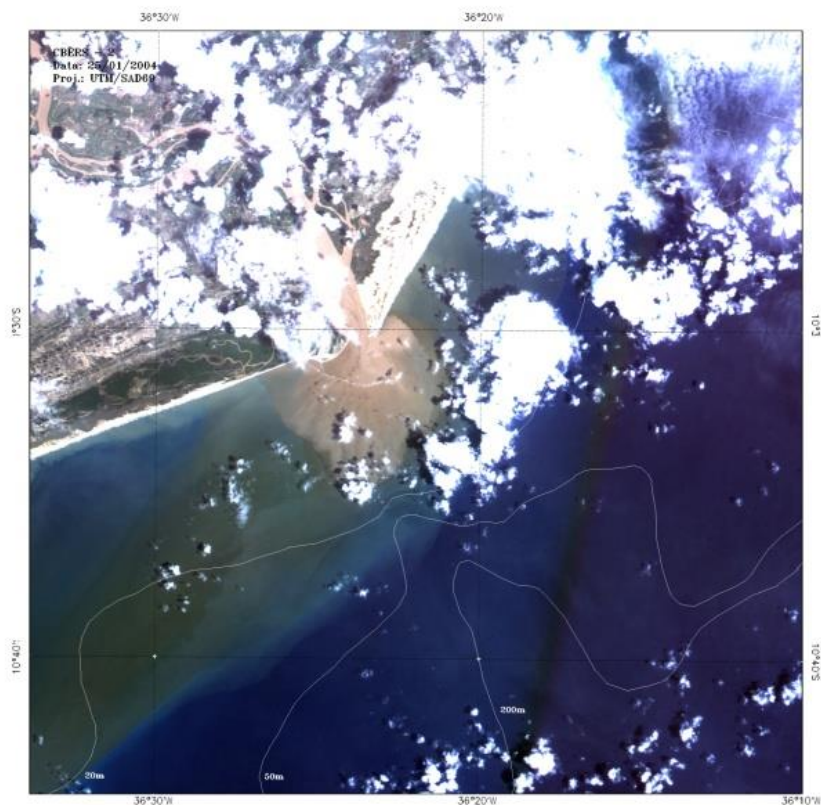


Figura 103. Imagem de satélite em 25/01/2004 da região da atual foz do rio São Francisco, em período de enchentes pós-barragens. Destaque para a pluma de sedimentos em suspensão: na porção mais proximal, com maior concentração e dispersão em forma arqueada na região em frente à foz e, na porção distal, deflexão para sudoeste sob influência da deriva litorânea e correntes marinhas costeiras.
 Fonte: Imagem CBERS-2, 2004, projeção UTM/SAD 59 (INPE).

5.7 Relevo e constituição do fundo marinho

Os levantamentos atuais de batimetria e a coleta de sedimentos superficiais de fundo e de testemunhos rasos e curtos permitiram uma ampla visão sobre o relevo e a constituição do fundo marinho adjacente ao contexto do rio São Francisco.

Os padrões de configuração das curvas batimétricas marinhas e o modelo digital de terreno permitiram uma visualização do relevo de fundo submarino no norte de Sergipe e sul de Alagoas. Apesar de prevalecer o decaimento mais ou menos homogêneo da profundidade da plataforma continental no sentido da praia para o mar aberto, podem ser realçadas as peculiaridades do relevo submarino em seus diversos setores morfológicos. As áreas de morfologia rugosa denotam a presença de sedimentos carbonáticos e areias relíquias na plataforma, derivadas a erosão de sedimentos do Grupo Barreiras enquanto as áreas lisas, de

sedimentação lamosa terrígena holocênica. As áreas mais ricas em carbonatos encontram-se na borda de plataforma, mas na plataforma sul de Alagoas, os carbonatos se aproximam da linha de costa. As áreas mais pobres em carbonatos localizam-se na região no entorno da foz do São Francisco. No fundo rugoso dos setores intermediários da plataforma em Sergipe e Alagoas foram realçados pináculos isolados e alinhamentos de bancos, revelando a existência de recifes submersos e vales incisos.

Em torno da foz do rio São Francisco dominam os sedimentos lamosos, ocupando toda a plataforma e o talude continental, constituindo uma zona dominada pela sedimentação do aporte de sedimentos terrigenos finos continentais.

A plataforma norte de Sergipe é caracterizada por um relevo mais diversificado do que a plataforma sul de Alagoas, com destaque para os cânions submarinos escavados na borda do talude continental (Piranhas, Sapucaia e São Francisco) que adentram na plataforma continental (Fig. 106), e pela presença de um alto no fundo submarino, alinhado na direção N-S, entre Ponta de Mangues e Pirambu.

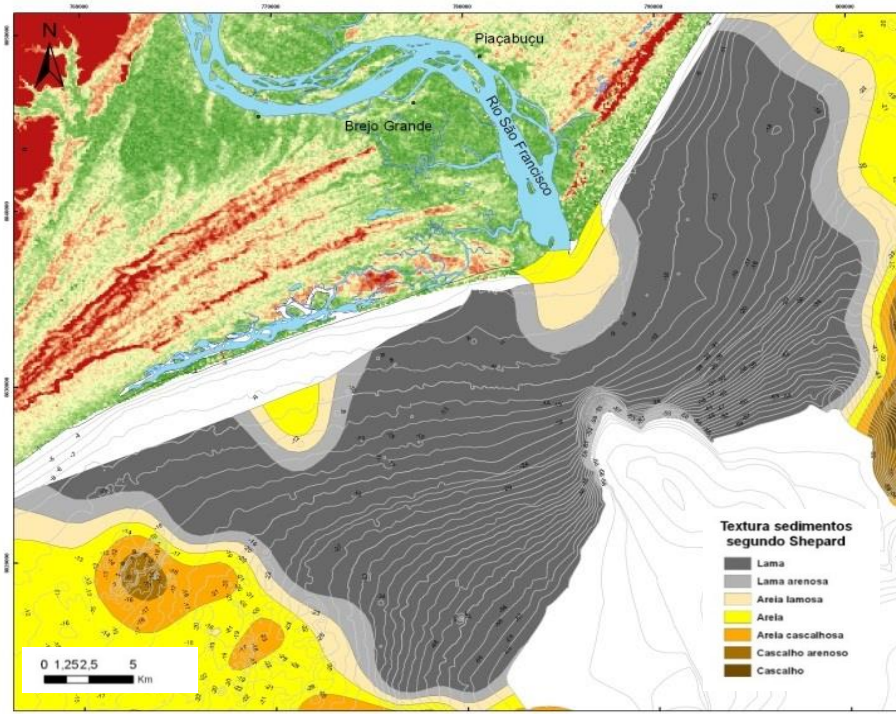


Figura 106. Modelo digital de terreno da planície costeira adjacente ao rio São Francisco, com altos morfológicos-estruturais a norte (Pontal do Peba) e a sul (Ponta dos Mangues) e constituição e batimetria da plataforma continental.

5.8 Faciologia superficial e datação dos depósitos da plataforma continental

Na plataforma continental atual, a associação de fácies lamosa constitui o fundo marinho raso, formando uma grande zona lamosa no entorno da foz do rio São Francisco. A região abrangida por esta associação de fácies na plataforma atual pode ser visualizada no mapa faciológico dos sedimentos do fundo plataformal (**Fig. 107**). A zona lamosa se estende até a borda do talude continental, desde o Pontal do Peba (Alagoas) até a região de Ponta dos Mangues (Sergipe). Esta ampla área lamosa, que inclui toda a zona de influência de sedimentos fluviais na plataforma, não se formou em função da atual posição da desembocadura, mas da sua evolução ao longo do tempo. Os perfis batimétricos demonstraram que o fundo plataformal em frente a Ponta dos Mangues se constitui em um alto submarino, de baixa altura (máximo de 10m), separando os contextos do rio São Francisco (à norte) e do Japarutuba (à sul). Os sedimentos plataformais depositados na região do alto de Ponta dos Mangues são siliciclásticos, com película ferruginosa envoltória nos grãos de quartzo e provavelmente são derivados da erosão do Grupo Barreiras, que aflora em falésias nas praias e se projeta no sentido do oceano.

As características desta associação de fácies lamosa, aflorante na plataforma continental atual, são semelhantes aquelas encontradas sob a planície costeira, mas com maior domínio da fácies lamosa. Entretanto, algumas variações faciológicas nos sedimentos superficiais de fundo plataformal estão relacionadas ao aporte fluvial do São Francisco, se constituindo em depósitos de barras de desembocadura distal e depósitos que podem ser classificados como pró-delta proximal e distal.

No topo da associação lamosa, as fácies mostram variações em função da proximidade do eixo de aporte fluvial do rio São Francisco e do afastamento no sentido da borda da plataforma. As fácies se modificam no sentido distal e estas modificações podem ser atribuídas as alterações na posição da foz do rio, a medida que ocorria a regressão marinha atual. Os sedimentos que recebem a influência direta dos aportes fluviais são mais arenosos, com interlaminações e intercalações de areias mais frequentes.

Testemunhos rasos (comprimentos de até 50 cm) obtidos na porção mais superior dos sedimentos marinhos, no entorno da atual foz do rio São Francisco, são constituídos por lamas

ou por interlaminções de lamias e areias muito finas. Datações por Carbono 14 fornecem idades recentes, indicando a contribuição de sedimentos fluviais para sedimentação marinha.

A espessura desta associação de fácies lamosa é variável, chegando a zero nas terminações laterais norte-sul e sendo maior nos eixos de vales incisos, correspondentes a antigas posições do vale do rio São Francisco. Estes antigos vales fluviais foram escavados na plataforma exposta no estágio de regressão marinha do Pleistoceno superior e foram preenchidos por ocasião da subida do nível do mar na passagem do Pleistoceno tardio-Holoceno.

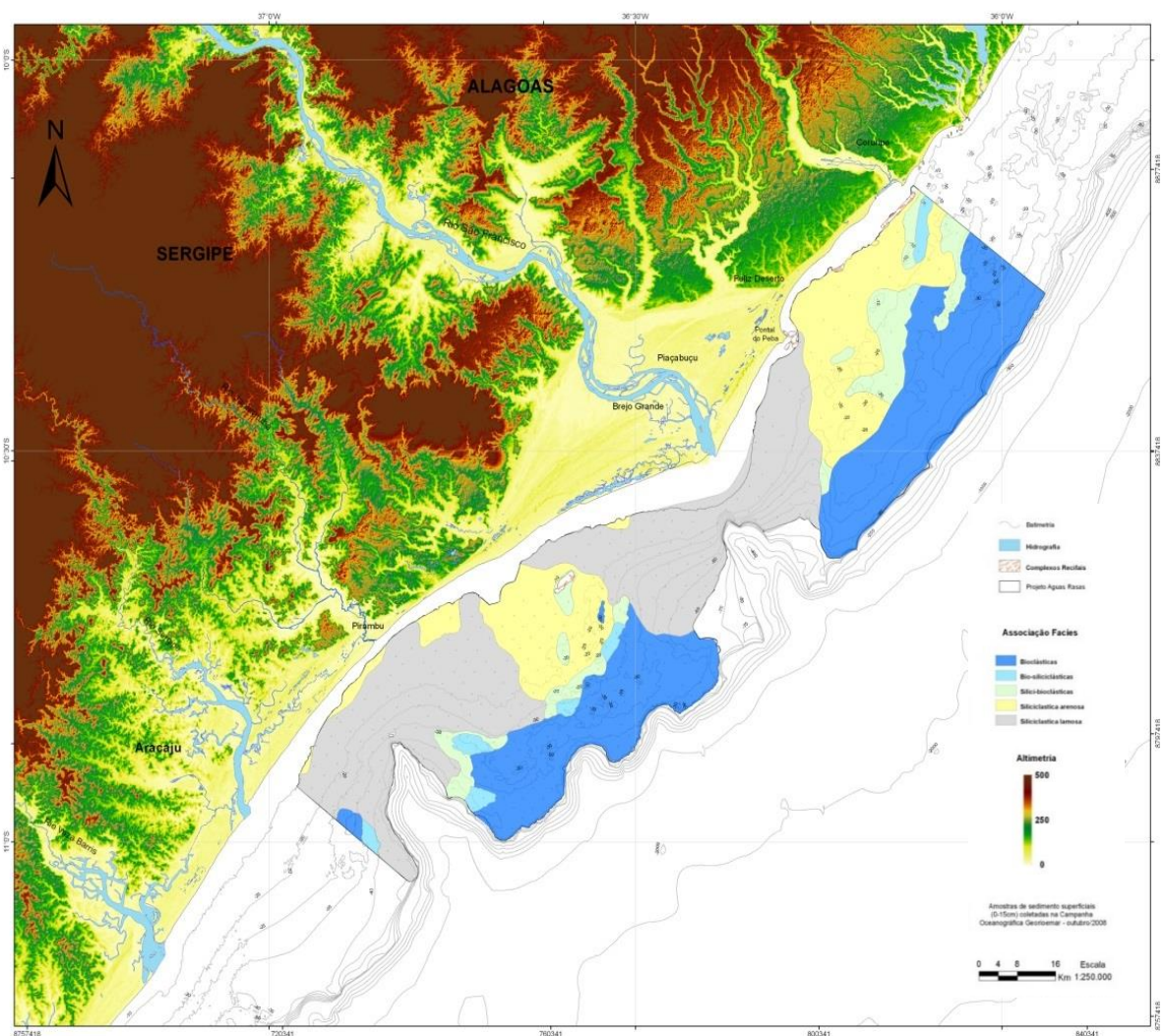


Figura 107. Mapeamento do fundo plataformal com as associações de fácies texturais-composicionais.

5.8.1 Sedimentação marinha rasa atual no sistema São Francisco

Os sedimentos lamosos superficiais adjacentes à foz do rio São Francisco registram a deposição na plataforma continental desde a última transgressão até a regressão atual. A base desta associação de fácies registra a subida e o topo (superfície submarina atual) a deposição em águas mais rasas, em decorrência da descida no nível do mar. O topo da associação de fácies, nas adjacências das posições assumidas pela foz do rio São Francisco, apresenta um consequente aumento no conteúdo de areias e de inter-laminações areia/lama.

A base da associação de fácies de sedimentos finos não aflora e só foi identificada em subsuperfície, em alguns dos furos de sondagem executados na planície costeira do rio São Francisco. Esta associação está presente no registro sedimentar, depositada desde o Pleistoceno Tardio ao Holoceno, durante a última transgressão e prosseguindo na atual regressão marinha. Na zona marinha plataformar, fora da área de influência direta dos aportes de sedimentos arenosos fluviais, a associação de sedimentos finos ocorre de forma mais ou menos contínua no perfil vertical. Na área próxima ao continente, é interrompida por depósitos grosseiros costeiros e fluviais. Entretanto, na área que permaneceu o tempo todo, durante o intervalo T-R, como mar (plataforma continental), pode não ocorrer esta intercalação de sedimentos grosseiros proveniente do continente, e, assim, a associação lamosa é contínua, da base até o topo (onde ocorre a sedimentação marinha atual, na ampla zona lamosa em frente ao atual rio São Francisco). Assim, a associação passa a dominar a sequência vertical, ocupando da base ao topo, naquelas áreas em que permaneceram o tempo todo como marinhas.

Esta associação de fácies lamosa siliciclástica apresenta variações entre o intervalo basal e do topo, gradando no sentido ascendente para inter-laminações e raras intercalações de areias muito finas. Na base, a fácies é predominantemente constituída por lamas de cor cinza escura com laminação plano paralela, contendo restos de madeira e fragmentos de crustáceos, gastrópodes, conchas, e exemplares de bivalves quase inteiramente preservados. As lamas nos estratos mais inferiores contêm intercalações de lamina e finos níveis mais arenosos e no sentido ascendente se tornam mais homogêneas, e até argilosas, com uma diminuição no conteúdo em areias muito finas. No intervalo do topo, as lamas tornam mais arenosas e gradam no sentido ascendente para inter-laminações com areia muito fina e, por vezes, intercalações com níveis centímetricos (até 50cm) de areia fina a muito fina com cimento

carbonático. A lama é de cor cinza clara e cinza escura até preta, micacea, com fragmentos de conchas. Os níveis milimétricos a centimétricos de areia tem cor bege ou cinza, com laminações cruzadas e *flaser*.

Na plataforma continental atual, esta associação de fácies constitui a grande zona lamosa no entorno do rio São Francisco. Os sedimentos superficiais atuais do fundo plataformal fazem parte desta associação de fácies, mas apresentam variações faciológicas importantes em relação aos encontrados sob a planície costeira. A base da associação não aflora e suas características são semelhantes àquelas encontradas sob a planície, mas tem maior domínio da fácies essencialmente lamosa. No topo, as fácies mostram variações em função da proximidade do eixo de aporte fluvial e do afastamento no sentido da borda da plataforma. Os sedimentos que recebem a influência direta dos aportes fluviais são mais arenosos, com interlaminações e intercalações de areias mais frequentes e as fácies mais distais são mais argilosas. Por se encontrar em um ambiente marinho aberto, também estão sujeitas aos processos gerados por ondas de tempestades e ocasionalmente se intercalam níveis arenosos formados nestas ocasiões.

A região abrangida por esta associação de fácies pode ser visualizada no mapa faciológico dos sedimentos do fundo plataformal, no entorno da planície costeira do rio São Francisco, ocupando toda a plataforma até o talude continental (**Fig. 108**). Esta ampla área é uma zona de influência de sedimentos fluviais, e não se formou em função da desembocadura atual, mas da sua evolução ao longo do tempo durante a última transgressão e na atual regressão marinha.

As amostras de sedimentos superficiais de fundo obtidas em testemunhos rasos coletados no entorno da atual foz do rio São Francisco permitem uma visualização do intervalo superior desta associação de fácies. O registro sedimentar foi analisado através do granulômetro a laser, detalhando a distribuição das frações granulométricas de 54 amostras obtidas a cada 1 ou 2 cm, em testemunhos rasos e curtos de comprimento médio de 30cm (T15-7, T21-2, T23-5, T27-3, T37-9 e T39-4) (**Figs. 109, 110 e 111**). O teor em carbonatos de cálcio foi analisado nestes testemunhos e é apresentado na **Figura 112**.

As áreas sob influência direta dos aportes fluviais se modificaram ao longo dos anos, em função das mudanças de posição dos vales incisos e da foz atual. Ao longo do tempo, a interação com os processos marinhos permitiu a formação desta ampla zona lamosa

plataformal no entorno da foz. Os aportes fluviais continuaram sendo depositados até o recente em águas marinhas rasas na plataforma continental. As porções recentes que recebem a pluma de sedimentos em suspensão derivada do rio São Francisco, são visíveis em imagens de satélite e sua posição se modifica ao longo dos anos, na dependência da ocorrência e do alcance das vazões de cheias relevantes.

A distribuição das classes granulométricas que constituem os sedimentos lamosos superficiais pode ser visualizada através dos mapas da **figura 108**. A fração argila está distribuída em toda a província lamosa, mas apresenta 3 (três) áreas de maior concentração (na porção sul, na cabeceira do cânion e à do sul do Pontal do Peba). Esta distribuição coincide aproximadamente com antigas posições (vales incisos) e a posição atual da desembocadura do rio São Francisco, onde distribuição dos maiores teores de lama ocorre no entorno das desembocaduras fluviais. A fração areia está presente principalmente nos limites da província lamosa, nos contatos com as províncias arenosas norte e sul, mas a fração areia muito fina mostra uma concentração ao sul da foz atual, em um local onde se pressupõe o prolongamento de uma antiga posição da desembocadura do rio São Francisco (vale inciso).

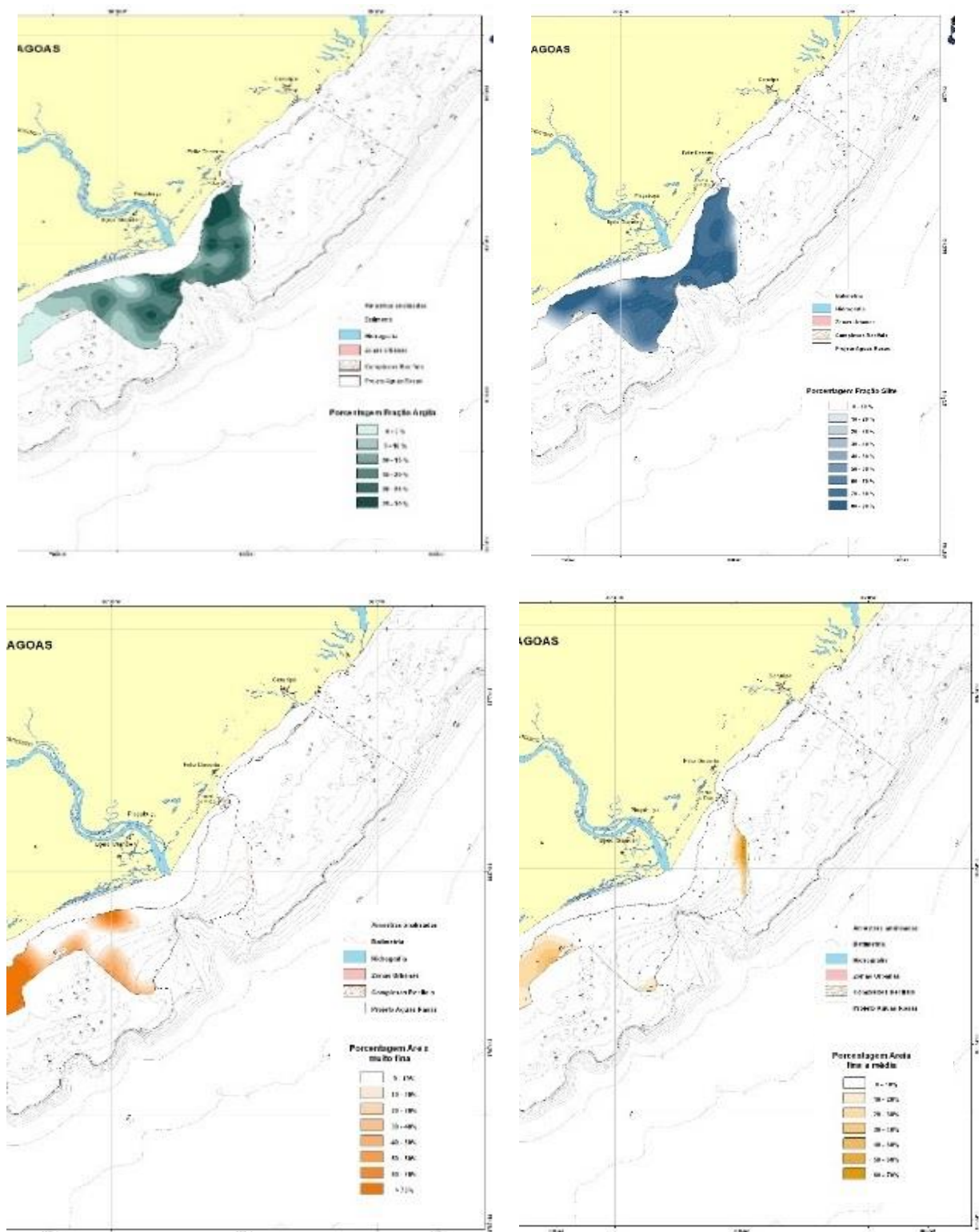


Figura 108. Distribuição das frações granulométricas de amostras superficiais (0-15 cm) obtidas na zona lamosa plataforma adjacente ao rio São Francisco: a) argila; b) silte; c) areia muito fina; d) areia fina a média.



Figura 109. Testemunhos rasos e curtos (50 cm) obtidos na plataforma continental adjacente a foz do rio São Francisco.

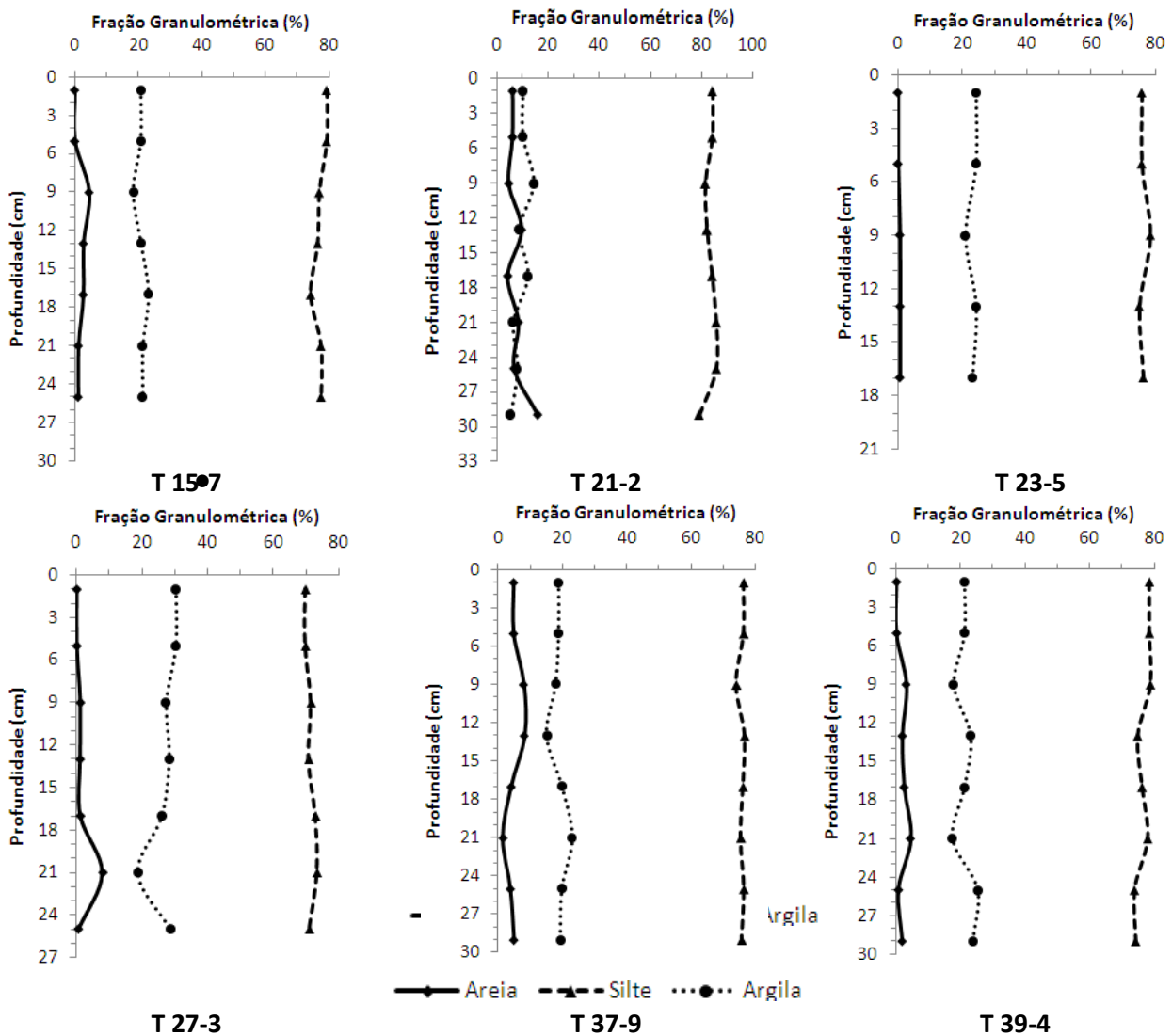


Figura 110. Perfis verticais distribuição das frações granulométricas totais **argila, silte e areia**, nos testemunhos rasos na associação de fácies lamosa superficial na plataforma continental atual do sistema São Francisco.

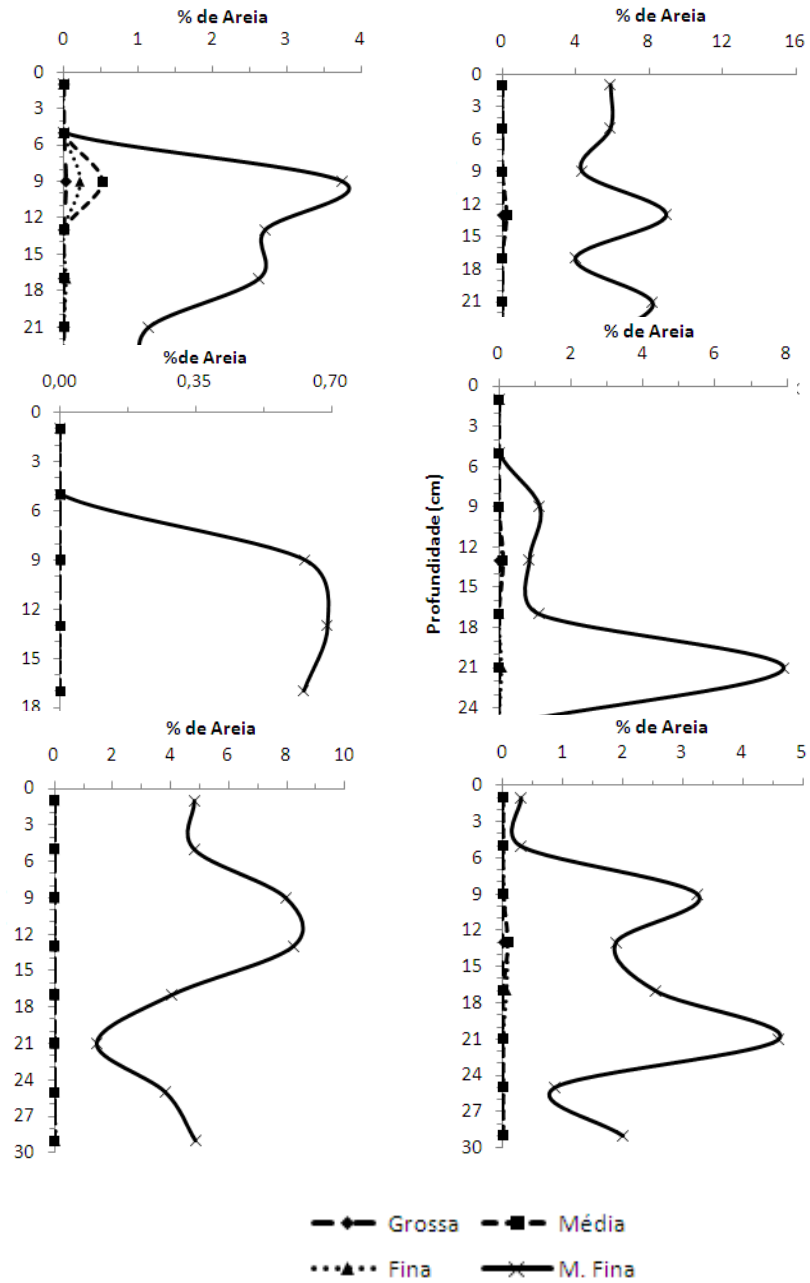


Figura 111. Testemunhos agrupados em pares, dos mais proximais aos mais distais em relação à foz do rio São Francisco. Perfis verticais de distribuição das frações granulométrias areia muito fina, fina, média e grossa nos testemunhos rasos da Associação de Fácies Lamosa na plataforma continental atual (zona lamosa superficial).

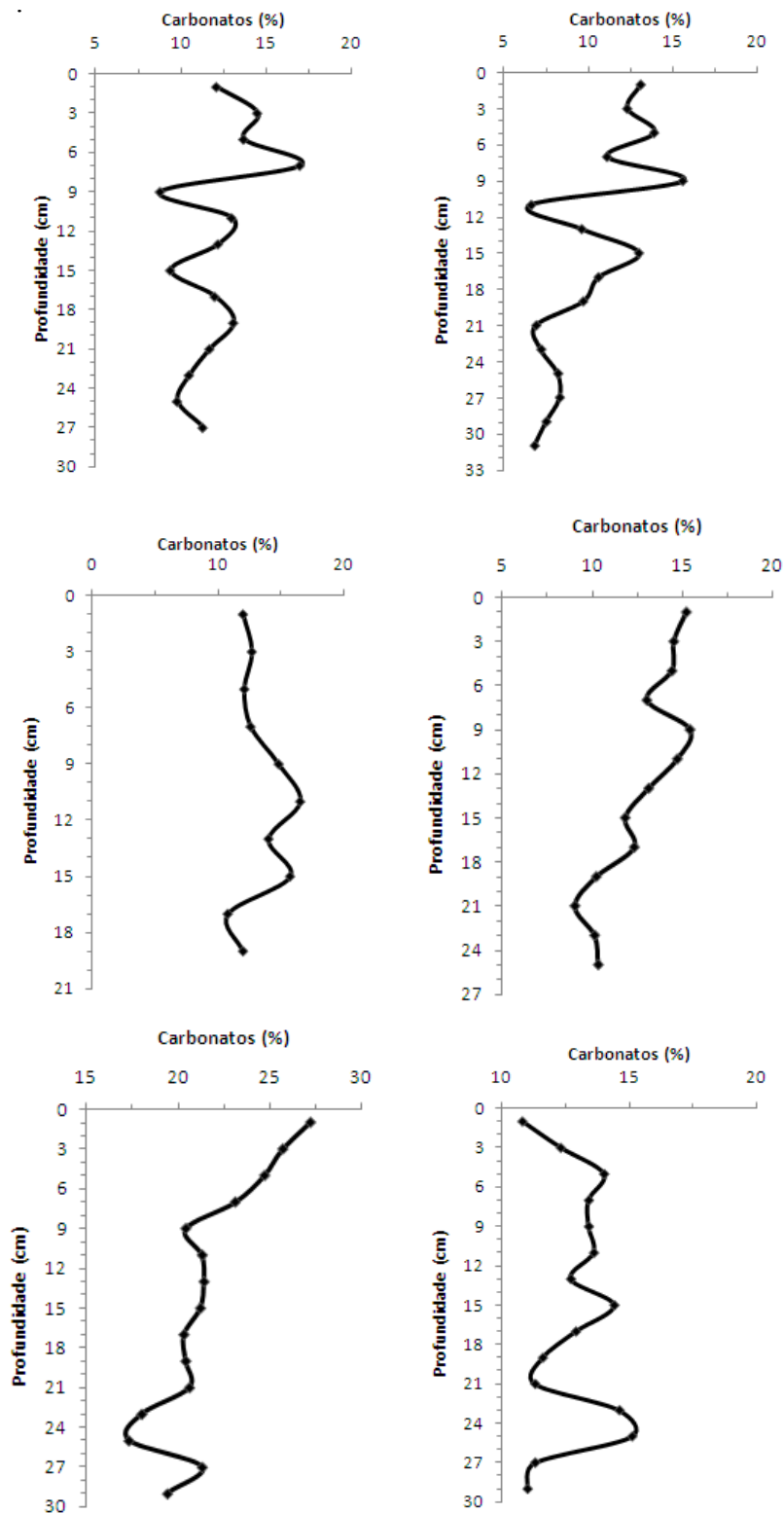


Figura 112. Distribuição dos teores de carbonatos nos testemunhos (T15-7, T21-2, T23-5, T27-3, T37-9 e T39-4) localizados na Província Lamosa associada ao rio São Francisco.

5.8.2 Faciologia superficial e datação dos depósitos da plataforma continental

A distribuição das classes granulométricas que constituem os sedimentos lamosos superficiais atuais pode ser visualizada a través dos mapas faciológicos. A fração argila está distribuída em toda esta zona lamosa, mas apresenta 3 (três) áreas com maior concentração (na porção sul, na cabeceira do cânion do São Francisco e à do sul do Pontal do Peba). Esta distribuição coincide aproximadamente com duas antigas posições e a posição atual da desembocadura do rio São Francisco. Não foi observada nenhuma tendência específica na distribuição das frações silte fino, médio e grosso.

Em geral, no topo da associação lamosa, ocorrem fácies com aumento no conteúdo em areias, em função da proximidade do eixo de aporte fluvial e do afastamento no sentido da borda da plataforma. Os sedimentos que resultam da influência direta dos aportes fluviais contém inter-laminações e intercalações de areias frequentes e exibem laminações cruzadas. A fração areia está presente principalmente nos limites da zona lamosa, nos seus contatos com as províncias arenosas norte e sul, mas a fração areia muito fina mostra uma concentração ao sul da foz atual, em um local onde se pressupõe ser o prolongamento de uma antiga posição da desembocadura do rio São Francisco.

Testemunhos rasos e curtos (comprimento médio de 30 cm), obtidos na porção mais superior dos sedimentos marinhos, no entorno da atual foz do rio São Francisco, são constituídos por lamas ou por inter-laminações de lamas e areias muito finas. Em subsuperfície, o estudo dos testemunhos rasos coletados (T15-7, T21-2, T23-5, T27-3, T37-9 e T39-4) possibilitou analisar a evolução do estágio mais recente de evolução sedimentar desta região plataformal. Os testemunhos rasos são constituídos por lamas ou por inter-laminações de lamas e areias muito finas e podem ser agrupados em grupos, tendo como critérios a profundidade da lâmina d'água e a proximidade da fonte fluvial. Os testemunhos foram reunidos em 2 grupos, o que forneceu informações sobre a evolução da porção superior da zona lamosa: GRUPO 1 obtidos em profundidades abaixo de 20m e mais próximos da fonte fluvial de aporte continental (testemunhos T39-4, T27-3 e T21-2) e GRUPO 2 obtidos em profundidades entre 30 e 60m e mais distantes da área fonte fluvial (testemunhos T15-7, T23-5 e T37-9).

Além das análises sedimentológicas, os testemunhos rasos foram submetidos a análises geoquímicas de CaCO_3 , que, associadas aos estudos da evolução espacial e temporal, possibilitaram uma análise integrada da Província Lamosa adjacente ao rio São Francisco.

No Grupo 1, mais proximal em relação aos aportes do rio São Francisco, destacam-se os seguintes características: 1) não ocorrem modificações texturais significativas da base para o topo. Ocorre apenas uma pequena redução do percentual de areia em direção ao topo, sendo possível identificar dois intervalos de maior redução (aos 21 cm e aos 9 cm). 2) nos testemunhos T 27-3 e T 39-4 o número de exemplares de bivalves acompanha as variações no percentual de areia; 3) o teor de carbonatos mostra tendência de aumento da base para o topo.

O Grupo 2, mais distal em relação aos aportes do rio São Francisco, apresentou como destaque a queda de taxa de areia, a partir de 12-10 cm, no sentido do topo, enquanto ocorre um aumento da abundância dos organismos (biodetritos).

Nos testemunhos analisados observou-se uma tendência geral ao aumento da concentração de carbonato nos intervalos mais recentes (superficiais). As concentrações CaCO_3 nos testemunhos variaram de um máximo de 27,2% (T37-9) a mínimo de 6,6% (T21-2) e com uma média de 13,72%.

As datações em amostras coletadas em testemunhos rasos e curtos foram realizadas com a utilização das técnicas de Carbono 14. O método utilizado foi o AMS, no Laboratório Beta Analytic (USA), que necessita de uma pequena quantidade de material (conchas, madeira, etc.), mas foi com dificuldade que se obteve a quantidade mínima exigida pelo método. O critério utilizado para coleta do material a ser datado (no caso, restos de conchas) era amostrar os últimos 10 cm de cada testemunho.

As datações confirmaram a deposição em período histórico recente (**Quadro 4 e Fig. 113**). Também foi datada uma amostra de lamas carbonosas com restos de vegetais (folhas e caules) obtida na faixa de praia da localidade do Cabeço (margem direita da foz). Apenas duas amostras se encontravam dentro do limite de datação por C14 (testemunho T27-3 e amostra de afloramento ICRM-05), apresentando idades convencionais de 560 e 90 anos BP, respectivamente. As demais 4 amostras apresentaram idades muito recentes, e, para estes casos, foram fornecidos resultados em unidades pMC. A unidade pMC significa “porcentagem de carbono moderno” e os resultados são fornecidos em formato pMC quando existe mais C14 que o nível de referência moderno (1.950 AD), indicando a contribuição atual de sedimentos fluviais para sedimentação marinha. A sua presença geralmente indica que o material analisado faz parte de um sistema que tem respirado carbono atmosférico após o início dos testes nucleares (após os anos 1950 AD). Uma pequena parcela do C14 proveniente

destes testes nucleares se incorporou a estes sedimentos de fundo da plataforma continental de Sergipe-Alagoas, indicando uma deposição após os anos 1950. Foram obtidas idades no contexto São Francisco entre 100,6 e 111,3 \pm 0,4 PMC, indicando a continuidade da contribuição ativa de sedimentos fluviais para sedimentação marinha durante a fase regressiva atual.

As datações recentes obtidas nos testemunhos dispostos nos limites da Província Lamosa (T3-2, T15-7, T23-5 e T37-9) indicam que os aportes fluviais do rio São Francisco permaneceram ativos no final século XX. Nestes testemunhos, em média, 20 cm de sedimentos foram depositados após os anos 1950. É, portanto, uma zona de sedimentação ativa e as mudanças que ocorreram nestas últimas décadas devem ser analisadas a partir de outros parâmetros e da correlação com as mudanças que ocorreram no regime hidro-sedimentológico do rio e da posição da desembocadura fluvial.

Um único testemunho (T27-3) apresenta idade mais avançada de deposição, ou seja, 560 \pm 40 anos AP registrando, portanto, episódio anterior de sedimentação. Este testemunho tem a peculiaridade de estar situado nas cabeceiras do cânion submarino e é possível que neste local estejam ocorrendo fluxos gravitacionais nas bordas do cânion e que podem estar retirando os sedimentos mais superficiais (e mais recentes), expondo os sedimentos mais antigos.

A datação obtida no Testemunho T-27-3 (560 anos AP), é bem superior aos demais testemunhos, os quais são muito mais jovens. Considerando a posição deste testemunho, este local também deveria estar recebendo sedimentos fluviais nos últimos 100 anos, a exemplo dos demais testemunhos, caso fossem mantidas as condições naturais do regime fluvial, sem as interrupções das grandes barragens construídas pelo homem o longo do rio. A drástica diminuição dos aportes fluviais resultante destas intervenções humana e a consequente redução dos episódios de cheias nas últimas décadas pode ter impossibilitado o fornecimento de sedimentos para este local. Assim, a idade de 560 anos AP pode ter sido obtida da datação de intervalos deposicionais mais antigos. Este fato pode estar indicando a ausência dos intervalos superiores por não reposição à partir de aportes fluviais e também o incremento da atuação da erosão marinha superficial em toda a área circunvizinha à atual foz do rio São Francisco, sem reposição posterior. É importante destacar que esta área integrava o lóbulo deltaico sub-atual, ou mais especificamente, o prodelta associado à barra de desembocadura abandonada progressivamente à partir do final da década de 90. Diante disso, aventa-se a

hipótese de que o Cânion São Francisco não mais recebe diretamente contribuições fluviais (ou recebe muito pouco) e que está sendo alimentado pelos sedimentos removidos pela erosão marinha na plataforma e fluxos gravitacionais nas suas bordas.

Assim, as relações entre mudanças nos aportes fluviais e mudanças na sedimentação plataformal podem ser observadas através do estudo dos testemunhos. As modificações dos parâmetros sedimentológicos-geoquímicos dos testemunhos rasos documentam as mudanças na sedimentação na plataforma nos últimos anos, mais precisamente entre 1950 e os dias atuais. Estas mudanças na sedimentação, em princípio, devem estar relacionadas às modificações nos aportes fluviais já que esta é uma zona deposicional formada por sedimentos aportados pelo rio São Francisco.

A análise da série histórica de vazões fluviais permitiu identificar as mudanças que ocorreram nos últimos anos, individualizando períodos de vazões excepcionalmente mais elevadas (períodos úmidos), normais (períodos intermediários) e de vazões mais baixas (períodos secos). Na realidade, cada um destes períodos é formado por variações sazonais de vazões, de estiagem e cheia, durante o ano hidrológico, mas o que foi levado em consideração para a individualização dos períodos hidrológicos foi o valor predominante das vazões. Estas mudanças foram analisadas em item anterior deste capítulo. Concomitantemente, ocorreram modificações na carga de sedimentos transportadas pelo rio e, portanto, aportadas na plataforma, e modificações na posição e morfologia litorânea da região da foz e do lóbulo deltaico subaquático (barra de desembocadura).

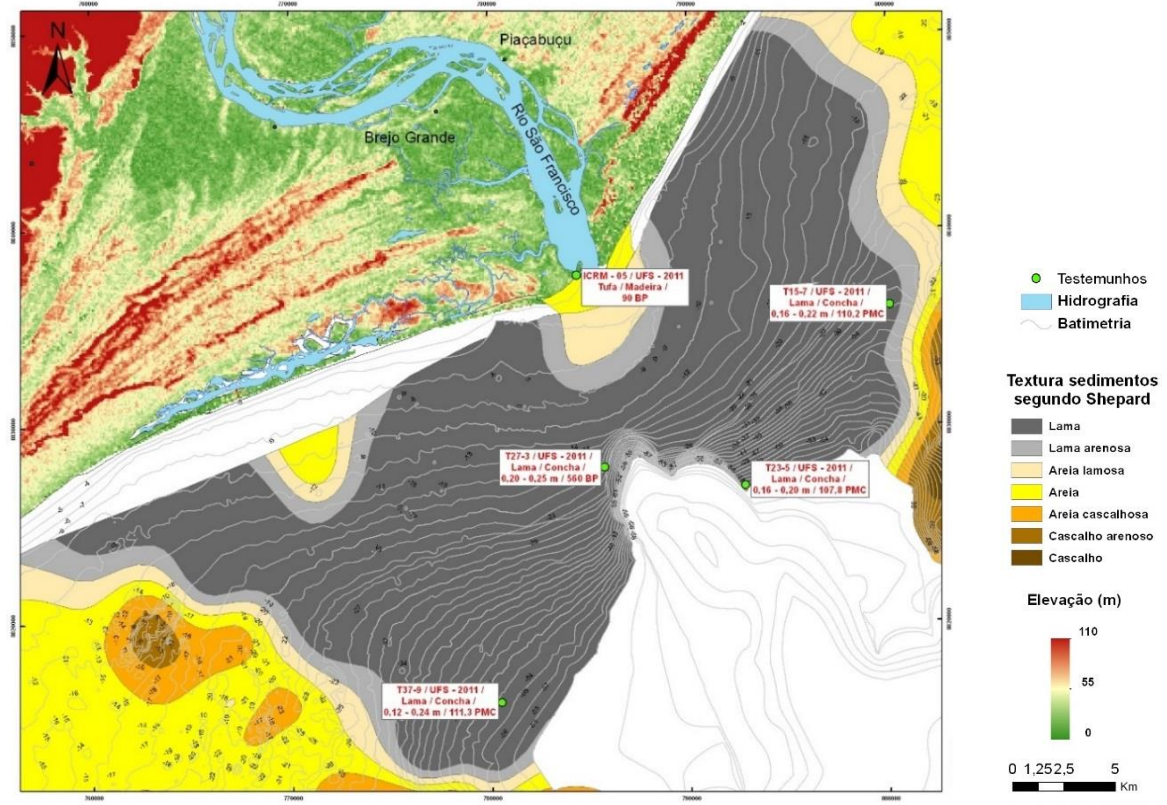


Figura 113. Província lamosa na plataforma continental adjacente ao rio São Francisco. Datações por Carbono 14 e fácies texturais de amostras obtidas nos testemunhos rasos da zona lamosa plataformal no entorno da foz do rio São Francisco. Observar areias associadas a barra de desembocadura pretérita e atual.

Quadro 4. Datações por Carbono 14 em amostras de sedimentos lamosos

Amostra	Profundidade (cm)	Idade Medida	Idade Convencional
T3-2	14-15	105,8 +/- 0,4 PMC	100,6 +/- 0,4 PMC
T15-7	16-22	116,3 +/- 0,4 PMC	110,2 +/- 0,4 PMC
T23-5	16-20	113,1 +/- 0,5 PMC	107,8 +/- 0,5 PMC
T27-3	20-25	140 +/- 40 BP	560 +/- 40 BP
T37-9	12-24	116,8 +/- 0,4 PMC	111,3 +/- 0,4 PMC
ICRM – 05	Foz	130 +/- 30 BP	90 +/- 30 BP

5.9 Discussão e interpretação

O rio São Francisco forneceu sedimentos finos durante o Pleistoceno e Holoceno para a deposição na plataforma continental adjacente, tendo esta sedimentação sido influenciada não só pelos aportes fluviais, mas também pela dinâmica dos processos costeiros e marinhos atuantes na plataforma continental. Além disso, existem evidências de que a foz do rio São Francisco assumiu outras posições ao longo deste tempo, ficando documentada através das áreas mapeadas como de afluxos de sedimentos grosseiros na plataforma atual, à norte e a sul da foz atual. Os antigos vales fluviais que estavam conectados aos cânions submarinos do Sapucaia (à sul) e cânion do rio São Francisco provavelmente atuaram como condutos de sedimentos grosseiros do continente para águas profundas, principalmente nas ocasiões de cheias fluviais. No período histórico encontra-se relatos de navegadores portugueses da entrada de águas fluviais na plataforma, e por conseguinte, dos sedimentos fluviais, ao afirmarem que o rio São Francisco avançava 12 léguas mar adentro, à ponto dos navios se bastecerem de águas doce em pleno mar, quando cruzavam a região da foz.

No Holoceno, à medida que ocorria a regressão marinha, o rio São Francisco assumiu a posição central na sua planície deltaica e avançou continuamente nesta posição, alcançando, após pequenas mudanças, a sua posição atual. Na foz, depositava-se uma barra de desembocadura progradante. Esta situação se modificou a partir da década de 80, à medida que aumentava o domínio dos homens sobre as vazões fluviais, e suas consequentes implicações na carga sólida transportada, através da construção e operação da cascata de barragens.

5.9.1 Relações entre mudanças nos aportes fluviais e mudanças na plataforma

O rio São Francisco apresenta a peculiaridade de ter se transformado, no Holoceno mais recente, de um rio natural para um rio regularizado pela intervenção humana, através da construção e operação de grandes barragens no seu leito. É de esperar que as modificações no regime hidro-sedimentológico do rio venha a ter reflexos nos processos dominantes na plataforma. Uma tentativa de correlação entre as mudanças fluviais e a sedimentação na plataforma continental entre 1950 e os dias atuais, está sintetizada no **Quadro 5**. Fica evidente que os períodos hidrológicos com menores vazões médias (1956 a 1970) resultaram

na relativa estabilidade da posição da linha de costa, com intercalação de pequenos períodos de erosão e avanço. Enquanto que o período hidrológico úmido (1979-1988) resulta na progradação da linha de costa. A partir de 1988, as alterações no regime hidrológico resultantes da operação das grandes barragens nas usinas hidrelétricas construídas pelo homem no leito do rio São Francisco, resulta na regularização do rio, com aumento dos intervalos entre as eventuais cheias fluviais, que passam a ter menor duração e menores vazões em relação ao regime histórico natural do rio. Associadas a esta regulação, ocorre também retenção de sedimentos transportados pelo rio nos respectivos reservatórios. Assim, o período posterior a 1988 é caracterizado pelo recuo da linha de costa, em função da erosão costeira sem reposição de sedimentos fluviais, característica nos períodos de progradação por influenciados aportes fluviais. A regularização das vazões e a diminuição dos sedimentos aportados pelo rio, resulta, finalmente, na migração da foz para sul, acompanhando o sentido da deriva litorânea.

Quadro 5. Provável correlação entre as mudanças nos aportes fluviais e as registradas na erosão e sedimentação na foz e na plataforma continental, entre 1950 e os dias atuais.

Fluvial		Zona costeira	Plataforma Intervalos correlacionáveis		
Períodos hidrológicos	Vazões médias m ² /s	Mudanças na foz e barra desembocadura	Testemunhos Proximais	Testemunhos Distais	Observações
2002-2010	1.800 Regularização	Retração e migração foz	0-3 cm	0-3 cm	Superfície atual
1988-2001 Seco	1.800-2.000 Regularização(1994- início operação UHE Xingó)	Retração	3-11 cm	3-6 cm	
1979-1988 Úmido	3.000-4.200	Progradação	11-20 cm	6-17 cm	
1970-1978 Seco	1.800-2.500	Estável	20-30 cm	17-24 cm	
1956-1969 Intermediário	2.500-3.200	Estável		24-30 cm	Base do testemunho raso

As modificações dos parâmetros sedimentológicos-geoquímicos dos testemunhos rasos documentam as mudanças na sedimentação na plataforma nos últimos anos, mais precisamente entre 1950 e os dias atuais. Estas mudanças na sedimentação, em princípio, devem estar relacionadas às modificações nos aportes fluviais já que está em uma zona deposicional formada por sedimentos aportados pelo rio São Francisco.

A análise da série histórica de vazões fluviais permitiu identificar as mudanças que ocorreram nas vazões fluviais, individualizando períodos de vazões excepcionalmente mais elevadas (períodos úmidos), normais (períodos intermediários) e de vazões mais baixas (períodos secos). Na realidade, cada período é formado por variações sazonais de vazões, de estiagem e cheia, durante o ano hidrológico, mas o que foi levado em consideração para a individualização dos períodos hidrológicos foi o valor predominante das vazões. Estas mudanças foram analisadas em item anterior deste capítulo.

Concomitantemente, ocorreram modificações na carga de sedimentos transportadas pelo rio e, portanto, aportadas na plataforma e modificações na posição e morfologia litorânea da região da foz e do lóbulo deltaico subaquático (barra de desembocadura).

O rio São Francisco apresenta a peculiaridade de ter se transformado, no período temporal mais recente, de um rio natural em um rio regularizado pela intervenção humana, a partir da construção e operação de grandes barragens ao longo de seu leito. É de esperar que as modificações produzidas no regime hidro-sedimentológico do rio, venha a ter reflexos nos processos dominantes na região da foz e na plataforma continental.

Em decorrência das mudanças drásticas nos aportes fluviais, com conseqüente diminuição dos aportes de sedimentos e deslocamento da foz para sul, foi verificada a possibilidade de parte dos depósitos lamosos do prodelta/plataforma e do cânion submarino não estarem mais recebendo aportes de sedimentos provenientes da fonte de água doce continental. Isso se aplica à região da plataforma situada a norte ou à frente da foz atual (que por sua vez, recentemente se direcionou para sul). Neste caso, a superfície marinha poderia estar recebendo sedimentos finos provenientes da plataforma sul da Alagoas, através de correntes litorâneas e marinhas ou estarem sendo submetidas à erosão, diminuindo a espessura dos intervalos superiores e expondo os que estão subjacentes.

No prodelta do rio São Francisco está ocorrendo uma diminuição da espessura ocupada pelo fundo lamoso depositado diretamente a partir do aporte do rio natural. Esta redução está ocorrendo em função da regularização da descarga líquida e drástica diminuição da descarga sólida que não repõe os sedimentos erodidos pelas ondas e correntes marinhas. Esta é uma informação relevante, na medida em que configura uma mudança em curso no substrato da plataforma continental, como um impacto distal das grandes barragens no rio São Francisco.

Esta situação não foi claramente constatada nos estudos realizados, mas não pode ser descartada, principalmente pela distribuição espacial dos testemunhos analisados. Para uma acurada investigação neste sentido seria necessário outra malha de amostragem, obtendo-se testemunhos a norte e no entorno da posição anterior da desembocadura fluvial, onde o fenômeno da erosão pode estar sendo mais expressivo.

Entretanto, o testemunho T27-3 fornece um indício neste sentido. Este testemunho é proximal em relação à foz do rio São Francisco, mas, ao contrário do que se deveria esperar, contém sedimentos mais antigos: enquanto a base dos demais foi datada em menos de 70 anos, este testemunho contém conchas formadas há 560 anos AP. É muito provável que esteja existindo a erosão dos intervalos superiores, expondo os mais antigos. O fato deste testemunho está posicionado nas cabeceiras do cânion submarino deixa em aberto a possibilidade de que esta erosão esteja relacionada à dinâmica da plataforma e do cânion, com a ocorrência de fluxos gravitacionais subaquosos dirigindo-se para o seu interior.

5.10 Conclusões

O rio São Francisco aportou águas e sedimentos que, em conjunto com os sedimentos transportados através da deriva litorânea, possibilitou a formação de sua ampla planície litorânea (deltaica). No período Holocênico depositou uma barra de desembocadura na foz, seguida da deposição de lamas e areias finas. Esta deposição de material continental prosperou durante os últimos milhares de anos e formou a zona lamosa plataformal. Entretanto, a construção de barragens ao longo do rio, regularizou as vazões fluviais, diminuiu a ocorrência de cheias e reteve grande parte dos sedimentos transportados pelo rio. O que tem sido observado é uma contínua erosão na zona costeira e dos sedimentos lamosos previamente depositados na plataforma continental.

A sedimentação na plataforma continental esteve ativa durante a transgressão marinha do final do Pleistoceno-início do Holoceno e durante a regressão que ocorreu em seguida, fortemente influenciada pelo aporte de sedimentos finos de origem continental. No estágio atual, com a retenção de sedimentos nas barragens ao longo do curso do rio, e a quase completa eliminação das enchentes fluviais, a influência dos aportes fluviais reduziu drasticamente, e hoje a área da plataforma está mais sujeita à erosão do que deposição, caracterizando uma desativação do sistema sedimentar rio-mar São Francisco.

Os processos de erosão, transporte e deposição ganharam novo impulso na região costeira em função da ação das ondas, marés e deriva litorânea norte-sul, à medida que ocorria a desativação da influência do rio São Francisco. A influência do rio São Francisco, na região de sua foz, representava um impedimento para a plena ação destes processos. O resultado é que a zona costeira a norte e da foz, vivencia um período de forte erosão costeira, sem a reposição de sedimentos que era assegurada, em um passado recente, pelos aportes do rio São Francisco. Na região da plataforma continental, a falta de aportes de sedimentos provenientes do rio São Francisco também se configura na não reposição dos sedimentos finos que são remobilizados pela ação de correntes marinhas na zona lamosa plataformal.

6. SISTEMA RIO-MAR SÃO FRANCISCO EM AGUAS PROFUNDAS

6.1 Introdução

No sul de Alagoas e em Sergipe, os aportes de cargas sedimentares continentais foram responsáveis pela deposição de duas extensas zonas lamosas na plataforma continental e pela incisão de dois grandes cânions submarinos: o do São Francisco e do Japaratuba, mas eles se inserem em contextos distintos. O cânion São Francisco está situado em frente à foz do rio homônimo e suas dimensões são compatíveis com as vazões médias de longo prazo e ao aporte sedimentar originado de uma bacia hidrográfica de 640.000 km². O outro cânion é maior em extensão e profundidade, mas encontra-se localizado em frente a um rio de pequenas dimensões, o Japaratuba. A discrepância entre as dimensões do atual sistema fluvial Japaratuba e as correspondentes feições submarinas não foram ainda estudadas, tendo a origem das feições marinhas permanecido como um enigma geológico local. A transferência de sedimentos do continente para o oceano no contexto do São Francisco resultou na construção de um amplo leque submarino em águas profundas. Esta situação contrasta com as demais regiões do nordeste do Brasil, onde não existem cânions e leques submarinos de magnitude semelhante e diretamente associados à foz de rios.

Os sedimentos litorâneos e marinhos integram a unidade superior, o Grupo Piacabuçu, da bacia sedimentar Sergipe-Alagoas. Esta unidade estratigráfica superior tem sido objeto de inúmeros estudos, entretanto, pouca atenção tem sido dedicada aos depósitos sedimentares do Paleogeno ao Quaternário. O resultado é a ausência de uma análise integrada das interações entre o continente e o oceano ao longo da história evolutiva local, o que revela a necessidade de se realizar um estudo com este enfoque para o intervalo de tempo geológico do Quaternário.

O estudo aqui desenvolvido é o primeiro que se propõe a uma síntese sobre a interação continente-oceano, em Sergipe e sul de Alagoas, ao longo Quaternário. Serão considerados aspectos de geologia e geomorfologia marinha do sistema rio-mar São Francisco, enfocando o arcabouço geológico, os controles morfo-estruturais, as variações do nível do mar, a evolução paleogeográfica, o aporte de sedimentos e a integração entre os sistemas deposicionais fluviais-costeiros-marinhos. O objetivo final é interpretar a evolução do sistema marinho profundo ao longo do Quaternário e descrever a faciologia dos depósitos mais do canal e leque submarino mais recentes.

6.2 Pesquisas anteriores

O conhecimento anterior sobre a geologia do Quaternário da região pode ser considerado fragmentado, vez que os trabalhos estavam restritos às áreas de atuação dos pesquisadores, ou seja, eram desenvolvidos sob a ótica específica da geologia-geomorfologia costeira ou marinha, sismo-estratigrafia, neotectônica, etc. Os estudos conduzidos diretamente pelos técnicos da Petrobras ou incentivados por esta empresa, tem se concentrado na análise do registro sedimentar mais antigo, responsável pelo preenchimento da bacia sedimentar Sergipe-Alagoas. Estes trabalhos se restringem a análise das informações obtidas em subsuperfície, as quais incluem as contribuições advindas dos levantamentos geofísicos e se concentram no registro geológico das fases pré-rifte, rifte e pós-rifte da bacia, mas não incluem os sedimentos mais recentes.

Os sedimentos depositados no cenozoico (Grupo Piaçabuçu), foram estudado a partir dos dados obtidos em subsuperfície. Neste campo de estudo se destaca a excelente tese desenvolvida por Cainelli (1992) na Universidade do Texas (EUA) que se dedicou a esta unidade estratigráfica, a partir das informações obtidas pelos levantamentos sísmicos e sondagens na região marinha. Mesmo neste caso, não são detalhados os episódios de sedimentação mais recentes, que são genericamente agrupados como de idade terciária-quaternária ou quaternária. Além disso, não são enfocadas as relações entre os depósitos encontrados em subsuperfície e os seus correspondentes aflorantes no continente e com a deposição continental contemporânea. No continente, os sedimentos do Paleogene e Neogene constituem o Grupo Barreiras e na planície costeira e vales fluviais atuais afloram sedimentos quaternários (Pleistoceno e Holoceno). Com exceção do estudo de Cainelli (1992), não existem outras publicações sobre a evolução sedimentar marinha profunda da bacia Sergipe-Alagoas durante o Quaternário. Os demais estudos se concentram na evolução da linha de costa e da sua feição mais conspícua, o delta do rio São Francisco.

O estudo de Cainelli (1992), desenvolvido a partir do registro sedimentar marinho do topo da Bacia Sergipe-Alagoas, demonstra que na sequência estratigráfica Oligoceno-Quaternário do Grupo Piaçabuçu (Bacia Sergipe-Alagoas), os sedimentos carbonáticos ficaram concentrados na atual plataforma continental de Alagoas, com pouco aportes clásticos. Estes sedimentos ocupam em Sergipe somente a região da borda da plataforma, enquanto que, devido ao aporte fluvial, os sedimentos clásticos estão mais presentes. O alto de Ponta dos Mangues, que separa a plataforma norte de Sergipe em duas regiões, coincide com a inflexão da linha limite

da sedimentação da sequência Oligoceno-Quaternário (**Fig. 114**), denotando tratar-se de um alto /morfológico que influenciou a deposição desta sequência. O talude é recortado por cânions, com desenvolvimento de leque submarino moderno somente associado ao cânion do rio São Francisco.

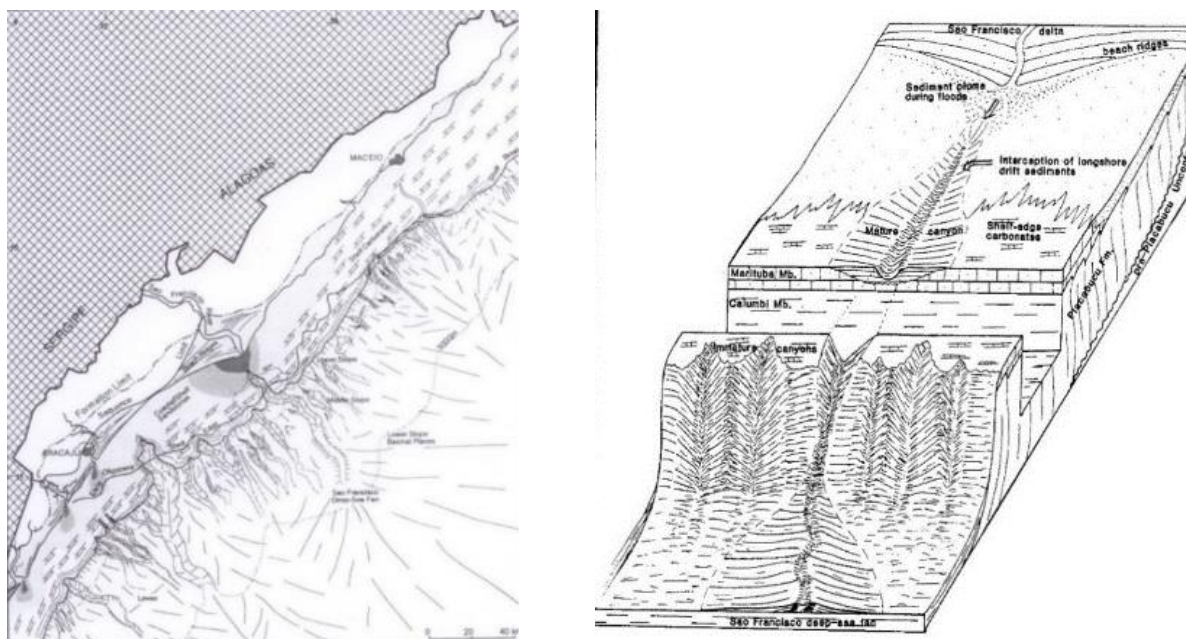


Figura 114. (a) Mapa paleogeográfico da Sequência estratigráfica do Oligoceno-Quaternário, de acordo com Cainelli (1992); (b) Modelo proposto por Cainelli (1992).

O modelo deposicional proposto por Cainelli (1992) relaciona os depósitos do Grupo Piaçabuçu diretamente com os sedimentos quaternários associados ao rio São Francisco, e assim, propõe uma contemporaneidade entre os sedimentos deltaicos do rio São Francisco e os sedimentos da Fm. Calumbi e da Fm. Marituba (**Fig. 114**). Mas, em contrapartida, omite no modelo a sedimentação do Terciário (Grupo Barreiras) e do início do Quaternário (**Fig. 114**). Um aspecto importante a ressaltar é que os cursos fluviais que deram origem aos sedimentos costeiros e marinhos Quaternários, cortam os sedimentos Terciários do Grupo Barreiras, indicando que esta rede hidrográfica atual é mais jovem, e portanto, posterior, à deposição do Grupo Barreiras.

Uma outra questão importante a considerar é hipótese de existência de um paleo-rio São Francisco, contemporâneo com a sedimentação do Grupo Barreiras, no Terciário. Se ele existiu, então o início do desenvolvimento dos cânions submarinos identificados por Cainelli (1992) como do Paleoceno tardio ao Eoceno tardio pode ser atribuído a este paleo-rio. Assim

teríamos mais de uma sequência estratigráfica e não só uma, no intervalo Terciário-Quaternário, como proposto por Cainelli (1992).

Cainelli (1992) analisou os diferentes cânions submarinos que se formaram na borda da plataforma e concluiu que foram gerados em distintos momentos de níveis baixos do mar durante o Paleoceno tardio, Eoceno tardio e Pleistoceno. Apenas os do Pleistoceno podem estar diretamente vinculado ao atual rio São Francisco, mas é possível que este rio também tenha se conectado a cânions já existentes, durante os períodos de avanço, nas regressões marinhas. Uma questão relevante é deduzir quando o rio São Francisco atual se estabeleceu na região e começou a influenciar a sedimentação costeira, plataformar e marinha profunda.

Os estudos de águas profundas, incluindo os cânions submarinos, também não avançaram na integração com os sistemas deposicionais costeiros e fluviais atuais. Os estudos existentes seguem duas linhas. Na abordagem da geologia marinha, se concentram na morfologia do talude e cânions submarinos (REMAC, 1975) e na abordagem de estratigrafia e geologia do petróleo, focaram nos sedimentos mais profundos e mais antigos.

O atual estudo poderá oferecer uma nova contribuição para o conhecimento geológico da região, ao analisar, de forma integrada, do continente ao oceano, o sistema sedimentar influenciado pelo rio São Francisco, como agente geomorfológico e de aporte de sedimentos, desde o Pleistoceno ao Holoceno. Assim, é enfocada a evolução da paleogeografia e os tratos de sistemas deposicionais contemporâneos, condicionadas pelos controles morfo-estruturais e pelas variações do nível do mar.

Os trabalhos que enfocam a parte superior do registro sedimentar na Bacia Sergipe-Alagoas, de forma geral, atribuem qualquer indício de aporte de sedimentos continentais na região à influência do rio São Francisco, mas não consideram de forma clara a posição espacial da desembocadura fluvial e a idade em que a mesma teve início. Nestes casos, é preciso considerar o contexto paleogeográfico anterior ao desenvolvimento da atual foz do rio São Francisco na região costeira e a existência de outras fontes de aporte de sedimentos continentais, como os rios Japarutuba, Vaza Barris e Piauí-Real.

Ao estudar os cânions submarinos da região correspondente ao delta do rio São Francisco, Cainelli (1992) individualizou estas feições de acordo com a idade (antigos ou modernos) e de acordo com a fase evolutiva (imaturos ou maduros). O cânion submarino do São Francisco

foi classificados como maduro por estar ligados a um sistema fluvial atual e o cânion do Sapucaia (situado a sul) como imaturo, cujas cabeceiras escavam somente a plataforma externa e o talude superior, mas não apresenta ligação com aportes fluviais atuais. Identificou ainda que os cânions antigos são principalmente preenchidos por lamas, limitadas por superfícies de erosão (vales incisos), assumindo a forma de U ou V.

6.3 Relevo e constituição do fundo marinho

A **Figura 115** exhibe os padrões de configuração das curvas batimétricas marinhas e o modelo digital de terreno permitindo uma visualização do relevo de fundo submarino plataformal no norte de Sergipe e sul de Alagoas. Apesar de prevalecer o decaimento mais ou menos homogêneo da profundidade da plataforma continental no sentido da praia para o mar aberto, podem ser realçadas as peculiaridades do relevo submarino em seus diversos setores morfológicos. As áreas de morfologia rugosa denotam a presença de sedimentos carbonáticos e areias relíquias na plataforma, derivadas a erosão de sedimentos do Grupo Barreiras, enquanto as áreas lisas, de sedimentação lamosa terrígena holocênica. As áreas mais ricas em carbonatos encontram-se na borda de plataforma, mas na plataforma sul de Alagoas, os carbonatos se aproximam da linha de costa. As áreas mais pobres em carbonatos localizam-se na região no entorno da foz do São Francisco. No fundo rugoso dos setores intermediários da plataforma em Sergipe e Alagoas foram realçados pináculos isolados e alinhamentos de bancos, revelando a existência de recifes submersos e vales incisos.

A plataforma norte de Sergipe é caracterizada por um relevo mais diversificado do que a plataforma sul de Alagoas, com destaque para os cânions submarinos associados aos rios São Francisco e Japarutuba, que adentram na plataforma continental e pela presença de um alto no fundo submarino, alinhado na direção N-S, entre Ponta de Mangues e Pirambu. Em torno da foz dos rios São Francisco e Japarutuba, dominam os sedimentos lamosos, ocupando toda a plataforma e o talude continental constituindo zonas dominadas por sedimentos terrígenos finos de origem continental.

O cânion submarino do rio São Francisco foi descrito sumariamente por Summerhayes e outros (1976), distinguindo-se por canais estreitos e ligeiramente encurvados, gradiente em volta de 2°, paredes escarpadas, em forma de V. A partir do talude médio, o cânion se alarga

e as paredes tornam-se menos íngremes, mais baixas e irregulares do que nos trechos mais elevados, junto à plataforma externa.

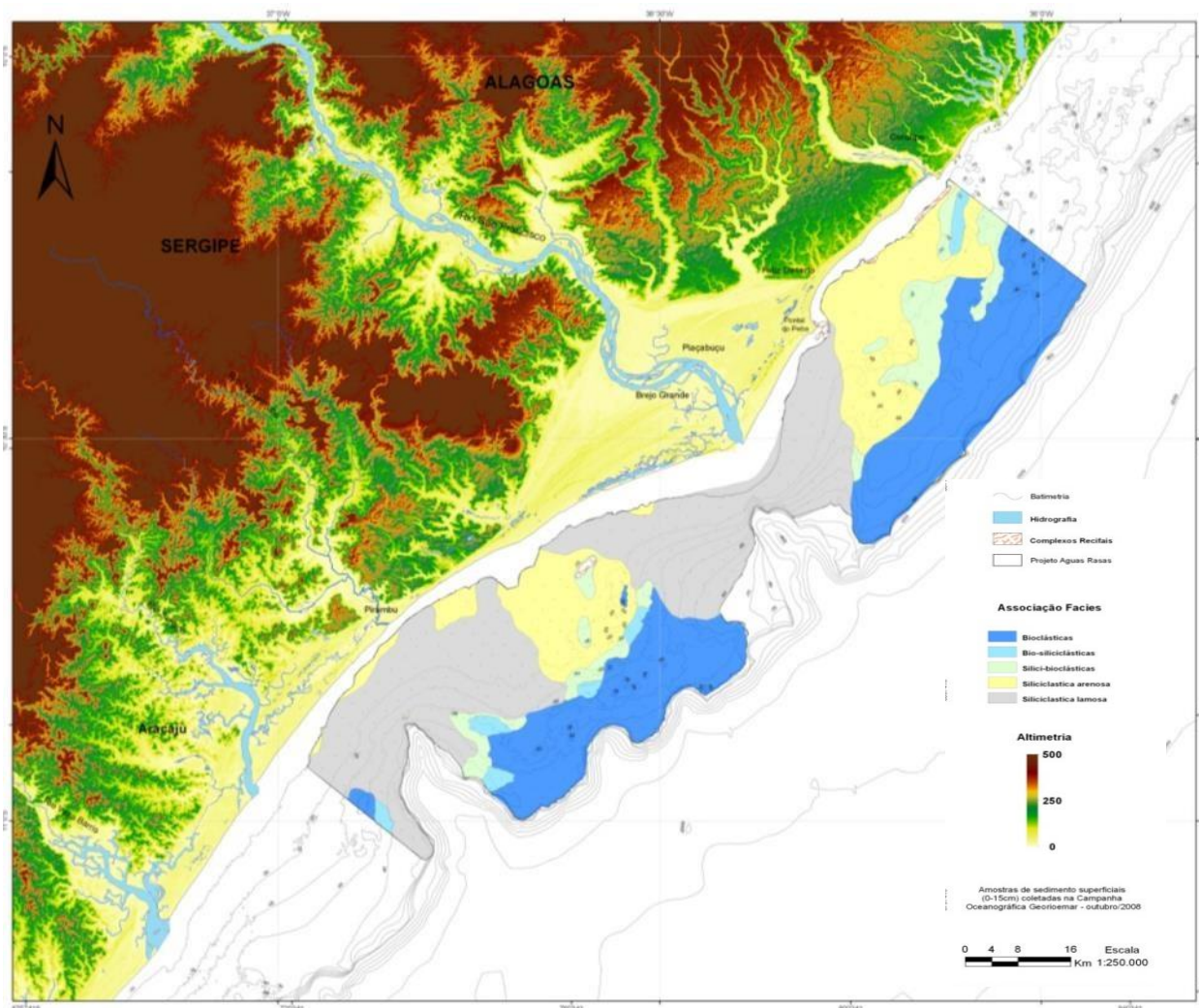


Figura 115. Baixo curso do rio São Francisco no continente e zona costeira em modelo digital de terreno. Mapeamento de associações de fácies texturais-composicionais do fundo plataformal.

6.4 Métodos e técnicas

O estudo foi realizado com base na análises de dados pré-existentes e na coleta de novas informações sobre a área de estudo (**Fig.116**).

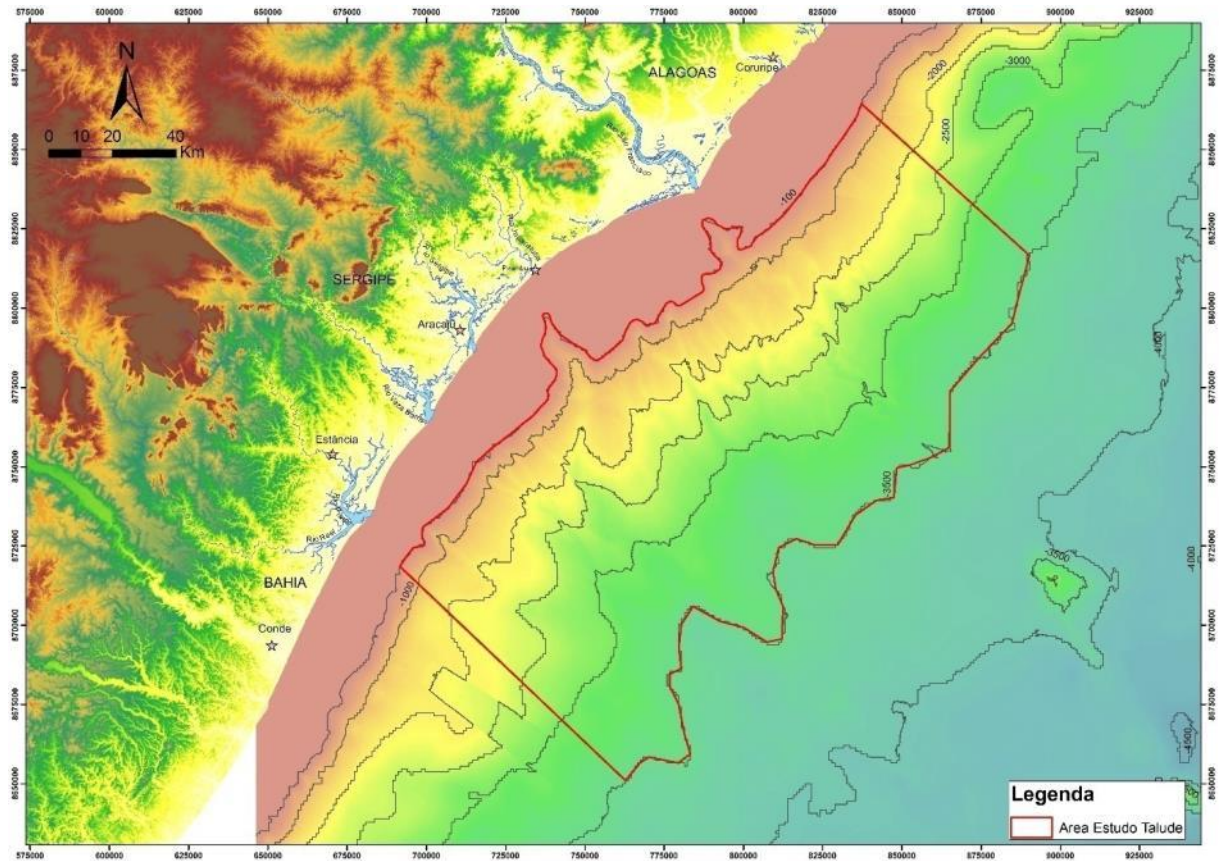


Figura 116. Área de estudo na região marinha profunda adjacente a Sergipe-Alagoas.

A pesquisa bibliográfica foi realizada sobre o contexto regional, enfatizando os trabalhos sobre a região da zona marinha profunda de Sergipe-Alagoas e o Grupo Piaçabuçu, unidade estratigráfica do topo da bacia sedimentar Sergipe-Alagoas. Os estudos em subsuperfície foram desenvolvidos em rochas sedimentares do topo do Grupo Piaçabuçu e seus correspondentes sedimentos nas áreas continentais e costeiras do Grupo Barreiras e do Quaternário. A compreensão da interação rio-mar durante o Quaternário exigiu a reconstituição dos principais episódios geológicos que ocorreram no intervalo Paleogeno-Quaternário na Bacia Sedimentar Sergipe-Alagoas. Foram obtidos dados de estratigrafia de subsuperfície que permitiram identificar os paleoeixos deposicionais, depocentros e fácies sedimentares. A tese de doutorado desenvolvida por Cainelli (1992) na Universidade do Texas e os furos de sondagem e perfis de sísmica 2D cedidos pela ANP, foram as principais fontes de consulta durante esta etapa.

6.4.1 Campanhas oceanográficas e coleta de sedimentos superficiais marinhos

Os estudos da faciologia dos sedimentos marinhos profundos foram baseados nas amostras coletadas durante uma campanha oceanográfica, denominada de SED3. A campanha foi realizada com a utilização de navio contratado pela Petrobras, nos âmbitos de projeto de pesquisa realizados pelo Laboratório Georioemar da Universidade Federal de Sergipe.

O planejamento da malha de amostragem do fundo marinho previu a realização de transectos perpendiculares ao limite plataforma continental-talude, localizados nos cânions e canais submarinos e nas áreas entre eles, desde a projeção sul o Estado de Alagoas até a divisa entre os Estados de Sergipe e Bahia (**Figs. 117 e 118**). No presente estudo são interpretados os dados obtidos nos transectos situados no contexto do sistema submarino São Francisco. As estações de amostragem nos transectos, com utilização do amostrador box corer, foram estabelecidas entre as profundidades de 100 a 3500m, registrando as variações deposicionais no sentido longitudinal à linha de costa. Os sedimentos superficiais de fundo foram estudados com o objetivo reconstituir as mudanças na sedimentação e nas características geoquímicas nos últimos milênios. Sempre que possível, os transectos foram planejados para obter amostras dos sedimentos de fundo dos canions e canais submarinos.

Em cada coleta com o amostrador box corer foram obtidos: na porção superior (intervalo de 0 a 15 cm) amostras superficiais e obtidos testemunhos curtos e rasos, constituídos por canos plásticos (PVC) com 50 cm de comprimento (**Fig. 117**).



Figura 117. Coleta de sedimentos do fundo marinho (amostras superficiais e com uso de tubos de PVC) nos Box Core de 50 cm de profundidade.

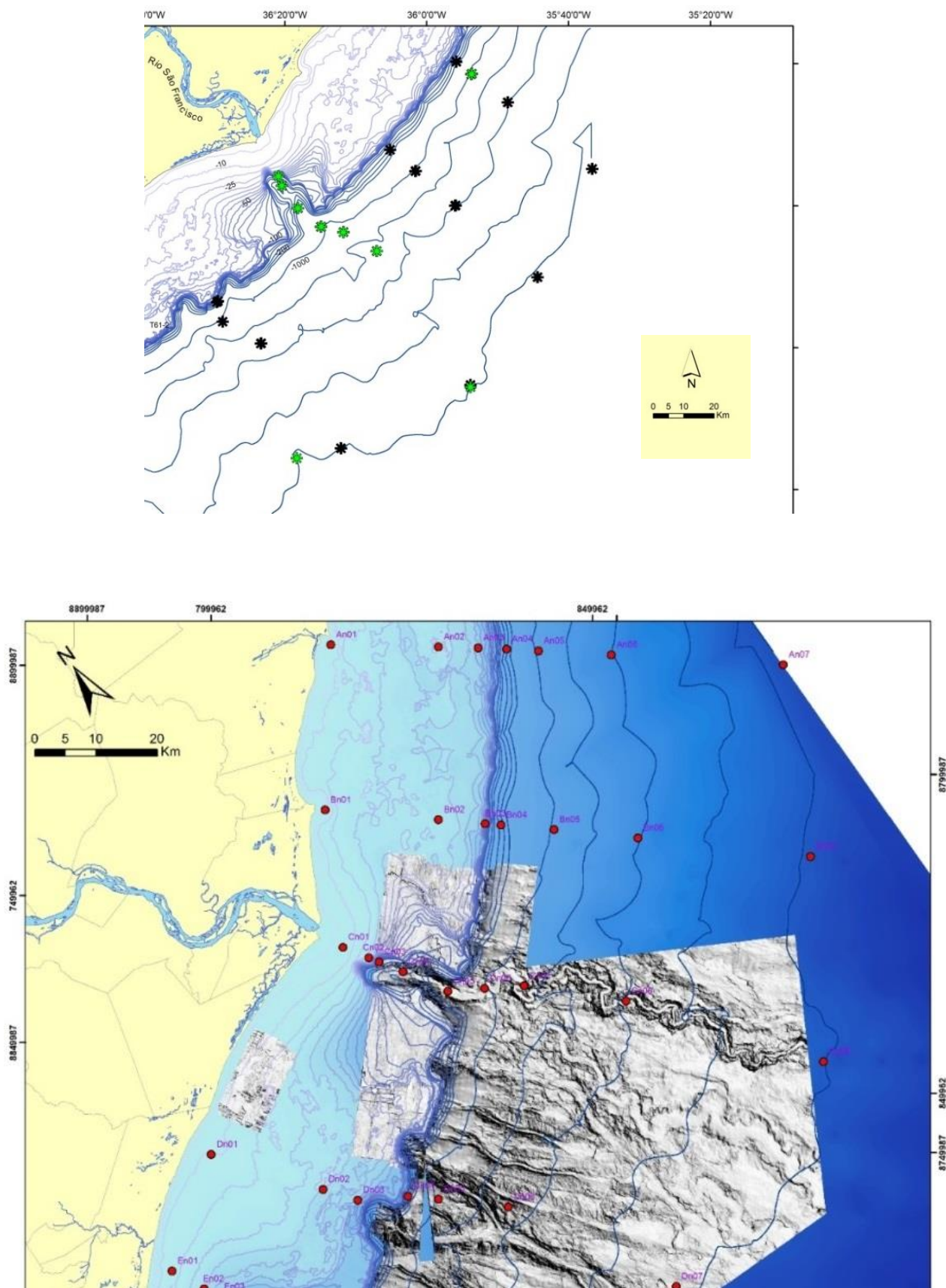


Figura 118. Estações de amostragem do fundo marinho, localizadas nos transectos. (a) mapa com batimetria; (b) modelo digital de terreno em águas profundas.

6.4.2 Subamostragem e análises laboratoriais

No laboratório as amostras superficiais e os testemunhos foram descritos e realizada a subamostragem (**Fig. 119**) para a realização de análises sedimentológicas e geoquímicas.

As análises foram precedidas das etapas de pré-tratamento e em seguida analisadas no laboratório GEORIOMAR-UFS ou enviadas para laboratórios externos. Os sedimentos superficiais foram descritos através de lupa binocular e submetidos a análises granulométricas com uso do granulômetro a laser e teor em carbonatos. As classes granulométricas foram obtidas através da utilização da escala de classificação de Wentworth (1922). O teor de carbonatos totais foi obtido pelo método de eliminação, através do tratamento com ácido clorídrico. As análises granulométricas com a utilização de equipamentos de granulometria a laser foram realizadas nos laboratórios da UNESP-Rio Claro.

No laboratório, os testemunhos foram inicialmente descritos, observando-se as mudanças macrocópicas na granulometria e cor, identificação dos estratos sedimentares e estruturas sedimentares e presença de restos de organismos macroscópicos. Foram realizados registros através de fotografias, antes do descongelamento do testemunho. O processo de subamostragem para retirada de amostras de sedimentos obedeceu ao intervalo de 1 cm e tiveram por objetivo realizar as análises abaixo descritas:

- Sub amostragens para análises de granulometria a laser, teor de carbonato, densidade e umidade. As análises foram realizadas nos laboratórios da UNESP-Rio Claro e da UFS;
- Subamostragem de biodetritos para datação por C^{14} , nos intervalos superior, médio e basal dos testemunhos. As análises foram realizadas pela empresa Beta Analitic.



Figura 119. Subamostragem de testemunhos rasos no laboratório

6.4.3 Análises morfológicas do fundo marinho

Os estudos da morfologia do sistema São Francisco em águas profundas foram realizados através da elaboração de mapas batimétricos e modelos digitais de terreno. Estes produtos revelaram a presença de feições morfológicas no fundo marinho e a interpretação das relações entre elas.

Da mesma forma, os resultados das análises geoquímicas de amostras do fundo marinho possibilitaram a elaboração de mapas faciológicos do fundo marinho.

6.5 Feições geomorfológicas e sedimentação marinha profunda

Diversas feições geomorfológicas marinhas se destacam no talude e sopé continental da região fronteira a Sergipe-Alagoas, com destaque para feições de primeira ordem (os cânions no talude continental, os canais submarinos e o leque submarino do São Francisco), e, dentro destes, as feições de segunda ordem.

6.5.1 Cânions submarinos

O talude continental de Sergipe-Alagoas é escavado por vários cânions submarinos, os quais se prolongam em águas mais profundas, como canais submarinos no sopé continental (**Fig. 120**). O talude continental está escavado por cânions submarinos que apresentam uma morfologia variável, alguns estão relacionados diretamente aos canais fluviais atuais (São Francisco, Japarutuba-Sergipe, Vaza-Barris e Piauí-Real), e outros não mantem relação direta com a drenagem continental (Sapucaia e Piranhas, no contexto do São Francisco).

Estes cânions submarinos podem ser classificados em: cânions incisos na plataforma, cujas cabeças estão encaixadas na plataforma e cânions confinados no talude, cujas cabeceiras estão escavadas apenas no talude, mas não ultrapassam a quebra da plataforma-talude (**Fig. 120**). A diferença entre estes tipos de cânions submarinos é atribuída normalmente ao grau de maturidade na evolução dos cânions (FARRE et al., 1983). Os cânions do tipo confinado no talude seriam aqueles poucos maduros que se originam por erosão remontante a partir de deslizamentos submarinos no talude. Estes cânions, ao alcançar a borda da plataforma, passam a receber maiores quantidades de sedimentos procedentes da plataforma, provocando uma ampliação das suas cabeceiras e, assim, se desenvolvem os cânions encaixados na plataforma, os quais representam a etapa de maior maturidade (PUGA-BERNABÉU et al.,

2011). Entretanto, isso nem sempre ocorre desta forma, já que existem cânions encaixados na plataforma que não tem sua origem na progressão ascendente dos cânions confinados no talude, e sim estão vinculados a processos erosivos relacionados com os fluxos de sedimentos por gravidade procedentes da plataforma e induzidos pelo aporte fluvial.

Os cânions do tipo confinado no talude são cânions poucos maduros que se originam por erosão remontante a partir de deslizamentos submarinos. Na borda da plataforma, as escarpas favorecem a deflagração de fluxos gravitacionais, dirigindo-se para a base do talude continental, que resultam na formação de alguns cânions submarinos não relacionados a rios no continente. Quando estes cânions alcançam a borda da plataforma passam a receber maiores quantidade de sedimentos.

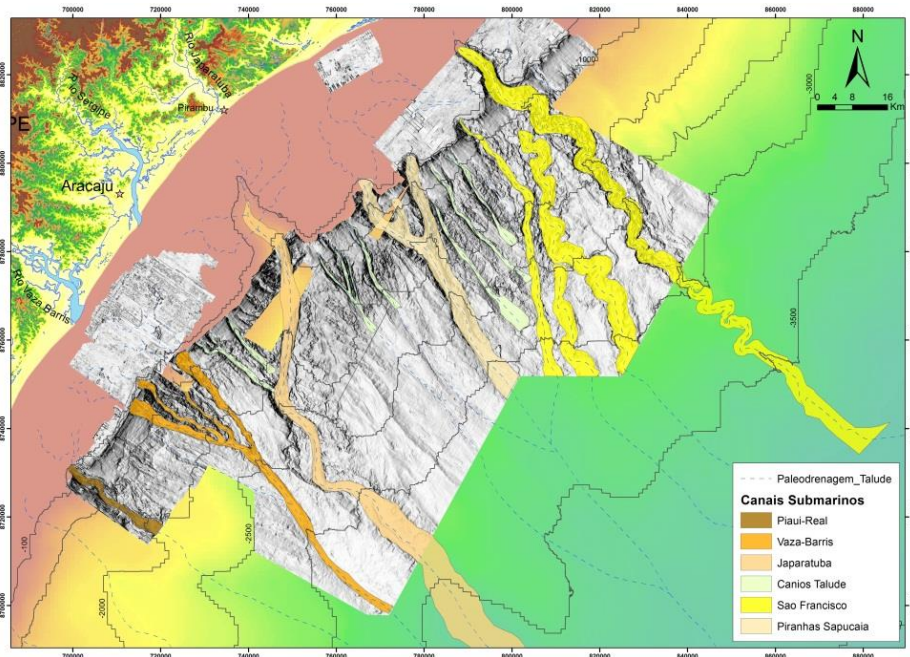
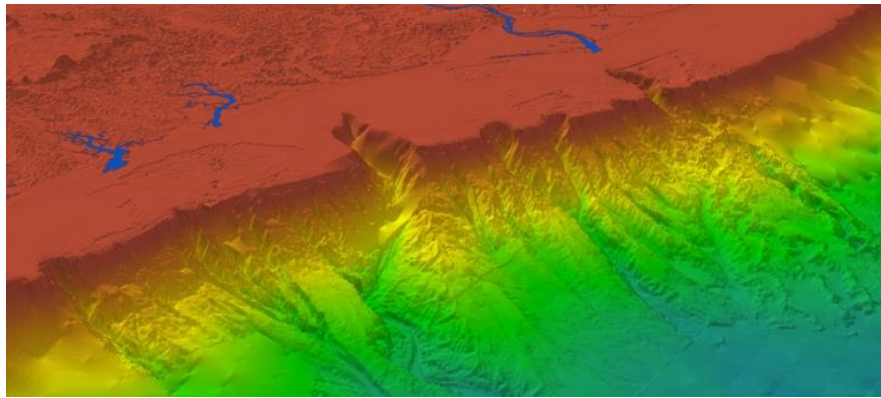


Figura 120. Cânions e canais submarinos em águas profundas na região de Sergipe, em modelo digital de terreno e mapa. Alguns canais são restritos ao talude continental.

Nos cânions encaixados, as cabeceiras podem estar conectadas com canais escavados na plataforma, como é o caso do atual cânion submarino do São Francisco. Alguns dos cânions encaixados na plataforma podem estar bloqueados em relação ao aporte de sedimentos provenientes do continente, ou pelo desenvolvimento de recifes submersos e bancos carbonáticos externos, como é o caso do cânion do Sapucaia. Este efeito de bloqueio é importante porque interfere nos processos de transporte de sedimentos e na dinâmica sedimentar plataforma-talude-bacia submarina já que condiciona em primeira instância o tipo de sedimento (terrígeno vs. carbonatado) que pode chegar aos cânions submarinos.

Entre os cânions escavados na plataforma, destacam-se os dos rios Japarutuba e São Francisco. O cânion do Japarutuba alcança uma profundidade de 1.500m no talude e suas dimensões que não podem ser explicadas pela atuação do atual rio Japarutuba, com pouca influência na plataforma e por ser atualmente um rio de pouca expressão no continente.

O cânion do São Francisco possui profundidade máxima de 700m e uma cabeceira com largura média de 7 km que adentra na plataforma continental, com seu ápice distante 11 quilômetros da linha de costa atual. Na cabeceira do cânion do São Francisco verifica-se escavações nas duas paredes laterais, e assim, são consideradas como evidências de desmoronamentos.

6.5.2 Leque submarino do São Francisco e seus canais

Os sedimentos aportados à partir da contribuição do rio São Francisco possibilitaram a formação de um amplo leque submarino, situado na base do cânion. Estes sedimentos se destacam na morfologia do assoalho oceânico e representam a contribuição continental transportados por fluxos gravitacionais e correntes subaquosas, imersa em sedimentos depositados por suspensão, em águas oceânicas até 4.000 m de profundidade.

Os canais existentes no leque submarino seguem uma direção geral para sul e para noroeste-sudeste e podem ser ordenados em quatro estágios de sua evolução (**Fig. 120**). As evidências obtidas nas relações morfológicas indicam que o primeiro canal ocupou a posição mais a leste e assumiu a direção norte-sul e que a migração ocorreu no sentido sudeste para nordeste. Desta forma, o canal mais antigo e mais próximo ao talude, é o retilíneo e orientado no sentido norte-sul, marcando o início do leque submarino. Localizado na extremidade sudeste

do leque, estes depósitos do leque submarino, se sobrepõem a depósitos quaternários pretéritos aportados pelo rio São Francisco através dos cânions do Sapucaia e Piranhas.

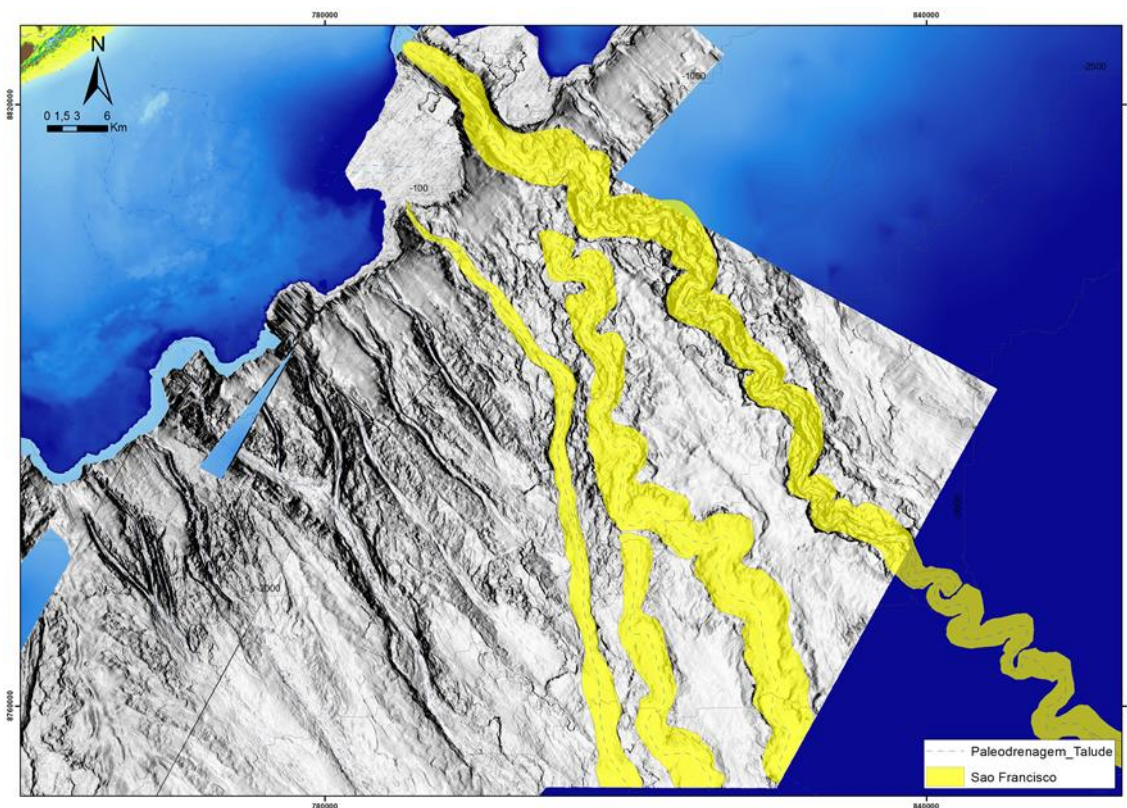


Figura 120. Detalhe da morfologia dos canais submarinos que constituem o leque submarino.

Os demais canais do leque assumem padrão meandriforme (**Fig. 121**), que é mais pronunciado no canal situado mais a norte e possuem larguras que variam entre 3 e 5 km. O primeiro canal meandrante desenvolveu-se paralelamente ao canal retilíneo, e, através de um processo de avulsão, migrou um pouco mais ao norte. Assim, ocorreu uma contínua migração do canal no sentido norte, concluída pela avulsão mais à montante, que estabeleceu a nova posição para o canal mais atual. Pode-se concluir que estes canais foram desenvolvidos em três distintas fases de evolução do leque submarino, induzidas por alterações dos fatores geológicos, como as variações do nível do mar e os aportes do rio São Francisco.

O primeiro canal, é caracterizado pelo desenvolvimento de um vale submarino com largura e profundidade aproximada de 4km e 20m, respectivamente. O canal posterior é gerado pelo abandono, por avulsão do canal anterior, e está localizado a leste do primeiro. O canal possui sinuosidade similar, desenvolvendo um vale de 5km de largura e 40m de profundidade.

Posteriormente o terceiro canal foi abandonado, à partir de um novo processo de avulsão à montante, dando origem a um novo canal, também meandrante, em uma posição quase que perpendicular à linha de costa. Este último canal apresenta uma alta sinuosidade, com um vale com 3,5km de largura e 160m de profundidade. Os eventos sedimentares mais recentes ocorreram neste canal e estão registrados nos sedimentos. O canal meandrante é confinado por diques marginais, provavelmente gerados durante o extravasamento de correntes de turbidez no sentido da planície intercanais. O canal mais recente avança mais para águas profundas, indo de encontro aos montes submarinos, onde, inflete para norte.

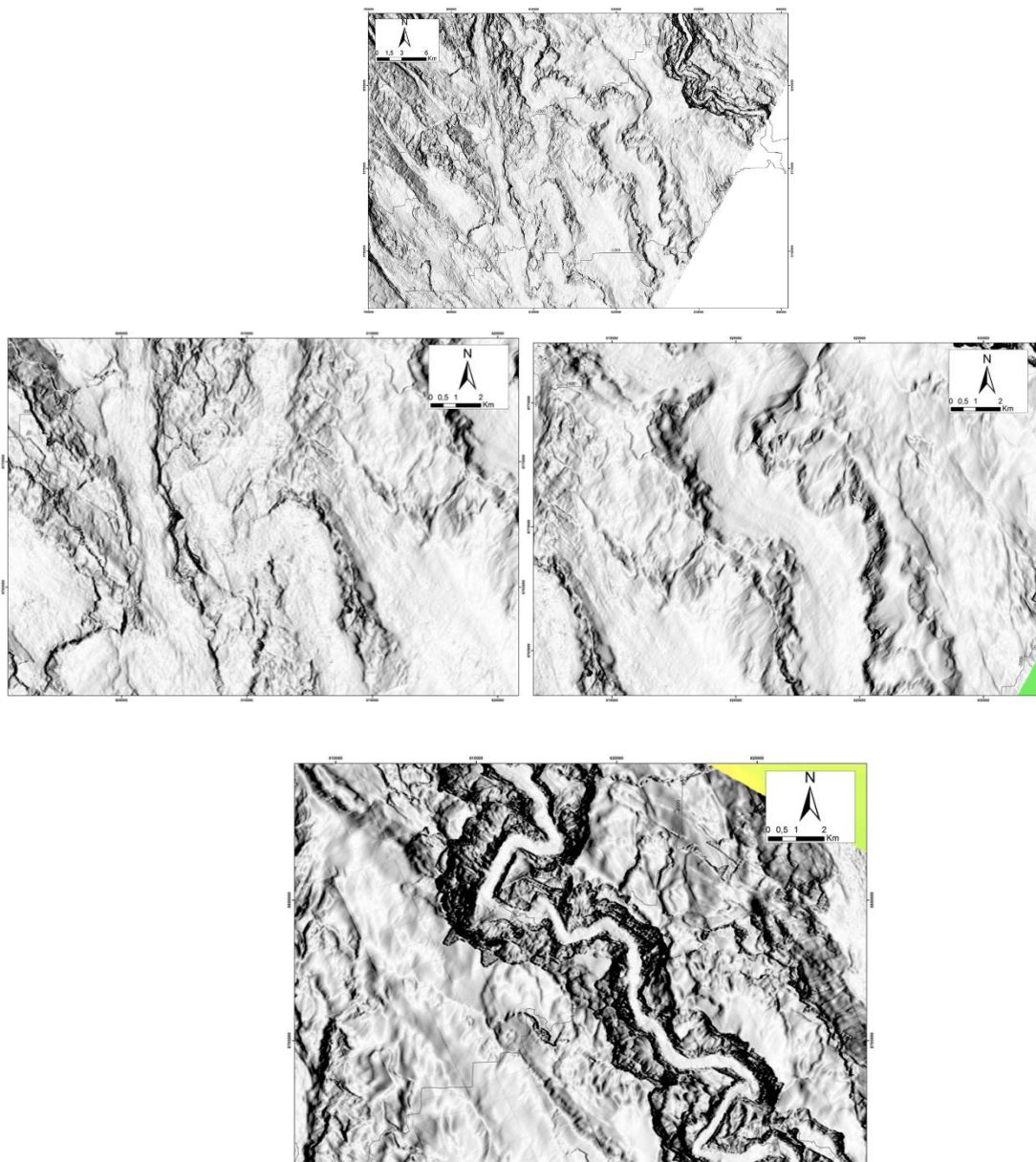


Figura 121. Padrões meandantes nos canais submarinos.

6.5.3 Lobos no final de cânions submarinos

Entre os cânions submarinos do São Francisco e do Sapucaia-Piranhas foram identificados no final de cânions, com até 500m de largura, o desenvolvimento de quatro pequenos lobos que representam espriamentos frontais. Estes lobos atingem até 4km de largura e no máximo de 8km de comprimento (**Fig. 122**).

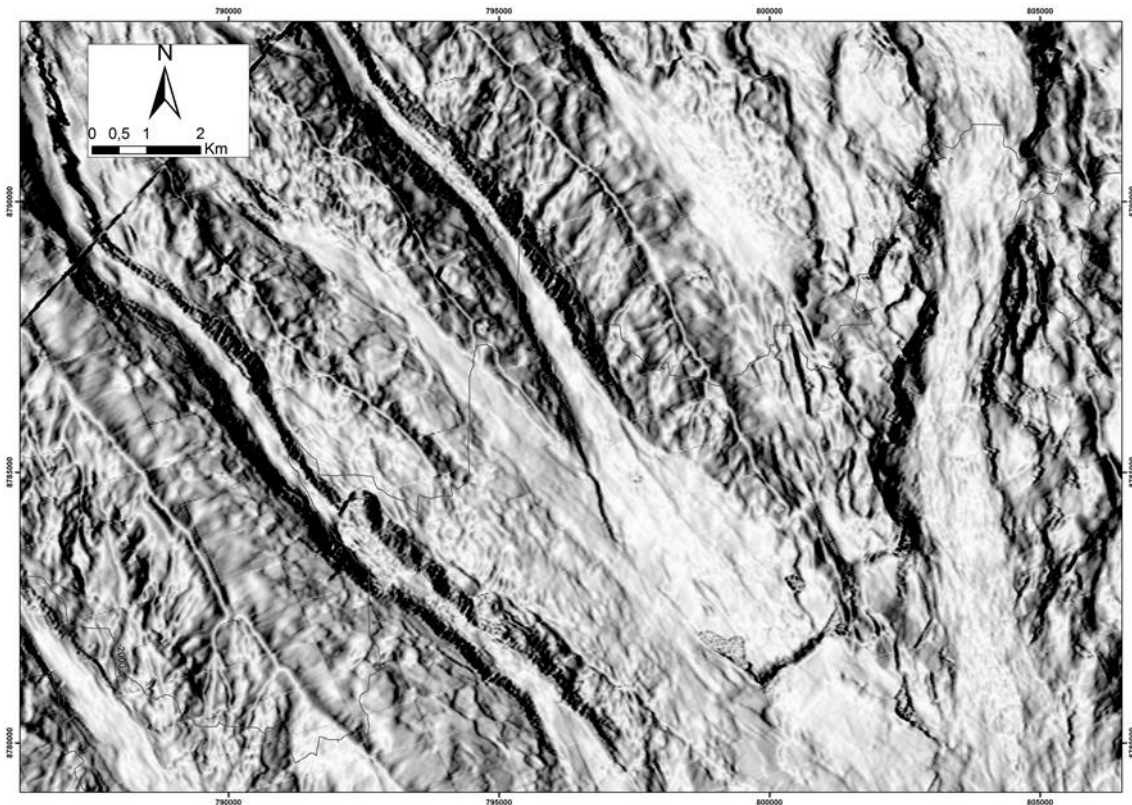


Figura 122. Lobos de sedimentos na base de pequenos cânions desenvolvidos no talude continental.

6.5.4 Terraços submarinos

Na região limite entre os contextos São Francisco e Japaratuba, encontra-se na zona continental e marinha rasa, o Alto Morfo-estrutural de Ponta dos Mangues (**Fig. 123**), cuja origem é atribuída às reativações de falhas, durante o Terciário-Quaternário. O prolongamento desta feição nas águas marinhas profunda gera uma feição elevada que tem sido denominada de Terraço de Aracaju.

Nas cabeceiras dos cânions do São Francisco e Japaratuba foram também identificadas diversas escarpas que representam zonas de desmoronamento da parede do talude.

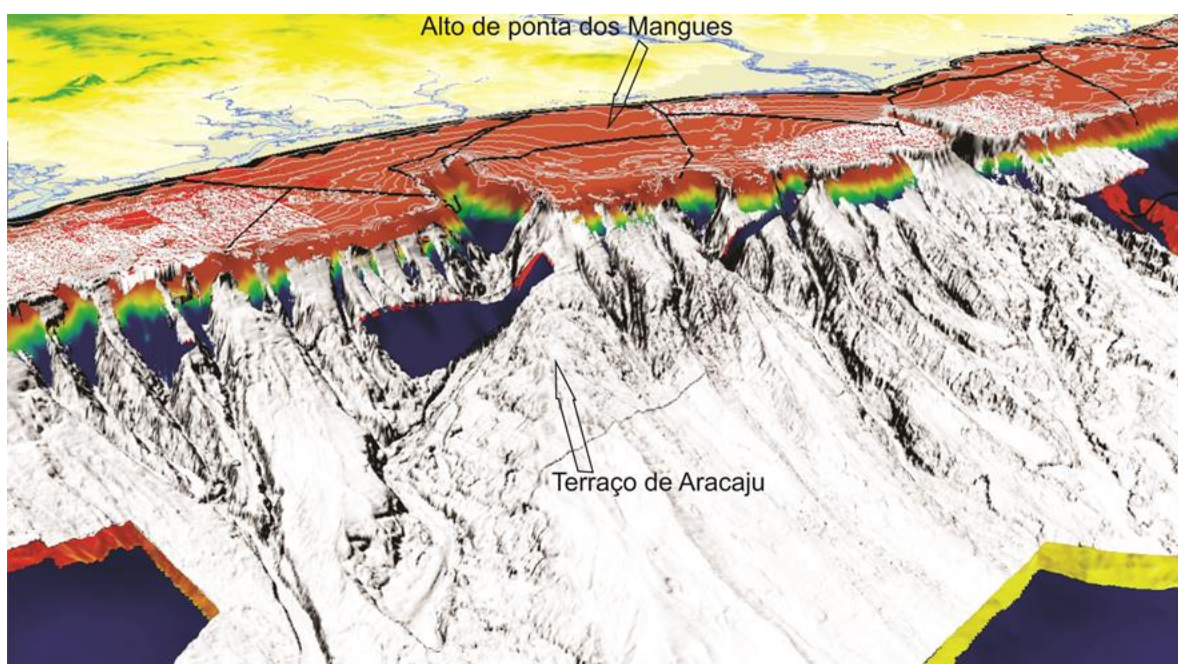


Figura 123. Terraço de Aracaju na região limite entre o contexto São Francisco e Japaratuba.

6.6 Descrição e datação dos testemunhos rasos

A descrição macroscópica e os resultados analíticos obtidos para cada testemunho raso são apresentados a seguir sob a forma de perfis verticais e fornecem um painel sobre o topo do registro sedimentar marinho profundo. A descrição macroscópica destacou aspectos sedimentares como identificação de conjuntos de estratos, contatos, granulometria e suas variações verticais, estruturas sedimentares, coloração e conteúdo em biodetritos. Nos perfis verticais constam também os dados obtidos nas análises granulométricas a laser, teor em carbonatos e datações por Carbono14.

O testemunho Cn3 (**Fig. 124**), localizado na cabeceira do cânion submarino do São Francisco, é composto por uma lama de cor cinza com elevada fluidez. A presença de poliquetas vivas na base do testemunho (a 50cm da superfície marinha), indica uma área de deposição com atividades biológicas atuais. Verificou-se a presença de biodetritos na zona intermediária do testemunho e um bivalve bem preservado na base (45cm abaixo da superfície de fundo marinho). A datação desse bivalve, pelo método carbono 14, forneceu uma idade de 107 anos PMC, mostrando que nessa área a sedimentação encontra-se ativa. A análise do testemunho por técnicas de granulometria a laser mostra o predomínio do silte, com média de 80% em todo o testemunho. A quantificação da presença de carbonato desse testemunho, encontra-se entre 15% e 17%, sendo que no topo o teor máximo atinge 17%, enquanto que em alguns

intervalos da zona intermediária (8-9cm; 22-23cm; 34-35cm abaixo da superfície) existe uma maior concentração de carbonato (20%). Esses valores de carbonatos, abaixo de 30%, indicam uma sedimentação terrígena predominantemente.

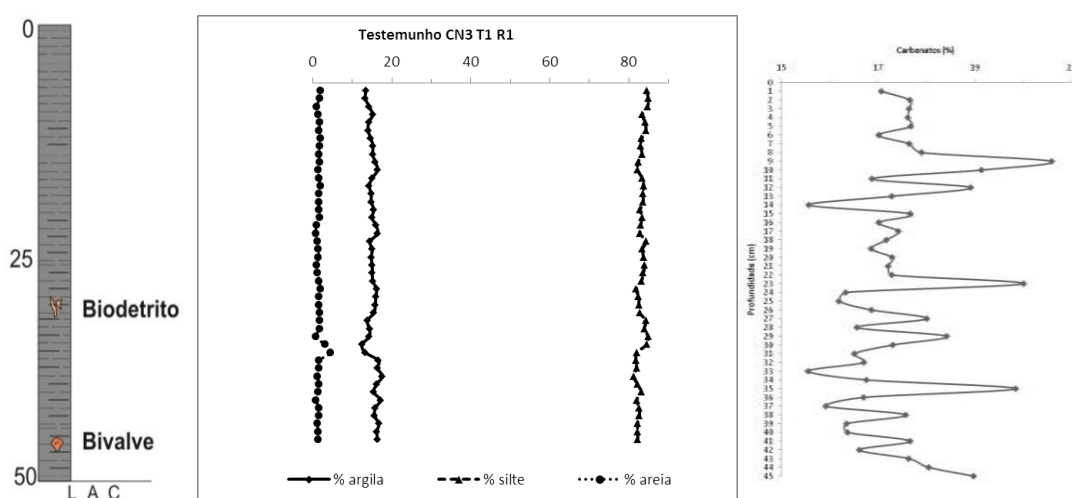


Figura 124. Perfil e resultados analíticos do testemunho raso Cn3

O testemunho Cn4 (Fig. 125) foi obtido no talude superior, na isóbata de 401m e, assim como o testemunho Cn3, é constituído predominantemente de lama fluida amarelada no topo (0-10cm da superfície) e sobreposta a lama de coloração cinza, homogênea e de alta fluidez. Destaca-se a presença de poliquetas em todo o testemunho, além de conter um ouriço do mar, a 10cm da superfície. Não foi verificada a presença de estruturas sedimentares e não foi constatada variações de granulometria, predominando sempre sedimentos finos. O destaque são os inúmeros tubos de poliquetas ao longo de todo o testemunho. Os resultados da análise por granulometria a laser, indicam uma similaridade do perfil com o testemunho Cn3, predominando a granulometria silte em torno de 80% em todo o testemunho. O teor de carbonato é em média 17%, com exceção do intervalo localizado a 13 cm da superfície que apresentou, de forma isolada, um teor de 43%, colocando esse intervalo numa classificação de transição terrígeno-marinho, enquanto que no restante do testemunho dominam os sedimentos terrígenos. Não foram identificados biodetríticos carbonáticos em quantidade suficiente para datação por C14.

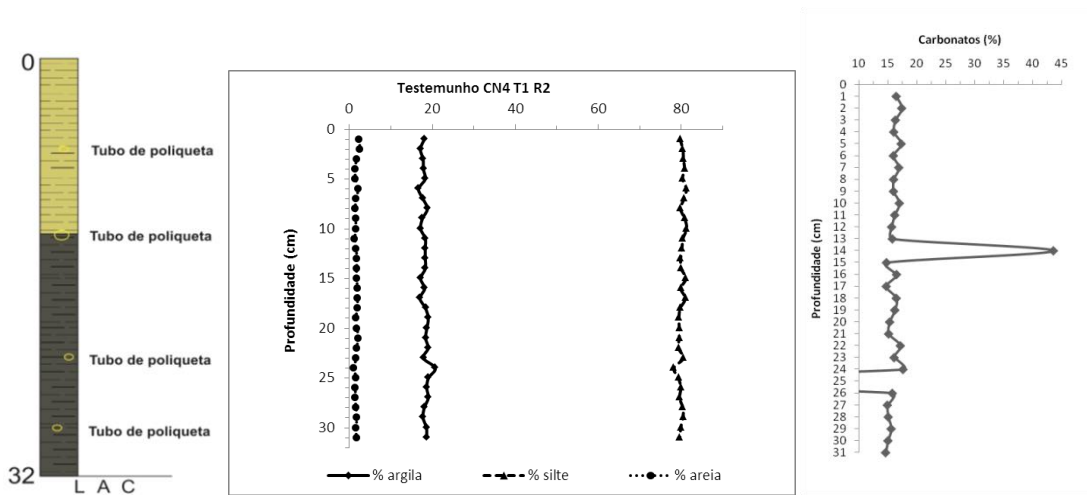


Figura 125. Perfil e resultados analíticos do testemunho raso Cn4

O testemunho Cn5 (**Fig. 126**) está localizado no cânion submarino do São Francisco, na profundidade aproximada de 700m, apresentando um registro de sedimentação um pouco mais antiga que o testemunho Cn3. O testemunho é composto por uma lama cinza escura, plástica e homogênea, com aumento da compactação na base, ao contrário nas amostras obtidas nas isóbatas mais rasas, onde a lama tem uma textura de elevada fluidez em todo o testemunho. As análises por granulometria a laser desse mostraram o predomínio da fração silte sobre a argilosa. Poliquetas vivas também foram identificadas a 20cm abaixo da superfície marinha. Na transição entre as camadas compostas por lama marrom amarelada e a lama cinza escura plástica, vários tubos de poliquetas estão presentes. Próximo a base do testemunho (intervalo 28-29cm) foram registrados fragmentos de bivalves e gastrópodes a datação por C14 forneceu idades de 780 anos A.P. O teor de carbonato desse testemunho mostra que a sedimentação terrígena domina no talude superior do cânion do São Francisco. Os teores estão todos abaixo de 30% (o que caracteriza o sedimento como de origem terrígena). Existe um aumento do teor em carbonatos, no sentido da base para o topo, iniciando com 10% e atingindo nos sedimentos superficiais 15%.

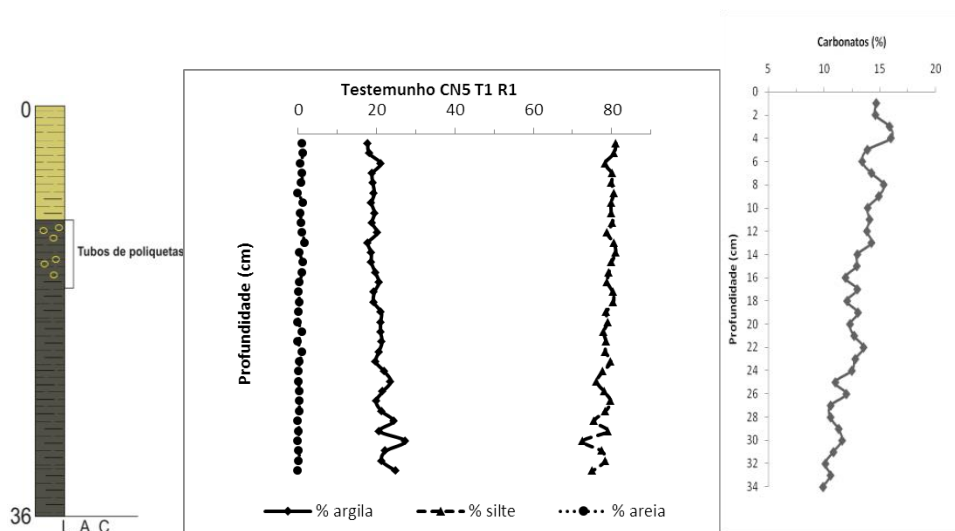


Figura 126. Perfil e resultados analíticos do testemunho raso Cn5

O testemunho Cn6 (**Fig. 127**) está posicionado próximo a isóbata de 1000m, inserido no canal submarino confinado por dique, composto por lama cinza escura, plástica e homogênea. Nota-se o aumento no grau de compactação da lama a medida em que aproxima-se da base do testemunho. Como nos testemunhos descritos anteriormente, esse também tem uma camada anóxica no topo que serve de ambiente para as poliquetas. Na zona intermediária do testemunho (intervalos 26-27 cm e 30-31cm) observou-se a presença de alguns seixos milimétricos de lama preta, podendo ser resultado da remobilização dos sedimentos do talude. Na base do testemunho, foi encontrado um bivalve bem preservado. A datação deste bivalve por C14 forneceu uma idade de 970 anos A.P, mostrando coerência com as idades obtidas nos testemunhos posicionados em isóbatas mais rasas. O teor de carbonato acompanham aqueles obtidos nos outros testemunhos, assinalando, assim, uma sedimentação terrígena nos últimos milhares de anos no cânion submarino do São Francisco: no topo do testemunho os teores médios são de 15%, na zona intermediária variam entre 14% e 16%, enquanto na base encontra-se os menores valores, com média de 12%.

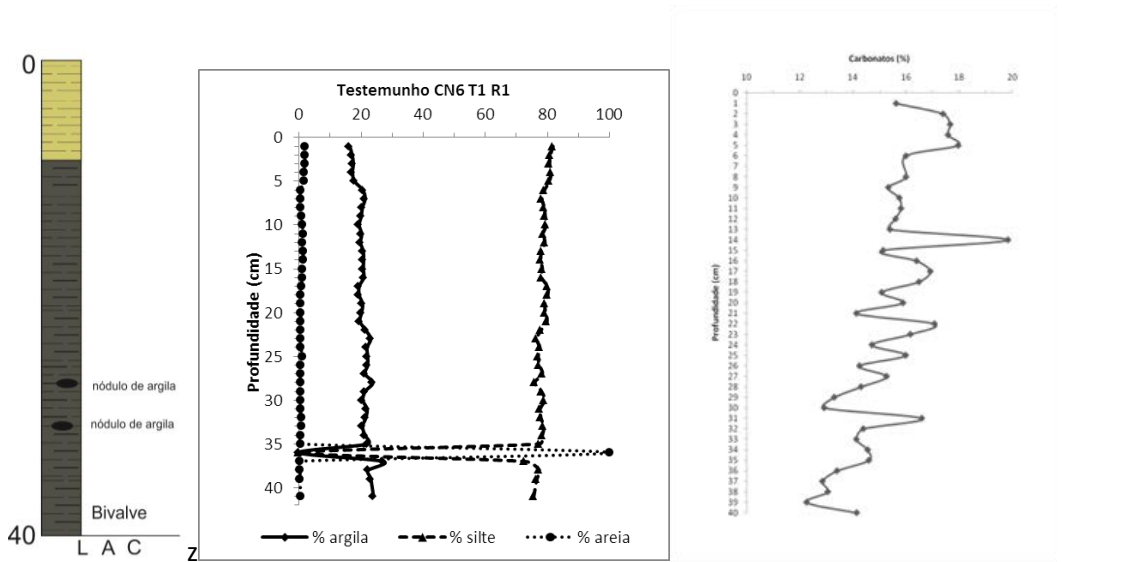


Figura 127. Perfil e resultados analíticos do testemunho raso Cn6.

O testemunho Cn7 (Fig. 128) está localizado a aproximadamente 1.300m de profundidade, no canal submarino confinado e com padrão meandrante, sendo constituído por lamas. A lama apresenta três variações de coloração: no topo, é marrom amarelada, com elevada fluidez; na zona intermediária é cinza e plástica, e, na base, é compacta e cinza escura. Vale ressaltar que um bloco, com 14cm de diâmetro, composto por areia quartzosa fina e esbranquiçada foi identificado aos 35cm da superfície. Na análise por granulometria a laser, não foi detectado este bloco. Neste testemunho foram coletados gastropodas e bivalves na lama cinza escura da base. A datação por C14 neste gastropodas e bivalves apresentaram idades próximas de 5.700 anos A.P. O teor de carbonato no topo encontra-se entre 13% e 18%, mas na zona intermediária a variação é maior, situando-se entre 14% a 26% e na base a média do carbonato está entre 19% e 22%.

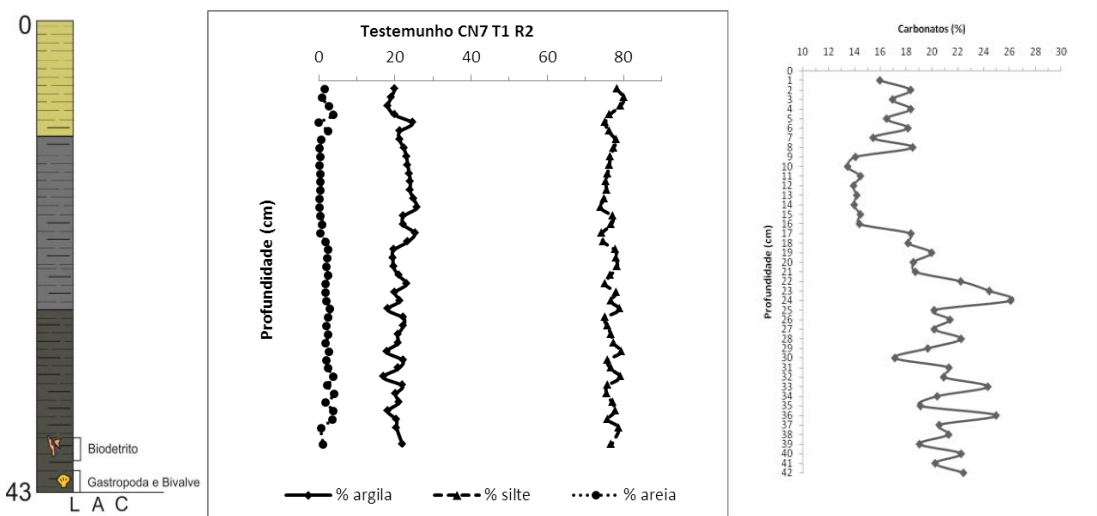


Figura 128. Perfil e resultados analíticos do testemunho raso Cn7.

O testemunho Cn8 (**Fig. 129**), coletado no canal submarino confinado por dique marginais do São Francisco, na superfície encontra-se recoberto com biodetritos milimétricos. O testemunho é constituído no topo por lama amarelada, sobposto a lama cinza escura, homogênea, de baixa fluidez e plasticidade e a cada centímetro, ocorrem níveis com micas e grãos de quartzo. No intervalo entre 11 a 14cm do topo, ocorrem níveis de lama de cor marrom inseridos na lama cinza escura. Na base do testemunho observa-se aglomerados (grãos aglutinados), micas e biodetritos. Foraminíferos também são encontrados em todo o testemunho. Os teores de carbonatos seguem o padrão encontrado nos demais testemunhos coletados no contexto São Francisco, variando entre 9 e 14%. No topo, os teores variam entre 10% a 14%, na porção intermediária entre 8% e 13%, e na base entre 9% e 15%.

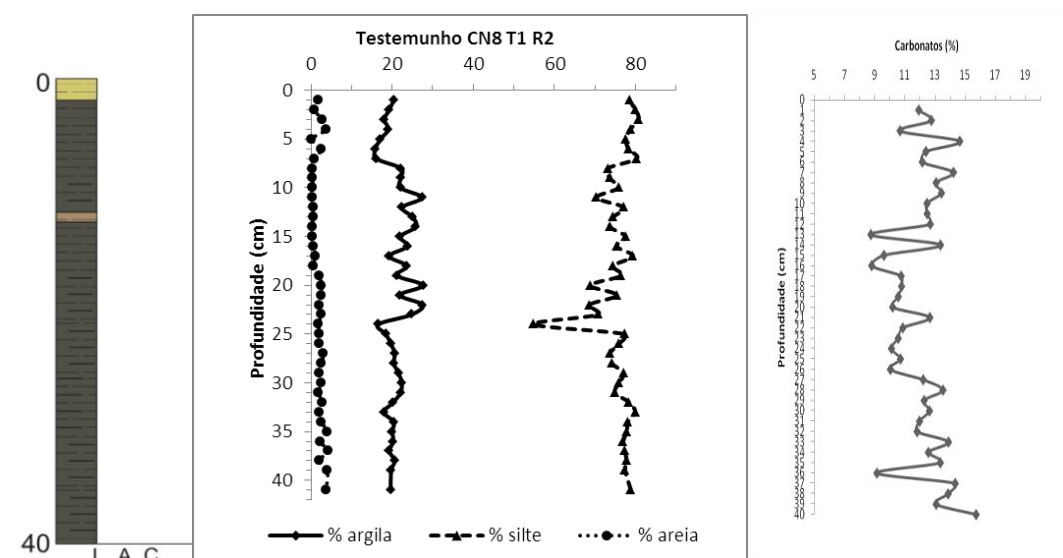


Figura 129. Perfil e resultados analíticos do testemunho raso Cn8.

O testemunho Cn9 (**Fig. 130**) foi coletado na isóbata de 3.000m, o ponto mais extremo e de maior profundidade, do canal submarino confinado do São Francisco. Os sedimentos coletados apresentam características que comprovam contribuições continentais a quilômetros de distância da atual desembocadura do rio São Francisco. O topo do testemunho é constituído por lamas amarronzadas e a superfície é coberta por biodetritos e marcas de bioturbação. Na porção intermediária, as lamas são pretas, de baixa plasticidade, com intervalos com lama arenosa com alguns grãos de quartzo (a 12cm do topo) e um bloco de siltito, laminado (a 20cm abaixo da superfície). A análise com a lupa binocular demonstrou a presença de fragmentos de madeira nos níveis com predomínio de granulometria arenosa, de coloração cinza escuro, compostos por grãos de quartzo e poucos biodetritos, comprovando a

contribuição continental a mais de 3000m de profundidade. O teor de carbonatos varia no topo entre 8% e 12%. Na zona intermediária o teor aumenta no sentido base-topo variando entre 3% e 7% e na base o teor varia entre 4% e 9%. Esses teores são os menores em relação aos demais testemunhos, mas demonstra que o canal submarino do São Francisco segue em profundidades maiores às amostradas.

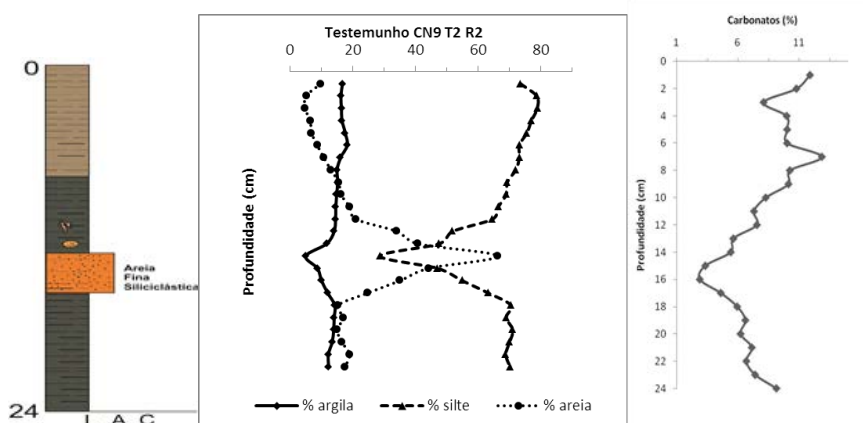


Figura 130. Perfil e resultados analíticos do testemunho raso Cn9.

6.7 Discussão e interpretação

As informações obtidas forneceram condições para o mapeamento faciológico dos sedimentos superficiais do fundo marinho e para a interpretação da sua evolução geológica.

6.7.1 Faciologia superficial dos sedimentos de fundo

Os estudos das amostras coletadas na superfície do fundo marinho permitiram estabelecer a faciologia superficial no contexto do São Francisco. A seguir são apresentados os mapas de distribuição granulométrica, de teor de carbonatos e faciologia textural-composicional do fundo marinho (Figs. 131, 132 e 133).

A granulometria dominante nos sedimentos superficiais é de argila e silte, e os poucos exemplares com areias são encontrados no talude continental. No cânion submarino do São Francisco, os sedimentos são siltosos e tornam-se mais argilosos em águas mais profundas, existindo um decaimento granulométrico do talude em direção ao sopé continental.

A distribuição faciológica mostra que os sedimentos enriquecidos em carbonatos são amplamente distribuídos no fundo marinho profundo, mas a percentagem em carbonatos

diminui drasticamente no cânion submarino do rio São Francisco, que também mostra uma diminuição no sentido das águas mais profundas.

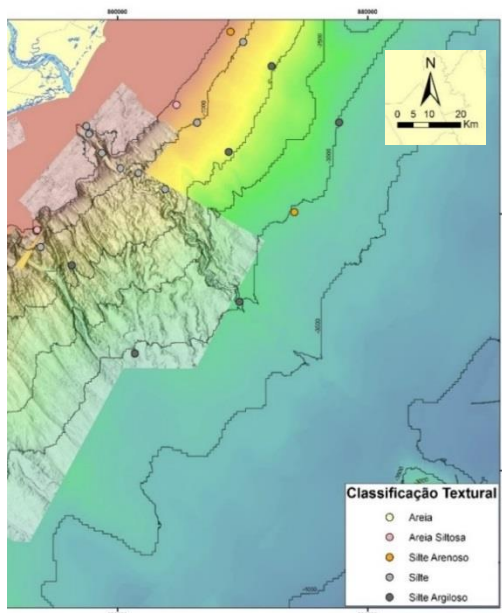


Figura 131. Granulometria nas amostras superficiais do fundo marinho.

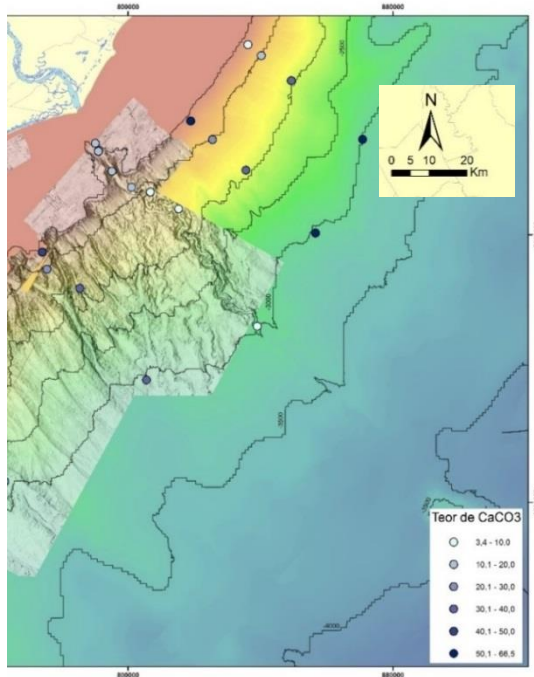


Figura 132. Teor em carbonatos nas amostras superficiais do fundo marinho.

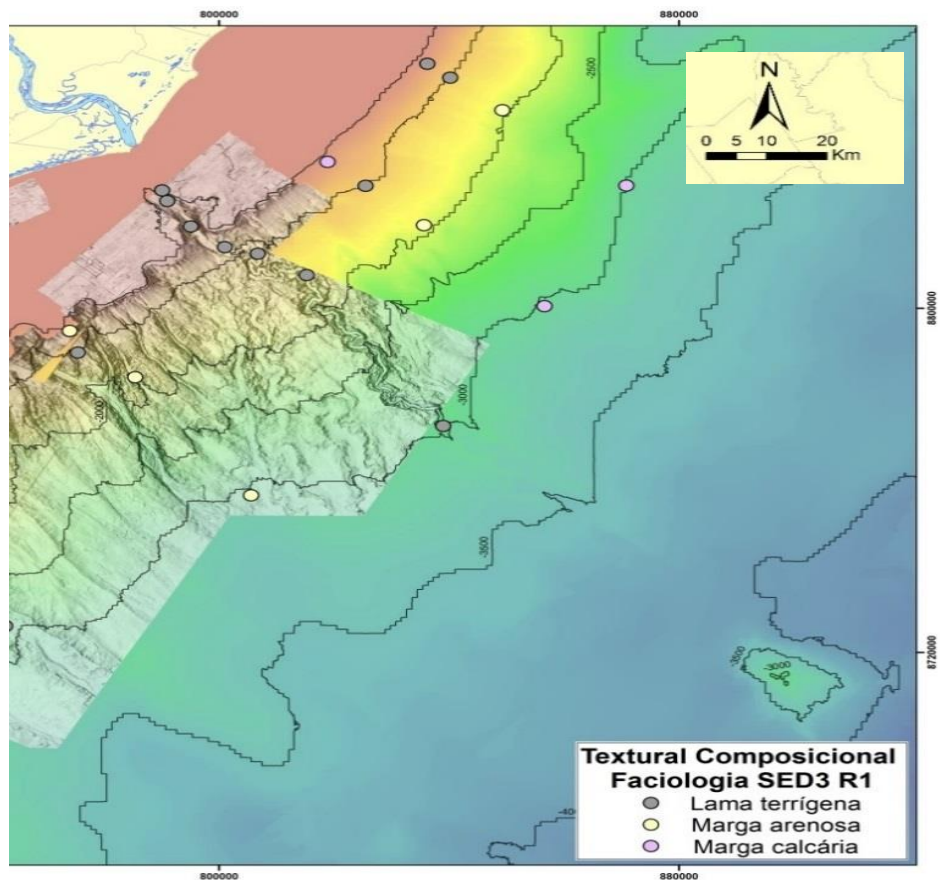


Figura 133. Faciólogia textural-composicional do contexto São Francisco

6.7.2 Datações dos sedimentos superficiais

As datações com C14 indicam que o sistema São Francisco esteve ativo até o período mais recente (**Fig. 134**). Na plataforma continental as idades encontram-se entre 100,6 e 111,3 pMC, para amostras obtidas em testemunhos rasos, entre 14 e 45cm de profundidade. No canal submarino, em um sentido longitudinal, do proximal ao distal, as datações fornecem idades de 90, 500, 780, 970 e 5.700 anos AP, entre 28 e 43 cm de profundidade. Uma única datação, na cabeceira do cânion, forneceu uma idade maior, de 560 AP (entre 20 a 24 cm), mas existe uma forte possibilidade de que neste local do topo do talude, exista desmoronamento de blocos, expondo níveis um pouco mais antigos.

A gradação de idades ao longo do canal submarino indica que a sedimentação em níveis mais profundos só foi efetiva até cerca de 1.000 anos AP e que a idade aumenta à medida que ocorre um maior afastamento em relação a linha de costa.

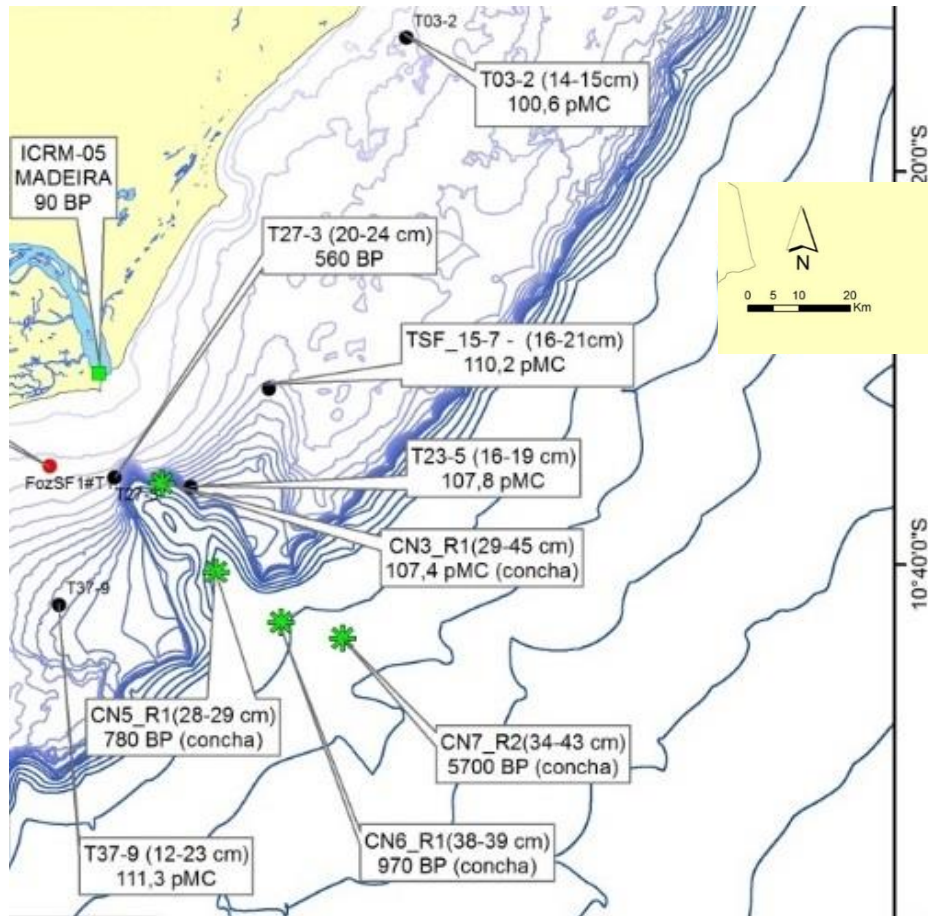


Figura 134. Datações C14 obtidas em testemunhos rasos coletados no oceano. Idade BP indicam anos antes do presente. As idades em pMC indicam período em anos antes da explosão da primeira bomba nuclear.

6.7.3 Relações entre a tectônica recente, feições geomorfológicas e a sedimentação

O rio São Francisco influenciou a sedimentação marinha profunda na região adjacente a sua planície costeira, ao longo de sua evolução. Neste intervalo, a contribuição dos aportes do rio São Francisco ao sopé continental foi condicionada pelo baixo estrutural São Francisco. Existe uma coincidência de posição entre os cânions submarinos do Sapucaia e do São Francisco com as falhas que limitam o baixo estrutural do São Francisco, sugerindo a existência de um controle morfo-estrutural no início do desenvolvimento destes cânions. Estes cânions submarinos são indicativos de que as posições destas feições foram influenciadas pela história tectônica recente da bacia.

O alto morfológico de Ponta dos Mangues, localizado entre os contextos São Francisco e Japarutuba, é uma feição morfo-estrutural estabelecida por influência da história tectônica recente da bacia, como resultado da reativação de antigas linhas de falha. No início da contribuição fluvial, no Pleistoceno Inferior, o rio São Francisco se dirigia no sentido sul da sua planície costeira, contornando o alto morfo-estrutural de Ponta dos Mangues e as paleofalésias do Grupo Barreiras, e dando origem aos cânions submarinos do Sapucaí-Piranhas. A deposição de sedimentos de origem continental não ficou restrita à base do talude, avançando em águas profundas, através de canais submarinos. Posteriormente o rio São Francisco mudou de posição, assumindo uma trajetória linear no sentido do oceano e passou a construir seu leque submarino recente. Inicialmente, na base do talude, o canal submarino dirigiu-se para sul e, posteriormente, assumiu uma nova posição, um pouco mais a norte.

Este parece ter sido o padrão seguido pela contribuição de sedimentos continentais ao oceano profundo no sul de Sergipe, em uma etapa anterior, no Pleistoceno. Os cânions submarinos associados aos demais rios do sul de Sergipe (Japarutuba, Vaza-Barris e Piauí-Real) deram origem a longos canais submarinos que se prolongam até profundidades em torno de 3.500m. O canal submarino do Japarutuba inflete para sul e junto com o canal submarino do Vaza Barris seguem, por quilômetros, ambos os lados de uma elevação submarina. Estes canais se unem em águas ultraprofundas, entre 3.500 e 4.000m de profundidade, e, possivelmente constroem um grande leque submarino. Este leque pode ter grande significado para a exploração de petróleo em águas ultraprofundas, em unidades estratigráficas novas ou antigas, mas não há ainda informações sobre tal possibilidade, apesar de já ter sido descobertas reservas próximas a estes contextos geológicos. Ressalte-se que o profundo cânion submarino do Japarutuba (profundidade máxima de 1.500m), dá início a um canal submarino que inflete para sul, acompanhando o lineamento estrutural do Vaza Barris. Este prolongamento do canal, em águas profundas, acompanha lateralmente, a norte, o canal submarino do Vaza-Barris, cuja trajetória a sul também apresenta o controle de uma zona de falha regional, que está associada a estrutura do assoalho oceânico.

O cânion submarino do São Francisco coincide com o traçado do alinhamento estrutural que define dois blocos estruturais na plataforma continental: o bloco baixo do São Francisco, situado a sul, onde se desenvolveu a maior parte das feições geomorfológicas relacionadas ao rio São Francisco e o bloco estrutural do Alto de Coruripe, situado a norte.

Uma interpretação da evolução tectono-sedimentar que relaciona a evolução fluvial e costeira com a do cânion submarino, a partir de controles morfo-estruturais, foi desenvolvida por Tomaz et al. (2005), ao realizarem a integração dos dados estruturais ao longo da margem continental da Bacia de Campos, na região da planície costeira do rio Paraíba do Sul. Esta interpretação pode ser comparada com aqui proposta para a região de Sergipe-Alagoas. Estes autores consideraram que a estruturação controlada por falhas NE-SW e E-W possui nítida relação com os grabens da Guanabara e de Barra de São João e que se pode admitir que o padrão romboédrico definido por estas estruturas tem sua origem na evolução tectônica paleogênica, sendo posteriormente reativadas na fase tectônica holocênica. Os dados obtidos neste estudo permitiram concluir que a margem continental da bacia de Campos foi submetida a esforços tectônicos neoceno-zóicos, provavelmente através da reativação de estruturas associadas a descontinuidades crustais pré-terciárias e no contexto de eventos tardios dentro da dinâmica tectônica iniciada no Mesozóico-Cenozóico. Para estes autores, estas estruturas são bastante comuns nas bacias sedimentares da margem leste brasileira, possuindo um importante papel na migração e acumulação de hidrocarbonetos.

6.7.4 Evolução geomorfológica recente do contexto marinho profundo

No mar profundo de Sergipe verifica-se que as atuais feições de cânions e leques submarinos revelam uma evolução ao longo do tempo geológico. Na **Figura 135** é possível realizar uma ordenação do mais velho para o mais jovem, através das relações entre as feições.

Entre as feições relacionadas ao rio São Francisco é possível distinguir uma primeira posição, correspondente ao cânion submarino Sapucaia. Este cânion exibe dimensões que o posiciona como uma feição secundária em grandeza, quando comparado ao grande cânion do São Francisco (**Fig. 135**). Com uma largura de 5 km, profundidade máxima de 800 m e extensão de 15 km, o cânion Sapucaia desenvolve, até nível de 200m de profundidade, uma calha estreita e íngreme, e suaviza sua declividade à partir daquele ponto, até atingir a sua maior largura (30km). Na interpretação de Chaves (1979) este trecho final do cânion do Sapucaia resultou, provavelmente, da ação de correntes de turbidez originárias do trecho médio-inferior do talude cortado pelo cânion. Para Kuenen (1953) esse cânion pode ter sido construído por outros fatores erosivos e deposicionais, em épocas de rebaixamento do nível do mar. Os cânions submarinos de Piranhas e Sapucaia confluem em profundidade (em torno de 1.000m de profundidade) tornando-se um cânion único.

A sedimentação marinha mais recente (Pleistoceno Superior e Holoceno) em águas profundas de Sergipe só recebeu contribuição significativa de aportes fluviais no contexto do rio São Francisco, onde desenvolveu grandes depósitos, formando um amplo leque submarino. Pelo menos duas posições do leque submarino do São Francisco podem ser identificadas, associadas a mudança do canal submarino, de uma posição mais a sul para uma mais a norte, que permaneceu ativa nos tempos históricos (**Fig. 135**). O traçado do cânion do rio São Francisco também não foi o mesmo ao longo do tempo. O processo que deu origem a migração do cânion e do canal submarino para norte pode ser de origem apenas sedimentar, ou tectônico (por exemplo, relacionado a uma reativação do bloco tectônico baixo São Francisco) ou uma combinação de ambas origens.

Enquanto as evidências morfológicas submarinas indicam que o sistema São Francisco desenvolveu um leque submarino entre o final do Pleistoceno e o Holoceno, os demais rios de Sergipe (Japaratuba, Vaza Barris e Piauí-Real) não desenvolveram este sistema deposicional na base do talude e estão associados a longos canais submarinos. Estes canais se prolongam no fundo oceânico até profundidades superiores a 3.500m e provavelmente desenvolveram leques submarinos nas suas terminações entre 3.500 e 4.000m de profundidade (**Fig. 135**), onde não se dispõe ainda de informações para confirmação da existência destas feições deposicionais.

Durante a regressão marinha do Pleistoceno Superior-Holoceno, o curso fluvial do São Francisco já se encontrava posicionado no centro do bloco estrutural baixo e avançou sobre a região ocupada atualmente pela planície costeira e sobre a atual plataforma continental. No máximo regressivo, sua foz ocupou uma posição 120-130m abaixo do atual nível do mar, na parte superior do talude continental, e as águas do rio, e em consequência, também seus sedimentos, eram aportados diretamente para águas profundas através do cânion submarino. Durante a regressão marinha do Pleistoceno, e no seu máximo, se formaram os depósitos marinhos profundos do trato de sistema de regressão forçada (TSRF) e o trato de nível baixo (TSNB). O leque submarino desenvolveu pelo menos duas fases evolutivas, uma inicial com o canal submarino se dirigindo inicialmente para sul e uma posterior, em uma posição mais a norte, no sentido NW-SE (**Fig.135**).

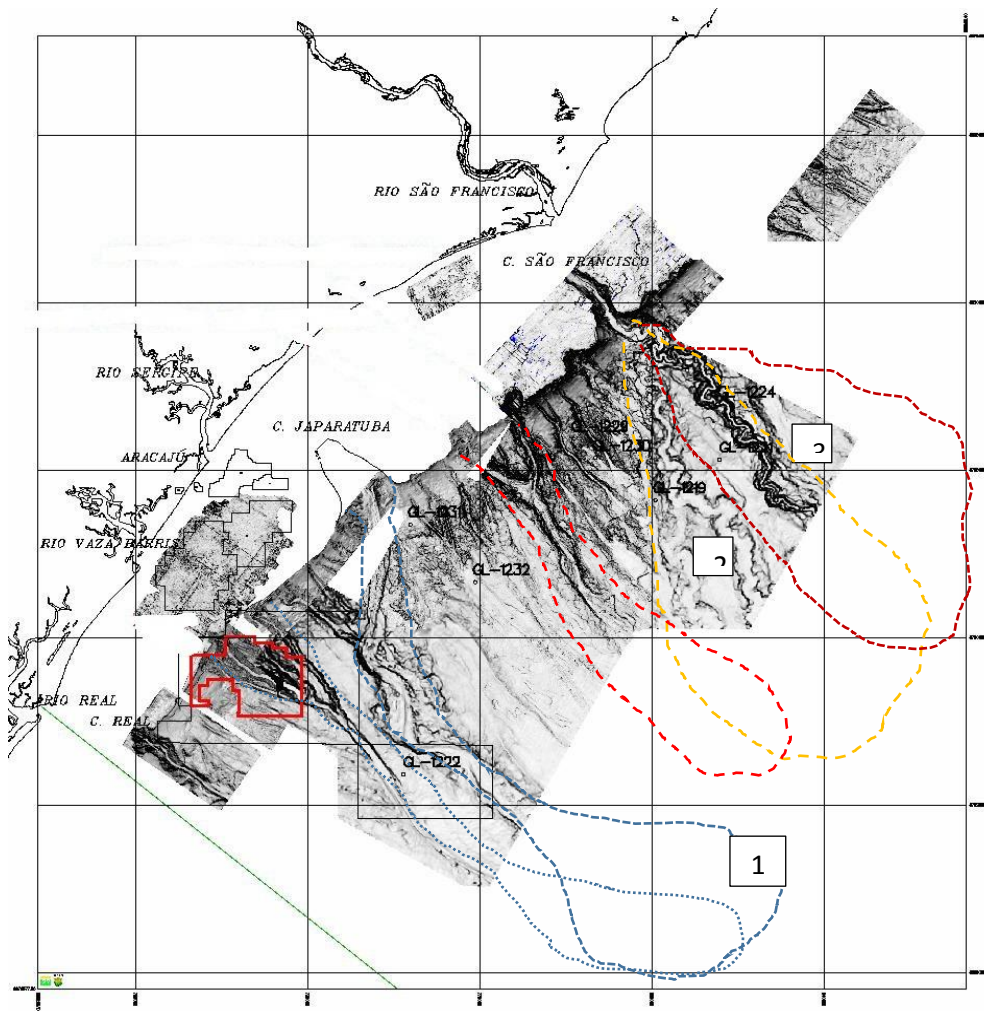


Figura 135. Interpretação da área ocupada pelos cânions e leques submarinos dos sistemas sedimentares São Francisco, Japarutuba, Vaza Barris e Piauí/Real e extrapolação dos depósitos em águas profundas. No sistema São Francisco são interpretadas 3 fases de desenvolvimento dos leques submarinos (1, 2 e 3). Os sistemas do Japarutuba e Vaza Barris se unem em profundidades superiores a 3.500m, provavelmente originando um leque submarino.

Na transgressão que se seguiu (Pleistoceno Tardio-Holoceno), o cânion e o leque submarino deixaram de ser abastecidos diretamente pelo rio São Francisco e na regressão do Holoceno, supõe-se que receberam inicialmente aportes fluviais através dos vales incisos que se posicionaram na extremidade norte do cânion submarino e posteriormente, o rio se posicionou na região central da planície, alinhado com a posição do cânion.

Na posição atual da foz do rio, não existe um prolongamento submarino do canal fluvial e a plataforma continental é dominada por sedimentos lamosos. Desta forma, não existe a contribuição direta de sedimentos mais grosseiros continentais para a área marinha profunda. O cânion submarino atual recebe aportes de lamas ou fluxos gravitacionais de sedimentos previamente depositados na borda da plataforma. Uma datação C14 de 560 anos AP, apenas 20-24 cm da superfície de fundo, obtida na cabeceira do cânion, aparentemente indica a retirada de blocos por deslizamentos nas paredes laterais do cânion.

Os cânions submarinos são reconhecidos no registro sedimentar da Bacia Sergipe-Alagoas desde o Cretáceo, distribuídos no espaço e no tempo. No Grupo Piaçabuçu, feições geradas por cânions antigos foram reconhecidas do Terciário ao Quaternário por Cainelli (1992). Cainelli (1992) analisou os diferentes cânions submarinos que se formaram na plataforma e concluiu que foram gerados em distintos momentos de níveis baixos do mar durante o Paleoceno tardio, Eoceno tardio e Pleistoceno.

O atual cânion submarino do São Francisco é uma das principais feições morfológicas marinhas do leste e nordeste do Brasil. Os 23 km de comprimento do cânion, promove uma incisão erosiva na plataforma, reduzindo sua largura de 30km para apenas 7 km. Assim, a cabeceira principal do cânion pode ser observada a partir das isóbatas de 15-20m. A profundidade máxima do cânion, alcançada na linha regional de quebra da plataforma, é de 850 metros. A largura do cânion aumenta de 2 km na cabeceira para cerca de 13 km na região da quebra da plataforma (**Fig. 136**). O cânion se estende por 45 km no leito submarino até gradar para um canal submarino que faz parte do extenso e largoleque submarino no sopé continental. O cânion apresenta uma gradação da forma transversal, do sentido do mar profundo, de erosiva em “V” (**Figs. 136 e 137**), com gradientes das paredes de 10 a 17 graus e do eixo entre 7 a 10 graus, para um canal deposicional, flanqueado por “levees” (CAINELLI 1992). O leque submarino ocupa uma extensa e larga área, com comprimento e largura de aproximadamente 90 km e é caracterizado por possuir um único canal submarino ativo ou semi-ativo.

Os cânions São Francisco e Japaratuba foram descritos sumariamente por Summerhayes e outros (1976) que os descreveram como canais ligeiramente encurvados, assumindo desde o aspecto íngreme ao atenuados nos setores mais profundos e de gradiente em volta de 2°. Cânions apresentam paredes escarpadas, em forma de V, estreitas e com declividade alcançando cerca de 8°. A partir do talude médio, os cânions se alargam e as paredes tornam-se menos íngremes, mais baixas e irregulares do que nos trechos mais elevados, junto à plataforma externa.

O canal submarino do rio São Francisco apresenta um talvegue com traçado meandriforme, no qual alguns segmentos estão próximos do estrangulamento (*neck-off*) dentro do vale e desenvolve depósitos do tipo *levee* nas suas margens. A observação do mapa batimétrico permite supor que o talvegue é atualmente inativo em sua maior parte, a se deduzir do fundo plano sem que se identifique zonas de erosão axial, embora seja possível que estas sejam visíveis na cabeceira do cânion o que só pode ser constatado com dados de melhor qualidade. As margens do cânion estão afetadas por numerosos deslizamentos, como se pode deduzir das geometrias em forma de ferradura que se observam nas paredes do cânion.

Um dos aspectos mais relevantes revelados pela atual pesquisa é que a sedimentação de origem continental, derivada da influência direta ou indireta do rio São Francisco, pode se estender além dos 3.000 m de profundidade. Uma observação detalhada das feições do fundo marinho profundo revela que o leque submarino não termina nesta profundidade, mas pode se estender muito além dela, para o intervalo entre 3.500 e 4.000m de profundidade. As feições sedimentares submarinas aparentemente se estendem até a região dominada pelas elevações submarinas ultraprofundas (**Fig. 138**), que estão relacionadas ao tectonismo de separação das placas oceânicas da América do Sul e África e, conseqüentemente, de formação do oceano Atlântico. Na região é possível interpretar duas zonas de acumulação de sedimentos: uma anterior, no qual interagem as contribuições relacionadas ao cânion Sapucaia e canal submarino Japaratuba e a mais recente, formada pela contribuição do canal submarino São Francisco (**Fig. 138**).

O acúmulo de sedimentos, contendo contribuição continental, pode ter um significado econômico, na medida em que pode conter reservas de petróleo, em águas ultraprofundas, seja no intervalo temporal do Terciário-Quaternário, como em registros mais antigos do Cretáceo. Esta possibilidade de acúmulo de sedimentos de origem continental-litorânea em águas ultraprofundas, pode também existir nos sistemas sedimentares rio-mar associados aos

rios Japarutuba, Sergipe, Vaza Barris e Piauí-Real. Estes sistemas sedimentares rio-mar, individualizáveis no continente e em águas marinhas rasas, perdem sua separação em águas profundas e ultraprofundas. No modelo digital de terreno, é possível observar que, em grandes profundidades (3.500 a 4.000m) os sistemas Japarutuba-Sergipe, Vaza Barris e Piauí-Real se unem (**Fig. 137**), provavelmente dando origem a uma grande feição deposicional submarina. Em um contexto geológico como este, a introdução de areias continentais e/ou litorâneas, em um região de domínio de sedimentação lamosa, pode ensejar a formação de condições para acumulação de petróleo em águas ultraprofundas, principalmente no intervalo correspondente ao Cretáceo. Nesta interpretação, os sistemas sedimentares rio-mar independentes observados na região continental, deixam de ser individualizáveis entre 3.500-4000m, constituindo-se um único grande sistema sedimentar continente-oceano.

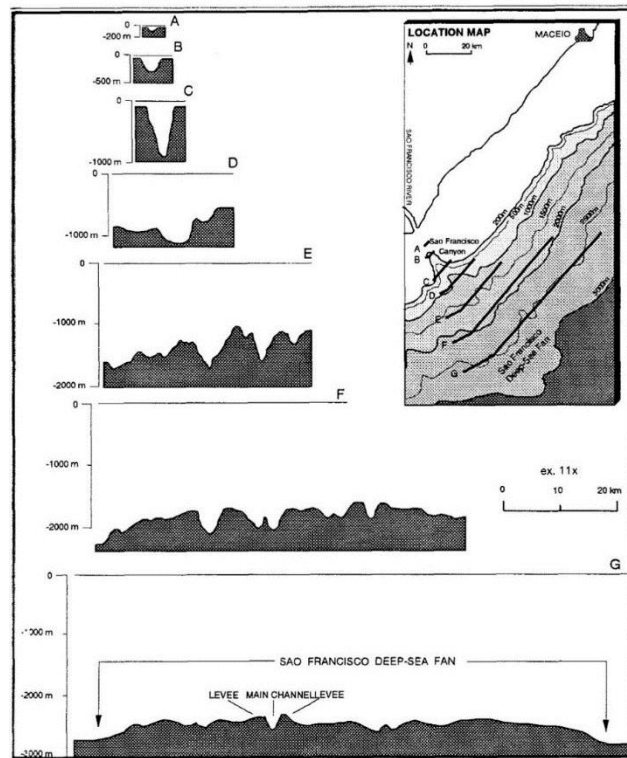


Figura 136. Perfis transversais ao longo do cânion e leque submarino São Francisco. O cânion desenvolve uma forma em V. Em direção ao mar profundo perde gradualmente a expressão topográfica, passando para um pequeno canal confinado entre proeminentes “levees laterais” (G), desenvolvido em um leque submarino com a forma geral externa superior convexa. Fonte: Cainelli, 1992.

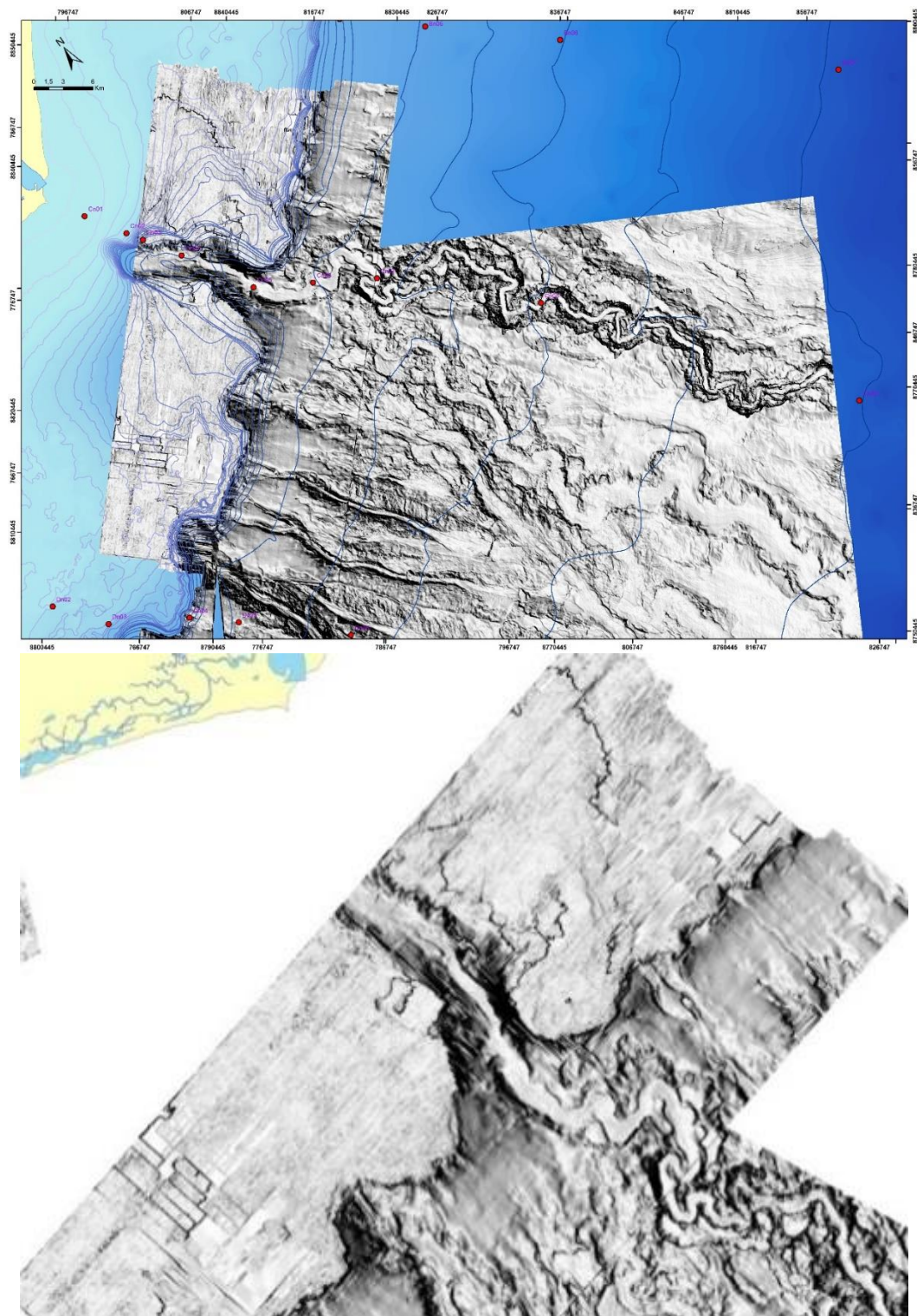


Figura 137. Modelo Digital de Terreno do cânion e canal submarino São Francisco. Acima: círculos em vermelho indicam estações de amostragem de sedimentos superficiais de fundo. Abaixo: detalhe do canal submarino atual, formando meandros.

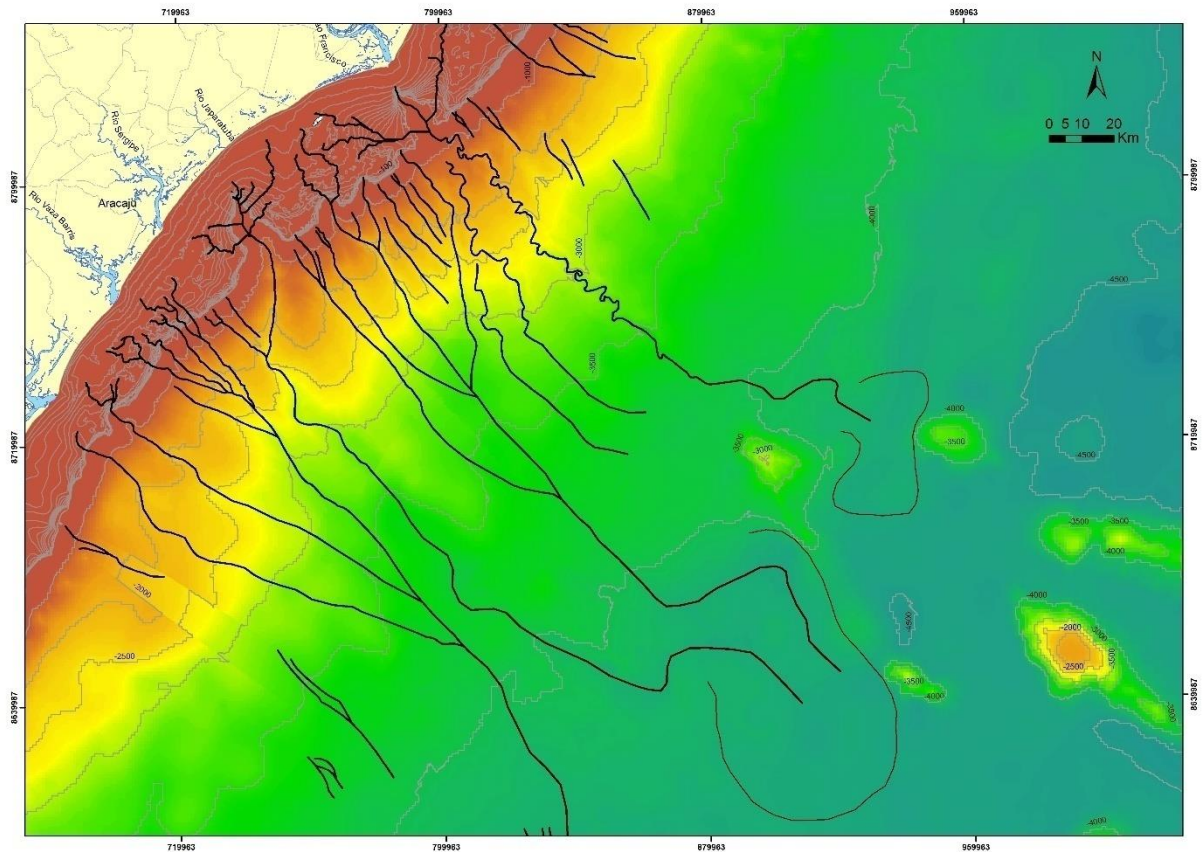


Figura 138. Modelo digital de terreno, com interpretação das correntes submarinas do sistema São Francisco e Japaratuba. O sistema São Francisco desenvolve-se alinhado com os montes submarinos e pode ter desenvolvido uma acumulação de sedimentos na porção distal, em duas etapas, a primeira juntamente com a contribuição do Japaratuba e a segunda exclusiva do São Francisco.

6.7.5 Sistema rio-mar São Francisco – situação atual

Uma análise integrada dados obtidos na planície costeira do São Francisco e de subsuperfície, indica que no momento inicial do desenvolvimento do sistema fluvial, o rio se dirigia para sul, acompanhando o alto morfo-estrutural de Ponta dos Mangues (limite entre o contexto do São Francisco e Japaratuba) e atingia a região atual da plataforma continental e o talude continental. Nesta fase, ocorreu a incisão do talude, com o desenvolvimento do cânion do Sapucaia. Assim, é necessário observar que o traçado do cânion do rio São Francisco não foi o mesmo ao longo do tempo.

À partir da batimetria e do modelo digital de terreno pode-se observar que ao sul do cânion atual existe outro cânion escavado no talude, o cânion do Sapucaia. Só em uma etapa posterior, é que o rio São Francisco mudou de posição e avançou no centro da feição litorânea criada pela ação da neotectônica, que é a sua atual planície costeira, e escavou um novo cânion na porção central. Este cânion submarino atual se destaca na morfologia, atingindo

uma profundidade de 750 metros e coincide com o traço de uma das falhas tectônicas que ocorrem na região.

Os canais submarinos, desenvolvidos desde a base do talude até profundidades de 3.500 m, podem ser agrupados em: canais restritos à base do talude e canais do leque submarino. Os canais restritos à base do talude estão relacionados ao cânion do Sapucaia e alguns que são resultantes da erosão da borda do talude-plataforma. O cânion do Sapucaia e canais submarinos associados, estão relacionados à primeira fase de influência do rio São Francisco. Os demais canais submarinos se desenvolveram nas diversas fases de evolução do sistema de leque submarino. A mudança na posição dos canais pode estar relacionada a mudanças nos aportes fluviais e de posições da foz do rio São Francisco. São identificados 4 (quatro) canais no leque submarino do São Francisco, sendo três deles abandonados e um canal atual: um canal abandonado que se desenvolve de forma oblíqua, junto à base do talude, com fundo plano, a posição do canal pode estar controlada por feições tectônicas, uma vez que está relacionada com o traço em superfície da falha geológica do Alto de Ponta dos Mangues; um canal abandonado, canal confinado pelo desenvolvimento de “levees” subaquático; um outro canal abandonado e o canal atual, ativo até recentemente, que em parte assume padrão meandrante. A existência destes diversos canais no leque submarino, representam não só diversas fases na evolução do leque submarino, mas mudanças nos aportes do rio São Francisco, na posição de sua foz e na dinâmica marinha rasa.

O canal submarino que se desenvolve na base do cânion do São Francisco apresenta um talvegue de traçado meandriforme (alguns segmentos estão próximo ao estrangulamento (*neck-off*) dentro do vale do cânion, o qual aparentemente apresenta margens do tipo *levee*. Na resolução das imagens produzidas pela batimetria, é possível interpretar que o talvegue é atualmente inativo em sua maior parte, já que se observa um fundo plano sem que se identifiquem zonas de erosão axial, apesar de ser possível que estas sejam visíveis especialmente na cabeceira do cânion ao se utilizar dados de maior resolução. A batimetria sugere que o canal abandonado está cheio e não é ativo. Também há que se ressaltar que as margens do cânion submarino do São Francisco estão afetadas por inúmeros deslizamentos, como se pode deduzir das geometrias em forma de ferradura ou conchas que se observa em suas margens.

O teor de carbonatos nas amostras coletadas na superfície ao longo dos canais submarinos é menor que o teor das amostras entre os canais, evidenciando o aporte de sedimentos de origem continental nos canais e o domínio da sedimentação marinha nas áreas entre canais.

Na última estação de amostragem, a aproximadamente 3.000m de profundidade, nas proximidades dos montes vulcânicos submarinos, foram coletadas a 22-24 cm abaixo do fundo marinho, em nível arenoso, restos de vegetais (madeira) no canal submarino atual. A quantidade existente de madeira não possibilitou datação C14 pelo método AMS, mas a datação em um nível superior, 15-20 cm de profundidade, forneceu idades de 11.450 anos \pm 40 anos AP, em foraminíferos.

Próximo ao final dos montes vulcânicos, o canal submarino se inflete para norte e, em seguida, retorna a orientação SE-NW. Esta situação indica a presença dos montes submarinos antes da chegada do canal ao local. Não há informações sobre a terminação destes canais, mas é possível o desenvolvimento de um outro leque submarino em águas profundas.

Muitos cânions submarinos na Terra estão atualmente desconectados de uma fonte direta de sedimentos como consequência da subida relativa do nível do mar durante a última deglaciação. Este também é o caso do cânion do rio São Francisco que, aparentemente está inativo nas condições da regressão marinha em curso. Apesar disso, é importante determinar se parte deste cânion é ainda parcialmente ativo, bem como compreender como são os processos de transporte de sedimentos até zonas profundas nas condições atuais, já que são períodos de aporte reduzido de sedimentos até a bacia profunda. Puga-Bernabéu et al. (2011) apresentou um modelo que sintetiza os processos em curso na margem do noroeste da Espanha e que permite uma comparação com a situação de Sergipe-Alagoas. Uma possibilidade a ser estudada é se existe aporte lateral de sedimentos até os cânions profundamente escavados na plataforma, verificando se as correntes oceânicas superficiais e intermediárias na região têm ou não influência na sedimentação do talude e cânions submarinos. Na região de Sergipe-Alagoas existe um forte componente de corrente marinha ao longo da costa e as correntes Norte do Brasil e de Contorno Oeste Profunda, as quais tem uma velocidade suficiente para exercer um papel importante na remobilização de sedimentos até o cânion submarino do São Francisco.

Na atual desembocadura do rio São Francisco, os valores moderadamente altos de concentração de sedimentos em suspensão, durante alguns eventos hidrológicos de inundação recentes, sugerem a possibilidade de que nesta zona podem se desenvolver fluxos

hiperpícnicos, assim é de se esperar que antes da regulação das vazões do rio, pelas barragens das hidrelétricas, esta era uma situação que se repetia com certa frequência. Os valores do período anterior a 1970 sugerem concentrações médias suficientemente elevadas para gerar fluxos hiperpícnicos. Estes fluxos podem influenciar na sedimentação da plataforma e podem exercer um papel fundamental no aporte de sedimentos até o talude e cânions submarinos. A construção recente de represas ao longo do rio pode ter alterado este quadro, diminuindo a concentração de sedimentos em suspensão nas plumas que se desenvolvem na plataforma continental, e, portanto, na geração de fluxos hiperpícnicos. Atualmente, existe a possibilidade de que processos de ressuspensão de sedimentos devidos a ação de ondas no litoral podem gerar fluxos gravitacionais de sedimentos, à partir da grande quantidade de sedimento fluvial aportado durante eventuais inundações, mas é importante lembrar que estas inundações ficam temporalmente cada vez mais espaçadas à medida que aumenta o controle do homem sobre as vazões fluviais.

6.8 Conclusões

O sistema sedimentar rio-mar São Francisco se prolonga até águas marinhas profundas construindo feições sedimentares que se desenvolvem até 3.500 e 4.000m de profundidade. Em uma primeira fase, juntamente com o canal submarino do Japarutuba desenvolveu uma acumulação ao lado sul dos montes vulcânicos submarinos. Em uma fase posterior desenvolveu um grande leque submarino cuja finalização também se encontra nestes montes, e o canal se direciona para norte, formando uma acumulação sedimentar.

No Holoceno recente, estes sistemas de águas profundas não tem recebido sedimentos do rio São Francisco, e a sedimentação superficial tem sido apenas pela contribuição dos sedimentos dispersos na água marinha profunda.

7. REFERÊNCIAS

- AB'SÁBER, A. N. **O homem dos terraços de Xingó**. Cadernos de Arqueologia, Documento 6. Universidade Federal de Sergipe/Chesf/Petrobras. Projeto Arqueológico de Xingó, 1977.
- AB'SÁBER, A. N. **O paleodeserto de Xique-Xique**, in Boletim de Estudos Avançados 20 (56), Universidade de São Paulo, São Paulo, 2006, acessada em 12/06/2208, às 11h45min.
- ACSELRAD, Henri. **Sustentabilidade e Democracia**. Revista Proposta, n. 71, p.11-16, fev. 1997.
- ADAMS, J. M.; FAURE, H. **Preliminary vegetation maps of the world since the Last Glacial Maximum: an aid to archaeological understanding**. J. Archaeol. Sci., v. 24, p. 623-647, 1997.
- ADEMA - ADMINISTRAÇÃO ESTADUAL DE MEIO AMBIENTE - GOVERNO DE SERGIPE. **Estudo do impacto Ambiental do Litoral Sul**. Zona de Expansão de Aracaju. Relatório Interno. Aracaju/Sergipe, 2002.
- AGRAR CONSULTORIA E ESTUDOS TÉCNICOS. **Projeto executivo de contenção da erosão das margens do baixo São Francisco a jusante da tomada da água da EB-1204 do Perímetro de Irrigação de Cotinguiba-Pindoba**. Brasília: CODEVASF, 2000.
- AINSWORTH, R. B.; WALKER, R. G. **Control of estuarine valley-fill deposition by fluctuations of relative sea-level**. Cretaceous Bearpaw-Horseshoe Canyon Transition, Drumheller, Alberta, Canada. In: Incised-valley Systems: Origin and Sedimentary Sequences (Eds R.W. Dalrymple, R. Boyd and B.A. Zaitlin), SEPM Spec. Publ., v. 51, p. 159-173, 1994.
- ALMEIDA, F. F. M. de; HASUI, Y.; BRITO NEVES, B. B.; FUCK, A. **Províncias Estruturais Brasileiras**. In Simpósio de Geologia do Nordeste VIII. Campina Grande, 1977.
- ALVARENGA, M. I.; JEFERSON, A. S. **Atributos do Solo e Impactos ambientais**. Lavras/MG: UFLA/FAEPE, 1997.
- ALVES, J. P. H.; CARVA, C. A. B. **Monitoramento da Plataforma Continental dos Estados de Sergipe e Alagoas sob Influência de Atividades Petrolíferas**. In: Relatório Técnico Final Volume I. Contrato N°. 120.2.053.01-7 FAPES/PETROBRÁS S.A. Convênio N°. 08/2001 FAPES/UFS/PETROBRÁS S.A Parte IV. Fundo Marinho. Química do Sedimento. Cap. 8.1. Metais Pesados. p. 354-435. Aracaju/SE. 2004.
- AMADOR; E. S. **Considerações sobre as Fases de Sedimentação dos Depósitos Continentais Pleistocênicos**. Anais XXXI CBG, SBG, Balneário de Camboriú, SC, v. 1 p. 530-541, 1980.
- AMANCIO, S. G. **Influência da evolução costeira holocênica na ocupação da costa do Estado de Sergipe por grupos Sambaquieiros**. Dissertação de Mestrado (Mestrado em Geologia Costeira e Sedimentar). Salvador: IGEO/UFBa, 2001.

ANA-AGÊNCIA NACIONAL DE ÁGUAS (2002). Dados hidrológicos. Disponível em <<http://www.ana.gov.br>> acessado em 20 fevereiro 2002.

ANA-AGÊNCIA NACIONAL DE ÁGUAS. **Dados hidrológicos**. Disponível em <<http://www.ana.gov.br>> Acessado em junho de 2010.

ANDERSON, J. B.; RODRIGUEZ, A. B. **Response of Upper Gulf Coast Estuaries to Holocene climate change and sea-level rise**. Geol. Soc. Am. Spec. Pap., 443, 146, 2008.

ANDERSON, J. B.; RODRIGUEZ, A.; ABDULAH, K. C.; FILLON, R. H.; BANFIELD, L. A.; MCKEOWN, H. A.; WELLNER, J. S. **Late Quaternary stratigraphic evolution of the northern Gulf of Mexico margin: a synthesis**. In: Late Quaternary Stratigraphic Evolution of the Northern Gulf of Mexico Margin: A Synthesis (Eds J. B. Anderson and R. H. Fillon), SEPM Spec. Publ., 79, p. 1-23, 2004.

ANDRADE, G. O.; LINS, R. C. **Os climas do nordeste**. in: Vasconcelos Sobrinho, J. As regiões naturais do nordeste, o meio e a civilização. Recife: CONDEPE, p. 95-180, 1971.

ANEEL-AGÊNCIA NACIONAL DE ENERGIA ELÉTRICA. Disponível em <<http://www.aneel.gov.br>> Acessado em fevereiro de 2000.

ANGULO, R. J.; LESSA, G. C. **The Brazilian sea level curves: a critical review with emphasis on the curves from Paranaguá and Cananéia regions**. Mar. Geol., v.140, p.141-166, 1997.

ANGULO, R. J.; LESSA, G. C.; SOUZA, M. C. **A critical review of mid-to late-Holocene sea-level fluctuations on the eastern Brazilian coastline**. Quatern Sci Revs v. 25, p. 486-506, 2006.

ANTHONY, E. J.; BLIVI, A. B. **Morphosedimentary evolution of a delta-sourced, drift-aligned sand barrier-lagoon complex, western Bight of Benin**. *Marine Geology*, 158 (1-4): p. 161-176, 1999.

APPLEBY, P. G.; OLDFIELD, F. **Application of lead-210 to sedimentation studies**. In: Ivanovich, M.; Harmon, R.S. (eds) Uranium-series Disequilibrium - Application to Earth, Marine and Environmental Science,s, 2nd edition, Oxford Sciences. p. 731-778, 1992.

ARAÚJO, H. M. P. (COORD.). **Monitoramento da Plataforma Continental dos Estados de Sergipe e Alagoas sob Influência de Atividades Petrolíferas**. Relatório Técnico Final Volume I. Contrato Nº 120.2.053.01-7 FAPES/PETROBRÁS S.A. Convênio Nº. 08/2001 FAPES/UFSP/PETROBRÁS S.A. Aracaju, p. 161. 2004.

ARAÚJO, M. B.; BEURLIN, G.; PIAZZA H. D.; CUNHA, M. C. C.; SANTOS, A. S. **Sedimentação deltaica holocênica**. In: Projeto Rio Paraíba do Sul. Rio de Janeiro, Petrobras/Dextro/Divex, v. 2, 1975.

ARDIES, G. W.; DALRYMPLE, R. W.; ZAITLIN, B. A. **Controls on the geometry of incised valleys in the Basal Quartz Unit (Lower Cretaceous), Western Canada Sedimentary Basin**. J. Sed. Res., 72, p. 602-618, 2002.

ARZ, H. W.; PÄTZOLD, J.; WEFER, G. **Climatic changes during the last glaciations recorded in sediment cores from the northeastern Brazilian continental margin.** *Geo-Marine Letter*, v.19, p. 209-218, 1999.

ASFORA, M. C. Levantamento preliminar de disponibilidades hídricas versus demandas na bacia do rio São Francisco. Recife: Secretaria de Recursos Hídricos de Pernambuco, 2000.

ASSAD, E. D; SANO, E. E. (orgs.). **Sistema de Informações Geográficas.** Aplicações na Agricultura. 2. ed., Brasília: Embrapa/SPI/Embrapa-CPAC, 1998.

ASSEMIEN, P.; FILLERON, J. C.; TASTET, J. R. **Le Quaternaire de la zone littorale de côte d'Ivoire.** *Quaternária* v. XV, p. 305-310, 1971.

AUBREY, D. G.; EMERY, K. O.; UCHUPI, E. **Changing coastal levels of South America and the Caribbean region from tide gauge records.** *Tectonophys*, v.154, p. 269-284, 1988.

AUTIN, W. J. **Use of allo formations for definition of Holocene meander belts in the middle Amite River, south- ern Louisiana.** *Geol. Soc. Am. Bull.*, 104, p. 233-241, 1992.

BACOCOLI, G. **Os deltas marinhos holocênicos brasileiros: uma tentativa de classificação.** *Boletim Técnico da Petrobras* , 14(1-2): p. 5-38, 1971.

BAHATTACHARYA, J. P.; GIOSAN, L. **Wave-influenced deltas: geomorphological implications for facies reconstruction.** *Sedimentology* 50 (1), p. 187-210, 2003.

BALZER, W.; POLLEHNE, F.; ERLLENKEUSER, H. **Cycling of organic carbon in a coastal marine system.** In: *Sediment and Water Interactions.* Sly, P.G. Ed. Springer-Verlag, New York, 1986.

BANDEIRA Jr.; AN, PETRI, S.; SUGUIO, K. **Projeto Rio Doce.** Rio de Janeiro. Petrobrás/Cenpes. p. 203. (Relatório Final). 1975.

BAPTISTA, M. B.; BRAUN, O. P. G.; CAMPOS, D. A.; PRICE, L. I.; RAMALHO, R.; SANTOS, N. G. **Léxico estratigráfico brasileiro.** Brasília: Departamento Nacional da Produção Mineral, p. 541, 1984.

BARBERO, A. J. **Sedimentacion, hidráulica y dinámica fluvial.** Relatório Técnico de Campo TCP/BRA/2257. Brasília: CODEVASF/FAO, 1994, p. 53.

BARBOSA, L. M. **Quaternário costeiro no Estado de Alagoas: influências das variações do nível do mar.** Dissertação de Mestrado. Universidade Federal da Bahia, Salvador, BA, Brasil, 1985.

BARBOSA, L. M. **Quaternário costeiro no Estado de Alagoas: influências das variações do nível do mar.** Dissertação de Mestrado. Universidade Federal da Bahia, Salvador, BA, Brasil, 1985.

BARBOSA, L. M.; BITTENCOURT, A. C. S. P.; DOMINGUEZ, J. M. L.; MARTIN, L. **Geologia do Quaternário costeiro do Estado de Alagoas.** In: Dantas, J. R. A. (ed.). Mapa Geológico do Estado de Alagoas. Brasília, DEM/DNPM. Escala 1:250.000, 1986

BARBOSA, L. M.; BITTENCOURT, A. C. S. P.; DOMINGUEZ, J. M. L.; MARTIN, L. **The Quaternary coastal deposits of the State of Alagoas: influence of relative sea level changes.** In: Rabassa, J. (ed.) Quaternary of South America and Antarctic Peninsula. Rotterdam, A. A. Balkema Publishers, v. 4. p. 269-290, 1986.

BARKER, R.; DIXON, L.; HOOKE, J. **Use of terrestrial photogrammetry for monitoring and measuring bank erosion.** *Earth Surface Processes and Landforms*. 22: (13) p. 1217-1227, 1997.

BARRETO, A. M. F. **Interpretação paleoambiental do sistema de dunas fixadas do médio Rio São Francisco, Bahia.** Inst. De Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Doutorado, 174 p., 1996.

BARRETO, A. M. F. **Estudo morfológico e sedimentológico da porção norte do mar de areia fóssil do médio Rio São Francisco, Bahia.** Inst. de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Dissertação de Mestrado, 98 p., 1993.

BARRETO, A. M. F.; PESSENDA, L. C.; SUGUIO, K. **Probable drier Holocene climate evidenced by charcoal bearing middle São Francisco river paleodunes, state of Bahia, Brazil.** *Anais da Academia Brasileira de Ciências*. 68, p. 43-48, 1996.

BARRETO, A. M. F.; SUGUIO K. **Considerações sobre a idade e a paleogeografia das paleodunas do médio Rio São Francisco, Bahia.** In: Congresso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário - ABEQUA, IV, São Paulo. Resumos Expandidos, p. 11, 1993.

BARRETO, A. M. F.; SUGUIO, K.; OLIVEIRA, P. E. de; TATUMI, S. H. **Campo de Dunas Inativas do Médio Rio São Francisco/BA:** Marcante registro de ambiente desértico do Quaternário brasileiro, in *Sítios Geológicos e Paleontológicos do Brasil – SIGP 56*. SCHOBENHAUS, C.; CAMPOS, D. A.; QUEIROZ, E.T.; WINGE, M.; BERBERT-BORN, M. SIGEP.

BARRETO, A. M. F.; SUGUIO, K.; OLIVEIRA, P. E.; TATUMI, S. H. **Campo de dunas inativas do médio rio São Francisco, BA:** marcante registro de ambiente desértico do Quaternário brasileiro. In: Brasil. Departamento Nacional de Produção Mineral (DNPM). Serviço Geológico do Brasil (CPRM). Comissão Brasileira de Sítios Geológicos e Paleobiológicos-SIGEP 56. *Sítios Geológicos e Paleontológicos do Brasil: Editores Carlos Schobbenhaus [et al.]*-Brasília: DNPM, p. 223-231. 2002.

- BARUSSEAU, J. P.; MARILINE B.; DESCAMPS C.; DIOP, E. S.; DIOUF, B.; KANE, A.; SAOS, J. L.; SOUMARÉ, A. **Morphological and sedimentological changes in the Senegal River estuary after the construction of the Diama dam.** Journal of African Earth Sciences 26 (2): p. 317-326, 1998.
- BEGIN, Z. B. **The relationship between flow-shear and stream pattern.** *Journal Hydroly.* v. 52, p. 307-319, 1981.
- BEHLING, B. **South and southeast Brazilian grasslands during Late Quaternary times: a synthesis.** *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 177, n. 1-2, p.19-27, 2002.
- BENN, P. C.; ERSKINE, W. D. **Complex channel response to flow regulation: Cudgegong River below Windamere Dam, Australia,** *Applied Geography* v. 14, p. 153-168, 1994.
- BERNARDES, L. M. C. **Notas sobre o clima da bacia do Rio São Francisco.** *Revista Brasileira de Geografia*, v.13, p. 473-489, 1951.
- BERNAT, M.; MARTIN, L.; BITTENCOURT, A. C. S. P.; VILASBOAS, G. S. **Datation ^{10}Be du plus haut niveau marin du dernier interglaciaire sur la côte du Brésil.** *Utilization du ^{229}Th comme traceur.* *Cr Acad Sci II A*, v. 296, p. 197-200, 1983.
- BERNER, R. A. **Comments on the role of marine sediment burial as a repository for anthropogenic CO_2 .** *Glob Biogeochem Cycles*, v. 6, p.1-2, 1992.
- BESSA, M. B.; PAREDES, J. F. **Transporte de carbono e do nitrogênio orgânico e dissolvido pelo Rio São Francisco, Brasil, durante um ano hidrológico (1984-1985).** *Geochimica Brasiliensis*. v. 4, p. 17-31, 1990.
- BEZERRA, F. H. R.; AMARO, V. E.; VITA-FINZI, C.; SAADI, A. **Pliocene-Quaternary fault control of sedimentation and coastal plain morphology in NE Brazil.** *Journal of South American Earth Sciences*, v. 14, n. 1, p. 61-75, 2001.
- BEZERRA, F. H. R.; BARRETO, A. M. F.; SUGUIO, K. **Holocene sea level history on the Rio Grande do Norte State Coastal, Brazil.** *Mar. Geol.*, v. 196, p. 73-89, 2003.
- BEZERRA, F. H. R.; VITA-FINZI, C. **How active is a passive margin? Paleoseismicity in northeastern Brazil.** *Geology*, v. 28, n. 7, p. 591-594, 2000.
- BEZERRA, M. C. L.; MUNHOZ, T. M. T. de (Orgs.). **Gestão dos Recursos Naturais: subsídios à elaboração da Agenda 21 Brasileira.** Brasília: Centro Nacional de Informação Ambiental, IBAMA, Ministério do Meio Ambiente, 2000.
- BHATTACHARYA, J. P.; WALKER, R. G. **Deltas.** In: *Facies Models: Response to Sea-Level Change* (Eds: WALKER R. G.; JAMES N. P.), Geological Association of Canada, St Johns, p. 157-177. 1992.

BHATTACHARYA, J.; GIOSAN, L. **Wave-influenced deltas: geomorphological implications for facies reconstruction.** *Sedimentology*, v. 50, p. 187-210, 2003.

BIGARELLA, J. J. **The Barreiras Group in Northeastern Brazil.** *An Acad Bras Ci* 47 (suplemento): p. 366-392, 1975.

BIGARELLA, J. J.; ANDRADE, G. O. **Considerações sobre a estratigrafia dos sedimentos cenozóicos em Pernambuco (Grupo Barreiras).** Recife: Universidade de Recife, Arq. Inst. Ciênc. Terra v. 2, p. 2-14, 1964.

BITTENCOURT, A. C. S. P.; DOMINGUEZ, J. M. L.; FONTES, L. C. S.; SOUSA, D. L.; SILVA, I. R.; SILVA, F. R. **Wave refraction, river damming, and episodes of severe shoreline erosion: the São Francisco river mouth, northeastern Brazil.** *Journal of Coastal Research*, v. 23(4), p. 930-938, 2007.

BITTENCOURT, A. C. S. P.; DOMINGUEZ, J. M. L.; FONTES, L. C. S.; SOUSA, D. L.; SILVA, I. R.; DA SILVA, F. R. **Wave refraction, river damming and episodes of severe shoreline erosion: The São Francisco river mouth, northeastern Brazil (River Damming and Shoreline erosion, Brazil).** revised: Jan 19, 2006.

BITTENCOURT, A. C. S. P.; DOMINGUEZ, J. M. L.; MARTIN, L.; FERREIRA, Y. A. **Dados preliminares sobre a evolução do “delta” do rio São Francisco (SE-AL) durante o Quaternário: influência das variações do nível do mar.** In: *Anais do IV Simpósio do Quaternário no Brasil (CTCQ/SBG)*, Rio de Janeiro, Brasil, p. 49-68, 1982.

BITTENCOURT, A. C. S. P.; DOMINGUEZ, J. M. L.; USSAMI, N. **Flexure as a tectonic control on the large scale geomorphic characteristics of the eastern brazilian coastal zone.** *J of Coastal Res*, v. 15, p. 505-519, 1999.

BITTENCOURT, A. C. S. P.; MARTIN, L.; DOMINGUEZ, J. M. L.; FERREIRA, Y. A. **O. Quaternário costeiro do Estado de Sergipe.** In: *CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, Boletim nº 2, p. 92, SBG, Salvador, 1982.

BITTENCOURT, A. C. S. P.; MARTIN, L.; DOMINGUEZ, J. M. L.; FERREIRA, Y. A. **Evolução paleogeográfica Quaternária da costa do Estado de Sergipe e da costa sul do Estado de Alagoas.** *Revista Brasileira de Geociências*, v. 13 (2), p. 93-97. 1983.

BITTENCOURT, A. C. S. P.; MARTIN, L.; DOMINGUEZ, J. M. L.; FERREIRA, Y. A. **Mapa do Quaternário Costeiro.** In: *Mapa Geológico do Estado de Sergipe*, DNPM, Escala 1:250.000, Brasília, 1983.

BITTENCOURT, A. C. S. P.; MARTIN, L.; DOMINGUEZ, J. M. L.; SILVA, I. R.; SOUSA, D. L. A. **Significant longshore transport divergence zone at the Northeastern Brazilian coast: Implications on coastal Quaternary evolution.** In: *Anais da Academia Brasileira de Ciências*. 2002.

- BITTENCOURT, A. C. S. P.; MARTIN, L.; VILAS BOAS, G. S.; FLEXOR, J. M. **Quaternary marine formations of the coast of the State of Bahia (Brazil)**. In: SUGUIO et al. (eds.), Proceedings of International Symposium on Coastal Evolution in the Quaternary, São Paulo, p. 232-253, 1978.
- BITTENCOURT, A. C. S. P.; VILAS BOAS, G. S.; FLEXOR, J. M.; MARTIN, L. **Geologia dos depósitos quaternários do litoral do Estado da Bahia**. In: INDA, H. (ed.) Geologia e recursos minerais do Estado da Bahia: textos básicos. Salvador. Secretaria de Minas e Energia/COM, v.1, p. 2-21, 1979.
- BLODGET, H. W.; TAYLOR, P. T; ROARK, J. H. **Shoreline Changes along the Rosetta-Nile Promontory: monitoring with satellite observations**. Marine Geology, 99: p. 67-77, 1991.
- BONSENCE, D. W. J., **The occurred and ecology of recent rhodoliths: A review**. In: Peryt, T. Coated Grains, Springer Verlag, 1983.
- BOURKE, M. **Dam blamed as West Africa's coastline disappears**. New Scientist v. 113 (January 15) p. 21, 1987.
- BOYER, P. R. **Structure of the continental margin of Brazil, Natal to Rio de Janeiro**. Thesis, Univ. Illinois, Urbana, p. 93, 1969.
- BRANDT, S. A. **Classification of geomorphological effects downstream of deams**. Catena 40, p. 375-401, 2000
- BRANDT, S. A. **Prediction of downstream geomorphological changes after dam construction: a stream power approach**. International Journal of Water Resources Dev.: 16 (3), p. 343-367, 2000.
- BRASINGTON, J.; RUMSBY, B. T.; MCVEY, R. A. **Monitoring and modelling morphological change in a braided gravel-bed river using high resolution GPS-based survey**. Earth Surface Processes and Landforms. 25: (9) p. 973-990, 2000.
- BRAZ FILHO, P. A. **Prospecto turfa (Baixo São Francisco)**. CPRM/SUREG/SA, 27, Relatório Final. Salvador, 1980.
- BRIDGE, J. S. **The interaction between channel geometry, water flow, sediment transport and deposition in braided rivers**. In: Best, J. L.; Bristow, C. S. (Eds.). Braided Rivers. Geol. Spec. Publ. 75 Geological Society London, p. 13-71.
- BRUNN, P. **Sea level rise as a cause of shore erosion**. Journal of the Waterways and Harbors Division. American Society of Civil Engineers, 88: p. 117-130, 1962.
- BRUNTLAND, G. H. **Nosso Futuro Comum**. Comissão Mundial sobre o Meio Ambiente e Desenvolvimento. Rio de Janeiro: FGV, 1988.

BUMA, P. G.; DAY, J. C. **Channel Morphology Below Reservoir Storage Projects.** *Environmental Conservation*, v. 4, n. 4, Winter 1977.

BUNT, J. S. **How can fragile ecosystems best be conserved?** In: Hsü, K. J.; THIEDE, J. (eds) *Use and Misuse of the Seafloor.* Dahlem Workshop Reports, Wiley and Sons, Chichester, UK, p. 229-242, 1992.

BUREAU OF RECLAMATION. **Reconhecimento dos recursos hidráulicos e de solos da bacia do rio São Francisco.** Brasília: Ministério do Interior. Superintendência do Vale do São Francisco-SUVALE, 1970.

BURGI, P. H.; KARAKI, S. **Seepage effect on channel bank stability.** *J. Irrig. Div., Proc. Am. Soc. Civ. Eng.*, 97: p. 59-72, 1971.

BURSZTYN, M. (Org.). **Para pensar o Desenvolvimento Sustentável.** São Paulo: Brasiliense, 1993.

CAINELLI, C. **Sequence stratigraphy, canyons, and gravity mass flow deposits in the Piaçabuçu Formation, Sergipe-Alagoas Basin, Brazil.** Ph.D Dissertation, The University of Texas at Austin, U.S.A., 233p., 1992.

CALDAS, L. H. O.; STATTEGGER, K.; VITAL, H. **Holocene sea-level history and coastal evolution:** evidences from coastal sediments of the northern Rio Grande do Norte coast, NE Brazil. *Marine Geology*, Amsterdam, v. 228, p. 39-53, 2006.

CÂMARA, G.; MEDEIROS, J. S. de. **Operações de Análise Geográfica.** In: ASSAD, E. D.; SANO, E. E. (orgs.). *Sistema de informações geográficas. Aplicações na agricultura.* 2. ed. Brasília: Embrapa/SPI/Embrapa-CPAC, 1998a, Capítulo 5, p. 67-91.

CÂMARA, G.; MEDEIROS, J. S. de. **Princípios Básicos em Geoprocessamento.** In: ASSAD, E. D.; SANO, E. E. (orgs.). *Sistema de informações geográficas. Aplicações na agricultura.* 2. ed. Brasília: Embrapa/SPI/Embrapa-CPAC, 1998b, Capítulo 1, p. 3-11.

CAMPOS, E. M. **O assoreamento do baixo curso do rio de Contas: uma abordagem hidráulico-sedimentar.** Dissertação de Mestrado em Geologia Costeira e Sedimentar. Instituto de Geociências. Salvador: Universidade Federal da Bahia, 2001.

CANT, D. J. **Fluvial Facies Models and their Application.** In: *Sandstones.* EUA: AAPG, p. 115-137, 1984.

CARANNANTE, G.; ESTEBAN, H.; MILLIMAN, J. D.; SIMONE, L. **Sedimentary Geology.** v. 60, p. 333-346, 1988.

CARVALHO, M. E. S.; FONTES, A. L. **Caracterização geomorfológica da zona costeira do Estado de Sergipe.** SIMPÓSIO NACIONAL DE GEOMORFOLOGIA 6. Goiânia, p. 15, 2006.

CASADO, A. P. B. **Estudo do Processo Erosivo na Margem Direita do Rio São Francisco (Perímetro Irrigado Cotinguiba/Pindoba – Baixo São Francisco Sergipano)**. Dissertação de Mestrado em Desenvolvimento e Meio Ambiente. Aracaju: Universidade Federal de Sergipe, 2000.

CASADO, A. P. B.; HOLANDA, F. S. R.; FONTES, L. C. S. **Análise do Processo de Erosão Marginal no Baixo São Francisco Sergipano**. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE CONTROLE DE EROSAO 7. Goiânia. Associação Brasileira de Geologia de Engenharia e Ambiental: Goiânia, 2001.

CASADO, A. P. B.; HOLANDA, F. S. R.; FONTES, L. C. S.; GROSSI, F. A. A. F.; YAGUI, P.; AGUIAR, A. O. N. **Estudo do processo erosivo na margem direita do Rio São Francisco (Perímetro Irrigado Cotinguiba-Pindoba)**. In: REUNIÃO BRASILEIRA DE MANEJO E CONSERVAÇÃO DO SOLO E DA ÁGUA 13. Ilhéus: SBCE/CEPLAC, 2000.

CASADO, A. P. B.; HOLANDA, F. S. R.; GROSSI, F. A. A. F.; YAGUI, P. **Evolução do Processo Erosivo na Margem Direita do Rio São Francisco (Perímetro Irrigado Cotinguiba/Pindoba – SE)**. Revista Brasileira de Ciências do Solo, 26: p. 231-239, 2002.

CASTRO, B. M.; MIRANDA, L. B. **Physical oceanography of the western Atlantic continental shelf located between 4°N and 34°S**. In: ROBINSON, A. R.; BRINK, K. H. (eds). The Sea, v. 11, John Wiley and Sons, New York, p. 209-252, 1998.

CASTRO, D. D. **Morfologia da margem continental sudeste-sul brasileira e estratigrafia sísmica do sopé continental**. . THESIS, M. S, UFRJ, Rio de Janeiro, 226 p., 1992.

CAVALCANTE, E. G. **Sustentabilidade do Desenvolvimento: Fundamentos Teóricos e Metodológicos do Novo Paradigma**. Recife: Ed. UFPe., 1998.

CAVALCANTE, E. G.; COSTA, F. B.; LIRA, F. J. de (Orgs.). **Desenvolvimento Regional e Sustentabilidade: Algumas experiências no Nordeste do Brasil**. Maceió: Edições Catavento/PRODEMA, 1999.

CECIL, C. B.; DULONG, F. T.; HARRIS, R. A.; COBB, J. A.; GLUSKOTER, H. G.; NUGROHO, H. **Observations on climate and sediment discharge in selected tropical rivers, Indonesia**. In: Climate Controls on Stratigraphy (Eds C.B. Cecil and N.T. Edgar), SEPM Spec. Publ., 77, p. 29-50, 2003.

CEEIVASF- Comitê Executivo de Estudos Integrados da Bacia Hidrográfica do Rio São Francisco. **Análise das causas e repercussões da enchente ocorrida no mês de abril de 1985 na região do São Francisco e recomendações para o seu controle**. Recife: CEEIVASF, 1985.

CEEIVASF. **Relatório de Trabalho sobre a Situação das Várzeas e Lagoas Marginais no Baixo Curso do Rio São Francisco – Versão Preliminar**. Brasília: CEEIVASF, 1986.

CHAPPELL, J.; SHACKLETON, N. J. **Oxygen isotopes and sea level**. *Nature*, 324, p. 137-140.
 CLIFTON, H. E. (1994) Preservation of transgressive and high-stand late Pleistocene valley-fill/estuary deposits, Willapa Bay, Washington. In: *Incised-valley Systems: Origin and Sedimentary Sequences* (Eds R.W. Dalrymple, R. Boyd and B.A. Zaitlin), *SEPM Spec. Publ.*, 51, p. 322-333. 1986.

CHAVES, H. A. F.; ZEMBRUSKI, S. G.; FRANÇA, A. M. C. **Geomorfologia da margem continental brasileira e das áreas oceânicas adjacentes**. In: Relatório final. Projeto REMAC. 1979.

CHESF. **Estudo de Impacto Ambiental: EIA da Usina Hidrelétrica de Xingó**. Recife: CHESF, 1993.

CHESF. **Programa de Monitoramento Ambiental de Xingó**. Recife: CHESF, 1994.

CHESF. Relatório Técnico Nº 13. **Monitoramento da Qualidade da água no reservatório da UHE-Xingó: Ano 1995/1996/1997**. Recife: CHESF, 1997.

CHRISTOFOLETTI, A. **Geomorfologia Fluvial**. – O Canal Fluvial. São Paulo: Ed. Edgard Blucher, 1981.

CHRISTOPHER R. M.; RODRIGUEZ A. B. **Institute of Marine Sciences, University of North Carolina at Chapel Hill**, 3431 Arendell St, Morehead City, NC 28557, USA (E-mail: abrodrig@email.unc.edu). Associate Editor – Steve Rice. 2010 The Authors. Journal compilation. Controls on late Quaternary incised-valley dimension along passive margins evaluated using empirical data 2010 International Association of Sedimentologists,

CIMA - Comissão Interministerial para a preparação da Conferência das Nações Unidas sobre Meio Ambiente e Desenvolvimento. **O desafio do desenvolvimento sustentável: relatório do Brasil para a Conferência das Nações Unidas sobre o Meio Ambiente e Desenvolvimento**. Brasília: Presidência da República, 1991.

CLIMAP Project Members. **The surface of the ice: age** *Earth Science*, v. 191, p. 1131-1141, 1976.

CODEVASF - Companhia de Desenvolvimento do Vale do São Francisco. **Cadastro dos Levantamentos Básicos da Bacia do São Francisco**. Brasília: 1982, p. 69.

CODEVASF. **Incidência de desmoronamento das barrancas do rio São Francisco na faixa de domínio do perímetro irrigado Cotinguiba/Pindoba** – 4ª Superintendência Regional, Sergipe. Brasília: CODEVASF, abr, 2000, p.13.

CODEVASF. **Inventário dos Projetos de Irrigação**. 2 ed. Brasília: CODEVASF, 199.

CODEVASF. **Mapeamento Temático de Uso da Terra no Baixo São Francisco**. Projeto GEF São Francisco (ANA/GEF/PNUMA/OEA) Subprojeto 2.1. Relatório Final. Brasília: CODEVASF, 2002.

CODEVASF. **Plano Diretor para o aproveitamento dos recursos hídricos da bacia do São Francisco no Estado de Sergipe**. Brasília: CODEVASF, 1984.

CODEVASF. **Projeto Semi-árido**: proposta de desenvolvimento sustentável da bacia do rio São Francisco e do semi-árido nordestino. Brasília: CODEVASF, 1996.

CODEVASF/FAO. **Ordenamento dos Recursos Hídricos da Bacia do Rio São Francisco: Erosão**. Relatório Final., Volume 1 (Síntese). Brasília: Codevasf, 1991.

COELHO, M. G. A.; LIMA, C. C. U. **Análise tectônica preliminar do Grupo Barreiras no litoral norte do estado de Sergipe**. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE GEOMORFOLOGIA, v. 6, p. 1-7, 2006.

COLEMAN, J. M.; WRIGHT, L. D. **Delta morphology in relation to the discharge/wave power climate**. Anais XXVI Congresso Bras. Geologia, Belém/PA. p. 145-155, 1972.

COLEMAN, J. M.; WRIGHT, L. D. **Modern riverdeltas**: Variability of processes and sand bodies. In: Broussard, M. L. (editor): Deltas Models for exploration. Houston Geol. Soc., Texas, p. 99-149, 1975.

COMISSÃO INTERMINISTERIAL DE ESTUDOS PARA CONTROLE DAS ENCHENTES DO RIO SÃO FRANCISCO. **Relatório Final**. Governo Federal. Brasília: 1980

COMPANHIA DE DESENVOLVIMENTO DOS VALES DO SÃO FRANCISCO E DO PARNAÍBA – CODEVASF; Superintendência de Desenvolvimento do Nordeste e Organização dos Estados Americanos. **Plano Diretor para o Desenvolvimento da Bacia do São Francisco – Relatório Final**. Brasília: PLANVASF, 515 p, 1989.

COMPANHIA DE DESENVOLVIMENTO DOS VALES DO SÃO FRANCISCO E DO PARNAÍBA – CODEVASF. **Plano de Desenvolvimento Sustentável da Bacia do Rio São Francisco e do Semi-árido Nordeste** – Relatório Final. Brasília, 1999.

COMPANHIA DE DESENVOLVIMENTO DOS VALES DO SÃO FRANCISCO E DO PARNAÍBA - CODEVASF. **Gerenciamento Integrado das Atividades Desenvolvidas em Terra na Bacia do São Francisco**. PROJETO SÃO FRANCISCO (ANA/GEF/PNUMA/OEA). Subprojeto 2.1- Mapeamento Temático de Uso da Terra no Baixo São Francisco. Relatório Final, 2002

COMUNELLO, E. **Dinâmica de Inundação de Áreas Alagáveis na Planície Aluvial do Alto Rio Paraná**. Dissertação de Mestrado. Universidade Estadual de Maringá/PR – Programa de Pós-graduação em Ecologia de Ambientes Aquáticos Continentais. 46 p, 2001.

CONSÓRCIO JAAKKO POYRY-TAHAL. **Projeto de Transposição do Rio São Francisco para o Nordeste Setentrional. Relatório de Impacto Ambiental – RIMA**. São Paulo: Consórcio JAAKKO POYRY – TAHAL, 2000.

CORREA I. C. S. **Les variations du niveau de la mer durant les derniers 17.500 ans BP:** L'exemple de la plateforme continentale du Rio Grande do Sul-Bresil. Mar. Geol., v. 130, p. 163-178, 1996.

CORREA, I. C. S.; VILLWOCK, J. A. **Continental Shelf and Coastal Plain Sediments of the Southeast and South Coast of Brazil.** In: L. R. Martins; I. C. S. Correa (eds.), Morphology and Sedimentology of the South West Atlantic Coastal Zone and Continental Margin from Cabo Frio (Brazil) to Peninsula Valdes (Argentina.) MCT/IOC-UNESCO/CPRM.Publication, Porto Alegre, Brasil, p. 41-54, 1996.

COSTA, M. I. P. **Caracterização e avaliação dos ambientes dunares nas folhas SA 24 Fortaleza; SB 24/25 Jaguaribe/ Natal e SC 23 Rio São Francisco.** Boletim Técnico do Projeto Radam Brasil, Série Geomorfologia, 187: p. 84-87, 1984.

COSTA, M. P. A. et al. **Prováveis estabilizações do nível do mar em trechos da plataforma continental entre o norte de São Paulo e o sul do Rio de Janeiro, constatadas através da morfologia de detalhe.** In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, v. 35, 1988.

COUTINHO, P. N. **Geologia marinha da plataforma continental Alagoas-Sergipe.** Tese Livre Docência, Univ. Fed. Pernambuco, Brasil, 119 p, 1976.

COUTINHO, P. N. **Recursos vivos marinhos do Brasil.** In: Programa REVIZEE. Brasília, Ministério do Meio Ambiente, dos Recursos Renováveis e da Amazônia Legal, 76 p, 1996.

COUTINHO, P. N. **Sedimentação na plataforma continental Alagoas-Sergipe.** In: Arq. Ciên. Mar, Fortaleza, 21(1/2): p. 1-18, 1981.

COUTINHO, P. N. **Sedimentos carbonáticos da plataforma continental brasileira.** Revista Geologia, p. 65-73, 1995.

COVAULT, J. A. **Submarine Fans and Canyon-Channel Systems: A Review of Processes, Products, and Models.** Nature Education Knowledge 3(10): p. 4, 2011.

CPERH - COMITÊ COORDENADOR DO PLANO ESTADUAL DE RECURSOS HÍDRICOS. Relatório Técnico N° 01/97: **Processo Erosivo na Foz do rio São Francisco.** Aracaju: SEPLANTEC. Governo do Estado de Sergipe, 1997.

CPRM – Companhia de Pesquisas de Recursos Minerais. SIAGAS – **Sistema de Informações de Água Subterrânea.** www.cprm.gov.br-siagas.

CPRM- COMPANHIA DE PESQUISA DE RECURSOS MINERAIS, SUP REGIONAL DE SALVADOR, CONVENIO CPRM/DNPM. **Projeto Turfa na faixa costeira Bahia-Sergipe,** Relatório Final, 1983,

CROSSLAND, C. J.; KREMER, H. H.; LINDEBOOM, H. J.; MARSHALL-CROSSLAND, J. I.; LE TISSIER, M. D. A. I. E. **Coastal Fluxes in the Anthropocene. The Land-Ocean Interactions in the Coastal Zone Project of the International Geosphere-Biosphere Programme.** Berlin, Springer, 231 p, 2005

CRÓSTA, A. P. **Processamento Digital de Imagens de Sensoriamento Remoto.** Ed. Ver. Campinas, São Paulo. IG/UNICAMP, 1993.

CROWLEY, K. D. **Large-scale bed configurations (macroforms), Platte River Basin, Colorado and Nebraska:** Primary structures and formative processes. Geological Society of America Bulletin, v. 94, p. 117-133, Jan. 1983.

CRUZ, P. T. da. **100 Barragens Brasileiras:** Casos históricos, materiais de construção e construção. São Paulo: Oficina de Textos, 1996.

CULVER, S. J.; GRAND PRE, C. A.; MALLINSON, D. J.; RIGGS, S. R.; CORBETT, D. R.; FOLEY, J.; HALE, M.; METGER, L.; RICARDO, J.; ROSENBERGER, J.; SMITH, C. G.; SMITH, C. W.; SNYDER, S. W.; TWAMLEY, D. **Late Holocene barrier island collapse:** Outer Banks, North Carolina, USA. Sed. Rec., v. 5, p. 4-8. 2007.

CUNHA, S. B. **Geomorfologia Fluvial.** In: CUNHA, S. B.; GUERRA, A. J. T. (Orgs.). Geomorfologia - Exercícios, Técnicas e Aplicações. p. 157-189. Rio de Janeiro: Ed. Bertrand Brasil, 1996.

CUNHA, S. B. **Geomorfologia Fluvial.** In: CUNHA, S. B.; GUERRA, A. J. T. (orgs.). Geomorfologia - Uma Atualização de bases e conceitos. Cap. 5, p. 211-252. Ed. Bertrand Brasil, Rio de Janeiro, 1994.

CUNHA, S. B. **Impactos das obras de engenharia sobre o ambiente biofísico da bacia do rio São João (Rio de Janeiro-Brasil).** Rio de Janeiro: Editora Instituto de Geociências, UFRJ, 1995.

CUNHA, S. B.; FONTES, L. C. S. **Impactos ambientais à jusante de grandes barragens:** modificações na hidrologia e na geomorfologia dos canais fluviais: revisão de estudos de casos nacionais e internacionais. Projeto GEF São Francisco (ANA/GEF/PNUMA/OEA)– Subprojeto 2.4. Relatório Parcial. Aracaju: Universidade Federal de Sergipe, 2002.

CUNHA, S. B.; GUERRA, A. J. T. **Degradação Ambiental.** In CUNHA, S. B.; GUERRA, A. J. T. (Orgs.). Geomorfologia e Meio Ambiente . Cap. 7, p. 337-379. Rio de Janeiro: Ed. Bertrand Brasil, 1996.

CUTSHALL, N. H.; LARSEN, H.; OLSEN, C. R. **Direct analysis of ²¹⁰Pb in sediment samples:** self-absorption corrections . Nuclear Instruments and Methods. v. 206, p. 309-312, 1982.

DABRIO, C. J.; ZAZO, C.; GOY, J. L.; SIERRA, F.J.; BORJA, F.; LARIO, J.; GONZALEZ, J. A.; FLORES, J. A. **Depositional history of estuarine infill during the last postglacial transgression** (Gulf of Cadiz, Southern Spain). Mar. Geol., 162, p. 381-404. 2000.

DALRYMPLE, R. W. **Incised valleys in space and time: an introduction to the volume and an examination of the controls on valley formation and filling.** In: *Incised Valleys in Space and Time* (Eds R.W. Dalrymple, D.A. Leckie and R.W. Tillman), SEPM Spec. Publ., 85 p. 5-12. 2006.

DALRYMPLE, R. W.; ZAITLIN, B. A.; BOYD, R. **Estuarine facies models: conceptual basis and stratigraphic implications.** *J. Sed. Petrol.* 62, p. 1130-1146. 1992.

DAVEAU, S. **Bases Geográficas do Problema da Barragem de Alqueva.** *Finisterra* XII, 24: p. 342-350, Lisboa/Portugal: 1977.

DAVEAU, S.; SOBRINHO, A S. **A Utilização da Cartografia Geomorfológica no Aproveitamento da Alqueva.** SIMPÓSIO SOBRE O APROVEITAMENTO DE ALQUEVA: p. 222-244. Portugal, 1982.

DAVIDSON, S. K.; NORTH, C. P. **Geomorphological regional curves for prediction of drainage area and screening modern analogues for rivers in the rock record.** *J. Sed. RES.*, 79, p. 773-792. 2009.

DAVIES, J. E. **Geographical variation in coastal development.** In: CLAYTON, K. M. (ed.) *Geomorphology Text 4.* New York, Longmen Group. p. 204, 1972.

DELCOURT, P. A. **Vegetation maps for eastern North America: 40,000 yr B.P. to the present.** In: *Geobotany II* (Ed. R.C. Romans), p. 123-165. Plenum Press, New York. 1981.

DELIBRIAS, C.; LABOREL, J. **Recent variations of the sea level along the Brazilian coast.** *Quaternaria*, v. 14, p. 45-49, 1969.

DENTON, G. H.; KARLEN, W. **Holocene climatic variations: their pattern and possible cause.** *Quaternary research*, v. 3, p. 155-205, 1973.

DIAS, G. T. M. **O complexo deltaico do Rio Paraíba do Sul.** In: SIMPÓSIO DO QUATERNÁRIO NO BRASIL, Roteiro de excursão geológica. Publicação Especial, n. 2, CTCQ/SBG, Rio de Janeiro, p. 38-64, Rio de Janeiro, 1981.

DIAS, G. T. M.; GORINI, M. A. **A Baixada Campista: estudo morfológico dos ambientes litorâneos.** In: *Anais do Congresso Brasileiro de Geologia, Camboriú (SC)*, v. 1: p. 588-600, 1980.

DIAS, G. T. M.; GORINI, M. A. **Morfologia e dinâmica da evolução do delta atual do rio Paraíba do Sul.** In: *Anais da Semana de Geologia, UFRJ*, p. 55-63, Rio de Janeiro, 1979.

DIAS, G. T. M.; GORINI, M. A.; GALLEANI, C. G.; ESPÍNOLA, C. R. S.; MELLO, S. M.; DELLAPIAZZA, H.; CASTRO, J. R. J. C. **Bancos de arenito de praia (beach-rocks) submersos na plataforma continental SE brasileira.** In: *Anais do Congresso Brasileiro de Geologia*, 32. Salvador, Bahia, v. 4, 1982.

DIAS, G. T. M.; PALMA, J. J. C.; PONZI, V. R. A. **Matéria orgânica no Quaternário da Margem Continental entre Rio de Janeiro e Guarapari**. Projeto LAGEMAR-I. G./UFRJ – CENPES/PETROBRÁS. Relatório Final. 1982.

DIAS, G. T. M.; SILVA, C. G.; MALSCHITZCKY, I. H.; PIRMEZ, C. **A frente deltaica do Rio Paraíba do Sul: fisiografia submarina e distribuição submarina**. In: Anais do Congresso Brasileiro de Geologia, SBG, Rio de Janeiro, v. 1, p. 98-104, 1984.

DIAS, G. T. M.; SILVA, C. G.; MALSCHITZCKY, I. H.; PIRMEZ, C. **A planície deltaica do Rio Paraíba do Sul: sequências sedimentares subsuperficiais**. In: Anais do Congresso Brasileiro de Geologia, SBG, Rio de Janeiro, v.1, p. 98-104, 1984.

DIETZ, R. S.; MENARD, H. W. **Origin of abrupt change in slope at continental shelf margin**. Tulsa, Okla. AAPG Bulletin, v. 35(9), p. 1994-2016, 1951.

DINIZ, J. A. O.; LIMA, J. B. **O Aquífero de dunas da região do médio São Francisco/Ba**. Disponível em: [http:// www.pppg.ufba.br/~glessa/geomar/mares/index.html](http://www.pppg.ufba.br/~glessa/geomar/mares/index.html). Acessado em 20 março 2002.

DNAEE - Departamento Nacional de Águas e Energia Elétrica. **Diagnóstico da utilização dos recursos hídricos da Bacia do Rio São Francisco**. Relatório Síntese. Brasília: DNAEE, 1983.

DOMINGUES, A. J. P. **Contribuição à geologia do sudeste da Bahia**. Revista Brasileira de Geografia, 10: p. 255-289, 1948.

DOMINGUEZ, J. M. L. **Deltas dominados por ondas: críticas às idéias atuais com referência particular ao modelo de Coleman & Wright**. Revista Brasileira de Geociências 20 (1-4): p. 352-361, SBG, São Paulo, 1990.

DOMINGUEZ, J. M. L. **Evolução quaternária da planície costeira associada á foz do rio Jequitinhonha (BA): influência das variações do nível do mar e da deriva litorânea de sedimentos**. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal da Bahia, 73f., 1982.

DOMINGUEZ, J. M. L. **Quaternary sea level changes and the depositional architecture of beach-ridge strandplains along the coast of Brazil**. Tese Doutorado, University of Miami, 1987.

DOMINGUEZ, J. M. L. **The Coastal Zone of Brazil**. In: DILLENBURG, S. R.; HESP, P. A. Geology and geomorphology of holocene coastal barriers of Brazil. Lecture Notes in Earth Science. Ed. Springer, Cap. 2, p. 17-51, 2009.

DOMINGUEZ, J. M. L. **The Holocene Barrier Strandplains of the State of Bahia**. In: DILLENBURG, S. R.; HESP, P. A. Geology and geomorphology of holocene coastal barriers of Brazil. Lecture Notes in Earth Science. Ed. Springer. Cap. 8, p. 253-288, 2009.

DOMINGUEZ, J. M. L. **The São Francisco strandplain: a paradigm for wave dominated deltas?** In: BATIST, M.; JACOBS, P. (eds). *Geology of Siliclastic Shelf Seas*, Geology Society, London, Special Publication, v. 117, p. 217- 234, 1996.

DOMINGUEZ, J. M. L.; BITTENCOURT, A. C. S. P. **Long-term trends of coastal erosion in Northeastern Brazil.** *Anais Academia Brasileira de Ciências*: v. 68 (3), p. 355-371, 1996.

DOMINGUEZ, J. M. L.; BITTENCOURT, A. C. S. P.; LEÃO, Z. M. A. N.; AZEVEDO, A. E. G. **Geologia do Quaternário costeiro do estado de Pernambuco.** *Revista Brasileira de Geociência* v. 20, p. 208-215, 1990.

DOMINGUEZ, J. M. L.; BITTENCOURT, A. C. S. P.; MARTIN, L. **Esquema evolutivo da sedimentação quaternária nas feições deltaicas do rio São Francisco (SE/AL), Jequitinhonha (BA), Doce (ES) e Paraíba do Sul (RJ).** *Revista Brasileira de Geociências*, Rio de Janeiro, v.11, n. 4, p. 227-237, 1981.

DOMINGUEZ, J. M. L.; BITTENCOURT, A. C. S. P.; MARTIN, L. **O papel da deriva litorânea de sedimentos arenosos na construção das planícies costeiras associadas às desembocaduras dos Rios São Francisco (SE, AL), Jequitinhonha (BA), Doce (ES) e Paraíba do Sul (RJ).** *Revista Brasileira de Geociências*, v.13, p. 98-105, 1983.

DOMINGUEZ, J. M. L.; BITTENCOURT, A. C. S. P.; MARTIN, L. **Sea-level history and quaternary evolution of river-mouth-associated beach-ridge plains along the eastern/southeastern brazilian coast: a summary.** In: NUMMEDAL, D.; PILKEY, O. H.; HOWARD, J. D. (eds) *Sealevel Fluctuation and Coastal Evolution*. Oxford, Soe. Econ. Paleont. Mineral . v. 41, p. 115-127, 1987.

DOMINGUEZ, J. M. L.; MARTIN, L.; BITTENCOURT, A. C. S. P. **Evolução paleogeográfica do delta do Rio Jequitinhonha durante o Quaternário: influência das variações do nível do mar.** In: ATAS DO SIMPÓSIO DO QUATERNÁRIO NO BRASIL. Rio de Janeiro, p. 69-83, 1981.

DOMINGUEZ, J. M. L.; SUGUIO, K.; MARTIN, L.; FLEXOR, J. M. **Gênese dos cordões litorâneos da parte central da costa brasileira.** Rio de Janeiro: Niterói. 1982.

DOMINGUEZ, J. M. L. **Quaternary sealevel changes and the depositional architecture of beach-ridge strandplains along the coast of Brazil.** Tese Doutorado, University of Miami, 1987.

DOYLE, M. W.; Harbor, J. M. **Modelling the effect of form and profile adjustment on channel equilibrium time-scales.** *Earth Surf. Proc. Land.*, 28, p. 1271-1287, 2003.

DR - Development and Resources Corporation. **Plano de desenvolvimento integrado do vale do São Francisco.** Recursos. Brasília: CODEVASF, 1974.

DRUCKER, B. S. et. al., **The U.S. Minerals Management Service Outer Continental Shelf Sand and Gravel Program: Environmental Studies to Assess the Potential Effects of Offshore Dredging Operations in Federal Waters.** Journal of Coastal Research v. 20, n. 1, Winter 2004 p. 1-5

EATON, B. C.; MILLAR, R. G.; DAVIDSON S. **Channel patterns:** Braided, anabranching, and single-thread. Geomorphology 120, p. 353-364, 2010.

EKAU, W.; B. KNOPPERS. **A review and redefinition of the large marine ecosystems of Brazil.** Chapter 15. In: Sherman, K.; Hempel, G. (Eds.) Large Marine Ecosystems of the World - Trends in Exploitation, Protection and Research. LME. Elsevier Science. Amsterdam, v. 12, p. 355-372, 2003.

EKAU, W.; KNOPPERS, B. **An introduction to the pelagic system of the North-east and East Brazilian shelf.** Archive of Fishery and Marine Research, v. 47 (2/3), p. 113-132, 1999.

EKAU, W.; KNOPPERS, B. **Sedimentation processes and productivity in the continental shelf waters off East and Northeast Brazil.** Joint Oceanographic Projects-JOPS II. Cruise Report and First results. Center for Tropical Marine Ecology, Bremen, Germany. p. 151, 1996.

ETHRIDGE, F. G.; GERMANOSKI, D.; SCHUMM, S. A.; WOOD, L. J. **The morphological and stratigraphical effects of base-level change:** a review of experimental studies. In: Fluvial Sedimentology VII. In. EDS M. D.; BLUM, S. B.; MARRIOTT; LECLAIR S. F. Spec. Publ. Int. Assoc. Sedimentol. 35, p. 213-241, 2005.

FAIRBANKS, R. G. **A 17,000-year glacio-eustatic sea level record:** influence of glacial melting rates on the Younger Dryas event and deep-ocean circulation. Nature, 342, p. 637-642, 1989.

FAIRBRIDGE, R. W. **Eustatic changes in sea level.** In: Van de Plassche, O. (Eds). Sea-Level Research, Physics and Chemistry of the Earth, v. 5, p. 99-185, 1961.

FAIRBRIDGE, R. W. **Shellfish-eating preceramic Indians in Brazil.** Scienc, v. 191, p. 353-359, 1976.

FAIRBRIDGE, R. W. **The Estuary:** its definition and geodynamic cycle. Chemistry and biogeochemistry of estuaries. John Willey and Sons, 1980. In: CAMPOS, E. M. O assoreamento do baixo curso do rio de Contas: uma abordagem hidráulico-sedimentar. Dissertação de Mestrado em Geologia Costeira e Sedimentar. Instituto de Geociências Salvador: Universidade Federal da Bahia, 2001.

FANOS A. M. **Statistical analysis of longshore current data along the Nile Delta coast.** Water Science Journal, Cairo 1, p. 45-55, 1986.

FANOS, A. M. **The impact of human activities on the erosion ad accretion of the Nile Delta coast.** Journal of Coastal Research 11 (3), p. 821-833, 1995.

FANOS, A. M.; KHAFAGY, A. A.; DEAN, R. G. **Protective works on the Nile Delta Coast.** Journal of Coastal Research 11, p. 516-528, 1995.

FEIJÓ, F. J. Bacia de Sergipe-Alagoas. Bol. Geoc. Petrobras, v. 8, n. 1, p. 149-162 Castro, D. D. (1992). **Morfologia da margem continental sudeste-sul brasileira e estratigrafia sísmica do sopé continental.** Dissertação de Mestrado, UFRJ, Rio de Janeiro, 226f., 1994.

FEITOSA, F. A. C.; MANOEL FILHO, J, **Coord. Hidrogeologia: Conceitos e aplicações.** Fortaleza: CPRM/LABHID/UFPE, 1997. 412 p: il

FERNANDEZ, O. V. Q. **Erosão Marginal no lago da UHE Itaipu.** Tese de doutorado. Curso de Pós-Graduação em Geociências. Área de concentração Geociências e Meio Ambiente. Instituto de Geociências e ciências exatas. Rio Claro: Universidade Estadual Paulista, 1995.

FERNANDEZ, O. V. Q. **Mudanças no canal fluvial do Rio Paraná e processos de erosão nas margens:** região de Porto Rico/PR. Dissertação de Mestrado em Geociências. Rio Claro: UNESP, 1990.

FERNANDEZ, O. V. Q.; FULFARO, V. J. **Magnitudes e Processos da Erosão Marginal no Rio Paraná,** Trecho de Porto Rico/PR. Geografia, 18, p. 97-114. Rio Claro: UNESP, 1993.

FERNANDEZ, O. V. Q.; SOUZA, E. E. F. Efeitos do Regime Hidrológico sobre a Evolução de um Conjunto de Ilhas no Rio Paraná, PR. **Boletim Paranaense de Geociências.** Curitiba: Ed. da UFPr, 1995, p. 161-171.

FISCHER, W. L. **Facies characterization of Gulf coast basin delta system, with Holocene analogous.** Transactions Gulf Coast Association of Geological Societies, v.19, p. 239-261, 1969.

FOLK, R. L.; WARD W. C. **Brazos River bar:** a study in the significance of grain size parameters, Journal of Sedimentary Petrology, v. 27, p. 3-26, 1957.

FONSECA, V.; BASTOS, E. A. **Sertão do Baixo São Francisco Sergipano:** Bacia Hidrográfica como unidade de estudo. Aracaju: UFS/CODEVASF, 1997.

FONTES, A. L.; SANTOS, M. A.; LIMA, E. S.; CORREIA, A. L. F. **Caracterização sedimentar e morfodinâmica do litoral norte do Estado de Sergipe:** contribuição ao ordenamento territorial. SIMPÓSIO NACIONAL DE GEOMORFOLOGIA 6, 2006, p. 10.

FONTES, L. C. S, **Mudanças recentes no regime hidrosedimentológico e na dinâmica fluvial do baixo curso do rio São Francisco e suas repercursões na zona costeira:** Análise da evolução da foz com base em geoprocessamento. Monografia (inédita). Curso Pós-graduação em Geociências. Salvador: Instituto de Geociências/Universidade Federal da Bahia. 2004.

FONTES, L. C. S, **Respostas dos sistemas costeiros ao declínio no suprimento de sedimentos fluviais provocado pela construção de grandes barragens, com ênfase nos processos erosivos em deltas influenciados por ondas.** Monografia (inédita). Curso Pós-graduação em Geociências. Salvador: Instituto de Geociências/Universidade Federal da Bahia. 2004.

FONTES, L. C. S. **Erosão Marginal no Baixo Curso do Rio São Francisco: Um Estudo de Caso de Impactos Geomorfológicos à Jusante de Grandes Barragens.** Dissertação de mestrado. Programa Regional de Pós-Graduação em Desenvolvimento e Meio Ambiente (Mestrado em Desenvolvimento e Meio Ambiente). Aracaju: NESA/PRODEMA/Universidade Federal de Sergipe, 281f., 2002.

FONTES, L. C. S. **Estilos de sedimentação e evolução do delta do Rio São Francisco.** Universidade Federal de Sergipe, 2009.

FONTES, L. C. S.; BITENCURTI, D. P. **Evolução histórica da desembocadura do rio São Francisco e mudanças na morfologia e erosão costeira após a construção das grandes barragens,** CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA 45, Belém/PA, 2010.

FONTES, L. C. S.; BITENCURTI, D. P.; PASSOS, D. R. P., FONTES, M. P. **Evolução histórica vs. Mudanças recentes das feições emersas e submersas da desembocadura do rio São Francisco: uso do geoprocessamento na avaliação de impactos de grandes barragens.** In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOPROCESSAMENTO E SENSORIAMENTO REMOTO; Geonordeste: Geotecnologias e Meio Ambiente. Aracaju-SE, 2008.

FONTES, L. C. S.; HOLANDA, F. S. R.; SILVA, C. M.; CASADO, A. P.; LATRUBESSE, E.; CUNHA, S. B. **Estudo do processo erosivo das margens do baixo São Francisco e seus efeitos na dinâmica de sedimentação do rio: Relatório Final.** Projeto GEF São Francisco (ANA/GEF/PNUMA/OEA). Subprojeto 2.4, Aracaju: Universidade Federal de Sergipe. 2002.

FONTES, L. C. S.; LATRUBESSE, E. E. **Geomorphologic compartmentation and morphodynamics spatial adjustments in low São Francisco river: a case study of big dams impacts.** River, Coastal and Estuarine Morphodynamics, Santa Fé, Argentina, 2009.

FONTES, L. C. S.; LATRUBESSE, E.; HOLANDA F. S. R.; AQUINO, S. **Major Hydrological Changes and Bank Erosion in the Lower São Francisco River, Brazil, as a consequence of dams.** RECEM- ARGENTINA, 2009.

FONTES, L. C. S.; SANTOS, L. A.; SANTOS J. R.; MENDONÇA, J. B. S.; SANTOS, V. C. E; FIGUEIREDO, A. G. J. **Indicadores de paleolinhas de costa e variações do nível do mar na plataforma continental sul de Alagoas, ABEQUA - CONGRESSO DA ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE ESTUDOS DO QUATERNÁRIO ABEQUA 13. ENCONTRO DO QUATERNÁRIO SULAMERICANO 3. XIII ABEQUA Congress - The South American Quaternary: Challenges and Perspectives**

FOYLE, A. M.; OERTEL, G. F. **Transgressive systems tract development and incised-valley fills within a Quaternary estuary-shelf system: Virginia inner shelf, USA.** Mar. Geol., 137, p. 227-249, 1997.

FRANÇA, A. M. C. **Geomorfologia da margem continental leste brasileira e das bacias oceânica adjacentes.** In: CHAVES HAF (Ed.). Geomorfologia da margem continental brasileira e das áreas oceânicas adjacentes. Série Projeto REMAC, v. 7, p. 89-114. PETROBRAS, DNPM, CPRM, DHN, CNPq, 1979.

FRANÇA, A. M. C.; COUTINHO, P. N.; SUMMERHAYES, C. P. **Sedimentos superficiais da Margem Continental Nordeste Brasileira.** Revista Brasileira de Geociências, v. 6, p. 71-88, 1976.

FRANÇA, A. M. C.; MILLIMAN, J. D.; SUMMERHAYES, C. P. **Atlas of bathymetry, shallow structure and magnetics on the Brazilian continental shelf and upper slope.** 1975.

FREIRE G. S. S.; CAVALCANTI V. M. M.; MAIA L. P.; LIMA S. F. **Classificação dos Sedimentos da Plataforma Continental do Estado do Ceará.** In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE; p. 209-211, Fortaleza. 1997.

FREIRE, G. S. S.; GOMES, D. F.; LIMA, S. F.; MAIA, L. P.; LACERDA, L. D. **Geochemistry of continental shelf sediments of the Ceará coast, North-Esaren Brazil.** In: LACERDA, L. D.; Santelli, R.E.; Duursma, E.K.; Abrão, J.J. Environmental Geochemistry in Tropical and Subtropical Environments. Berlin: Springer Verlag; p. 365 -378, 2004.

FRIHY, O. E.; KHAFAGY, A. A. **Climatic changes and shoreline migration trends at the Nile Delta promontories.** Proc. Int. Semin. Climatic Fluctuations and Water management (Cairo). Water Res. Center e UNEP/IWRA. Cairo, Pap. IV. 6. In BLODGET, H. W.; TAYLOR, P. T.; ROARK, J. H. Shoreline Changes along the Rosetta-Nile Promontory: monitoring with satellite observations. Marine Geology, 99 (1991) p. 67-77, 1989.

FRITZEN, L. B. **Composição, origem e grau de enriquecimento do material orgânico sedimentar no setor norte do sistema estuarino-lagunar do Rio Itapocu/SC.** Dissertação de Mestrado. Universidade federal de Santa Catarina. 2007.

FRY, B. **Stable Isotope Ecology.** Springer Verlag, Berlin, p. 308, 2006.

FURTADO V. V.; BONETTI FILHO J.; CONTI L. A. **Paleo river valley morphology and sea level changes at southeastern Brazilian Continental Shelf.** Anais Academia Brasileira de Ciências, v. 68, p. 163-169, 1996.

FURTADO V. V.; MAHIQUES M. M. DE; TESSLER M. G. **Utilização de feições topográficas submersas na correlação de paleoníveis marinhos: uma avaliação.** In: Anais do Congresso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário, 3, ABEQUA, Belo Horizonte, 1992, p. 175-186.

GALLOWAY, W. E. **Process framework for describing the morphologic and stratigraphic evolution of deltaic depositional systems.** In: BROUSSARD, M. L. (ed.) Deltas-models for exploration. Houston Geological Society, Houston, p. 87-89, 1975.

GALLOWAY, W. E.; GANEY-CURRY, P. E.; LI, X.; BUFFIER, R. T. **Cenozoic depositional history of the Gulf of Mexico basin**. AAPG Bull., 84, p. 1743-1774, 2000.

GAO, S. Sediment and carbon accumulation on continental shelves. Chapter 15. In: LIU, K. K.; ATKINSON, L.; QUIÑONES, R.; TALAUE-MCMANUS, L. (eds.). **Carbon and Nutrient Fluxes in Continental Margins: A Global Synthesis**. The IGBP Series on Global Change. Springer Verlag, Berlin. p. 587-596, 2010.

GARVINE R. W. **A dynamical system for classifying buoyant coastal discharges**. Cont Shelf Res, v.15, p. 1585-1600, 1995.

GARVINE, R. W. **Estuary plumes and fronts in shelf waters: a layer model**. Journal of Physical Oceanography, v.17, p. 1877-1896, 1987.

GENZ, F.; LUZ L. D. da. **Metodologia para considerar a variabilidade hidrológica na definição do regime natural de vazões no baixo curso do rio São Francisco**. SIMPÓSIO BRASILEIRO DE RECURSOS HÍDRICOS 17. {200_ }.

GEOLOGIA DO NORDESTE, 4. Recife, 1968, **Resumo das Comunicações**. Recife, Soc. Bras. de Geologia – Núcleo Pernambuco, 1968.

GEOTÉCNICA. **Estudos Hidrológicos de níveis d'água no baixo São Francisco**. Estudos de níveis d'água. Brasília: CODEVASF, 1978.

GHIGNONE, J. I. **Geologia dos sedimentos fanerozóicos do Estado da Bahia: Textos Básicos**, Salvador, Bahia: Secretaria de Minas e Energia/CPM., v.1, p. 24-117, 1979.

GIBLING, M. R. **Width and thickness of fluvial channel bodies and valley fills in the geological record: a literature compilation and classification**. J. Sed. Res., 76, p. 731-770, 2006

GODOY, J. M.; MOREIRA, I.; WANDERLEY, W.; SIMÕES FILHO, F. F. L.; MOZETO, A. A. **An alternative method for the determination of excess ^{210}Pb in sediments**. Radiat. Prot. Dos., v. 75, p. 111-115, 1998.

GÖKMEN, A.; YILDIZ, M.; ERTEN, H. N.; SALIHOGLU, I. **Dating the Sea of Marmara sediments by a uniform mixing model**. J. Environ. Radioact, v. 33, p. 91-104, 1996.

GOMES, F. M. C.; GODOY, J. M.; GODOY, M. L. D. P. .; CARVALHO, Z. L.; LOPES R. T.; SANCHEZ-CABEZA, J. A.; LACERDA, L. D.; WASSERMAN, J. C. **Metal concentrations, fluxes, inventories and chronologies in sediments from Sepetiba and Ribeira Bays: A comparative study**, Marine Pollution Bulletin, v. 59, p. 123-133, 2009.

GORDON, J. R. D. C.; BOUDREAU, P. R.; MANN, K. H.; ONG, J. E.; SILVERT, W. L.; SMITH, S. V.; WATTAYAKORN, G.; WULLF, F.; YANAGI, T. **LOICZ Biogeochemical modelling guidelines**. LOICZ Reports & Studies 5. Texel, The Netherlands, 96p., 1996.

GOUDIE, A. **Environmental Change**. 2 ed. Oxford, Clarendon 258 p, 1983.

GREENE, D. L. J.; RODRIGUEZ, A. B.; ANDERSON, J. B. **Seaward-branching coastal-plain and piedmont incised-valley systems through multiple sea-level cycles: late qua- ternary examples from Mobile Bay and Mississippi Sound, U.S.A.** *J. Sed. Res.*, 77, p. 139-158, 2007.

GREGORY, K. J. **Environmental effects of river channel changes.** *Regulated Rivers*. v. 1 p. 358-363, 1987.

GREGORY, K. J.; PARK, C. **Adjustment of river channel capacity downstream from a reservoir.** *Water Resour. Res.* V. 10, n. 4, p. 870-873.

GUCCIONE, M. J. **Indirect response of the Peace River, Florida, to episodic sea level change.** *J. Coastal Res.*, 11, p. 637-650, 1994.

GUERRA, A. T. **Dicionário Geológico-Geomorfológico.** 7. ed. Rio de Janeiro, 1987.

GUIMARÃES, C. R. P. (COORD). **Monitoramento da área de influência das plataformas petrolíferas da costa do Estado de Sergipe.** In: Relatório Técnico Final apresentado à PETROBRÁS em atendimento ao Convênio 25/99 FAPese/UFS e ao Contrato 120.2.010.99-1 PETROBRÁS/FAPese, UFS/NEM, 2000.

GUY, P. R. **River bank erosion in the mid-Zambezi Valley, downstream of Lake Kariba.** *Biological Conservation* 19, 3: p. 199-212, 1981.

HALFELD, H. G. F. **Relatório concernente à exploração do “Rio São Francisco”, por ordem de D. Pedro II e levantado pelo Eng. Henrique Guilherme Fernando Halfeld em 1852,** p. 53-54. Rio de Janeiro, 1856.

HALL, A; VALENTE, I.; DAVIES, B. R. **The Zambezi River in Mozambique: the Physical: chemical Status of the Middle and Lower Zambezi prior to the Closure of the Cahora Bassa Dam.** *Freshwater Biology*, 7: p. 187-206, 1977.

HASSAN, M. A.; KLEIN, M. **Fluvial adjustment of the Lower Jordan River to a drop in the Dead Sea level.** *Geo-morphology*, 45, p. 21-33, 2002.

HAY, W. W. Detrital sediment fluxes from continents to oceans. **Chemical Geology**, v.145, p. 287-323, 1998.

HEAP, A. D.; NICHOL, S. L. **The influence of limited accommodation space on the stratigraphy of an incised-valley succession: Weiti River estuary, New Zealand.** *Mar. Geol.*, 144, p. 229-252, 1997.

HEIJST, V. M. W. I. M.; POSTMA, G. **Fluvial response to sea-level changes: a quantitative analogue, experimental approach.** *Basin Res.*, 13, p. 269-292, 2001.

- HEIJST, V. M. W. I. M.; POSTMA, G.; MEIJER, X. D.; SNOW, J. N.; ANDERSON, J. B. **Quantitative analogue flume-model study of river-shelf systems: principles and verification exemplified by the late Quaternary Colorado river-delta evolution.** *Basin Res.*, 13, p. 243-268, 2001.
- HELLAND-HANSEN, W.; MARTINSEN, O. J. **Shoreline Trajectories and Sequences: description of Variable Depositional-Dip Scenarios.** *J. Sed. Res.*, 66, p. 670-688, 1996.
- HERTY, P. J. The geology of Eleuthera Island, **Bahamas: a rosetta stone of Quaternary stratigraphy and sea-level history.** *Quat Sci Rev*, v. 17, p. 333-355, 1998.
- HICKIN, E. J.; NANSON, G. C. **The Character of Channel Migration on the Beatton River, Northeast British Columbia, Canada.** *Geological Society of America Bulletin*. v. 86, p. 487-494, 1975.
- HINE, A. C.; SNYDER, S. W. **Coastal lithosome preservation: evidence from the shoreface and inner continental shelf off Bogue Banks, North Carolina.** *Mar. Geol.*, 63, p. 307-330, 1985.
- HOLANDA, F. S. R.; FONTES, L. C. S. **Projeto GEF São Francisco** (ANA/GEF/PNUMA/OEA). Relatório de atividades. SubProjeto 3.5. Documento Interno. Aracaju: Universidade Federal de Sergipe, 2001
- HOLANDA, F. S. R.; RESENDE, A. M.; CASADO, A. P. B.; FONTES, L. C. S. **Impacto Ambiental promovido pela Erosão na Margem Direita do Baixo São Francisco, no Estado de Sergipe.** In: SIMPÓSIO NACIONAL DE CONTROLE DE EROSÃO 7. Goiânia: Associação Brasileira de Geologia de Engenharia e Ambiental, 2001.
- HOLBROOK, J. **Origin, genetic interrelationships, and stratigraphy over a continuum of fluvial channel-form bounding surfaces: and illustration from middle Cretaceous strata, southeastern Colorado.** *Sed. Geol.*, 144, p. 179-222, 2001
- HOLBROOK, J.; SCOTT, R. W.; OBOH-IKUENOBE, F. E. **Base-level buffers and buttresses: a model for upstream versus downstream control on fluvial geometry and architecture within sequences.** *J. Sed. Res.*, 76, p. 162-174, 2006.
- HOOKE, J. M. **An Analysis of the Processes of River Bank Erosion.** *Journal of Hydrology*, 42, p. 39-62, 1979.
- HOPLEY, D. **Beachrock as a sea-level indicator.** In: PLASSCHE, O. (Ed.) *Sea level research: A manual for collection and evaluation of data.* Geo books, Norwich, p. 157- 173, 1986.
- HRADILEK, P. J. **Erosão de diques no baixo rio São Francisco.** Relatório de Viagem. Brasília: CODEVASF e Bureau of Reclamation, 1987.
- HUDSON, N. **A field technique to directly measure river bank erosion.** *Canadian Journal Earth Science*, v.19, 1981. p. 381-383.

HYDROPLAN. Proposta de projeto de contenção da erosão das margens do baixo São Francisco a jusante da tomada da água da EB-1204 do Perímetro de Irrigação de Cotinguiba-Pindoba. Brasília: CODEVASF, 2000.

IBGE. **Geografia do Brasil.** Rio de Janeiro, SERGRAF/IBGE v. 2, 1977.

ICOLD. W. **Register of Dams, Update.** Paris: International Commission of Large Dams, 1988.

IMBRE, J.; IMBRE, K. P. **Ice age Cambridge,** Harvard University Press, 1979.

IBGE - Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. **Geografia do Brasil.** Rio de Janeiro, SERGRAF, 1977.

IRIONDO, M. **The littoral complex at the Paraná mouth:** Quaternary International 114. p. 143-154, 2004.

JACKSON, S. T.; Web, R. S.; ANDERSON, K. H.; OVERPECK, J. T.; WEBB, T.; III, WILLIAMS, J. W.; HANSEN, B. C. S. **Vegetation and environment in Eastern North America during the Last Glacial Maximum.** Quatern. Sci. Rev., 19, p. 489-508, 2000.

JACOMINE, P. K. T.; CAVALCANTI, A. C.; RIBEIRO, M. R.; MONTENEGRO, J. O.; BURGOS, N. **Levantamento Exploratório: Reconhecimento de solos da margem esquerda do Rio São Francisco, Estado da Bahia.** Boletim Técnico EMBRAPA, n. 38, 404 p, 1976.

JARDINS DE SÁ, M. F. et al. **Terrenos Proterozóicos na Província Borborema e a Margem Norte do Cráton São Francisco.** Revista Brasileira de Geociências. v. 22 4: p. 472-480 Dezembro de 1992.

JENNERJAHN, T. C.; ITTEKKOT, V. **Organic matter in sediments in mangrove areas and adjacent continental margins of Brazil: I. Amino acids and hexosamines.** Oceanol Acta. v. 20, p. 359-369, 1997.

JENNERJAHN, T. E.; ITTEKKOT, V. **Relevance of mangroves for the production and deposition of organic matter along tropical continental margins.** Naturwissenschaften, v. 89, p. 23-30, 2002.

JENNERJAHN, T.; ITTEKKOT, V.; CARVALHO, C. E. V.; OVALLE, A. R.; REZENDE, C. E.; ERLLENKEUSER, H. **Temporal variability of amino acid, hexosamine and carbohydrate fluxes to the eastern Brazilian continental margin related to the discharge of the São Francisco River, Brazil.** Geo-Marine Letters, v. 19, p. 202-208, 1999.

JENNERJAHN, T.; KNOPPERS, B.; SOUZA, W. F. L.; CARVALHO, C.; MOLLENHAUER, G.; HÜBNER, M.; ITTEKKOT, V. **Factors controlling the production and accumulation of organic matter along the Brazilian continental margin between the equator and 22° S.** In: LIU, K. K.; QUINONES, R.; TALAUE-MCMANUS, L.; ATKINSON, L. (Eds). Carbon and Nutrient Fluxes in Continental Margins: A Global Synthesis. Chapter 8, Springer Verlag, New York, 2010.

JERVEY, M. T. **Quantitative geological modeling of siliciclastic rock sequences and their seismic expression.** In: *Sea-Level Changes: An Integrated Approach* Eds C.K., 1988.

JICKELLS, T. **Nutrient biogeochemistry of the coastal zone.** *Science*, v. 281, p. 217-222, 1998.

JOSHI, S. R.; SHUKLA, B. S. **Ab Initio derivation of formulations for ^{210}Pb dating of sediments.** *J. Radioanal, Nucl. Chem.*, v. 148, p. 73-79, 1991.

JUNK, W. K.; BAILEY, P. B.; SPARKS, R. E. **The flood pulse concept in river-floodplain systems. Canadian Special Publications on Fishery and Aquatic Sciences.** In: DODGE D. P. (ed.). *Proceedings of International Large River Simposium.* 106: p. 110-127, 1989.

KELLERHALS R.; GILL, D. **Observed and potential downstream effects of large storage projects in northern Canada.** In: *Transations of 11 th International Congress on Large Dams.* Madrid: International Comission on Large Dams. *Transations*, v. 1, p. 731-754, 1983.

KELLERHALS, R. **Effect of river regulation on channel stability.** In: HEY, R. D.; BATHURST, J. C.; THORNE, C. R. (Eds.). *Gravel-bed Rivers.* Chichester: Wiley, 1982.

KEMPF, M. **Perspectiva de exploração econômica dos fundos de algas calcárias da plataforma continental do Nordeste do Brasil.** *Trabalhos Oceanográficos*, v.15, p. 139-164, Universidade Federal de Pernambuco, Recife, 1980.

KEMPF, M. **Perspectives d'exploitation dès fonds de maerl du plateau continental du NE du Brésil".** *Il Coll. Inter.Explot. Océans*, 2: p. 1-17 Bordeaux, France, 1974.

KEMPF, M. **Shelf of Alagoas and Sergipe (northeastern Brazil).2: Geology. Station list and notes on benthic bionomy.** In: *Trabalhos Oceanográficos da Universidade Federal de Pernambuco*, v. 13, p. 7-28, 1972.

KEMPF, M.; COUTINHO, P. N.; MORAIS, J. O. **Plataforma Continental do Nordeste do Brasil: Nota preliminar sobre a natureza do fundo.** *Trabalhos Oceanográficos*, 26, Universidade Federal de Pernambuco, Recife, v.9, p. 9, 1969.

KING, L. C. **A geomorfologia do Brasil Oriental.** *Revista Brasileira de Geografia*, v. 18, p.147-265, 1956.

KING, L. C. **The morphology of the Earth: a study and synthesis of world scenary** (2 nd), Oliber and Boyd, Edinburgh, 1967.

KING, R. D.; TYLER P. A. **Dowstream effects of the Gordon River Power Development.** SouthWest Tasmania, 1982.

KJERFVE B, LACERDA L. D. **Mangroves of Brazil.** In: LACERDA L. D (ed). **Conservation and Sustainable Utilization of Mangrove Forests in Latin America and Africa Regions.** Part I, Latin America. *Mangrove Ecosystems Technical Reports.* v. 2, p. 245-272, 1993.

KNIGHTON, A. D. **Fluvial Form and Process**. Edward Arnold, 218 p., 1984.

KNOPPERS, B. **Aquatic primary production in coastal lagoons**. In: Coastal Lagoon Dynamics. KJERFVE, B. Ed. Elsevier Scientific Series 60. Elsevier, Amsterdam, 1994.

KNOPPERS, B.; EKAU, W. E FIGUEIREDO, A. The coast and shelf of east and northeast Brazil and material transport. **Geo-Marine Letters**, v. 19, n. 3, p. 171-178, 1999.

KNOPPERS, B.; MEDEIROS, P. R. P. (D); SOUZA, W. F. L.; JENNERJAHN, T. **The São Francisco Estuary, Brazil**. In: The Handbook of Environmental Chemistry. Springer Verlag Berlin Heidelberg, p. 55-78, 2006.

KNOPPERS, B.; SOUZA, W. F. L.; EKAU, W.; FIGUEIREDO, A. G.; SOARES-GOMES, A. **A Interface Terra-Mar do Brasil**. Cap. 22. p. 529-553. In: Biologia Marinha. PERREIRA, R. C; SOARES G. A. Eds. 2. ed. Ed. Inteciência, Rio de Janeiro, cap 22, 2009, 24p.

KOMAR, P. D. **Coastal erosion**: underlying factors and human impacts. *Shore & Beach*, v. 88 (1): p. 3-16, 2000.

KOMAR, P. D. **Computer models of delta growth due to sediment input from rivers and longshore transport**. *Geol. Soc. Amer. Bull.* v. 84, p. 2217-2226, 1973.

KOSS, J. E.; ETHRIDGE, F. G.; SCHUMM, S. A. **An experimental study of the effects of base-level change on fluvial, coastal plain and shelf systems**. *J. Sed. Res.*, 64, p. 90-98, 1994.

KOWSMAN, R. O.; VICALVI, M. A.; COUTINHO, M. G. N.; GAMBOA, L. A. P. **Modelo da sedimentação Holocênica na Plataforma Continental Sul Brasileira**. In: Projeto REMAC. Evolução Sedimentar Holocênica da Plataforma Continental e Talude do Sul do Brasil. Serie Projeto REMAC 2. PETROBRÁS-CEMPES/DINTEP, Rio de Janeiro. p. 7-26, 1977.

KOWSMANN, R. O.; COSTA, M. P. **A Sedimentação Quaternária na margem continental brasileira e das áreas oceânicas adjacentes**. Série Projeto REMAC 8. PETROBRÁS/DNPM/CPRM DHN/CNPq. Rio de Janeiro. 1979.

KRISHNASWANY, S.; LAL, D.; MARTIN, J. M.; MEYBECK, M. **Geochronology of lake sediments, Earth Planet**. *Sci. Lett.* v. 11, p. 407-414, 1971.

KUHN, T. J. **A estrutura das revoluções científicas**. Editora Perspectiva Série Debates-Ciência, São Paulo, 1982.

LATRUBESSE, E. M. **Patterns of anabranching channels**: The ultimate end-member adjustment of mega rivers. *Geomorphology* 101, 2008, p. 130-145.

LATRUBESSE, E. M. **The geomorphologic response of a large pristine alluvial river to tremendous deforestation in the South American tropics: the Araguaia case**, *Geomorphology*, Amsterdam, 2007.

- LATRUBESSE, E. M.; FONTES, L. C. S. **Proposta de compartimentação geomorfológica do baixo curso do rio São Francisco**. Projeto GEF São Francisco (ANA/GEF/PNUMA/OEA)– Subprojeto 2.4. Relatório Parcial. Aracaju: Universidade Federal de Sergipe, 2002.
- LATRUBESSE, E. M.; STEVAUX, J. C. **Quaternario do Brasil**. 2005
- LAWLER, D. M. **The Measurement of River Bank Erosion and Lateral Channel Change: a Review**. *Earth Surface Processes and Landforms*, v. 18, p. 777-821, 1993.
- LAWSON, J. M. **Effect of Rio Grand Storage on River Erosion and Deposition**. *Engineering News record*: 327
- LAYRARGUES, P. P. **Do ecodesenvolvimento ao Desenvolvimento Sustentável: evolução de um conceito?** *Revista Proposta*, n. 7, p. 5-10, 1997.
- LEAL, A. S. **Elementos de Estratigrafia do Médio São Francisco**. In: SIMPÓSIO DE LEÃO, Z.; DOMINGUEZ, J. M. *Tropical coast of Brazil*. *Mar. Poll. Bull.* v 41, p.112-122, 2000.
- LEIGH, D. S.; FEENEY, T. P. **Paleochannels indicating wet climate and lack of response to lower sea level, south: east Georgia**. *Geology*, 23, p. 687-690, 1995.
- LEIGH, D. S.; SRIVASTANA, P.; BROOK, G. A. **Late Pleis-tocene braided rivers of the Atlantic Coastal Plain, USA**. *Quatern. Sci. Rev.* 23, p. 65-84, 2004.
- LEOPLD, L. B.; WOLMAN, M. G.; MILLER, J. P. **Fluvial Processes in Geomorphology**. W. F. Freeman and Co., São Francisco, 522p. 1964.
- LEOPOLD, B. **River Channel Change with Time: An Example**. *Geological Society of American Bulletin*, v. 84, p. 1845-1860, 1973.
- LEOPOLD, L. B.; MADDOCK, T. J. **The hydraulic geometry of stream channels and some physiographic implications**. *US Geol. Surv. Prof. Pap.*, p. 252,-253, 1953.
- LEROY, J. **Da comunidade local às dinâmicas Microrregionais na busca do Desenvolvimento Sustentável**. *Revista Proposta*. n. 7, p. 17-25, fev. 1997.
- LESSA, P. A. CODEVASF, 4ª SR. **Relatório da Erosão no Perímetro Irrigado do Cotinguiba Pindoba**. Relatório Interno. Aracaju: CODEVASF/4 SR, 1984.
- LIMA, C. C. U.; BARBOSA, L. M. **O neotectonismo e a origem dos depósitos pleistocênicos na planície costeira do rio São Francisco**. In: CONGRESSO DA ABEQUA, 9. Recife. *Anais*. 2003.
- LIMA, C. C. U.; BARBOSA, L. M. **O Neotectonismo e a origem da Planície Costeira do Rio São Francisco**. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE GEOMORFOLOGIA, v. 7, p. 1-10, 2008.

LIMA, C. C. U.; VILAS BOAS, G. S. **Morphotectonic analysis in the Barreiras Group, south coast of state of Bahia, based on the square over radar image approach.** Revista Ciência e Natura. Edição Especial, p. 101-115, 2004.

LIMA, C. C. U.; VILAS BOAS, G. S.; BEZERRA, F. H. R., **Faciologia e análise tectônica preliminar da Formação Barreiras no litoral sul do Estado da Bahia, Brasil.** Geologia-USP Ser.Cient. São Paulo, v. 2(6), p. 71-80, 2006.

LIMA, C. C. U.; VILAS BOAS, G. S.; SILVA, A. B. **Tectonic modeling in the Barreiras Group, south coast of the state of Bahia, Brazil,** based on hypsometric digital map. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE GEOMORFOLOGIA, p.1-9, 2006.

LIMA, J. E. F. W.; SANTOS, P. M. C.; CHAVES, A. G. M.; SCILEWSKI, L. R., **Diagnóstico do Fluxo de Sedimentos em Suspensão na Bacia do Rio São Francisco.** Publ. Aneel/Ana/Embrapa, Brasília. 2001. 108p.

LIMA, R. O. **Caracterização dos sedimentos biogênicos da plataforma equatorial brasileira adjacente ao Rio Grande do Norte, entre a região de Porto do Mangue e Galinhos.** Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal, 2008.

LOFTY, M. F.; FRIHY, O. E. **Sediment balance in the nearshore zone of the Nile Delta coast, Egypt.** Journal of Coastal Research 9, p. 654-662. In: WHITE, K.; EL ASMAR, H. M. 1999. Monitoring changing position of coastlines using Thematic Mapper imagery, an example from the Nile Delta. Geomorphology 29: p. 93-105, 1993.

LOGET, N.; VAN D.; DRIESSCHE, J. **Wave train model for knickpoint migration.** *Geomorphology*, 106, p. 376-382, 2009.

LOICZ. **The LOICZ implementation plan.** IGBP Report, 1994. 33 p.

LORENZZETTI, J. A.; OLIVEIRA, E. N.; KNOPPERS, B; MEDEIROS, P. R. P. **Uso de imagens LANDSAT como subsídio ao estudo da dispersão de sedimentos na região da foz do rio São Francisco.** ANAIS SIMPÓSIO BRASILEIRO DE SENSORIAMENTO REMOTO 13. Resumo Expandido, p. 429-436. 2007.

LOWE, J. J.; WALKER, M. J. C. **Reconstructing Quaternary Environments.** London, Longman Group Ltd. Londres, 446 p, 1997.

MABESOONE, J. M.; CAMPOS, E.; SILVA, A.; BEURLLEN, K., **Estratigrafia e origem do Grupo Barreiras em Pernambuco, Paraíba e Rio Grande do Norte.** Revista Brasileira de Geociências., v.2, p. 173-190, 1972.

MABESOONE, J. M.; COUTINHO, P. N. **Litoral and shallow marine geology of northern and northeastern Brazil.** In: Trabalho Oceanográfico, cap. 12, UFPE, p. 1-214, 1970.

MABESOONE, J. M.; KEMPF, M.; COUTINHO, P. N., **Characterization of surface sediments on the northern and eastern Brazilian shelf**. In: Trabalho Oceanográfico, UFPE, cap.13, p. 41-48, 1972.

MABESOONE, J. M.; TINOCO, I. M., **Shelf off Alagoas and Sergipe (Northeastern Brazil)**. 2 - Geology. In: Trabalho Oceanográfico, UFPE, cap.7/8, p. 51-186, 1970.

MABESSONE, J. M. **Origin and age of the sandstone reefs of Pernambuco (Northeastern Brazil)**, Journal Sedimentary Petrology, v. 34, p. 715-726, 1964.

MACEDO, M. M. **Erosão de diques Marginais no Perímetro Irrigado do Betume**. Relatório Interno. Aracaju: CODEVASF, 4ª SR, 1985.

MACKENZIE, F. T. **Carbon and Nutrient Fluxes in Continental Margins: A Global Synthesis**. LIU, K. K.; ATKINSON, L.; QUIÑONES, R.; TALAUE-MCMANUS, L. (eds.). The IGBP Series on Global Change. Springer Verlag, Berlin, 2010.

MAHIQUES, M. M.; BICEGO, M. C.; SILVEIRA, I. C.; SOUSA, S. H. D. M.; LOURENÇO, R. A.; FUKUMOTO, M. M. **Modern sedimentation in Cabo Frio upwelling system, Southeastern Brazilian Shel**. Anais da Academia de Ciências. v. 77, p. 535-548, 2005.

MAKKAVEYEV, N. I. **The impact of large water engineering projects on geomorphic processes in stream valleys**. Geomorfologiya, n. 2, p. 28-34, 1970.

MALLINSON, D. J.; CULVER, S. J.; RIGGS, S. R.; THIELER, E. R.; FOSTER, D.; WEHMILLER, J.; FARRELL, K. M.; PIERSON, J. **Regional seismic stratigraphy and controls on the Quaternary evolution of the Cape Hatteras region of the Atlantic passive margin, USA**. Mar. Geol., 268, p. 16-33, 2010.

MALLINSON, D.; RIGGS, S.; CULVER, S.; THIELER, R.; FOSTER, D.; CORBETT, D.; FARRELL, K.; WEHMILLER, J. **Late Neo-gene and Quaternary evolution of the northern Albemarle Embayment (Mid-Atlantic Continental Margin, USA)**. Mar. Geol., 217, p. 97-117, 2005.

MANETTA, G. I.; BENEDITO-CECILIO, E., **Aplicação da técnica de isótopos estáveis na estimativa da taxa de turnover em estudos ecológicos: uma síntese**. Acta Scientiarum: Biological Sciences, Maringá, v. 25(1), p. 121-129, 2003.

MANETTA, G. I.; BENEDITO-CECILIO, E.; MARTINELLI, L. A. **Carbon sources and trophic position of the main species of fishes of Baía river, Paraná river floodplain, Brazil, Brazilian**. Journal of Biology, v. 63(2), p. 283-290, 2003.

MANTOURA, R. F. C.; MARTIN, J. M.; WOLLAST, R. (Eds.). **Ocean margin Processes in Global Change**. John Wiley & Sons, Chichester. 1991. 469p.

MARQUES, M.; KNOPPERS, B. E.; MACHMANN-OLIVEIRA, A. **São Francisco River Basin: Environmental impacts and the causal chain analysis**. In: Proceedings of the First International Symposium on Transboundary Waters Management- Associação Mexicana de Hidrologia - AMH, p.1-7, 2004.

MARTIN, J. M.; WINDOM, H. L. **Present and future roles of ocean margins in regulating marine biogeochemical cycles of trace elements**. p.45-68. In: Ocean Margin Processes in Global Change. MANTOURA, R. F. C.; MARTIN, J. M.; WOLLAST, R. Eds. John Wiley & Sons, Chichester, 469p., 1991. MARTINS, L. R.; COUTINHO, P. N., The Brazilian Continental Margin. Earth Science Reviews, ed. 17, Departamento de Oceanografia, Universidade Federal de Pernambuco, Recife, PE, Brasil, p. 87-107, 1981.

MARTIN, L.; BITTENCOURT A. C. S. P.; FLEXOR, J. M.; SUGUIO, K.; DOMINGUEZ, J. M. L. **Neotectonic movements on a passive continental margin: Salvador region, Brazil**. Neotectonics, v. 1, p. 87-103, 1986.

MARTIN, L.; BITTENCOURT, A. C. S. P., FLEXOR, J. M., SUGUIO, K.; VILAS BOAS, G. S. **Modifications de la morphologie du littoral des Ctats de Bahia et São Paulo (Brésil) en fonction des variations du niveau marin**. Oceanis, v.7, p. 409-414, 1981.

MARTIN, L.; BITTENCOURT, A. C. S. P.; VILAS BOAS, G. S. **Différentiation sur photographies aériennes des terrasses sableuses pléistocènes du littoral de l'état de Bahia (Brésil)**. Photo-Interprétation, v. 20(3), 1981.

MARTIN, L.; BITTENCOURT, A. C. S. P.; VILAS BOAS, G. S. **Primeira ocorrência de corais pleistocênicos da costa brasileira: Datação do máximo da penúltima transgressão**. Ciências da terra, p. 16-17, 1982.

MARTIN, L.; BITTENCOURT, A. C. S. P.; VILAS BOAS, G. S.; FLEXOR, J. M. **Introdução ao estudo do Quaternário do litoral da Bahia: trecho Salvador-Ilhéus**. Revista Brasileira de Geociências, 9(4), p. 309-320, 1978.

MARTIN, L.; DOMINGUEZ, J. M. L., BITTENCOURT, A. C. S. P. **Fluctuating Holocene sea levels in Eastern and Southeastern Brazil: a evidence from multiple fossil and geometric indicators**. Journal Coastal Res., v. 19, p. 101-124, 2003.

MARTIN, L.; DOMINGUEZ, J. M. L.; BITTENCOURT, A. C. S. P. **Climatic control of coastal erosion during a sea level fall episode**. In: Anais da Academia Brasileira de Ciências, 1998.

MARTIN, L.; DOMINGUEZ, J. M. L.; SUGUIO, K. **Consequence of relative sea level changes during the Quaternary on Sandy coastal sedimentation: examples of Brazil**. In: RABASSA, J. (ed.) Quaternary of South America and Antarctic Peninsula. Rotterdam, A. A. Balkema Publishers, v.4, p. 119-135, 1986.

MARTIN, L.; DOMINGUEZ, J. M. L.; SUGUIO, K.; BITTENCOURT, A. C. S. P.; FLEXOR, J. M. **Schéma de la sédimentation quaternaire sur la partie centrale du littoral brésilien.** Cahiers ORSTOM, Série Géologie, 13(1), p. 59-81, 1983.

MARTIN, L.; FLEXOR, J. M.; KOUSKY, V.; CAVALCANTI, I. F. A. **Inversion du sens du transport litoral enregistrées dans les cordons littoraux de la plaine côtière du Rio Doce (Brésil).** Possible liaison avec des modifications de la circulation atmosphérique. Comptes Rendus Hebdomadaires des Seances de L'academie des Sciences. Ser. II, 298(1), p. 25-27, 1984.

MARTIN, L.; FLEXOR, J. M.; VILAS BOAS, G. S.; BITTENCOURT, A. C. S. P.; GUIMARÃES, M. M. M. **Courbe de variations du niveau relatif de la mer au cours de 7.000 dernières années sur un secteur homogène du littoral brésilien (Nord de Salvador-Bahia).** In: SUGUIO et al. (eds.), Proceedings, 1978 INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON COASTAL EVOLUTION IN THE QUATERNARY, São Paulo, p. 264-274, 1979.

MARTIN, L.; SUGUIO, K. **Étude préliminaire du Quaternaire marin.** Comparaison du littoral de São Paulo et Salvador, Brésil. Cahiers ORSTOM, Série Géologie, 8(1), p. 33-47, 1976.

MARTIN, L.; SUGUIO, K.; DOMINGUEZ, J. M. L.; FLEXOR, J. M. **Geologia do Quaternário costeiro do litoral norte do Rio de Janeiro e do Espírito Santo.** CPRM Serv Geol Brasil, 112p., 1997.

MARTIN, L.; SUGUIO, K.; FLEXOR, J. M. **As flutuações de nível do mar durante o Quaternário Superior e a evolução geológica de "deltas" brasileiros.** Boletim IG-USP: Publicação Especial 15, p. 1-186, 1993.

MARTIN, L.; SUGUIO, K.; FLEXOR, J. M. **Shell middens as source for additional information in Holocene Shoreline and sea level reconstruction: examples from coast of Brazil.** In: PLASSCHE, O. V. D. (Ed.), Sea-level Research: A Manual for the Colletction and Evaluation of Data. Geo Books, Norwich, 618p, 1986.

MARTIN, L.; SUGUIO, K.; FLEXOR, J. M.; ARCHANJO, J. D. **Coastal Quaternary formations of the southern part of the state of Espírito Santo (Brazil).** p. 389-404, 1996.

MARTIN, L.; SUGUIO, K.; FLEXOR, J. M.; BITTENCOURT, A. C. S. P, E; VILAS BOAS, G. S. **Le Quaternaire marin brésilien (Littoral pauliste, Sud Fluminense et Bahianais).** Cah. O.R.S.T.O.M., Serie Géologie, 9(1): p. 95- 124. 1980.

MARTIN, L.; SUGUIO, K.; FLEXOR, J. M.; DOMINGUEZ, J. M. L.; AZEVEDO, A. E. G. **Evolução da planície costeira do Rio Paraíba do Sul (RJ) durante o Quaternário: influência das variações do nível do mar.** In: Anais do Congresso Brasileiro de Geologia, SBG, Rio de Janeiro, v.1, p. 84-97, 1984.

MARTIN, L.; VILAS BOAS, G. S.; BITTENCOURT, A. C. S. P, E; FLEXOR, J. M., **Origine des sables et âges des dunes de la region de Salvador (Brésil): conséquences paleoclimatigues.** Cahiers ORSTOM, Série Geologie, 11(1): p.125-132, 1980.

- MARTIN, L.; BITTENCOURT, A. C. S. P. E.; VILAS BOAS, G. S.; FLEXOR, J. M. A. **Texto Explicativo para o mapa geológico do quaternário costeiro do Estado da Bahia - Escala 1:250.000.** CPRM, SME, Salvador. 60 p., 1980.
- MASCHMANN O. A. M. de; REIS, S. G. H. C.; SANTOS, R. C. dos; HERNANDEZ, A. O.; MATOS, A. E. **Caracterização Hidrodinâmica-sedimentológica do Baixo São Francisco:** Relatório Final. Projeto GEF São Francisco (ANA/GEF/PNUMA/OEA). Subprojeto 1.1. A Estudo Hidrodinâmico-Sedimentológico do Baixo São Francisco, Estuário e zona oceânica adjacente (AL/SE). Maceió: Universidade Federal de Alagoas, 2003.
- MATTHEUS, C. R.; RODRIGUEZ, A. B.; GREENE, D. L.; SIMMS, A. R.; ANDERSON, J. B. **Control of upstream variables on incised-valley dimension.** J. Sed. Res., 77, p. 213-224, 2007.
- MCCULLY, P. **Dams and the Environment Introduction:** Questions and Answers on the International Movement against Large Dams. Both ENDS Information Pack Nr. 4 <http://www.bothends.org/service/ip-dam.htm> 2004.
- MEDEIROS, P. P. Sub projeto 1.1. **Projeto GEF São Francisco.** Relatório Final. Maceió: UFAL, 2002.
- MEDEIROS, P. P.; KNOPPERS, B. A. **Impacts of dam construction upon the São Francisco river estuary and coastal zone, East Brazil.** In: Symposium IB01: Regional Estuarine and Coastal System of the America. Abstracts. Mar del Plata, Argentina. 2001.
- MEDEIROS, P. R. P.; KNOPPERS, B.; SOUZA, W. F. L.; CAVALCANTE, G. H. **Aporte de material em suspensão no baixo Rio São Francisco (SE/AL), em diferentes condições hidrológicas.** Brazilian Journal of Aquatic Science and Technology. No prelo.
- MEDEIROS, P. R. P. **Aporte fluvial, transformação e dispersão da matéria em suspensão e nutrientes no estuário do Rio São Francisco, após a construção da Usina Hidroelétrica do Xingó (AL/SE).** Tese de Doutorado, Depto. de Geoquímica, Universidade Federal Fluminense, 184p., 2003.
- MEDEIROS, P. R. P.; KNOPPERS, B. A.; SANTOS, R. C.; SOUZA, W. F. L. **Discharge and dispersion of suspended matter in the coastal zone of the São Francisco River estuary (SE/AL-Brazil).** *Geochimica Brasiliensis*, v. 21, p. 209-228, 2007.
- MEDEIROS, P. R. P.; KNOPPERS, B.; SOUZA, W. F. L.; OLIVEIRA, E. N. **Aporte de material em suspensão no Baixo Rio São Francisco (SE/AL), em diferentes condições hidrológicas.** *Brazilian Journal of Aquatic Science and Technology*, v.15 (1), p. 42-53, 2011.
- MEGGERS, B. J. **Archeological evidence for the impact of mega-*niño* events on Amazonia during the past two millennia.** *Climatic Change*, 28: p. 321-338, 1994.
- MELTON, F. A. **A tentative classification of sand dunes its application to dune history in the Southern High Plains.** *Journal of Geology*, 48(2): p. 113-145, 1940.

MEYERS, P. A. **Organic geochemical proxies o paleogeographic, paleolimnologic, and paleoclimatic processes.** Org. Geochem., v. 27, p. 213-250, 1997.

MILLIMAN J. D.; SUMMERHAYES C. P.; BARRETO, H. T. **Quaternary sedimentation on the Amazon continental margin:** model. Geol. Soc. America Bull., v. 86, p. 610-614, 1975.

MILLIMAN, J. D. **Upper continental margin sedimentation off Brazil.** Part 6. A Synthesis. Contributions Sedimentology, Stuttgart, chapter 4, p. 151-175, 1975.

MILLIMAN, J. D. **Flux and fate of fluvial sediment and water in coastal seas.** p. 60-90. In: Ocean Margin Processes in Global Change. Mantoura, R. F. C.; Martin, J. M.; WOLLAST, R. Eds. John Wiley & Sons, Chichester, 469p., 1991.

MILLIMAN, J. D.; EMERY, K. O. **Sea-level during the past 35000 year.** Science, Washington, D.C. 162p., 1968.

MILLIMAN, J. D; SYVITSKI, J. P. M., **Geomorphic/tectonic control of sediment discharge to the ocean: The importance of small mountainous rivers.** Journal of Geology, v. 164, p. 23-45, 1992.

MINISTERIO DA INTEGRAÇÃO NACIONAL; INPE; FUNCATE. **Plano de Revitalização Hidro-Ambiental da Bacia Hidrográfica do Rio São Francisco.** Brasília: Ministério da Integração Nacional. Secretaria de Infra-Estrutura Hídrica. Brasília, 2000.

MINISTÉRIO DAS MINAS E ENERGIA. Secretaria-Geral. **Projeto RADAMBRASIL – Programa de Integração Nacional.** v. 30, Rio de Janeiro, 1983.

MITROVICA, J. X.; MILNE, G. A., **On the origin of late Holocene sea-level highstands within equatorial ocean basins.** Quaternary Science Reviews, Canadá, 2002.

MITROVICA, J. X.; PELTIR, W. R. **A complete formalism for the inversion of post-glacial rebound data: resolving power analysis.** Geophys. J. Int., v. 104, p. 267-288, 1991.

MOHRIAK, W. U. **Bacias Sedimentares da Margem Continental Brasileira.** In: BIZZI L. A.; SCHOBENHAUS R. M.; VIDOTTI, G. J. H. (eds.) Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil. CPRM, p. 87-94, 2003.

MONTEIRO, C. A. F. **Aspectos geográficos do baixo São Francisco.** São Paulo: AGB, 1962. Publicação n. 5. In VARGAS, M. A. M. Desenvolvimento regional em questão: o baixo São Francisco revisitado. São Cristóvão, Sergipe: UFS/NPGeo, 1999.

MOORE, W. S. **Radium isotope measurements using Germanium detectors.** Nuclear Instruments and Method. v. 223, p. 407-411, 1984.

MORAES REGO, L. F. de. **Reconhecimento geológico da parte ocidental do Estado da Bahia.** Boletim do Serviço Geológico e Mineralógico, 17: p. 33-54, 1926.

MORTON, R. A.; BLUM, M. D.; WHITE, W. A. **Valley fills of incised coastal plain rivers.** Gulf Coast Assoc. Geol. Soc., Trans., 46, p. 321-331, 1996.

MUEHE, D. E; NEVES, C. N. **The implications of Sea-Level Rise on the Brazilian coast: A preliminary assessment.** J. of Coastal Research, v. 14, p. 54-78. 1995.

MÜLLER, G.; IRION, G.; MORAIS, J. O.; TINTELNOT, M. **Heavy metal concentrations in fine grained sediments in the lower course of Brazilian Rivers between the Piauí and Espírito Santo.** Proc. 3rd International Symposium on Environmental Geochemistry in Tropical Countries. ABRÃO, J. J. Ed. Univ. Fed. Fluminense, Niterói, Rio de Janeiro, p. 1-4, 1999.

NAIRN, R., et. al. **A Biological and Physical Monitoring Program to Evaluate Long-term Impacts from Sand Dredging Operations in the United States Outer Continental Shelf.** Journal of Coastal Research v. 20 n. 1 (Winter 2004) p. 126-3

NANSON, G. C.; A. DAVID KNIGHTON. **Anabranching rivers:** Their cause. Character and classification. Earth surface processes and landforms, v. 21, p. 217-239, 1996.

NEVES, E. G.; JOHNSON, R.; SAMPAIO, C. L. **An Unexpected Coral Assemblage in Submerged Reefs of the Sergipe State.** In: CONGRESSO BRASILEIRO DE OCEANOGRAFIA 2, Espírito Santo. 2005.

NICHOL, S. L.; BOYD, R.; PENLAND, S. **Sequence stratigraphy of a coastal-plain incised valley estuary:** Lake Calcasieu, Louisiana. J. Sed. Res., 66, p. 847-857, 1996.

NIMER, E. Clima. In: **Geografia do Brasil:** Região Nordeste. v. 2 IBGE. Rio de Janeiro, 1977.

NIMER, E. **Climatologia do Brasil.** IBGE. Rio de Janeiro, 421p, 1989.

NOAA/AOML. **Atlantic Oceanographic Meteorological laboratory.** Disponível em <www.aoml.noaa.gov/phod/graphics/dacdata/seasonal_brazil.gif>. Acessado em novembro 2010.
NOGUEIRA, A. C. R.; HORBE, A. M. C.; PAZ, J. D. S.; MOTTA, M. B.; ROZO, J. M. G. **O Neógeno da Amazônia Ocidental.** In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 9, Belém, Anais, Belém, 2006.

NUMMEDAL, D.; PILKEY, O. H; HOWARD, J. D. (eds.). **Sea-Level Fluctuation and Coastal Evolution.** Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication, v. 41, p. 29-46, 1987.

OEA/GEF/SRH/ANA. **Projeto de gerenciamento integrado das atividades desenvolvidas em terra na bacia do São Francisco.** Subprojeto 1.1. A. Estudo hidrodinâmico-sedimentológico do Baixo São Francisco, estuário e zona costeira adjacente AI/SE. Resumo Executivo-Relatório Final. Disponível em <www.ana.gov.br> (07/2007), 2003.

OLIVE, L. J.; OLLEY, J. M. **River regulation and sediment transport in a semiarid river: the Murrumbidgee River, New South Wales, Australia.** In Human impact on Erosion e Sedimentation. Proceedings of Symposium S6, 5th Scientific Assembly of IAHS. Rabat, Marrocos: IAHS Publ. 1997, v. 245, p. 283-290.

OLIVEIRA, A. M. de; REIS, A. S.; SEGUNDO, G. H. C.; MATOS, A. E.; HERNENDEZ, A. de O. **Estudos Hidrodinâmico-Sedimentológico do Baixo São Francisco, Estuário e zona oceânica adjacente (Al/Se).** Palestra proferida na Escola do Ministério Público Estadual. Aracaju, 2001.

OLIVEIRA, A. M. de; REIS, A. S.; SEGUNDO, G. H. C.; SANTOS, R. C. dos; HERNANDEZ, A. de O.; MATOS, A. E. **Caracterização Hidrodinâmica-sedimentológica do Baixo São Francisco: Relatório Final.** Projeto GEF São Francisco (ANA/GEF/PNUMA/OEA). Subprojeto 1.1.A. Estudo Hidrodinâmico-Sedimentológico do Baixo São Francisco, Estuário e zona oceânica adjacente (AL/SE). Maceió: Universidade Federal de Alagoas, 2002.

OLIVEIRA, A. M.; KJERFVE, B. **Environmental responses of a tropical coastal lagoon system to hydrological variability: Mundau-Manguaba, Brazil.** Estuarine, Coastal and Shelf Science, v. 35, p. 575-592, 1993.

OLIVEIRA, E. N. **Impacto de barragens sobre a dispersão de matéria e a sustentabilidade da pluma costeira do rio São Francisco (SE/AL): análise espacial e temporal por sensoriamento remoto.** Tese de Doutorado. Departamento de Geoquímica, Universidade Federal Fluminense (UFF), 2009. 129 p.

OLIVEIRA, E. N. **Projeto GEF São Francisco: Programa de Ações Estratégicas para o Gerenciamento Integrado da Bacia do Rio São Francisco e de sua Zona Costeira – PAE.** Universidade Federal de Alagoas, Maceió, 2001.

OLIVEIRA, E. N.; KNOPPERS, B. A.; LORENZZETTI, J. A.; MEDEIROS, P. R. P.; CARNEIRO, M. E. R.; SOUZA, W. F. L. Submetido. **Sensoriamento remoto da dispersão de sedimentos de quatro plumas costeiras da Costa Leste do Brasil.** Geochimica Brasiliensis. (no prelo)

OLIVEIRA, P. E. de.; BARRETO, A. M. F.; SUGUIO, K. **Paleovegetação e paleoclima do Quaternário tardio da caatinga brasileira: o campo de dunas do médio rio São Francisco, Bahia.** In: Congresso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário ABEQUA, VI e VII Reunião sobre o Quaternário da América do Sul. Curitiba, PR. Resumos Expandidos. p. 171-175. 1997.

OLIVEIRA, P. E. de.; BARRETO, A. M. F.; SUGUIO, K. **Late Pleistoceno/Holocene Climatic and Vegetational History of the Brazilian Caatinga: the fossil dunes of the middle São Francisco River.** Paleogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. v. 152 (3-4) p. 319-337, 1999.

- OLIVEIRA, P. E. de; BARRETO, A. M. F.; SUGUIO, K. **Paleovegetação e paleoclima do Quaternário tardio da caatinga brasileira: o campo de dunas do médio rio São Francisco, Bahia.** In: CONGRESSO DA ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE ESTUDOS DO QUATERNÁRIO ABEQUA 6, e REUNIÃO SOBRE O QUATERNÁRIO DA AMÉRICA DO SUL 7. Curitiba/PR. Resumos Expandidos, p. 171-175, 1997.
- ORTON, G. J.; READING, H. G., **Variability of deltaic process in terms of sediment supply with particular emphasis on grain size.** *Sedimentology*, v. 40, p. 475-512, 1993.
- OVALLE, A. R. C.; REZENDE, C. E.; CARVALHO, C. E.; JENNERJAQHN, T. C.; ITTEKKOT, V. **Biogeochemical characteristics of coastal Waters adjacent to small-mangrove systems, East Brazil.** *Geo-Marine Letters* 19 (3). p. 179-185, 1999.
- PAES, E. T.; ALCANTARA, A. V.; GUIMARÃES, C. R. P.; ARAUJO, H. M. P.; ALVES, J. P. H. **Caracterização ecológica e oceanográfica da plataforma continental do Estado de Sergipe: um ambiente costeiro equatorial sob a influência de águas sub-antárticas.** CONGRESSO LATINO-AMERICANO DE CIÊNCIAS DO MAR 12, Florianópolis, 2007.
- PANIN, N. N. D; JIPA, D. **Danube River Sediment Input and its Interaction with the North-western Black Sea.** *Estuarine, Coastal and Shelf Science*: 54 (3): p. 551-562, 2002.
- PAOLA, C.; HELLER, P. L.; ANGEVINE, C. L. **The large-scale dynamics of grain-size variation in alluvial basins, 1: Theory.** *Basin Res.*, 4, p. 73-90, 1992.
- PAOLI, C.; SCHREIDER, M. (eds.), **El rio Paraná en su tramo medio.** Universidad Nacional del Litoral, Argentina. 2000.
- PARK, C. C. Man, **River Systems and Environmental Impacts.** *Progress in Physical Geography* 5(1): p. 1-31, 1981.
- PATCHINEELAM, S. R.; SMOAK, J. M. **Sediment accumulation rates along the inner eastern Brazilian continental shelf.** *Geo-Marine Letters*. v.19 (3), p. 196-201, 1999.
- PATRICK, D. M.; SMITH, L. M.; WHITTEN, C. B. **Methods for studying accelerated fluvial change.** In: *Gravel Bed Rivers* (Eds. HEY R. O; BATHURST, J. C.; THOME, C. R.). John Wiley and Sons Ltda: 763.
- PELTIER, W. R. **Global glacial isostatic adjustment and coastal tectonics.** In: STEWART, I.; VITA-FINZI, C. *Coastal Tectonics*, Geological Society, Special Publications, v.146, p. 1-29, 1998.
- PENVENNE, L. J. **Disappearing delta [irrigation canals capture Nile River Delta sediment, preventing replenishment of Mediterranean shoreline].** *American Scientist* v. 84 September/October 1996, p. 438-439.

PERCY A. **Land-based activities and their physical impacts on marine habitats of the Gulf of Maine Global Programme of Action Coalition for the Gulf of Maine (GPAC).**

Commission for Environmental Cooperation, Montreal, Canada.

<http://www.cec.org/statepage/Holpap2.htm>. 1997.

PERCY, C. V. **Variações do nível, marinho:** alterações eustáticas no quaternário. Rev. IG, São Paulo, 2(1): p. 39-58, jan-jun. 1981

PESSOA, M. D. **Inventário Hidrogeológico Básico do Nordeste.** Folha 18. São Francisco NE. SUDENE, Série Hidrogeologia, Bol. nº 59, 237p., 1979.

PETROBRAS. **Estudo de Impacto Ambiental Bloco BM-SEAL-9 e Campos Camorim, Caioba, Dourado e Guaricema.** In: Centro de Pesquisas e Desenvolvimento Leopoldo Miguez de Mello, CENPES, da PETROBRAS, Gerência da Avaliação e Monitoramento Ambiental. Rio de Janeiro. 37p., 2007.

PETROBRAS. **Monitoramento da Plataforma Continental dos estados de Sergipe e Alagoas sob Influência das Atividades petrolíferas.** Coordenador: ARAÚJO, H. P. M. (UFS). Relatório Técnico Final v. I e II. FAPES/PETROBRAS. 797p., 2004.

PETROBRAS. **Relatório de Compilação de dados de caracterização ambiental do Bloco BM SEAL-100, Bacia de Sergipe e Alagoas.** CT AMA 003/2009. In: Centro de Pesquisas e Desenvolvimento Leopoldo Miguez de Mello, CENPES, da PETROBRAS, Gerência da Avaliação e Monitoramento Ambiental. Rio de Janeiro. Janeiro de 429p., 2009.

PETTS, G. E. **Long-term consequences of upstream impoundment.** Environment Conservation, 7,4: p. 325-332, 1980.

PETTS, G. E. **Sedimentation within a regulated river.** Earth Surface Process Landforms 9, 125-134, 1984.

PETTS, G. E. **Time-scales for ecological change in regulated rivers.** In: CRAIG, J. F.; KEMPER, J. B. (eds). Regulated Streams. Advances in Ecology. Plenum, New York: Plenum, 1987. p. 257-266.

PETTS, G. E.; PRATTS, J. D. **Channel Changes Resulting from Low-flow Regulation on a Lowland River,** England. Catena, 10,2: p. 77-95, 1983.

PIERSON, D. **O homem no vale do São Francisco.** 3 v, reedição. Rio de Janeiro: Ministério do Interior; Suvale, 1972.

PIRAZOLLI, P. A. **Secular trends of relative sea-level (RSL) changes indicated by tide-gauge records.** Journal of Coastal Research, v.1, p. 1-26, 1986.

PLINT, A. G.; WADSWORTH, J. A. **Sedimentology and paleogeomorphology of four large valley systems incising delta plains, western Canada Foreland Basin:** implications for mid-Cretaceous sea-level changes. Sedimentology, 50, p. 1147-1186, 2003.

PONTE, F. C. **Estudo Morfo-estrutural da Bacia Sergipe-Alagoas**. Bol. Tec. Petrob., v. 12, p. 439-474, 1969.

PONTES, C. E. S.; CASTRO, F. C. C.; RODRIGUES J. J. G.; ALVES, R. R. P.; CASTELLANI, S. F. S.; MONIS, M. B. **Reconhecimento tectônico e estratigráfico da Bacia Sergipe-Alagoas em águas profundas**. Petrobrás.

POSAMENTIER, H. W. **Lowstand alluvial bypass systems: incised vs. unincised**. AAPG Bull., 85, p. 1771-1793, 2001.

POSAMENTIER, H.W.; ALLEN, G. P. **Siliciclastic sequence stratigraphy: concepts and applications**. SEPM Concepts Sedimentol. Paleontol., 7, p. 216, 1999.

POTTER, P. E. **The Mesozoic and Cenozoic paleodrainage of South America: a natural history**, J. South Am. Earth Sci., v. 10, p. 331-334, 1997.

PRADO, R.; LATRUBESSE, E. M. **Dinâmica evolutiva dos processos de erosão e sedimentação no canal do rio Araguaia no trecho Barra do Garças (MT) e a Ilha Bananal, no período entre as décadas de 60 e 90**. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE CONTROLE DE EROSAO 7. 2001, Goiânia. Associação Brasileira de Geologia de Engenharia e Ambiental: Goiânia, 2001.

PRENTICE, C.; BARTLEIN, P. J.; WEBB, T. **Vegetation and climate change in eastern North America since the Last Glacial Maximum**. Ecology, 72, p. 2038-2056, 1991.

PROJETO SRH/GEF/PNUMA/OEA. **Contribuição para a preparação da proposta para o programa de gerenciamento integrado da bacia do Rio São Francisco e de sua zona costeira**. Brasília: Ministério do Meio Ambiente, dos Recursos Hídricos e da Amazônia Legal. Secretaria de Recursos Hídricos, 1998.

PUTZER, H. **Movimentos quaternários epirogênicos da costa sudeste do Brasil e o problema do sambaqui**. Campinas: Universidade de Campinas - Faculdade de Filosofia, Ciências e Letras - Departamento de Geografia, *Notícia Geomorfológica*, v. 2, p. 39-41, 1959.

PYE, K. **Late Quaternary development of coastal parabolic megadune complexes in northeastern Australia**. Spec. Publ. of the Int. Ass. Sediment. 16: p. 23-44, 1993.

QUEIROZ, E. V. **Caracterização dos sedimentos superficiais de fundo do complexo recifal de maracajaú, RN, Brasil**. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-Graduação em Geofísica e Geodinâmica, CCET/UFRN, Natal, 2008.

RAMOS, V. O. C. **Pesca, pescadores e políticas públicas no Baixo São Francisco, Sergipe**. Brasil. Dissertação de Mestrado em Desenvolvimento e Meio Ambiente. Aracaju: NESA, 1999. 197p.

RAY, N.; ADAMS, M. **A GIS-based vegetation map of the world at the Last Glacial Maximum (25,000–15,000 BP)**. Internet Archaeol., 11, p. 1-44, 2001.

READING, H. G. (editor). **Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy**. Blackwell Science, 3. ed, 1996.

READING, H. G. **Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy**. Blackwell Publishing Company, Blackwell Science, Malden, 688p, 2000.

READING, H. G.; COLLINSON, J. D. **Clastic Coast**. In: READING, H. G. (Editor). **Sedimentary environments: processes facies and estratigraphy**. Blackwell Science, 3. ed. Oxford, p. 154-231, 1996.

REINECK, H. E.; SINGH, I. B. **Depositional sedimentary environments, with reference to terrigenous clastics**: New York, Springer Verlag. 439p. 1975.

REMAC. **Mapas batimétricos da margem continental brasileira**. In: Projeto REMAC PETROBRÁS, Rio de Janeiro, Série Projeto REMAC, 1975.

RESENDE, R. J. T. P.; ANDRADE, H.; ALVES, H. M. R. et al. **Uso de Sistema de Informação Geográfica na Caracterização da Microbacia do Ribeirão Fundo, Município de São Sebastião do Paraíso/MG**. In: REUNIÃO BRASILEIRA DE MANEJO E CONSERVAÇÃO DO SOLO E DA ÁGUA 13, 2000, Ilhéus, Bahia. Anais. Ilhéus: Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, 2000. Meio Virtual: 1 CD.

RETHARME, J. K; VILLIERS, M. (editores). **Environmental flow assessments for rivers: manual for the building block methodology**. University of Cape Town, 2000.

REZENDE, C. E.; LACERDA, L. D.; OVALLE, A. R. C.; SOUZA, C. M. M.; GABO, A. A. R.; SANTOS, D. O. **The effect of an oil drilling operation on the trace metal concentrations in offshore sediments**. Marine Pollution Bulletin. v. 44, p. 680-684, 2002.

REZENDE, C. E.; OVALLE, A. R. C.; SOUZA, C. M. M.; GABO, A. A. R. ; CARVALHO, C. E. V., LACERDA, L. D. **Geochemistry and spatial distribution of heavy metals in continental shelf sediments from two offshore Oil fields in South-eastern Brazil**. In: Environmental Geochemistry in Tropical and Subtropical Environments. Springer Verlag, Berlin, v. 25, p. 355-364, 2004.

RIBEIRO, R. P.; PARAGUASSÚ, A. B.; RODRIGUES, J. E.; MOREIRAS, S. T. F., **Ensaio não rotineiros para caracterização tecnológica de rochas ornamentais**. Florianópolis. XI CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA DE ENGENHARIA E AMBIENTAL 11, p. 2248-2258, 2005.

RICCOMINI, C. **O rift continental do sudeste do Brasil**. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, USP, 1989. 256 p.

RICHARDS, H. G. **Stratigraphy of Atlantic Coastal Plain between Long Island and Georgia**; review. AAPG Bull., 51, p. 2400-2429, 1967.

- RICHARDS, J. A. **Remote Sensing Digital Image Analysis: An Introduction**. Second, Revised and Enlarged Edition. Springer-Verlag. Berlin Heidelberg, New York. 1993.
- RIEGER, A. **Imagens do baixo São Francisco**. A percepção da paisagem na construção da identidade da população ribeirinha. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal de Sergipe. Mestrado em Desenvolvimento e Meio Ambiente. Aracaju, 2001.
- RIGGS, S. R.; AMES, D. V. **Drowning of the North Carolina Coast: Sea-Level Rise and Estuarine Dynamics**, 2003.
- RIGGS, S. R.; SNYDER, S. W.; HINE, A. C.; MEARN, D. L. **Hardbottom morphology and relationship to the geologic framework: Mid-Atlantic Continental Shelf**. J. Sed. Res., 66, p. 830-846, 1996.
- RIGGS, S.; CLEARY, W. J.; SNYDER, S. W. **Influence of inherited geologic framework on barrier shoreface morphology and dynamics**. Mar. Geol., 126, p. 213-234, 1995.
- ROCHA, P. C. **Erosão Marginal em Canais Associados ao Rio Paraná na Região Porto Rico PR**. Dissertação de Mestrado em Ecologia de Ambientes Aquáticos Continentais. Maringá: Universidade Estadual de Maringá, 1995, 29 p.
- ROCHA, P. C. **Erosão marginal em canais associados ao rio Paraná na região de Porto Rico/PR**. Revista Ciências, n. 44, p. 97-115. Curitiba: Editora UFPR, 1996.
- ROCHA, P.; SOUZA, E. E. F. **Erosão Marginal em Canais Associados ao Rio Paraná na Região de Porto Rico/PR**. Boletim Paranaense de Geociências, n. 44, Ed. UFPR, 1996.
- RODRIGUES, M. T. **Herpetofauna das dunas interiores do Rio São Francisco, Bahia, Brasil**. Papéis Avulsos de Zoologia, 37(19): p. 285-320, [1991.]
- RODRIGUEZ, A. B.; ANDERSON, J. B.; SIMMS, A. R. **Terrace inundation as an autocyclic mechanism for parasequence formation: Galveston Estuary, Texas, U.S.A**. J. Sed. Res., 75, p. 606-618, 2005.
- RODRIGUEZ, A. B.; GREENE, D. L. J.; ANDERSON, J. B.; SIMMS, A. R. **Response of Mobile Bay and eastern Mississippi Sound, Alabama, to changes in sediment accommodation and accumulation**. In: Response of Upper Gulf Coast Estuaries to Holocene Climate Change and Sea-Level Rise (Eds ANDERSON J. B.; RODRIGUEZ A. B.), Geol. Soc. Am. Spec. Pap., 443, p. 13-31, 2008.
- RODRIGUEZ, C. A., FLESSA, K. W.; DETTMAN D. L. **Effects of Upstream Diversion of Colorado River Water on the Estuarine Bivalve Mollusc *Mulinia coloradoensis***. Conservation Biology, 15 (1): p. 249, 2001.
- ROHDE, G. M. **Mudanças de Paradigma e Desenvolvimento Sustentado**. In: Cavalcanti, Clóvis (Org). Desenvolvimento e Natureza: Estudos para uma sociedade sustentável. São Paulo: Cortez, 1995.

ROHLING, E. J.; GRANT, K.; HEMLEBEN, C.; SIDDALL, M.; HOOGAK-KER, B. A. A.; BOLSHAW, M.; KUCERA, M. **High rates of sea-level rise during the last interglacial period.** Nat. Geosci., 1, p. 38-42, 2008.

ROWNTREE, K. **Geomorfologia in assessments fluxos ambientais para rios: metodologia de construção em blocos**, 2000.

RUSSEL, R. J. **Caribbean beach-rock observations.** Zeitschrift für geomorphologie. Berlin. N. Folge, v.3, p. 227-236, 1959.

SACHS, I. **Crescer sem Destruir.** São Paulo: Vértice, 1986.

SACHS, I. **Estratégias de transição para o século XXI: Desenvolvimento e Meio Ambiente.** São Paulo: Studio Nobel/FUNDAP, 1993.

SAGER, E. D.; RIGGS, S. R. **Models for the Holocene valley-fill history of Albemarle sound, North Carolina, USA.** In: Tidalites: Processes and Products (Eds ALEXANDER, C. R.; DAVIS R. A.; HENRY V. J.), SEPM Spec. Publ., 61, p. 119-127, 1998.

SAHAGIAN, D. **Global physical effects of anthropogenic hydrological alterations: sea level and water redistribution.** Global and Planetary Change, 25 (1-2): p. 39-48, 2000.

SAITO, R. T.; FIGUEIRA, R. C. L.; TESSLER, M. G.; CUNHA, L. L. **^{210}P band ^{137}Cs geochronologies in the Cananea-Iguaçu estuary (São Paulo, Brazil).** Journal of radioanalytic Nuclear Chemistry, v. 249, p. 257-261, 2001.

SALGADO-LABOURIAU, M. L.; BARBERI, M.; FERRAZ-VICENTINI, K. K.; PARIZZI, M. G. **A dry climatic event during the late Quaternary of tropical Brazil** Reviews of Paleobotany and Palynology, v. 9, n. 2, p. 115-129, 1998.

SALIM, J.; SOUZA, C. J.; MUNIZ, G. C. B.; LIMA, M. R. **Novos subsídios para a elucidação do episódio "Barreiras" no Rio Grande do Norte.** In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE 7, Fortaleza, CE, Brasil, p. 149-158, 1975.

SÁNCHEZ-ARCILLA, A.; JIMÉNEZ, J. A.; VALDEMORO, H. I. **The Ebro Delta: morphodynamics and vulnerability.** Journal of Coastal Research. Flórida, v. 14, n. 3, p. 754-772, 1998.

SANCHEZ-CABEZA, J. A.; ANI-RAGOLTA, I.; MASQUÉ, P. **Some considerations on the Constant Rate of Supply (CRS) dating model:** Limnology and Oceanography, v. 45, p. 990-995, 2000.

SANDRES, C. J.; SMOAK, J. M.; NAIDU, A. S.; SANDRES, L. M.; PATCHINEELAM, S. R., **Organic carbon burial in a mangrove forest, margin and intertidal mud flat.** Estuarine, Coastal and Shelf Science. v. 90, p. 168-172, 2010.

SANO, E. E.; ASSAD, E. D.; ORIOLI, A. L. **Monitoramento da Ocupação Agrícola**. In: ASSAD, E. D.; SANO, E. E. (orgs.). Sistema de informações geográficas. Aplicações na agricultura. 2 ed. Cap. 10, p. 179-190. Brasília: Embrapa/SPI/Embrapa-CPAC, 1998.

SANTOS M. E. C. M. **Paleogeografia do Quaternário Superior na Plataforma Continental Norte Brasileira**. CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA 26, BELÉM, v.2, p. 267-288, 1972.

SANTOS, A. F.; ANDRADE, J. A. **Delimitação e Regionalização do Brasil Semi-Árido**: Aracaju: CNPq/SUDENE/UFS, 1992.

SANTOS, A. G. **Análise dos problemas de inundação na área da zona de expansão de Aracaju e suas possíveis soluções. Monografia**. Estudo de caso nos residenciais Costa do Sol e Atalaia Sul. Universidade Federal de Sergipe, São Cristovão/SE, 2009.

SANTOS, C. M. **Estudo do Talude Marginal no Perímetro Irrigado Cotinguiba-Pindoba**. Pré Projeto de Pesquisa. Mestrado em Desenvolvimento e Meio Ambiente. Universidade Federal de Sergipe. Aracaju: Universidade Federal de Sergipe, 2000.

SANTOS, C. M. M. **Geoquímica do carbono e nitrogênio orgânico particulado transportados durante um ano hidrológico (1984-1985) pelo rio São Francisco, Brasil, e transferidos ao seu estuário**. Dissertação de Mestrado. Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, 70p, 1993.

SANTOS, E. S.; KNOPPERS, B. A.; OLIVEIRA, E. P.; LEIPE, T.; SANTELLI, R. E. **Regional geochemical baselines for sedimentary metals of the tropical São Francisco estuary, NE-Brazil**. Marine Pollution Bulletin. v. 58, p. 601-634, 2009.

SANTOS, I. R.; BURNETT, W. C.; GODOY, J. M. **Radionuclides as tracers of coastal processes in Brazil: review, synthesis, and perspectives**. Brazilian Journal of Oceanography. v.56, n. 2, p. 115-131, 2008.

SANTOS, R. A. dos; MARTINS, A. M.; NEVES, J. P. das; LEAL, R. A. **Geologia e Recursos Minerais do Estado de Sergipe**. Brasília: CPRM-CODISE, 1997.

SANTOS, S. H. **Reflexões críticas sobre o Relatório Brundland: as questões do “Desenvolvimento Sustentável” e da “Nova Ordem Econômica Mundial”**. Niterói: UFF, 1991 (inédito).

SCET INTERNATIONAL, **Plano Diretor do Baixo São Francisco**. Anexo Técnico II: Recursos Hídricos. CODEVASF, Brasília, [197__.]

SCET INTERNATIONAL. **Estudo de Viabilidade da várzea de Cotinguiba**. Solução proposta e estudo econômico. Brasília, 1974, CODEVASF

SCHALLER, H. **Revisão Estratigráfica da Bacia de Sergipe Alagoas**. Bol. Técn. PETROBRÁS, v. 2, n. 1, p. 21-86, ilustr., Rio de Janeiro, 1969.

SCHOBENHAUS, C. F. **Geologia do Brasil**. Texto explicativo do mapa geológico do Brasil e da área oceânica adjacente incluindo depósitos minerais, escala 1: 2.500.000. Brasília, MME/DNPM, 501p, 1984.

SCHULZ, H. D.; ZABEL, M.; **Marine Geochemistry**. SCHULZ, HORST D.; ZABEL, MATTHIAS (Eds.) Springer V., Berlin. 455p, 2000.

SCHUMM, S. A. **River response to base level change**: implications for sequence stratigraphy. *J. Geol.*, 101, p. 279-294. Schumm, S.A. and Brackenridge, S.A. (1987) River response. In: *North America and Adjacent Oceans during the Last Deglaciation* (Eds W.F. Ruddiman and H.E. Wright, Jr), *Geol. Soc. Am., The Geology of North America*, K-3, p. 221-240, 1993.

SCHUMM, S. A. **Sinuosity of alluvial rivers on great plains**. *Geol. Soc. Am. Bull.* 74, p. 1089-1100.

SCHUMM, S. A.; ETHRIDGE, F. G. **Origin, evolution and morphology of fluvial valleys**. In: *Incised-valley Systems: Origin and Sedimentary Sequences* (Eds R.W. Dalrymple, R. Boyd and B.A. Zaitlin), *SEPM Spec. Publ.*, 51, p. 10-27, 1994.

SCHUMM, S. A.; HARVEY, M. D.; WATSON, C. C. **Incised Channels**: Morphology, Dynamics and Control. Water Resources Publication, Chelsea, MI, p. 200, 1984.

SCOTT, A. J.; FISHER, W. L. **Delta systems and deltaic deposition**. Discussion notes. Austin, Department of Geological Sciences, Bureau of Economic Geology, University of Texas, 1969.

SEGUNDO, G. H. C. **Caracterização Hidrodinâmica-Sedimentológica do estuário e delta do Rio São Francisco**. Dissertação de Mestrado em Meteorologia, Universidade Federal de Alagoas, Centro de Ciências Exatas e Naturais. Maceió: UFAL, 2001.

SEITZINGER, S. P.; KROEZE, C.; BOUWMAN, A. F.; CARACO, N.; DENTENER, F.; STYLES, R. V. **Global patterns of dissolved inorganic and particulate nitrogen inputs to coastal systems**: recent contributions and future projections. *Estuaries* v. 25, p. 640-655, 2002.

SEITZINGER, S. P.; STYLES, R. M.; LAUCK, R.; MAZUREK, D. M. **A Atmospheric pressure mass spectrometry**: A new analytical chemical characterization method for dissolved organic matter in rainwater. *Environ. Sci. Technol.* v. 37, p. 131-137. 2003.

SERGIPE. Governo do Estado. **Perfis Municipais**. Aracaju, SEPLANTEC, 1997.

SHANLEY, K.W.; MCCABE, P. J. **Perspectives on the sequence stratigraphy of continental strata**: report of a working group at the 1991 NUNA conference of high resolution sequence stratigraphy. *AAPG Bull.*, 78, p. 544-568, 1994.

SHEPARD, F. P. **Nomenclature Based on/snd-Sil-Clay Ratios**. *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 24, n. 3, p. 151-158, 1954.

SHI-LUN YANG., et. al. **Temporal Change in Bed Level of a River Mouth Channel, Yangtze River Mouth:** with Emphasis on the Response to River Discharge and Storm. *Journal of Coastal Research* v. 17, n. 2 (Spring 2001) p. 297-308.

SILVA, A. B. **Inventário Hidrogeológico Básico do Nordeste.** Folha 23 São Francisco SE. SUDENE, Série Hidrogeologia, Bol. n. 50, 160 p, 1974.

SILVA, M. A.; CAMOZZATO, E.; PAES, V. J. C.; JUNQUEIRA, P. A.; RANGRAB, G. E. FOLHA S. F. V. In: SCHOBENHAUS, C.; GONÇALVES, J. H.; SANTOS, J. O. S.; ABRAM, M. B.; LEÃO NETO, R.; MATOS, G. M. M.; VIDOTTI, R. M.; RAMOS, M. A. B.; JESUS, J. D. A. (eds.). **Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo, Sistema de Informações Geográficas.** Programa Geologia do Brasil, CPRM, Brasília, 2004.

SILVEIRA, I. C. A.; MIRANDA, L. B.; BROWN, W. S. **On the origins of the North Brazil Current.** *Journal Geophysical Research Oceans*, v. 99, p. 501-512, 1994.

SIMMS, A. R.; ANDERSON, J. B.; MILLIKEN, K. T.; TAHA, Z. P.; WELLNER, J. S. **Geomorphology and age of the OIS2 (last lowstand) sequence boundary on the northwestern Gulf of Mexico continental shelf.** In: *Seismic Geomorphology: Applications to Hydrocarbon Exploration and Production* (Eds DAVIES R. J.; POSAMENTIER H. W.; WOOD L. J.; CARTWRIGHT J. A.), *Geol. Soc. London Spec. Publ.*, 277, p. 29-46, 2007a.

SIMMS, A. R.; ANDERSON, J. B.; TAHA, Z. P.; RODRIGUEZ, A. B. **Overfilled versus underfilled incised valleys:** examples from the Quaternary Gulf of Mexico. In: *Incised Valleys in Time and Space* (Eds R. Dalrymple, D. Leckie and R. Tillman), *SEPM Spec. Publ.*, 85, p. 117-139, 2006.

SIMMS, A. R.; LAMBECK, K.; PURCELL, A.; ANDERSON, J. B.; RODRIGUEZ, A. B. **Sea-level history for the Gulf of Mexico since the last glacial maximum with implications for the melting history of the Laurentide Ice Sheet.** *Quatern. Sci. Rev.*, 26, p. 920-940, 2007b, 1991
SIMONS, LI & ASSOCIATES. **Engineering Analysis of Fluvial Systems.** Fort Collins, Colorado, USA, 1982.

SIMONS, LI. **Bank Erosion in Regulated Rivers. In Gravel-Bed Rivers** (Ed. HEY, R. D.; BATHURST, J. C.; THORNE, C. R.) John Wiley and Sons, Chichester, Inglaterra: p. 717-754, 1982.

SMITH, B. N.; EPSTEIN, S. **Two categories of 13C/12C ratios for higher plants.** *Plant Physiology*, v. 47, p. 380-384, 1971.

SMYTH, W. C. **Seismic facies analysis and depositional history of an incised-valley system.** Galveston Bay Area, Texas. Unpublished thesis, Rice University, Houston, 170 p.

SOLEWICZ, R. **Feições fisiográficas submarinas da plataforma continental do Rio Grande do Norte visível por imagens de satélite.** Instituto de Pesquisas Espaciais. São José dos Campos, São Paulo, Dissertação de Mestrado, 143p, 1989.

SOUTHARD, J. B.; STANLEY, D. J. **Shelfbreak processes and sedimentation**. In: STANLEY, D. J.; SWIFT, D. J. P., eds Marine Sediment Transport and Environmental Management. New York, John Wiley & Sons, p. 351-77, 1976.

SOUZA, M. R. M. **Impactos no estuário do rio São Francisco e consequências socioeconômicas no município de Brejo Grande, Sergipe-Brasil**. Dissertação de Mestrado em Desenvolvimento e Meio Ambiente. Núcleo de Pós-Graduação e Estudos do Semi-Árido. Aracaju: Universidade Federal de Sergipe, 1998.

SOUZA, W. F. L.; GOMES, V. R.; FREITAS, S. S.; ANDRADE, R. C. B.; KNOPPERS, B. A. **Net ecosystem metabolism and non-conservative fluxes of organic matter in a tropical mangrove estuary, Piauí River (NE of Brazil)**. Estuarine, Coastal and Shelf Science, v. 32, p. 111-122, 2000.

SOUZA, W. F. L.; KNOPPERS, B. **Fluxos de água e sedimentos à costa Leste do Brasil: relações entre a tipologia e pressões antrópicas**. Geoquímica Brasiliensis, 2003.

SOUZA, W. F. L.; KNOPPERS, B.; BALZER, W. E LEIPE, T., **Geoquímica e fluxos de nutrientes e ferro e manganês à costa Leste do Brasil**. Geochimica Brasiliensis, v.17, p. 130-144, 2003.

SRH-SE. **Recursos Hídricos do Estado de Sergipe**. Secretaria de Recursos Hídricos, estado de Sergipe. CD-ROM, 2004.

STANLEY, D. J. et. al. **Nile Delta: recent geological evolution and human impact**. Science v. 260 (April 30 1993) p. 628-34.

STANLEY, D. J.; WARNER, A. G. **Nile delta in its destruction phase**. Journal of Coastal Research, v. 14, n. 3, p. 794-825, 1998.

STEVAUX, J. C. **Geomorfologia, Sedimentologia e Paleoclimatologia do Alto Curso do Rio Paraná Porto Rico/PR**. Revista Paranaense de Geociências. Editora UFPR, n. 42, p. 97-112, 1994.

STRAHLER, A. N.; STRAHLER, A. H. **Fluvial Process e Landforms in:** Environmental Geoscience: Interaction between Natural Systems and Man, cap. 14, p. 374-382. Santa Barbara, California: Ed. Hamilton Publishing Company, 1973.

STRONG, N.; PAOLA, C. **Fluvial landscapes and stratigraphy in a flume**. Sed. Rec., 4, p. 4-8, 2006.

STRONG, N.; PAOLA, C. **Valleys that never were: time surfaces versus stratigraphic surfaces**. J. Sed. Res., 78, p. 579-593. TALLING, P. J. (1998) How and where do incised valleys form if sea level remains above the shelf edge?. Geology, 26, p. 87-90, 2008.

SUGUIO, K.; MARTIN, L. **Quaternary marine formations of the State of São Paulo and southern Rio de Janeiro.** In: International Symposium on Coastal Evolution in the Quaternary. Special Publication nº1, Instituto de Geociências, SBG, p. 1-55, São Paulo, 1978.

SUGUIO, K.; MARTIN, L. **Mapas das formações quaternárias do litoral paulista e sul fluminense.** Escala 1:100.000. Secretaria de Obras e do Meio Ambiente. Departamento de Águas e Energia Elétrica. São Paulo, 1978.

SUGUIO, K.; MARTIN, L. **Brazilian coastline Quaternary formations.** The states of São Paulo and Bahia littoral zone evolutive schemes. Proceedings of the International Symposium on Continental Margins of Atlantic Type. Anais da Academia Brasileira de Ciências, v. 48, p. 325-333, 1976.

SUGUIO, K.; MARTIN, L. **Mecanismos de gênese das planícies sedimentares quaternárias do litoral do Estado de São Paulo.** In: Anais do Congresso Brasileiro de Geologia, SBG, Ouro Preto 1976, v.1. p. 295-305, 1978.

SUGUIO, K.; MARTIN, L. **Significance of Quaternary sea-level fluctuations for delta construction along the Brazilian coast.** Geo-Marine letters, 1(3/4), p. 181-195, 1982.

SUGUIO, K.; MARTIN, L. **Formações quaternárias marinhas do litoral paulista e sul fluminense.** Int. Symp. Coastal Evolution in the Quaternary-The Brazilian National Working Group for the IGCP, Project 61. Instituto de Geociências da USP, Spec. Publ., v.1. 1978.

SUGUIO, K.; MARTIN, L. **Mapa geológico do litoral paulista, folhas Cananéia e Iguapé (1:100,000).** São Paulo. SUGUIO, K.; PETRI, S.; 1973, Stratigraphy of the Iguape-Cananea lagonal region sedimentary deposits, São Paulo, Brazil, Part 1. Field Observations and grain size analysis. Bol. IG-USP, Inst. Geocien., v.4, p. 1-20. 1978.

SUGUIO, K.; MARTIN, L. **Presença de tubos fósseis de Callianassa nas formações quaternárias do litoral paulista e sua utilização na reconstrução paleoambiental.** Boletim IG-USP, v. 7, p. 17-26, 1976.

SUGUIO, K.; MARTIN, L. **Quaternary marine formations of the State of São Paulo and southern Rio de Janeiro.** In: INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON COASTAL EVOLUTION IN THE QUATERNARY. Special Publication nº1, Instituto de Geociências, SBG, p. 1-55, São Paulo, 1978.

SUGUIO, K.; MARTIN, L. **The role of neotectonics in the evolution of the Brazilian coast.** Geonomos, v. 4, p. 45-53, 1996.

SUGUIO, K.; MARTIN, L.; BITTENCOURT, A. C. S. P.; DOMINGUEZ, J. M. L.; FLEXOR, J. M.; AZEVEDO, A. E. G. **Flutuações do nível relativo do mar durante o Quaternário Superior ao longo do litoral brasileiro e suas implicações na sedimentação costeira.** Rev. Bras. Geocien. v. 15, p. 273-286, 1985.

SUGUIO, K.; MARTIN, L.; DOMINGUEZ, J. M. L. **Evolução do “delta” do Rio Doce (ES) durante o Quaternário: influência das flutuações do nível do mar.** Atlas do IV Simpósio do Quaternário no Brasil, p. 93-116, 1982.

SUGUIO, K.; NOGUEIRA JR., J.; TANIGUCHI, H.; VASCONCELOS, M. L. **Quaternário do Rio Paraná em Pontal do Paranapanema:** proposta de um modelo de sedimentação. Anais do CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA 33, R.J., 1984.

SUGUIO, K.; TESSLER, M. G.; EICHER, B. B.; MARTIN, L.; FLEXOR, J. M. **Depositional mechanisms active during the late Quaternary at the Paraíba do Sul river mouth area.** State of Rio de Janeiro, Brazil. In: RABASSA, J. (ed.) Quaternary of South America and Antarctic Peninsula. Rotterdam, A. A. Balkema Publishers, v. 3, p. 175-185, 1985.

SUMMERHAYES, C. P.; COUTINHO, P. N.; FRANÇA, A. M. C.; ELLIS, J. P. **Upper continental margin sedimentation off Brazil.** Part III. Salvador to Fortaleza, Northeastern Brazil. Contr. Sedimentology, Stuttgart. v. 4, p. 44-78, 1975.

SUMMERHAYES, C. P.; FAINSTEIN, R.; ELLIS, J. P. **Continental margin off Sergipe, Alagoas, northeastern Brazil:** a reconnaissance geophysical study of morphology and structure. Marine Geology, v. 20, p. 345-361, 1976.

SUMMERHAYES, C. P.; SESTINI, G.; MISDORP, R.; MARKS, N. **Nile Delta:** Nature and evolution of continental shelf sediments. Marine Geology, 27 (1-2): p. 43-65, 1978.

SUVALE. **Baixo São Francisco Informações Gerais.** Brasília: Ministério do Interior/Suvalé, 1973.

SYVYTSKI, J. P. M.; VOROSMARTY, C.; KETTNER, A. J.; GREEN, P., **Impacts of humans on the flux of terrestrial sediment to the global coastal ocean.** Science, v. 308, p. 376-380, 2005.

T. E. **Longitudinal profile evolution of the Rhine–Meuse system during the last deglaciation:** interplay of climate change and glacio-eustasy? Terra Nova, 10, p. 11-15, 1998.

T. E.; WALLINGA, J.; MURRAY, A. S.; WOLF, H.; CLEVERINGA, P.; GANS, W. **Response of the Rhine-Meuse system (west-central Netherlands) to the last Quaternary glacio-eustatic cycles:** a first assessment. Global Planet. Change, 27, p. 89-111, 2000.

T. E.; WORTMAN, S. R.; MATEO, Z. R.; MILNE, G. A.; SWENSON, J. B. **Did the last sea level lowstand lead to cross-shelf valley formation and source-to-sink sediment flux?** J. Geophys. Res., 111, F04002; doi: 10.1029/2005JF000425. 2006.

THOMAS, D. S. G.; SHAW, P. A. **“Relict” desert systems:** interpretations and problems. Journal of Arid Environments, 20: p. 1-14, 1991.

THOMAS, M. A. **The Impact of Long-Term and Short-Term Sea-Level Changes on the Evolution of the Wisconsin-Holocene Trinity/Sabine Incised-Valley System, Texas Continental Shelf.** 1990.

THOMAS, M. A.; ANDERSON, J. B. **Sea-level controls on the facies architecture of the Trinity/Sabine incised-valley system, Texas continental shelf.** In: *Incised-Valley Systems: Origin and Sedimentary Sequences* (Eds R.W. Dalrymple, R. Boyd and B.A. Zaitlin), SEPM Spec. Publ., 51, p. 63-82. Rice University, Houston, 247 p, 1994.

THOMAZ FILHO A.; CESERO, P.; MIZUSAKI, A. M.; LEÃO, J. G. **Hot spot volcanic tracks and their implications for south American plate motion, Campos basin** (Rio de Janeiro state), Brazil, *Journal of South American Earth Sciences*, v.18(3-4), p. 383-389, 2005.

THOMS, M. C.; WALKER, K. F. **Channel changes associated with two adjacent weirs on a regulated lowland alluvial river.** *Regulated rivers: Res. Manage.* 8, p. 271-284, 1993.

THORNTHWAITE, C. W. **An approach toward a rational classification of climate.** *Geogr. Rev.*, 38, p. 55-94. TOOTH, S.; BRANDT, D.; HANCOX, P. J.; MCCARTHY, T. S. (2004) **Geological controls on alluvial river behaviour: a comparative study of three rivers on the South African Highveld.** *J. Afr. Earth Sci.*, 38, p. 79-97, 1948.

TINOCO, I. M. **Introdução ao estudo dos componentes bióticos dos sedimentos marinhos recentes.** Ed. UFPE, Recife. 1989.

TINTELNOT, M. **Late quaternary changes on the NE: continental margins revealed by Clay mineral and calcium carbonate fluctuations.** In: EKAU, W; KNOPPERS, B. Eds. *Joint Oceanographic Projects – JOPS II Cruise Report and First Results.* Center for Marine Tropical Ecology, Bremen. p. 104-116, 1996.

TINTELNOT, M. **Transport and deposition of fine-grained sediments on the Brazilian continental shelf as revealed by clay mineral distribution.** PhD. Thesis, University of Heidelberg, 294p, 1995.

TOSCANO, M. A.; MACINTYRE, I. G. **Corrected western Atlantic sea-level curve for the last 11,000 years based on calibrated 14C dates from Acropora palmata framework and intertidal mangrove peat.** *Coral Reefs*, 22, p. 257-270, 2003.

TOUZANI, A.; GIRESE, P. **The Rhône River Prodelta: Short-Term Sedimentation Patterns and Human Impact.** *Journal of Coastal Research*, 18 (1): p. 102-117, 2002.

TRIBOVILLARD, N.; ALGEO, T. J.; LYONS, T.; RIBOULLEAU, A. **Trace metals as paeloredox and paleoproductivity proxies: an update.** *Chemical Geology* v. 232, p. 12-32, 2006.

TRICART, J. **Existence de périodes seches au Quaternaire em Amazonie et dans les régions voisines.** *Revue Geomorphologie Dynamique*, 4: p. 145-158, 1974.

TRICART, J.; SILVA, T. C. Estudos de Geomorfologia da Bahia e Sergipe. Salvador, **Fundação Desenvolvimento da Ciência na Bahia**, 1968, 167 p.

TUNDISI, J. G.; MATSUMURA-TUNDISI, T. E.; BRAGA, B. **Reservoir management in South America**. World Water Developments, v. 14, p. 141-145. 1998.

TURCQ, B. SIFEDDINE, A.; MARTIN, L.; ABSY, M. L.; SOUBIES, F. SUGUIO, K.; VOLKMER-RIBEIRO, C. **Amazonia rainforest fires: A lacustrine record of 7,000 years**. *Ambio*, 27: p. 139-142, 1998.

VALETON, I.; BEISSNER H.; CARVALHO, A. **The tertiary bauxite belt on tectonic uplift areas in the Serra da Mantiqueira, south-east Brazil**. Contributions of Sedimentology, v.17, p. 1-101, 1991.

VAN ANDEL, T. H.; LABOREL, J. **Recent high relative sea level stand near Recife, Brazil**. *Science*, v.145, p. 580-581, 1964.

VAN DER WAL, D. **Beach-Dune Interactions in Nourishment Areas along the Dutch Coast**. *Journal of Coastal Research* v. 20 n. 1 (Winter 2004) p. 317-25.

VAN WAGONER, J. C., POSAMENTIER, H. W.; MITCHUM, R. M.; VAIL, P. R.; SARG, J. F.; LOUITIT, T. S.; HARDENBOL, J. **An overview of sequence stratigraphy and key definitions**. In: *Sea-level Changes: An Integrated Approach* (Eds WILGUS, C. K.; HASTINGS, B. S.; ST C. G. KENDALL, C.; POSAMENTIER, H. W.; ROSS, C. A.; VAN WAGONER, J. C.), SEPM Spec. Publ., 42, p. 39-45, 1988.

VAN WAGONER, J. C.; MITCHUM, R. M.; CAMPION, K. M.; RAH-MANIAN, V. D. **Siliciclastic sequence stratigraphy in well logs, core, and outcrops: concepts for high-resolution correlation of time and facies**. *Am. Assoc. Petrol. Geol., Meth. Explor. Ser.*, 7, p. 55, 1990.

VANDENBERGHE, J. **Timescales, climate, and river development**. *Quatern. Sci. Rev.*, 14, p. 631-638, 1995.

VARGAS, M. A. M. **Desenvolvimento regional em questão: o baixo São Francisco revisitado**. São Cristóvão, Sergipe: UFS/NPGEO, 1999.

VIANNA, M. L.; SOLEWICZ, R. **Feições fisiográficas submarinas da plataforma continental do RN visíveis por imagens de satélite**. In: SIMPÓSIO EM SENSORIAMENTO REMOTO, NATAL, Anais. Natal: [s.n.], v. 3, p. 581-587, 1988.

VIEIRA, P. C. **Variações do nível marinho: alterações eustáticas no quaternario**. *Rev. IG*, São Paulo, v. 2, n. 1, p. 39-58, jan.jun. 1981.

- VILAS BOAS, G. S.; MARTIN, L.; BITTENCOURT, A. C. S. P.; FLEXOR, J. M. **Paleogeographic and paleoclimatic evolution during the Quaternary in the northern half of the coast of the State of Bahia, Brazil.** In: SUGUIO, K.; FAIRCHILD, T. R.; MARTIN, L.; FLEXOR, J. M. (Eds.), *Inter. Symp. on Coastal Evolution in the Quaternary*. São Paulo, Proceedings, p. 254-263, 1979.
- VILLWOCK, J. A. **A Costa Brasileira: Geologia e Evolução.** Notas Técnicas. Porto Alegre. v. 7, p. 38-49, 1994.
- VITAL H; ESTEVES L. S.; ARÁUJO T. C. M.; PATCHNEELAM S. M. **Geologia e Geofísica da Plataforma Continental Brasileira.** In: SOUZA C. R. G.; SUGUIO, K.; OLIVEIRA A. M. S.; P. E. (Eds). *Quaternário do Brasil*. Holos Editora, Ribeirão Preto. Associação Brasileira de Estudos do Quaternário-ABEQUA, p. 153-175, 2005.
- VÖRÖSMARTY, C. J.; DOUGLAS, E. M.; GREEN, P. A.; REVENGA, C. **Geospatial indicators of emerging water stress: An application to Africa.** *Ambio* v. 34, p. 230-236, 2005.
- VÖRÖSMARTY, C. J.; MEYBECK O. M.; FEKETE, B. E; SHARMA, K. In: **Human Impact on Erosion and Sedimentation.** Proc. Of the Rabat Symposium. IAHS Publ. v. 245. p. 12, 1997.
- VÖRÖSMARTY, C. J.; SAHAGIAN, D. **Anthropogenic disturbance of the terrestrial water cycle.** *Bioscience*, v. 50, n. 9, p. 753-765, 2000.
- WALKER, 1984. **Fácies Model** - p. 110 CAP DELTAS. IN FACIES MODEL (WALKER) CAP DELTAS - FISHER et al, 1969, COLEMAN; WRIGHT, 1975; ELLIOT, 1978.
- WALKER, R. G.; CANT D. J. **Sandy Fluvial Systems** p. 71-89. In: WALKER, R. G. *Fácies Models*. Toronto, Geological Association of Canada, 2a. ed., p. 71-89, 1984.
- WALSH, J. J. **On the nature of continental shelves.** Academic Pres, San Diego. 1988. 520 p.
- WARD, W. T. **Post Glacial changes in level of land and sea.** In: Van de Plassche, O., Ed. *Sea-Level Research, Geologie en Mijwbouw*, v. 50, p. 703-718, 1971.
- WCD (WORLD COMISSION ON DAMS). **Dams and Development: a new framework for decision-making.** Thanet Press, USA, 399p., 2000.
- WEAR, C. R.; STANLEY, D. J.; BOULA, J. E. **Shelfbreak physiography between Wilmington and Norfolk Canyons.** *Mar. Technol. Soc. J.*, Washington, D. C., v. 8, n. 4, p. 37-48, 1974.
- WEBB, T. III; ANDERSON, K. H.; BARTLEIN, P. J.; WEBB, R. S. **Late Quaternary climate change in eastern North America: a comparison of pollen-derived estimates with climate model results.** *Quatern. Sci. Rev.*, v. 17, p. 587-606, 1998.
- WELLS, J. T.; KIM, S. Y. **Sedimentation in the Albe-marle-Pamlico Lagoonal System: synthesis and hypotheses.** *Mar. Geol.*, 88, p. 263-284, 1989.

WENTWORTH C. K. **A scale of grade and class terms for clastic sediments.** *Journal of Geology*, v. 30, p. 377-392, 1922.

WERNECK, J. E. F.; SANTOS, P. M. C.; CHAVES, A. G. M.; SCILEWSKI, L. R. **Diagnóstico do fluxo de sedimentos em suspensão na Bacia do Rio São Francisco.** EMBRAPA, ANEEL-ANA, Planaltina, DF. 108 p., 2001.

WHITE, K.; EL ASMAR, H. M. **Monitoring changing position of coastlines using Thematic Mapper imagery, an example from the Nile Delta.** *Geomorphology*, v. 29, p. 93-105, 1999.

WHITTAKER, A. C.; ATTAL, M.; COWIE, P. A.; TUCKER, G. E.; ROBERTS, G. **Decoding temporal and spatial patterns of fault uplift using transient river long profiles.** *Geomorphology*, 100, p. 506-526, 2008.

WILGUS, C. A. R.; POSAMENTIER H.; SEPM. **Spec Publ.**, 42, p. 47-69.

WILKINSON, B. H.; BYRNE, J. R. **Lavaca Bay: trans-gressive deltaic sedimentation in central Texas estuary.** *AAPG Bull.*, 61, p. 527-545. WILLIAMS, J. W. (2002) Variations in tree cover in North America since the last glacial maximum. **Global Planet. Change**, 35, p. 1-23, 1977.

WILLIAMS, H. E. **Notas geológicas e econômicas sobre o vale do Rio São Francisco.** Boletim do Serviço Geológico e Mineralógico. Sítios geológicos e paleontológicos do Brasil n. 12, 56 p, 231, 1925.

WILLIAMS, J. W.; SHUMAN, B. N.; WEB, T.; III, BARTLEIN, P. J.; LEDUC, P. L. **Late-Quaternary vegetation dynamics in North America: scaling from Taxa to Biomes.** *Ecol. Monogr.*, 74, p. 309-334, 2004.

WILLIAMS; WOLMAN. **Downstream effects of dams on alluvial rivers.** Geological Survey Professional Papers 1286 U.S. Government Printing Office, Washington, DC. 1984.

WINKER, C. D. **Late Pleistocene fluvial-deltaic deposition: Texas coastal plain and shelf.** M.S., The University of Texas at Austin, Austin, 187 p, 1979.

WINKER, C. D.; HOWARD, J. D. **Correlation of tectonically deformed shorelines on the southern Atlantic Coastal Plain.** *Geology*, 5, p. 123-127, 1977.

WOHL, E.; ACHYUTHAN, H. **Substrate influences on incised-channel morphology.** *J. Geol.*, 110, p. 115-120, 2002.

WOLMAN, M. G. **Factors influencing erosion of a cohesive river bank.** *American Journal science*. 257, 1959. p. 204-216.

WOOD, L. J.; ETHRIDGE, F. G.; SCHUMM, S. A. **An experimental study of the influence of subaqueous shelf angles on coastal plain and shelf deposits.** In: *Recent Advances in and Applications of Siliciclastic Sequence Stratigraphy* (Eds POSAMENTIER, H. W.; WEIMER, P.), *AAPG Mem.*, 58, p. 381-391, 1994.

WOOD, L. J.; ETHRIDGE, F. G.; SCHUMM, S. A. **The effects of base-level fluctuation on coastal-plain, shelf and slope depositional systems: an experimental approach.** In: Sequence Stratigraphy and Facies Associations (Eds POSAMENTIER, H. W.; SUMMERHAYES, C. P.; HAQ, B. U.; ALLEN, G. P.), Int. Assoc. Sedimentol. Spec. Publ., 18, p. 43-54, 1993.

WRIGHT, L. D. **Rivers Deltas.** In: DAVIS, R. A. Jr. (org) Coastal Sedimentary Environments. Springer, Berlin. p. 5-68, 1978.

WRIGHT, L. D. **Sediment transport and deposition at river mouths: a synthesis.** Geol Soc Am Bull, v. 88, p. 857-868, 1997.

WRIGHT, L. D.; COLEMAN, J. M. **River delta morphology, wave climate and the role of the subaqueous profile.** Science, v.176, p. 282-284, 1972.

WRIGHT, L. D.; COLEMAN, J. M. **Variations in morphology of major river deltas as functions of ocean wave and river discharge regimes.** AAPG Bull., 57, p. 370-398, 1973.

WRIGHT, L. D.; COLEMAN, J.M.; ERICKSON, M.V. **Analysis of major river systems and their deltas: morphologic and process comparison.** Louisiana State University Coastal Studies Institute. Technical Report 156, p. 1-114, 1975.

WRIGHT, L. D.; NITTROUER, C. A. **Dispersal of River Sediments in Coastal Seas: six contrasting cases.** Estuaries, v.18, p. 494-508, 1995.

WRIGHT, V. **Evolução e morfodinâmica atual da linha de costa adjacente à desembocadura do rio Doce, Linhares-ES.** Universidade Federal do Espírito Santo, Vitória, Espírito Santo, 2008.

YANG, S. L.; BELKIN, I. M.; BELKINA, A. I.; ZHAO, Q. Y.; ZHU, J.; DING, P. X. **Delta response to decline in sediment supply from the Yangtze River: evidence of the recent four decades and expectations for the next half-century.** Estuarine, Coastal and Shelf Science: v. 57 n. 4: p. 689-699, 2003.

YOKOYAMA, Y.; LAMBECK, K. DECKKER, P.; JOHNSTON, P.; FIELD, L. K. **Timing of the Last Glacial Maximum from observed sea-level minima.** Nature, 406, p. 713-716, 2000.

YORK, L. L.; THIELER, E. R. BRILL, A. L.; RIGGS, S. R; WEHMILLER, J. F. **Aminostratigraphic age estimate for the Suffolk Scarp, North Carolina coastal plain.** Geol. Soc. Am., Southeastern Section, 49th Annual Meeting, v. 32, p.85, 2000.

ZAITLIN, B. A.; DALRYMPLE, R. W; BOYD, R. **The stratigraphic organization of incised-valley systems associated with relative sea-level change.** In: **Incised-Valley Systems: Origin and Sedimentary Sequences** (Eds DALRYMPLE R.W.; Boyd R.; ZAITLIN B. A.), SEPM Spec. Publ., 51, p. 45-60, 1994.

ZALUMI, S. G. **The Fish Fauna of the Lower Reaches of the Dnieper:** its Present Composition and Some Features of its Formation under Conditions of Regulated and Reduced River Discharge. *Journal of Ichthyology*, p. 255-257, 1970.

ZEMBRUSCKY, S. G.; BARRETTO, H. T.; PALMA, J. C.; MILLIMAN, J. D. **Estudo preliminar das províncias geomorfológicas da margem continental brasileira.** In: *Anais do Congresso Brasileiro de Geologia* 26, Belém, São Paulo, 1972, 22p.

ZENKOBYTCH, V. P. **Process of Coastal Development.** Wiley, New York, 1967.