



UNIVERSIDADE FEDERAL DE ALAGOAS
CENTRO DE CIÊNCIAS EXATAS E NATURAIS
DEPARTAMENTO DE METEOROLOGIA
COORDENAÇÃO DE PÓS-GRADUAÇÃO EM METEOROLOGIA

N.º de ordem: MET-UFAL-MS/002

**Caracterização Hidrodinâmica-Sedimentológica do Estuário e
Delta do rio São Francisco**

Geórgenes Hilário Cavalcante Segundo

Dissertação apresentada ao Departamento
de Meteorologia/CCEN/UFAL, para
obtenção do título de **Mestre em
Meteorologia** – Área de concentração em
Processos de Superfície

Maceió, AL

Maio, 2001



UNIVERSIDADE FEDERAL DE ALAGOAS
CENTRO DE CIÊNCIAS EXATAS E NATURAIS
DEPARTAMENTO DE METEOROLOGIA
COORDENAÇÃO DE PÓS-GRADUAÇÃO EM METEOROLOGIA

N.º de ordem: MET-UFAL-MS/002

**TÍTULO: Caracterização Hidrodinâmica-Sedimentológica do Estuário
e Delta do rio São Francisco**

por

Geórgenes Hilário Cavalcante Segundo

Orientador: *Prof. Arno Maschmann de Oliveira*
Doutor em *Oceanografia Física*

Maceió, AL

Maio, 2001



UNIVERSIDADE FEDERAL DE ALAGOAS
CENTRO DE CIÊNCIAS EXATAS E NATURAIS
DEPARTAMENTO DE METEOROLOGIA
COORDENAÇÃO DE PÓS-GRADUAÇÃO EM METEOROLOGIA

CERTIFICADO DE APRESENTAÇÃO

**TÍTULO: Caracterização Hidrodinâmica-Sedimentológica do Estuário
e Delta do rio São Francisco**

Geórgenes Hilário Cavalcante Segundo

Dissertação apresentada ao Departamento de Meteorologia/CCEN/UFAL, para obtenção do título de **Mestre em Meteorologia** – Área de concentração em **Processos de Superfície**. N.º de ordem: **MET-UFAL-MS/002**

Aprovada pela banca examinadora composta por:

Dra. Helenice Vital (Presidente)

Dr. Arno Maschmann de Oliveira
(Orientador)

Dr. Luiz Carlos Baldicero Molion
(Membro)

Dr. Ricardo Sarmiento Tenório
(Membro)

Maceió, AL

Maior, 2001

S456c Segundo, Geórgenes Hilário Cavalcante.

Caracterização Hidrodinâmica-Sedimentológica do estuário e delta do Rio São Francisco / Geórgenes Hilário Cavalcante Segundo. – Maceió, 2001.

xxiii, 102p.: il., color.

Dissertação (mestrado em Meteorologia) – Universidade Federal de Alagoas. Centro de Ciências Exatas e Naturais, 2001.

Bibliografia : p. 99-103.

1. Hidrodinâmica. 2. Rio São Francisco – Deltas. 3. Transporte de sedimentos. I. Título.

CDU:556.546(282.281.5)

RESUMO

CAVALCANTE SEGUNDO, Geórgenes Hilário. Caracterização Hidrodinâmica-Sedimentológica do Estuário e Delta do rio São Francisco. Orientador: Prof. Dr. Arno Maschmann de Oliveira. Maceió - AL: UFAL; FAPEAL, 2001. Dissertação (Mestrado em Meteorologia).

O São Francisco, maior rio genuinamente nacional apresenta área de drenagem correspondente a 640.000 km² (até a foz) e uma extensão de 2.700 km atravessando os estados de Minas Gerais, Bahia, Goiás, Pernambuco, Sergipe e Alagoas, além do Distrito Federal, desembocando nas águas costeiras do litoral sul alagoano e norte sergipano. Suas águas são utilizadas para fins principalmente de geração de energia em usinas hidrelétricas. O presente estudo tem como objetivo avaliar as consequências em todo o sistema fluvial do baixo São Francisco, com ênfase na região do estuário e delta, entre os estados de Alagoas e Sergipe, originadas com a construção das séries de barragens para as Usinas Hidrelétricas. O estudo foi realizado durante o ano de 2000, através da aquisição de dados de precipitação e vazão, coleta de água e sedimento, medidas de corrente, vazão, batimetria e perfil de praia, em três compartimentos do sistema distintos: sistema fluvial, sistema estuarino e sistema costeiro. Para avaliar a descarga total de sedimento foram realizadas medições do material em suspensão e utilizadas fórmulas empíricas de estimativa de transporte de arraste. O regime pluviométrico apresentou diferentes índices e períodos de precipitação entre o alto e médio curso com a região do baixo, apresentando os maiores valores nas regiões do alto e médio São Francisco. O regime fluviométrico do rio São Francisco apresentou uma distribuição com vazões mínimas no período de baixa precipitação no alto e médio curso e vazões máximas para altos índices de precipitação. Os perfis verticais de velocidade apresentaram maiores valores na superfície e diminuição em direção ao fundo. No estuário as velocidades variaram positivamente e negativamente, de acordo com a direção do fluxo. O período de maré enchente e vazante foi de 6h e 37 min, e 5h e 37 min. A descarga total de sedimento transportado para a região costeira foi de $1,57 \times 10^6$ t a⁻¹ que corresponde a 2,45 t km⁻² de descarga específica. A granulometria dos sedimentos sobre os bancos e canais, variaram entre fina sobre os bancos e grossa dentro dos canais. A inclinação do litoral sergipano faz com as ondas em sua costa incidam na direção nordeste, causando o transporte de norte para sul. As informações sobre a direção do transporte de sedimento indicaram a deposição preferencial em frente e ao sul da desembocadura do rio São Francisco. O controle das enchentes a partir da construção das barragens trouxeram prejuízos, causados pelo bloqueio da passagem de sedimentos, gerando assoreamento dentro do rio e erosão na costa.

ABSTRACT

CAVALCANTE SEGUNDO, Geórgenes Hilário. Hydrodynamic and Sediment Characterisation of the Estuary and e Delta of San Francisco River, Brazil. Orientador: Prof. Dr. Arno Maschmann de Oliveira. Maceió-AL: UFAL; FAPEAL, 2001. Dissertation (Master of Meteorology).

São Francisco river, the largest genuinely national river has a drainage area and extension respectively of 640,000 km² (until the mouth) and 2,700 km crossing the states of Minas Gerais, Bahia, Goiás, Pernambuco, Sergipe and Alagoas, besides Distrito Federal, flowing into the Atlantic Ocean at the coast, of Alagoas and of Sergipe. Its waters are used for hydroelectric plants mainly. The present study has the objective of evaluating the consequences originated with the construction of the dams series for hydroelectric plants in the whole fluvial system of low San Francisco, mainly in the area of the estuary and delta, between the states of Alagoas and Sergipe. The study was made for the year of 2000, through the acquisition of precipitation and discharge data, water sampling and sediments, current, discharge water, depth profile and beach profile measurements, in three compartments of the different systems: fluvial, estuarine and coastal. Empirical formulas of transport estimat of were used to evaluate the total discharge of sediments and of material in suspension. The rainfall presented different regimes and precipitation periods among the high and medium course with lowest area, presenting the largest values in the regions of the highest and medium San Francisco. The water discharge regime of San Francisco river presented a minimum in the period of small precipitation in the high and medium course and maximum water discharge for high rainfall total. The vertical profile of speed presented larger values at the surface, decreasing to the bottom. In the estuary the speeds, varied positively and negatively, in agreement with the direction of the flow. The periods of tide flooding and ebbing were of 6h and 37min, and 5h and 37 min, respectively. The total discharge of sediment transported into the coastal area was of $1,57 \times 10^6 \text{ t y}^{-1}$ that correspond to 2,45 t km² of specific discharge. The sediments grain size, varied from fine on the banks and large inside of the channels. The inclination of Sergipe coast makes waves to travel northeastward, causing southward. The preferential sediment deposition was in front and at the south of the mouth of the river. Flooding control, due to dams structures blocking sediment transport, caused problems such as silting of the river channel and coastal erosion.

DEDICATÓRIA

*Aos meus pais, George Hilário dos Santos e Leonice
Barbosa Cavalcante Santos, aos meus irmãos Gerlândia
Cavalcante Hilário dos Santos, Geórgia Hilário
Cavalcante Santos e Lelisson Joannes Hilário
Cavalcante.*

Dedico.

AGRADECIMENTOS

Primeiramente a Deus, pois sem ele nada seria possível.

Ao meu professor orientador *Dr. Arno Maschmann de Oliveira* em especial, pela sua orientação, incentivo e sugestões para a conclusão deste trabalho.

Aos professores do Departamento de Meteorologia, pela formação universitária, pelos ensinamentos dentro da sala de aula e, atualmente, pelo apoio e confiança depositados em mim na atuação como professor.

A FAPEAL/UFAL pela concessão da bolsa de estudo que possibilitou o desenvolvimento deste trabalho.

Aos órgãos financiadores do projeto GEF/PNUMA/OEA, dando condições para as pesquisas no campo e processamento dos dados.

Aos meus amigos da graduação, e atualmente companheiros de profissão, por terem sido companheiros, amigos e solidários dentro e fora da Escola de Meteorologia.

Aos meus colegas da pós-graduação pela amizade e coragem em enfrentarem mais uma etapa nessa vida acadêmica, dentro do Mestrado em Meteorologia da UFAL.

Aos meus alunos da graduação, do ano de 2000 e os atuais, pelo incentivo e pela oportunidade de compartilhar essa nova etapa de minha vida como docente.

Os agradecimentos a todos aqueles com os quais trabalhei nas atividades de campo para coleta de dados sem os quais não teria sido possível, em particular “*a equipe de trabalho*”.

A todos aqueles que direta ou indiretamente contribuíram na realização deste trabalho.

Agradeço.

PENSAMENTOS

“Pensa-se erroneamente, com freqüência, que o pesquisador não tem o direito de induzir além dos fatos observados. Entretanto, todo aquele que tem experiência no trabalho científico sabe, pertinentemente, que recusar-se a ultrapassar os fatos implica emraramente atingi-los”.

T.H. Huxley

“Uma conseqüência curiosa na inércia merece figurar no elenco das leis fundamentais da natureza pois, quando uma teoria é finalmente aceita pela unanimidade, percebe-se que ela já havia sido, muito antes, formulada em detalhes e estava respaldada em argumentos de grande solidez”.

F. C. S. Schiller

“ Nunca ande pelo caminho traçado, pois ele conduz somente até onde os outros já foram.”

Alexander Graham Bell

“ Todos os homens sonham, mas não da mesma maneira. Existem aqueles que tem seus sonhos à noite, nos recônditos de suas mentes e ao deparar, pela manhã, descobrem que tudo aquilo era bobagem. Perigosos são os homem que sonham de dia, porque são capazes de viver seus sonhos de olhos abertos, dispostos a torná-los realidade. ”

T. E. Lawrence

“ A inteligência é uma espécie de paladar que nos dá a capacidade de saborear idéias.”

Susan Sontag

*“Rio soberbo tuas águas turvas
Por isso descem lentas, peregrinas ...”.*

Castro Alves

“Silenciosa, solene e lentamente correm suas águas, conscientes de seu invencível poder”.

Máximo Gorki



UNIVERSIDADE FEDERAL DE ALAGOAS - UFAL
CENTRO DE CIÊNCIAS EXATAS E NATURAIS - CCEN
DEPARTAMENTO DE METEOROLOGIA - DMET
COORDENAÇÃO DE PÓS-GRADUAÇÃO EM METEOROLOGIA
DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

S U M Á R I O

RESUMO	V
ABSTRACT	VI
LISTA DE FIGURAS	XII
LISTA DE TABELAS	XVII
LISTA DE EQUAÇÕES	XVIII
LISTA DE SIGLAS	XX
LISTA DE SÍMBOLOS	XXII
DEDICATÓRIA	VII
AGRADECIMENTOS	VII
PENSAMENTOS	IX
<u>CAPÍTULO 1</u>	01
<u>INTRODUÇÃO</u>	01
<u>CAPÍTULO 2</u>	06
<u>REVISÃO DA LITERATURA</u>	06
2.1 - Delta e Estuário	06
2.2 - Transporte de sedimentos	13
2.3 - Fatores Climatológicos	23
2.4 - Características da Bacia do rio São Francisco	28
2.4.1- Região costeira	32
2.5 - Aspectos sócio-econômicos	33
<u>CAPÍTULO 3</u>	34
<u>MATERIAL E MÉTODOS</u>	34
3.1 - Dados utilizados e área de estudo	34
3.2 - Atividade de campo	36
3.2.1- Frequência e localização das estações de amostragem	36
3.2.2- Amostragem e equipamentos	39
3.3 - Métodos e técnicas analíticas	39

3.3.1	-	Granulometria	39
3.3.2	-	Totaldesedimento em suspensão (TSS)	40
3.4	-	Cálculos	40
3.4.1	-	Medição de corrente e cálculo da vazão	40
3.4.2	-	Prismademaré	41
3.4.3	-	Transporte de sedimento	41
3.4.3.1	-	Estimativada descargasólida dearraste oude materialdo leito	41
3.4.3.2	-	Estimativada descargasólida em suspensão	43
3.4.3.3	-	Estimativada descargasólida total	43
<u>CAPÍTULO4</u>			44
<u>RESULTADOSEDISCUSSÃO</u>			44
4.1	-	Aporte Pluvial e Fluvial	44
4.2	-	Fluxo de corrente do rio e estuário	55
4.3	-	Oscilações da maré	74
4.4	-	Estudo sedimentológico	77
4.4.1	-	Caracterização dos sedimentos	77
4.4.2	-	Transporte dos sedimentos	85
4.5	-	Climadeondas	88
4.6	-	Erosão da praia	92
<u>CAPÍTULO5</u>			95
<u>CONCLUSÃO</u>			95
<u>CAPÍTULO6</u>			97
<u>REFERÊNCIASBIBLIOGRÁFICAS</u>			97

LISTA DE FIGURAS

FIGURA01 –	Localização das principais barragens do rio São Francisco.	05
FIGURA02 –	Mecanismo de bloqueio do transporte litorâneo de areias, paralelamente à costa, por efeito de fluxo ligado a uma desembocadura fluvial em regiões costeiras, exibindo alternâncias de fases de débitos fluviais.	09
FIGURA03 –	Em desembocaduras fluviais, onde as frentes de onda incidem paralelamente à linha costeira, há ausência de transporte litorâneo e as areias fornecidas por aporte fluvial são redistribuídas pelas ondas em ambas as margens da foz, com disposição aproximadamente simétricas.	09
FIGURA04 –	Classificação dos vários sistemas de deltas baseada na intensidade relativa dos rios, ondas e processos de maré.	10
FIGURA05 –	Delta do rio Mississipi, dominado por rios.	11
FIGURA06 –	Delta do rio Ganges-Brahmaputra, dominado por marés.	11
FIGURA07 –	Delta do rio São Francisco, dominado por ondas.	11
FIGURA08 –	Produção de sedimento em suspensão em postos da bacia do rio São Francisco para o período de 1956 a 1985.	19
FIGURA09 –	Evolução da produção de sedimentos em suspensão acumulada anual - rio São Francisco – Juazeiro.	20
FIGURA10 –	Localização da Bacia do Rio São Francisco.	29
FIGURA11 –	Mapa mostrando as subdivisões fisiográficas da bacia do São Francisco.	31
FIGURA12 –	Localização das estações de precipitação e vazão ao longo da bacia do São Francisco.	35
FIGURA13 –	Localização dos pontos de amostragem no rio e foz do estuário respectivamente.	38
FIGURA14 –	Distribuição da precipitação média mensal em Divinópolis, no período de 1942-1999.	45

FIGURA15–	Varição anual da precipitação em Divinópolis, no período de 1942- 1999.	45
FIGURA16–	Distribuição da precipitação média mensal em Piranhas, no período de 1942-1999.	47
FIGURA17–	Varição anual da precipitação em Piranhas, no período de 1942-1999.	47
FIGURA18–	Varição da vazão média mensal na cidade de Pão de Açúcar, no período de 1943-1999.	49
FIGURA19–	Varição anual da vazão máxima e média em Pão de açúcar, no período de 1943 1999.	50
FIGURA20–	Varição da vazão média mensal anual em Pão de açúcar, no período de 1943-1999.	50
FIGURA21–	Varição anual da precipitação pluvial nas sub-bacias 45, 44 e 43 (A, B e C, respectivamente).	51
FIGURA22–	Varição anual da precipitação pluvial nas sub-bacias 42, 41 e 40 (D, E e F, respectivamente).	52
FIGURA23–	Varição da vazão horária na foz do estuário do rio São Francisco, no período de 13 e 14 de outubro de 2000.	55
FIGURA24–	Perfil vertical da corrente sobre o banco de areia em Neópolis.	56
FIGURA25–	Perfil vertical da corrente sobre o canal em Neópolis.	56
FIGURA26–	Perfil vertical da corrente na foz do estuário às 14:20 horas do dia 13/10/01.	58
FIGURA27–	Perfil vertical da corrente na foz do estuário às 15:20 horas do dia 13/10/01.	58
FIGURA28–	Perfil vertical da corrente na foz do estuário às 16:20 horas do dia 13/10/01.	59
FIGURA29–	Perfil vertical da corrente na foz do estuário às 17:20 horas do dia 13/10/01.	59

FIGURA30– Perfilverticaldacorrentenafozdoestuárioàs18:20horasdodia 13/10/2000.	60
FIGURA31– Perfilverticaldacorrentenafozdoestuárioàs19:20horasdodia 13/10/2000.	60
FIGURA32– Perfilverticaldacorrentenafozdoestuárioàs20:20horasdodia 13/10/2000.	61
FIGURA33– Perfilverticaldacorrentenafozdoestuárioàs21:20horasdodia 13/10/2000.	61
FIGURA34– Perfilverticaldacorrentenafozdoestuárioàs22:20horasdodia 13/10/2000.	62
FIGURA35– Perfilverticaldacorrentenafozdoestuárioàs23:20horasdodia 13/10/2000.	62
FIGURA36– Perfilverticaldacorrentenafozdoestuárioàs00:20horasdodia 14/10/2000.	63
FIGURA37– Perfilverticaldacorrentenafozdoestuárioàs01:20horasdodia 14/10/2000.	63
FIGURA38– Perfilverticaldacorrentenafozdoestuárioàs02:20horasdodia 14/10/2000.	64
FIGURA39– Perfilverticaldacorrentenafozdoestuárioàs03:20horasdodia 14/10/2000.	64
FIGURA40– Perfilverticaldacorrentenafozdoestuárioàs04:20horasdodia 14/10/2000.	65
FIGURA41– Perfilverticaldacorrentenafozdoestuárioàs05:20horasdodia 14/10/2000.	65
FIGURA42– Perfilverticaldacorrentenafozdoestuárioàs06:20horasdodia 14/10/2000.	66

FIGURA43–	Perfilverticaldacorrentenafozdoestuárioàs07:20horasdodia 14/10/2000.	66
FIGURA44–	Perfilverticaldacorrentenafozdoestuárioàs08:20horasdodia 14/10/2000.	67
FIGURA45–	Perfilverticaldacorrentenafozdoestuárioàs09:20horasdodia 14/10/2000.	67
FIGURA46–	Perfilverticaldacorrentenafozdoestuárioàs10:20horasdodia 14/10/2000.	68
FIGURA47–	Perfilverticaldacorrentenafozdoestuárioàs11:20horasdodia 14/10/2000.	68
FIGURA48–	Perfilverticaldacorrentenafozdoestuárioàs12:20horasdodia 14/10/2000.	69
FIGURA49–	Perfilverticaldacorrentenafozdoestuárioàs13:20horasdodia 14/10/2000.	69
FIGURA50–	Perfilverticaldacorrentenafozdoestuárioàs14:20horasdodia 14/10/2000.	70
FIGURA51a–	Variaçãohoráriadopperfilverticaldacorrentemédianafozdoestuário durante 25 horas de medidas diretas entre os dias 13 e 14 de outubro de 2000.	71
FIGURA51b–	Variaçãohoráriadopperfilverticaldacorrentea2me8mde profundidadenafozdoestuáriodurante25horasdemedidasdiretas entre os dias 13 e 14 de outubro de 2000.	72
FIGURA52–	VariaçãohoráriadoníveldamaréemPiaçabuçuduranteomêsde agosto de 2000.	75
FIGURA53–	VariaçãohoráriadoníveldamaréemPiaçabuçuduranteomêsde setembro de 2000.	75
FIGURA54–	Variação horária do nível de maré na foz do estuário durante 25 horas de medidas diretas entre os dias 13 e 14 de outubro de 2000.	76

FIGURA55–	Barrancona margemesquerda amontante deTraipú, sujeitoà erosão.	78
FIGURA56–	PercentualgranulométricoacumuladodobarrancoamontantedeTraipú.	78
FIGURA57–	PercentualgranulométricoacumuladodentrodocanalemPãodeAçúcar.	80
FIGURA58–	Percentual granulométrico acumulado sobre o banco de areia em Pão de Açúcar.	80
FIGURA59–	1 ^o banco no delta do rio São Francisco à 1 km da costa.	82
FIGURA60–	Percentual granulométrico acumulado sobre o banco de areia à jusante de Piaçabuçu.	82
FIGURA61–	Percentualgranulométricoacumuladosobreo1 ^o bancodeareiano delta à 1 km da costa.	83
FIGURA62–	Percentualgranulométricoacumuladosobreo2 ^o bancodeareiano delta à 1 km da costa.	83
FIGURA63–	Percentualgranulométricoacumuladodentrodocanalàjusantede Piaçabuçu.	84
FIGURA64–	Percentual granulométrico acumulado encontrado na praia do Cabeço margem esquerda.	85
FIGURA65–	Distribuição da freqüência da direção das ondas durante o verão.	91
FIGURA66–	Distribuição da freqüência da direção das ondas durante o outono.	91
FIGURA67–	Distribuição da freqüência da direção das ondas durante a primavera.	92
FIGURA68–	Distribuição da freqüência da direção das ondas durante o inverno.	92
FIGURA69–	Processo erosivo da praia do Cabeço.	93
FIGURA70–	Perfil de praia na região no povoado do Cabeço em janeiro de 2001.	94

LISTA DE TABELAS

TABELA1	Características morfológicas de deltas.	07
TABELA2	Regiões do vale do São Francisco, postossedimentométrico e valores médios obtidos.	21
TABELA3	Descarga sólida total em diversas bacias hidrográficas do mundo.	22
TABELA4	Valores de profundidade, velocidade e vazão medidos sob a ponte entre Porto Real do Colégio e Própria em 2000.	53
TABELA5	Valores de profundidade, velocidade e vazão medidos sob a ponte entre Porto Real do Colégio e Própria com possível erro de até 10% em 2000.	53
TABELA6	Características gerais do padrão de salinização do estuário do rio São Francisco, entre os dias 13 e 14 de outubro de 2000.	73
TABELA7	Características dos sedimentos do barranco montante de Traipú.	79
TABELA8	Características dos sedimentos encontrados em Pão de Açúcar, canal e banco de areia.	79
TABELA9	Características dos sedimentos encontrados nos bancos de areia no rio e delta do São Francisco.	81
TABELA10	Características dos sedimentos encontrados no canal à jusante de Piaçabuçu e praia do Cabeço.	84
TABELA11	Área de drenagem, descarga de água, descarga de sedimento e descarga específica para diversos rios do mundo (modificado de Milliman & Mead, 1983)	86
TABELA12	Concentração do TSS (Total de Sedimentos em Suspensão) encontrados sob a ponte entre Porto Real do Colégio e Própria.	87
TABELA13	Alturas das ondas mais frequentes durante o ano para diferentes períodos de ondas.	93

LISTA DE EQUAÇÕES

- Eq. 2.1** Descarga sólida do leito
- Eq. 2.2** Coeficiente de rugosidade do leito de Strickler
- Eq. 2.3** Coeficiente de rugosidade da partícula
- Eq. 2.4** Peso específico do sedimento submerso
- Eq. 2.5** Velocidade média da corrente
- Eq. 2.6** Gradiente de energia ou declividade da linha energética
- Eq. 2.7** Coeficiente de rugosidade do leito de Strickler
- Eq. 2.8** Diâmetro médio da composição do material do leito
- Eq. 2.9** Descarga sólida de arrasto
- Eq. 2.10** Descarga líquida parcial por unidade de largura
- Eq. 2.11** Descarga crítica por unidade de largura
- Eq. 2.12** Descarga sólida de arrasto
- Eq. 2.13** Descarga sólida de arrasto
- Eq. 2.14** Velocidade característica
- Eq. 2.15** Descarga sólida de arrasto
- Eq. 2.16** Velocidade característica
- Eq. 2.17** Tensão de cisalhamento adimensional de Shields
- Eq. 2.18** Tensão de cisalhamento adimensional de Shields
- Eq. 2.19** Tensão de cisalhamento adimensional de Shields
- Eq. 2.20** Quantidade introduzida por Rubey
- Eq. 2.21** Tensão tangencial

- Eq. 3.1** velocidade correspondente ao número de rotações
- Eq. 3.2** Descarga sólida do leito
- Eq. 3.3** Coeficiente de rugosidade do leito de Strickler
- Eq. 3.4** Coeficiente de rugosidade da partícula
- Eq. 3.5** Peso específico do sedimento submerso
- Eq. 3.6** Velocidade média da corrente
- Eq. 3.7** Gradiente de energia ou declividade da linha energética
- Eq. 3.8** Coeficiente de rugosidade do leito de Strickler

LISTADESIGLAS

ANEEL	Agência Nacional de Energia Elétrica.
CODEVASF	Companhiade Desenvolvementodo Vale do SãoFrancisco edo Parnaíba.
DNAEE	DepartamentoNacional deÁguas eEnergia Elétrica.
ENOS	El Niño Oscilação Sul.
GEF	GlobalEnvironmentFacility.
IBAMA	Instituto Brasileiro do Meio Ambiente.
IOS	Índice de Oscilação Sul.
NASA	National Aeronautic & Space Administration.
NEB	Nordeste Brasileiro.
NMRH	Núcleo de Meteorologia e Recursos Hídricos.
OEA	Organização dos Estados Americanos.
PLANVASF	Planode Diretor parao Desenvolvimento doVale do São Francisco.
PNUMA	Programadas NaçõesUnidas parao Meio Ambiente.
SRH	Secretaria de Recursos Hídricos.
TSM	Temperaturada Superfíciedo Mar.
TSS	TotaldeSedimentosem Suspensão.
ZCAS	Zona de Convergência do Atlântico Sul.
ZCIT	Zona de Convergência Inter-tropical.

LISTA DE SÍMBOLOS

D	Diâmetro médio da partícula, em mm.
D_m	Diâmetro médio da composição do material do leito em mm.
D_s	Diâmetro representativo de sedimento do leito que é usualmente considerado como D ₅₀ ou a média geométrica D _m .
D₅₀	Diâmetro da partícula, para o qual 50% do sedimento do leito são mais finos, em m.
D₉₀	Diâmetro da partícula para o qual 90% do sedimento do leito são mais finos, em mm.
D₃₅ e D₆₅	Diâmetros das partículas para o qual 35% e 65% dos sedimentos do leito são mais finos, em mm.
f(1/Ψ)	Uma função obtida através do gráfico no uso da solução, sendo $1/\Psi = \tau^*$ igual à tensão de cisalhamento adimensional de Shields.
F₁	Quantidade introduzida por Rubey, na equação.
g	Aceleração da gravidade igual a 9,815 m/s ² .
g_B	Descarga sólida de arrasto, em t/s por metro de largura.
K_r	Coefficiente de rugosidade da partícula, em mm ^{1/3} /s.
K_s	Coefficiente de rugosidade do leito de Strickler, igual ao inverso do coeficiente de rugosidade de Manning η _s .
L	Largura da seção, m.
p	Profundidade média em mm.
q	Descarga líquida parcial por m de largura, m ³ /(s.m).
q₀	Descarga crítica por m de largura, m ³ /(s.m).
q_{sa}	Descarga sólida do leito, em t/s por m de largura.
Q	Descarga líquida total, em litros/s.
Q_p	Descarga líquida da seção, em mm ³ /s.
Q_s	Parte da descarga líquida que influencia no leito, em litros/s.
Q_{sa}	Descarga sólida de arrasto, em kg/s.
R	Raio hidráulico em mm.
S	Gradiente de energia ou declividade da linha energética, em por m.
S_g	Gravidade específica do sedimento, igual a γ _s /γ.
V	Velocidade média da corrente, em mm/s.
V_c	Velocidade característica em mm/s.
η_s	Coefficiente de rugosidade de Manning.

τ_0	Tensão tangencial em t/m^2 .
ν	Viscosidade cinemática da água.
γ	Peso específico da água igual a $1.0 t/m^3$.
γ_s	Peso específico do sedimento, em t/m^3 .
γ'_s	Peso específico do sedimento submerso, em t/m^3 .

CAPÍTULO 1

INTRODUÇÃO

A compreensão da evolução geológica das planícies costeiras, durante os últimos milhares de anos, fornece valiosas informações sobre as mudanças paleoambientais em geral e também pode explicar as tendências da dinâmica atual. Desse modo, pode ajudar a solucionar vários problemas de gerenciamento costeiro, como os relacionados aos fenômenos de erosão e sedimentação acelerados, com ou sem influência antrópica.

As pesquisas dos aspectos sedimentológicos, com enfoque no transporte de sedimentos dentro de grandes rios, têm tido, atualmente, uma maior importância devido aos problemas relacionados às atividades antropogênicas no seu uso de uma forma geral. Com o aumento da população mundial e o estágio em que se encontra a água, atualmente se define, como uma prioridade vulnerável aos diversos ramos da atividade humana ao longo do globo. Sua utilização na produção de energia elétrica trouxe a necessidade de construção de barragens para usinas hidroelétricas. Ao mesmo tempo em que trazem benefícios para a população, têm trazido problemas relacionados à erosão e sedimentação em seu curso. Entre as consequências dessa erosão têm-se prejuízos para os solos agricultáveis, com a remoção de solo e nutrientes, sedimentação dos seus canais fluviais, dificultando a navegação.

Ao longo da costa brasileira existem vários rios que despejam suas águas no Oceano Atlântico e, juntamente a essas desembocaduras, existem regiões de progradação, que alguns pesquisadores definiram como deltas. Existem deltas que são dominados por marés, e outros são dominados por ondas, onde esse último tipo é altamente destrutivo. O conhecimento da origem dessas zonas de progradação é bastante importante, principalmente quando se pretende estudar a taxa de transporte de sedimentos, associando áreas em assoreamento ou erosão.

Para compreender as interações entre terra-mar, é importante conhecer, também, o sistema fluvial. Os rios são a principal fonte de material continental para os oceanos, sendo o transporte de matéria regulado por fatores como pluviosidade, características da bacia (litologia, solo, relevo, vegetação), hidrodinâmica fluvial e composição química das águas (Holland, 1978; Walling & Webb, 1986). Entretanto, a carga de matéria orgânica, lançada nos oceanos através dos rios, pode ser alterada devido à ação antropogênica (Salomons & Foster, 1984).

Os estuários constituem-se numa importante região de transição entre ambientes terrestres e marinhos, sendo os rios, perante os estuários, a principal via de transporte dos produtos da denudação dos continentes em direção as águas costeiras (Garrels & Mackenzie, 1971).

Estuário, segundo a definição de Kjerve & Magill (1989), é um sistema costeiro que possui uma conexão restrita, permanente ou intermitente, com o mar, possuindo três regiões distintas, a saber: a) região fluvial, sem influência das águas marinhas, mas sujeita às flutuações de subida e descida da maré; b) região de mistura, caracterizada pelo encontro das águas fluviais com as águas marinhas e c) região de turbidez máxima, localizada entre a região de mistura e a margem oceânica.

Os grandes projetos mundiais, que estudam a interface terra-mar, estimam o aporte de matéria para os oceanos considerando, na sua maioria, somente os rios de grande porte. A capacidade erosiva dos sistemas fluviais e a competência de transporte da matéria para os oceanos, apresentam diferenças regionais e temporais muito significativas (Milliman & Syuyitoki, 1992). As estimativas para a costa leste da América do Sul são, na sua maioria, de pequeno e médio porte, vem sendo negligenciadas nas estimativas até então realizadas, citadas por (Carneiro, 1998).

O São Francisco, maior rio genuinamente nacional, estende-se pelo território de seis estados, Minas Gerais (considerado um dos três estados mais desenvolvidos do país), Bahia, Goiás e Pernambuco, Alagoas e Sergipe, além do Distrito Federal. A sua importância se deve não só pelo volume de água transportada numa região semi-árida mas, principalmente, pela sua contribuição histórica e econômica na fixação das populações ribeirinhas e na criação das cidades hoje plantadas ao longo do vale, bem como pelo potencial hídrico passível de aproveitamento em futuros planos de irrigação dos excelentes solos situados à sua margem. As atividades agropecuárias existentes tendem a apresentar maior dinamismo, em virtude da expansão da agricultura irrigada, e pela crescente integração entre as atividades agrícolas e agroindustriais. Além dos usos domésticos e agrícolas, os recursos da bacia atendem, de maneira intensiva, a geração de energia, pesca e navegação.

No rio São Francisco há diversos tipos de obras de engenharia relacionadas à geração de energia elétrica, ao abastecimento d'água, à navegação e à proteção contra enchentes. As obras mais frequentes são as barragens, que alteram o regime hidrológico, modificando tanto a vazão líquida quanto a sólida à jusante, por reterem grande parte dos sedimentos. Na figura 01 estão relacionadas as barragens mais importantes da bacia do São Francisco.

A região do baixo São Francisco tem sofrido significantes mudanças em sua morfologia devido à regularização de seu fluxo. Atualmente, em consequência do grande número de bancos de areia existentes ao longo do curso do rio, a navegação está difícil e somente é possível com pequenos barcos.

A maior parte dos sedimentos, erodidos de suas barrancas, é levado com o escoamento das chuvas para a calha dos rios. Esta produção de sedimentos está provocando assoreamento, resultando na redução da profundidade e rebaixamento do rio entre outros fenômenos correlacionados. Com a diminuição das correntes, em consequência do controle da vazão, está provocando um déficit de sedimentos no delta para a deriva litorânea, resultando numa acelerada erosão em algumas praias próximas da foz do rio.

Considerando a escassez de dados científicos, as eminentes transformações a qual esta região está sofrendo, e a importância da qualidade e do desenvolvimento sócio-econômico, o presente estudo tem, como objetivo, fazer a caracterização hidrodinâmica-sedimentológica do estuário e delta do rio São Francisco.

A bacia do rio São Francisco se estende através de três tipos predominantes de clima; tropical úmido, nos planaltos interiores; tropical semi-árido, nas planícies sertanejas do médio e submédio São Francisco e tropical semi-úmido, na região costeira. O clima do Vale é influenciado por diferentes massas de ar, apresentando baixo índice de nebulosidade e, por consequência, uma grande incidência de radiação. Em função das elevadas temperaturas médias anuais, da localização geográfica intertropical e da alta transmissividade atmosférica na maior parte do ano, a evapotranspiração é muito alta, sobretudo na parte norte do Vale. O elemento que mais caracteriza o clima do Vale é a pluviosidade (Codevasf, 2000).

O Nordeste do Brasil (NEB) possui alta variação espacial e grandes flutuações interanuais na precipitação (Kousky, 1978). Normalmente, o total anual de precipitação é muito elevado na região costeira, alcançando totais superiores a 1800 mm, mas cai para menos de 400 mm em algumas partes centrais da região.

A variabilidade da precipitação no Nordeste está sujeita à posição da zona de convergência intertropical (ZCIT) e a forte influência das anomalias de temperatura da superfície do mar (TSM) do Oceano Atlântico. O impacto causado pelo fenômeno El Niño-Oscilação Sul (ENOS), um exemplo de perturbação climática de escala global, pode ser sentido principalmente pela modificação no regime e no total de precipitação que, dependendo da intensidade do evento, pode resultar em secas severas, intercâmbio, de forma expressiva, nas atividades humanas (Molion & Bernardo, 2000).

O baixo São Francisco, região a ser avaliada, está localizada no semi-árido Nordeste, sendo completamente influenciada pelos fenômenos citados anteriormente. Essa influência atua de forma crucial no seu regime pluviométrico, podendo trazer conseqüências na contribuição local para a descarga fluvial existente quando observado outros fatores meteorológicos, como a elevada temperatura, que produz um alto índice de evaporação na superfície líquida.

Motivado pelas circunstâncias apresentadas, o presente estudo é uma tentativa de se avaliarem as conseqüências geradas a partir da construção da série de barragens para as Usina Hidrelétricas, em todo o sistema fluvial do baixo São Francisco, com ênfase na região do estuário e delta, entre os estados de Alagoas e Sergipe.

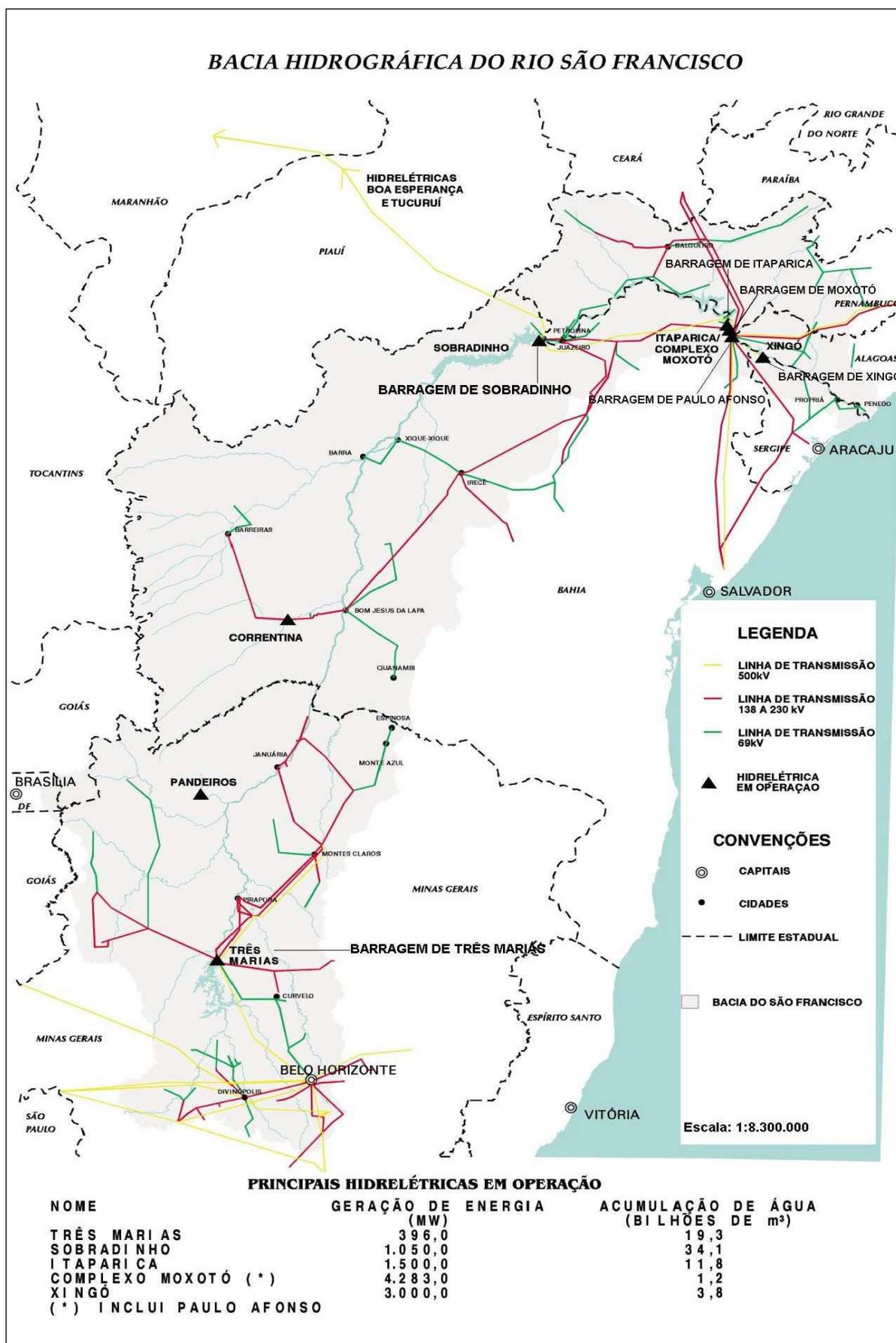


Figura 01 – Localização das principais barragens do rio São Francisco. (Fonte:CODEVASF)

CAPÍTULO 2

REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

– Delta e Estuário

O termo delta é bastante antigo, datado de cerca de 400 anos A.C., quando Heródoto o empregou pela primeira vez referindo-se à planície aluvial situada entre os dois distributários principais do Rio Nilo, que exibia grande semelhança com a quarta letra do alfabeto grego.

Em 1832, Lyell introduziu o termo na literatura geológica, definindo-o em 1853 como “um terreno aluvial formado por um rio em sua desembocadura, sem contudo possuir uma forma definida” (Moore, 1966).

Barrell (1912) usou o termo para designar “um depósito parcialmente subaéreo construído por um rio de encontro a um corpo permanente de água” (LE Blanc, 1975). Estudando o delta do rio Mississipi, concluiu-se que o substantivo delta e adjetivo deltaico deveriam ser usados para designar sedimentos depositados por um rio nas vizinhanças de sua desembocadura. Bates (1953) definiu um delta como “um depósito sedimentar construído por um fluxo de jato dentro de um corpo permanente de água”. Esta definição incorporaria também, os leques submarinos, que são acumulados nas desembocaduras dos canhões submarinos. Segundo Bacocoli (1971), alguns autores ainda usaram o termo para designar toda acumulação resultante da perda de velocidade de uma corrente aquosa ao penetrar em corpo de água mais volumoso, sejam os depósitos, assim formados, subaéreos ou subaquáticos.

Vários são os fatores que dominam os processos de sedimentação deltaica, os quais mudam bastante, resultando em diferentes tipos de deltas.

Em determinadas condições, o fluxo de água junto à desembocadura de um rio poderá constituir obstáculos, que tenderá a bloquear o transporte costeiro das areias, do mesmo modo que um molhe artificial em uma região costeira. Essas estruturas marítimas, ancoradas em terra, são geralmente construídas de modo a estender-se além da zona de arrebentação impedindo completamente o trânsito litorâneo de sedimentos. Como resultado, os sedimentos ficarão retidos de encontro ao molhe, fazendo com que a linha de costa, à barlamar dessa estrutura, prograda rapidamente. À sotamar, a corrente de deriva litorânea continua atuante, removendo os sedimentos e provocando o avanço do mar por erosão da linha de costa (Komar, 1973) desenvolveu modelos de computador para simular o crescimento e a forma de equilíbrio dos deltas nos quais a ação das ondas é a força dominante na redistribuição dos sedimentos. Desse modo, este autor chamou a atenção para o fato de que, em presença de

ondas que se aproximam da costa segundo um ângulo agudo, o fluxo fluvial se comporta à semelhança de um molhe constituindo uma barreira à deriva litorânea. Assim, a planície litorânea, à barlar da desembocadura, prograda muito mais rapidamente do que à sotamar que, por sua vez irá caracterizar-se como uma região com “déficit” de sedimentos.

Coleman & Wright (1971, 1975) discutiram os vários processos costeiros e seus efeitos e significados na formação de deltas. Segundo esses autores, os fatores mais importantes são: clima, flutuações de descarga fluvial e de carga sedimentar, processos associados à desembocadura fluvial, energia das ondas, regime de marés, ventos, correntes litorâneas, declividade da plataforma, tectônica e geometria da bacia receptora. Embora todos esses fatores tenham influência, somente poucos processos atuam mais intensamente na formação dos diferentes tipos de deltas. Segundo Morgan (1970), quatro são os fatores fundamentais que influem na sedimentação deltaica:

- 1 – Regime fluvial;
- 2 – Processos costeiros;
- 3 – Fatores climáticos;
- 4 – Comportamento tectônico.

Em deltas, a contínua e rápida introdução de sedimentos pelas fontes fluviais interrompe o equilíbrio normal entre o regime de ondas e a deposição topográfica. Desse modo, a geometria resultante de muitos corpos de areia deltaicos depende não somente da magnitude e distribuição da força das ondas, mas também da habilidade dos rios em suprir sedimentos. Características morfológicas dos sete maiores rios de deltas foram resumidos na Tabela – 1.

Em períodos de alta descarga fluvial, correspondente à fase de enchente, o fluxo de água, junto à desembocadura, irá construir um obstáculo que tenderá a bloquear o transporte litorâneo das areias. Isto irá ocasionar acumulação de areias à barlar da foz e possível erosão à sotamar. Entretanto, erosão da porção á jusante da corrente é freqüentemente compensada pelo aporte de sedimentos grossos supridos pelo próprio rio.

Tabela 1 – Características morfológicas de deltas.

Configuração litorânea e de entrada de rio	Formas deltaicas em terras costeiras	Formas deltaicas em terras planas
Mississipi		
Litoral altamente recuado, extensão múltipla com distribuição dividida	Pântano litorâneo recuado, terras, praias escassas e desenvolvimento pobre	Pântano, baías abertas e fechadas
Danúbio		
Ligeiramente recuado com prolongamento da entrada do rio	Pântano litorâneo com areia de praias adjacentes à entrada do rio	Pântano, lagos e topo da praia abandonado
Ebro		
Orla suave com prolongamento único na entrada do rio	Pouca areia de praia e extensa cuspide com algumas dunas eólicas	Pântano salgado com alguns topos de praia
Niger		
Suave, orla curvada como arco, rios múltiplos com poucas entradas	Areia de praia aproximadamente contínua ao longo da orla	Pântano, árvores submersas, e topo de praia
Nilo		
Diretamente curvado como arco, orla suave com dois leves prolongamentos distribuídos na entrada	Largo, elevada areia de praias e formação de barreiras com dunas eólicas, topo de praia com entrada distribuída	Planície inundada com canais abandonados e alguns topos de praia, hipersalinas, fracase barreiras lagunares próximas a presença da orla
São Francisco		
Orla arenosa com único rio contraído e alinhamento reto.	Elevado, areia de praia larga com grandes dunas eólicas	Topo de praias fracase dunas

Em período de baixa descarga fluvial, o obstáculo representado pelo fluxo fluvial irá praticamente desaparecer e, conseqüentemente, a meia-cuspide construída à barlamar, na fase anterior, experimentará acelerado processo de erosão, originando um esporão arenoso que tenderá a obstruir parcialmente a foz. Este evento ficará registrado na planície costeira sob a forma de um alinhamento de truncamento das cristas das praias. Se o período de baixa vazão durar

bastante tempo, o esporão arenoso poderá atingir largura suficiente que permitirá resistir, até certo ponto, às condições de alta energia da fase de enchentes subsequente. Muitas vezes, somente a extremidade do esporão arenoso poderá ser destruída e a barragem provocada pelo fluxo fluvial será deslocada no sentido da deriva litorânea. Sobre a linha de truncamento, à barlar da desembocadura, será construído um novo sistema de crista praias alimentado pelos sedimentos transportados ao longo da costa.

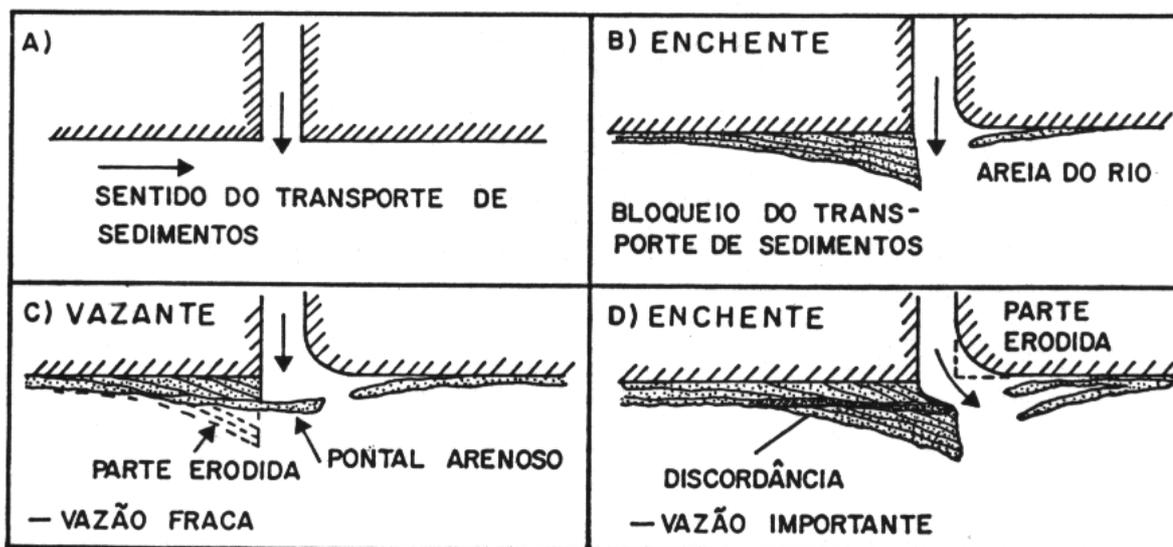


Figura 02 – Mecanismo de bloqueio do transporte litorâneo de areias, paralelamente à costa, por efeito de fluxo ligado a uma desembocadura fluvial em regiões costeiras, exibindo alternâncias de fases de débitos fluviais. (Fonte: Boletim IG-USP)

Quando as frentes de ondas incidem paralelamente à linha de praia, e somente neste caso, os sedimentos transportados pelos cursos fluviais defronte de sua desembocadura serão retrabalhados em ambos os lados da foz para formar um delta em cuspide altamente destrutivo dominado por ondas.

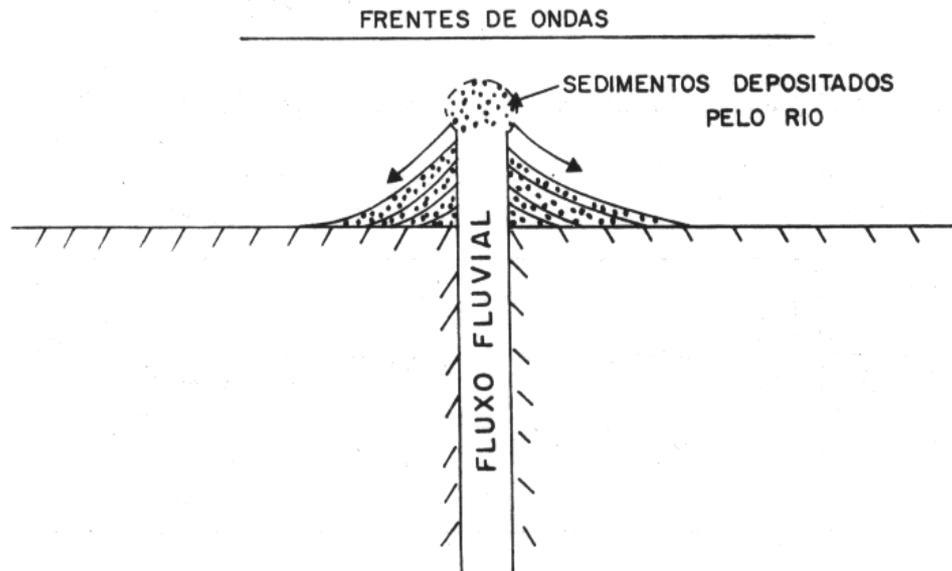


Figura 03 – Em desembocaduras fluviais, onde as frentes de onda incidem paralelamente à linha costeira, há ausência de transporte litorâneo e as areias fornecidas por aporte fluvial são redistribuídas pelas ondas em ambas as margens da foz, com disposição aproximadamente simétricas. (Fonte: Boletim IG-USP)

Galloway(1975)apresentouumaclassificaçãodedeltasbaseadanaação recíprocos processos marinhos e fluviais e no papel desempenhado por esses na construção deltaica, propondo grande variedades de tipos de deltas figura 04, segundo três membros extremos: a) delta de domínio fluvial, b) deltas dominados por ondas e c) deltas dominados por marés.

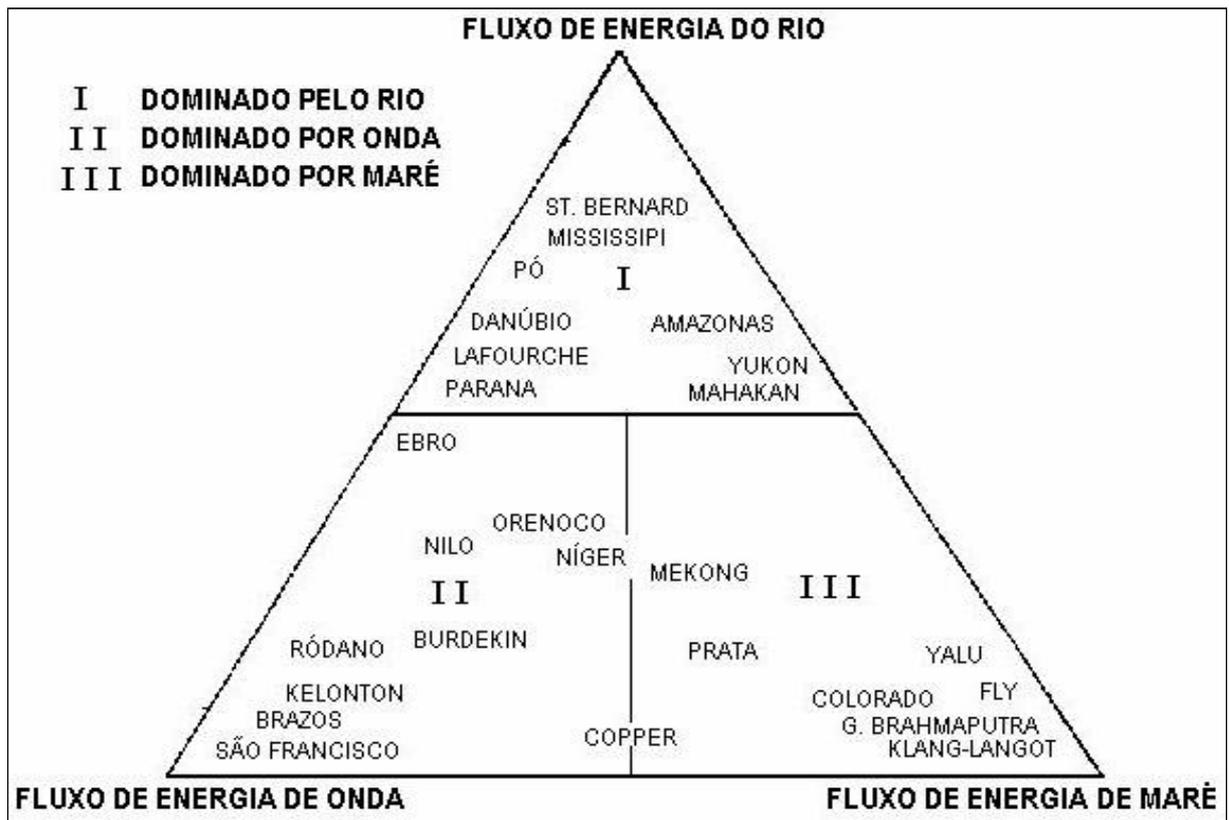


Figura04–Classificação dos vários sistemas de deltas baseada na intensidade relativa dos rios, ondas e processos de maré (Galloway, 1975).

As figuras abaixo mostram imagens de três tipos de deltas, baseadas nas diferentes influências que cada tipo sofre.



Figura05 – Delta do rio Mississippi, dominado por rios. (Fonte: NASA)



Figura06– Deltadorio Ganges-Brahmaputra,dominado por marés.(Fonte: NASA)



Figura07 – Delta dorio São Francisco, dominado por ondas. (Fonte: NASA)

Dentro dos estuários, as águas dos rios são misturadas com as águas do mar pelo ação dos movimentos das mares, pelas ondas na superfície do mar e pelas descargas dos rios forçando em direção ao mar. As subidas e descidas das marés governam a magnitude das oscilações das correntes. Entretanto a alta descarga dos rios tem um considerável efeito na modificação delas no estuário superior. A corrente residual, porém, tende para ser dominada muito mais pela diferença da densidade horizontal e vertical entre a água do rio e do mar, e isso depende do processo de mistura. A salinidade do mar para o rio difere de 35‰, criando uma diferença de densidade em torno de 2%. Embora pequena, essa diferença é suficiente para criar um fluxo residual apreciável. A diferença de temperatura normalmente é pequena, porém tem uma importância no controle da distribuição da densidade.

Os diferentes tipos de estuários conseqüentemente geram diferenças de regimes de sedimentação. Classificação dos tipos de estuários e seus detalhes físicos característicos foram detalhados por Dyer (1973) e Officer (1976).

Em muitos estuários, a região de mistura ocorre perto da linha da costa, e a sedimentação de material fluvial fica restrita à região costeira. Entretanto, rios de grande porte como o Amazonas, Amarelo, Congo e Bramaputra têm capacidade de carrear materiais para o oceano aberto (Carneiro, 1998).

Segundo (Day, 1989, Burton & Liss, 1976), o material de origem continental atinge a região estuarina, principalmente associado ao material particulado em suspensão, embora uma fração variável possa ser transportada na fase dissolvida. Ao atingir a região de mistura das massas d'água, uma parte do material em suspensão é sedimentado, devido a uma sensível redução do fluxo fluvial, sendo a deposição governada por mecanismos diversos. Como a cunha salina se move em direção à terra ou ao mar, de acordo com as marés e o fluxo do rio, a área de deposição abrange uma ampla faixa. Areias finas, provenientes do curso fluvial, podem ser depositadas antes da região de mistura à medida que a correnteza diminui.

O sedimento é um compartimento importante, principalmente em ambientes rasos, pois influencia a dinâmica da produção do sistema. Os ventos e as ondas podem induzir à ressuspensão do sedimento de fundo, influenciando a composição das águas nas camadas subjacentes (Calmano, 1981).

– Transporte de sedimentos

O conhecimento da quantidade de sedimentos transportados pelos rios é de fundamental importância para o planejamento e aproveitamento dos recursos hídricos de uma região, uma vez que os danos criados pelos sedimentos são extensos e variados. Os tipos de problemas causados pelos sedimentos dependem da quantidade e da natureza dos sedimentos, que, por sua vez, dependem dos processos de erosão, transporte e deposição (Paiva & Villela, 1992).

A maior ou menor carga sólida transportada pelos cursos d'água reflete a erosão que está ocorrendo numa bacia. Um estudo da evolução da produção de sedimentos com o tempo mostra que pode estar ocorrendo maior erosão, com o maior uso do solo, devido ao aumento de população em uma região (Carvalho, 1995).

O transporte de sedimentos é uma das fases de que se ocupa a sedimentologia. A partícula derivada do chapéu pelos processos de erosão, deslocamento, transporte do

sedimento, deposição e compactação. O transporte de sedimentos se processa nos cursos d'água, sendo que a maior quantidade ocorre na época chuvosa. Foi verificado que 70% a 90% de todo o sedimento transportado pelos cursos d'água ocorrem no período de chuva, principalmente durante as fortes precipitações (Carvalho, 1994).

A chuva, quando cai sobre o solo, exerce uma força sobre suas partículas, capaz de as remover de suas posições para outros locais, em geral, de níveis mais baixos. Essa ação erosiva das chuvas leva anualmente milhões de toneladas de solo para os rios brasileiros. Por outro lado, as correntes também exercem uma ação erosiva em seus canais. Partículas do leito arrancadas deste passam a ser transportadas em suspensão na corrente pela ação das componentes verticais da velocidade no regime turbulento (Villela & Mattos, 1975).

A ação da gravidade faz com que a maior concentração de partículas esteja junto ao fundo. Dessa forma, distinguem-se dois tipos de transporte, sendo um em suspensão e outro junto ao fundo (arrasto). Assim, a descarga total se obtém através da soma entre os dois transportes existentes: descarga sólida de arrasto e descarga sólida em suspensão.

A seleção da fórmula mais adequada é muito importante para o cálculo preciso da descarga sólida dos cursos d'água e estuários, particularmente onde recursos energéticos estão envolvidos, ou em cursos d'água onde contaminantes estão associados com os sedimentos (Stevens & Yang, 1989).

Dessa forma, poderão ser utilizadas diferentes fórmulas de avaliação para o cálculo da descarga sólida de arrasto e em suspensão. De acordo com o estudo estimativo, foram indicadas as fórmulas mais utilizadas; como as fórmulas Meyer-Peter e Muller (1948) com o auxílio da equação de Manning (Wilson Jr, 1978), a de Schoklitsch (1934), a de Rottner (1959), a de Gontcharov (Vurmirovic, 1972), citado por WILSON Jr (1978), a de I. I. Levi Vurmirovic (Op. cit.) e a de Einstein e Brown (1942). A seguir são apresentadas as fórmulas:

-Fórmula de Meyer-Peter e Muller (1948)

Essa fórmula é válida para areias e pedregulhos com diâmetros compreendidos entre 0,4 a 30 mm.

$$Q_s = 47,5 \left[\frac{\gamma}{g} \right]^{1/3} \cdot 0,25 = \gamma \cdot \left[\frac{Q}{K_R} \right]^{3/2} \cdot p \cdot S - 0,047 \cdot \gamma \cdot D_m \quad (2.1)$$

Onde, têm-se:

$$K_s = \frac{1}{\eta_s} \quad (2.2)$$

$$K = \frac{26}{r (D_{90})^{1/6}} \tag{2.3}$$

$$\gamma'_s = (\gamma_s - \gamma) \tag{2.4}$$

γ -peso específico da água igual a 1.0 t/m³,

Q_s -partedadescargalíquidaqueinfluenciaoleito(litros/s) Q -

descarga líquida total (litros/s)

K_s -coeficientederugosidadedeleito de Strickler, igual ao inverso do coeficiente de rugosidade de Manning

η_s .

K_r -coeficiente de rugosidade da partícula (m^{1/3}/s)

D_{90} -diâmetro de partícula para o qual 90% do sedimento do leito são mais finos (m) p -

profundidade média (m)

S-gradiente de energia ou declividade da linha energética (m/m)

γ'_s -peso específico dos sedimentos submerso (t/m³)

γ_s -peso específico do sedimento (t/m³)

D_m -diâmetro médio da composição do material do leito (m) g -

aceleração da gravidade igual a 9,815 (m/s²)

q_{sa} - descarga sólida do leito, em t/s por m de largura,

η_s -coeficientederugosidadedeManning, V -

velocidade média da corrente (m/s)

De acordo com Wilson Jr (Op. cit), o gradiente de energia S, que aparece na fórmula de Meyer-Peter e Muller e em outras equações, é uma das mais difíceis medidas hidráulicas. Em geral, a superfície d'água não é paralela ao leito do rio e nem é uma linha reta, sendo a determinação de S um problema.

Na falta da determinação do S em campo, pode-se usar a equação de Manning para calcular um valor aproximado, o que resulta:

$$v = K_s R^{2/3} S^{1/2} \tag{2.5}$$

ou seja,

$$S = \left(\frac{V}{K_s R^{2/3}} \right)^2 \tag{2.6}$$

na qual

$$K_s = \frac{1}{\eta_s} \quad (2.7)$$

e

R - raio hidráulico em m.

Considerações:

O valor de Q_s/Q é igual a 1 para rios largos e planos,

$$D_{\bar{m}} = \frac{D_{35} + D_{65}}{2} \quad (2.8)$$

D_{35} e D_{65} - diâmetros das partículas para as quais 35% e 65% dos sedimentos de leitões são mais finos, em m.

Quando a extensão da seção é muito maior que a profundidade, o raio hidráulico R é igual a profundidade.

O coeficiente de rugosidade η_s e K_s foram estimados seguindo os critérios propostos por Ven Te Chow, sendo $\eta_s = 0,035$ e $K_s = 29$.

-Fórmula de Schoklitsch (1934)

A fórmula de Schoklitsch é baseada no movimento da carga do leito, isto é, calcula a descarga de arrasto. Foi desenvolvida com dados obtidos de uso da calha de Gilbert, com sedimentos de granulometria média de 0,3 a 0,5 mm, areia média a grossa.

$$\frac{Q_{sa}}{D} = \frac{7000}{D^{1/2}} \cdot S^{3/2} \cdot (q - q_0) \quad (2.9)$$

na qual

$$q = \frac{Q_p}{L} \quad (2.10)$$

$$q_0 = \frac{1,944 \times 10^{-8} \cdot D}{S^{4/3}} \quad (2.11)$$

sendo:

Q_{sa} - descarga sólida de arrasto (Kg/s)

Q_p – descarga líquida da seção (m^3/s) L –

largura da seção (m)

D – diâmetro médio da partícula (mm)

q – descarga líquida parcial por metro de largura ($m^3/s.m$) q_0 –

descarga crítica por m de largura ($m^3/(s.m)$)

-Fórmula de Rottner (1959)

Essa fórmula foi baseada em estimativas dimensionais e em coeficientes empíricos. Foi desenvolvida a partir da análise de 2.500 observações experimentais. A fórmula pode ser utilizada com qualquer sistema de unidades homogêneas.

$$q_{sa} = \gamma \left[(S_g - 1) \cdot g \cdot p^3 \right]^{1/2} \cdot \left[\frac{V}{(S_g - 1) \cdot g \cdot p} \cdot \left[0,667 \cdot \left(\frac{D_{50}}{p} \right)^{2/3} + 0,14 \cdot 0,778 \cdot \left(\frac{D_{50}}{p} \right)^{2/3} \right]^3 \right] \quad (2.12)$$

sendo:

q_{sa} – descarga sólido de arrasto, em t/spo metro de largura, S_g –

gravidade específica do sedimento, igual a γ_s/γ

D_{50} – diâmetro da partícula, para o qual 50% do sedimento do leito são mais finos, em mm.

-Fórmula de Gontcharov (Vurmirovic, 1972)

$$g_B = 5,3 \cdot V_c \cdot D_m \cdot \left[\frac{(V)^5}{V_c} \right] \cdot \left[\frac{(V)}{V_c} \right] \quad (2.13)$$

na qual

$$V_c = \sqrt{\frac{\gamma_s - \gamma}{1,75 \cdot \gamma}} \cdot g \cdot D \cdot \sqrt[8]{\log \frac{8 \cdot 8R}{m \cdot D_{90}}} \quad (2.14)$$

e

g_B – descarga sólido de arrasto, em t/spo metro de largura, V_c –

velocidade característica (m/s)

-Fórmula de Levi

$$g_B = 2 \cdot \left(\frac{V}{\sqrt{g \cdot D_m}} \right)^3 \cdot \left(\frac{D}{R'} \right)^{1/4} \cdot (V - V_c) \cdot D_m \tag{2.15}$$

na qual

$$V_c = 1,4 \cdot \sqrt{g \cdot D_m} \cdot \left(\frac{\kappa}{7 \cdot D_m} \right)^{1/4} \tag{2.16}$$

- Fórmula de Einstein Brown (1942).

Einstein reconheceu a influência das forças hidrodinâmicas no transporte de sedimentos, tendo relacionado a probabilidade do movimento de partículas ao parâmetro adimensional da intensidade de transporte.

$$\phi = f \left(\frac{1}{\Psi} \right) \tag{2.17}$$

$$\phi = \frac{q_{sa}}{\gamma \cdot F \cdot \sqrt{g \cdot \left(\frac{\gamma_s}{\gamma} - 1 \right) \cdot D^3}} \tag{2.18}$$

$$\frac{1}{\Psi} = \frac{\tau_0}{\gamma_s \cdot \gamma \cdot D} = \tau_* \tag{2.19}$$

$$F_F = \sqrt{\frac{2}{3} + \frac{36 \cdot \nu}{g \cdot \left(\frac{\gamma_s}{\gamma} - 1 \right) \cdot D^3}} + \sqrt{\frac{36 \cdot \nu}{g \cdot \left(\frac{\gamma_s}{\gamma} - 1 \right) \cdot D^3}} \tag{2.20}$$

$$\tau_0 \cong \gamma \cdot p \cdot S \tag{2.21}$$

Sendo:

f(1/Ψ)-uma função obtida através do gráfico nos usos da solução, sendo 1/Ψ=τ* igual à tensão de cisalhamento adimensional de Shields,

D_s-diâmetro representativo de sedimento do leito que é usualmente considerado como D₅₀ ou a média geométrica D_m,

ν -viscosidade cinemática da água,

F_1 - quantidade introduzida por Rubey, na equação,

τ_0 - tensão tangencial em (t/m^2)

Na determinação da descarga sólida em suspensão, as grandezas fundamentais são a concentração e a descarga líquida. Essas grandezas podem ser determinadas de forma direta, com equipamentos que determinam a concentração imediata ou através da turbidez, e de forma indireta com a coleta e análise em laboratório.

Diversas fórmulas são utilizadas para o cálculo dos transportes de sedimentos, porém nenhuma delas podem ser aplicadas para todos os casos. Calcula-se a descarga sólida em suspensão e de arrasto independentemente porque não são regidas completamente pelas mesmas leis. Enquanto o sedimento em suspensão se movimenta livremente pela ação da corrente, o sedimento de arrasto sofre ações de resistência entre as próprias partículas e interferências do próprio leito, tornando o fenômeno mais complexo.

Carvalho Jr. (1994) realizou estudos com o objetivo de diagnosticar a produção de sedimento na bacia do rio São Francisco. Os valores de produção de sedimentos foram comparados com os valores médios considerados como normais por Khosla. Tal comparação foi necessária por não existir trabalhos semelhantes no nosso País. Pelos resultados encontrados, a bacia do São Francisco, de forma geral, apresenta valores baixos de carga sólida, a não ser nos postos do alto curso que têm valores elevados.

Uma análise feita por (Carvalho, 1995) no posto de Pirapora no alto curso, mostrou que a produção de sedimentos aumentou 80% no período de 1965 a 1985, a uma taxa de 3,8% ao ano. Concluiu que estava havendo uma erosão crescente na bacia cuja perda de solos dobrou em 26 anos.

Em uma outra análise, Carvalho (Op. cit.) observou a descontinuidade na produção de sedimentos na linha do rio à medida que se deslocava do alto para o médio curso (figura 08). Tal fato se deu pelo efeito da transição com a região do semi-árido. A fonte principal de produção de sedimento é a alta e a média sub-bacia. Essas áreas da bacia do São Francisco recebem os principais tributários e contribuem com 90% do volume total de água para o oceano.

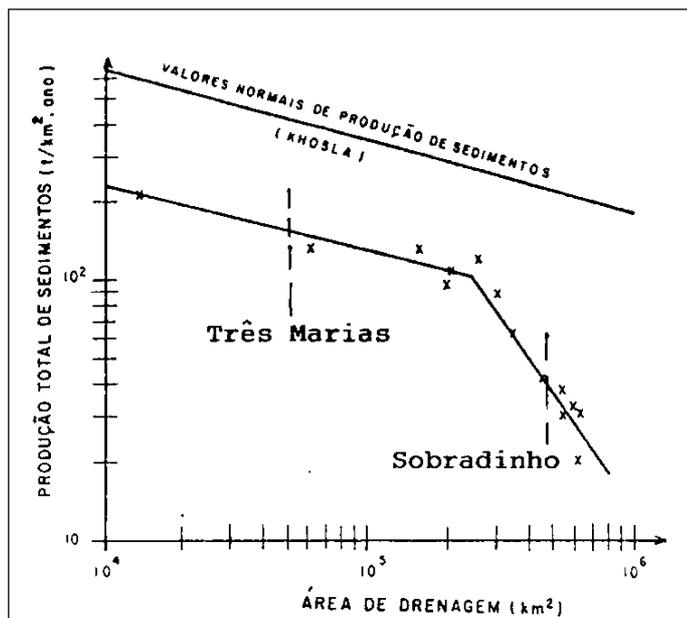


Figura08—Produção de sedimento em suspensão em postos da bacia do rio São Francisco para o período de 1956 a 1985 (OEA/PLANVASF, 1986).

No trecho do sub-Médio São Francisco, médios e pequenos afluentes aparentam contribuir com bastante sedimento durante cheias pouco frequentes e muito pouco em outras épocas. Na área do baixo São Francisco a precipitação é mais uniforme. Os afluentes nessa área aparentam contribuir com apenas uma quantidade moderada de sedimento.

Uma comparação de taxas de sedimentos no rio São Francisco e no rio Colorado, nos Estados Unidos, mostra que a carga total de sedimentos no rio São Francisco é apenas a nona parte d'aquela carregada pelo Colorado, embora tenha o São Francisco quase cinco vezes a vazão do Colorado. Assim, a concentração média de sedimento nas vazões do rio Colorado é cerca de 40 vezes a do rio São Francisco (Bureau of Reclamation, 1967).

Os resultados encontrados em uma outra localidade no curso sub-médio no posto de Juazeiro (figura 09), mostrou a relação entre a produção de sedimento acumulada anual antes e depois da construção da barragem de Sobradinho, a curva encontrada mostrou que está havendo retenção de sedimento em seu reservatório.

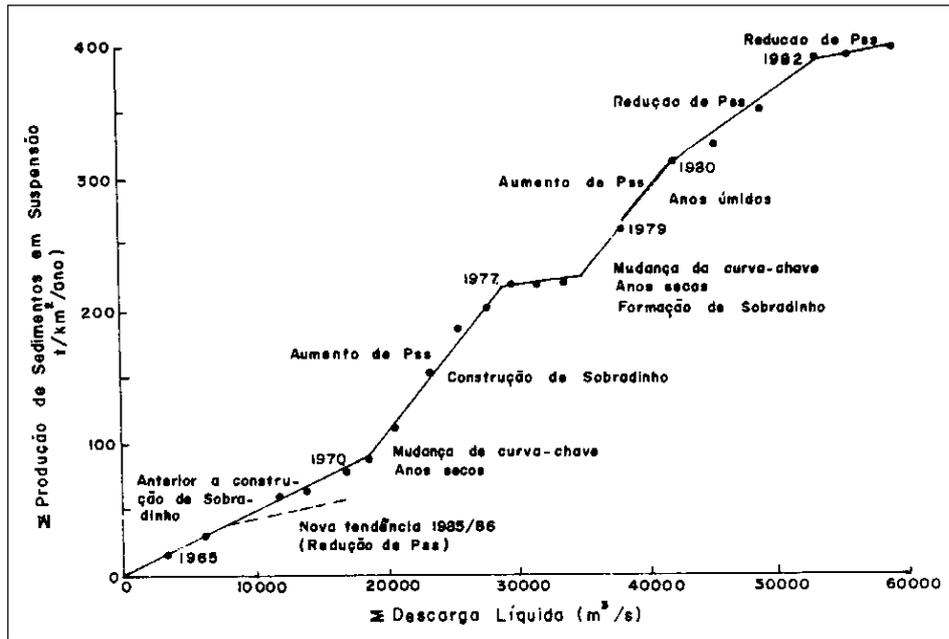


Figura 09 – Evolução da produção de sedimentos em suspensão acumulada anual - rio São Francisco - Juazeiro (OEA/PLANVASF, 1986).

Como já foi mencionado anteriormente, à medida que se desloca do alto para o sub-médio curso do rio São Francisco, a produção de sedimento cai sensivelmente. A tabela 2, comprova tal fato através da produção média anual de sedimento em diversas localidades do alto à o baixo São Francisco.

Tabela 2 – Regiões do vale do São Francisco, postossedimentométricos e valores médios obtidos.

Posto Sedimentométrico	Região Fisiográfica	Entidade	Período de Observação		Área de Drenagem (km ²)	Descarga Líquida Média Anual (m ³ /s)	Transporte Médio (10 ⁶ t/ano)	Produção de Sedimento Média Anual (t/km ² ano)
			Início	Final				
Pirapora - Barreiro	Alto São Francisco	CODEVASF	23/04/72	10/03/75	61.880	816,0	8,3	135,2
Pirapora - Barreiro	Alto São Francisco	DNAEE	29/12/75	10/11/82	61.880	775,0	7,2	116,3
Manga	Médio São Francisco	CODEVASF	11/04/72	12/03/75	200.789	1.854,0	21,0	104,7
Morpará	Médio São Francisco	CODEVASF	17/12/68	03/02/75	344.800	2.519,0	20,2	58,5
Morpará	Médio São Francisco	DNAEE	18/12/78	13/11/84	344.800	2.929,0	21,5	62,3
Juazeiro	Sub-Médio São Francisco	CODEVASF	05/01/67	28/02/75	510.800	2.666,0	24,8	48,6
Juazeiro	Sub-Médio São Francisco	DNAEE	14/06/78	23/11/84	510.800	3.334,0	12,9	25,4
Pão de Açúcar	Baixo São Francisco	CODEVASF	01/10/66	05/04/68	620.170	2.949,0	12,5	20,2

A redução na produção de sedimento tem trazido vários problemas para Bacia, produzindo sérios reflexos econômicos. Para o baixo São Francisco, o assoreamento da calha dorio produz sérios problemas na foz, como o aumento de depósitos notalvegue e formação de praias, reduzindo a profundidade, impossibilitando a navegação regular abaixo de Própria. Está associado às erosões das margens, que apresentam sérios desbarrancamentos, prejudicando vários perímetros irrigados da CODEVASF.

No relatório técnico realizado para (OEA/PLANVASF, 1986), fez-se uma comparação dos resultados encontrados com parâmetros mundiais de diversas localidades já monitoradas, os valores encontrados estão dispostos na tabela 3.

Tabela 3 – Descarga sólida total em diversas bacias hidrográficas do mundo.

Curso d'água	País	Descarga sólida total (tano^{-1})
Lo	China	190×10^6
Ching	China	408×10^6
Amarelo	China	1.889×10^6
Bramaputra	Bangladesh	1.451×10^6
Vermelho	Vietnam	130×10^6
Yangtze	China	499×10^6
Colorado	EUA	135×10^6
Mekong	Tailândia	170×10^6
Mississipi	EUA	312×10^6
Amazonas	Brasil	363×10^6
Nilo	Egito	111×10^6
Alto - São Francisco (Pirapora)	Brasil	$8,4 \times 10^6$
Alto - São Francisco (Manga)	Brasil	21×10^6
Médio - São Francisco (Morpará)	Brasil	32×10^6

Relacionando os grandes reservatórios existentes na bacia do São Francisco, é possível afirmar que o de Três Marias retém quase toda a carga sólida produzida na bacia contribuinte; o lago de Sobradinho retém praticamente toda a carga sólida produzida entre a barragem de Três Marias e a de Sobradinho. Moxotó e Itaparica retém o sedimento produzido à jusante de Sobradinho; e uma pequena carga sólida produzida abaixo de Moxotó deposita-se no reservatório de Xingo, porque Paulo Afonso é uma hidrelétrica a fio de água.

– Fatores Climatológicos

A relação entre a magnitude da produção de sedimentos e os parâmetros climáticos tem sido pesquisada por muitos, ambos como meios de explicar variações de espaço e de previsão de produção de sedimentos em regiões incertas ou reconstruindo a resposta da produção de sedimentos para mudanças climáticas. A máxima produção de sedimentos ocorre em precipitação anuais efetivas de aproximadamente 300 mm, em regiões semi-áridas (Hadley, 1985).

No contexto da variabilidade interanual, o gerenciamento de um sistema de abastecimento hídrico pode ser afetado pela variabilidade climática da região que fora negligenciada no processo de planejamento. Nesta questão, insere-se a ocorrência de uma seca severa ou a um aumento imprevisto na demanda (Alves & Campos, 1998).

Devido à localização no extremo leste da América do Sul tropical, o Nordeste Brasileiro (NEB) está submetido à influência de fenômenos meteorológicos, que lhe conferem características climáticas peculiares, únicas em semi-áridos de todo mundo (Molion & Bernardo, 2000).

(Nobre & Molion, 1988) sugeriram que a semi aridez do NEB é devida à adjacência à Região Amazônica, onde ocorrem movimentos convectivos amplos e intensos, sendo um dos ramos ascendentes da Circulação de Walker. As maiores diferenças entre as duas estações, em termos de exportação e importação de vapor d'água, ocorreram nas partes norte e sul do NEB e as mudanças relevantes no balanço de vapor d'água na região, portanto, parecem estar ligadas à variação do posicionamento da ZCIT e às possíveis penetrações de sistemas frontais (ZCAS), procedentes do sul do continente. A ZCIT é, por consenso, o mecanismo mais importante na produção de chuva para o norte do NEB, tendo sua posição média aproximadamente em torno de 2°S a 4°S de latitude, nos meses de março e abril, quando

ocorre o máximo de precipitação para essa região (Hastenrath & Lamb, 1977) e deslocando para 5°S a 6°S em anos mais chuvosos.

Segundo (Nimer, 1979), o fato mais negativo das precipitações sobre a Região Nordeste não reside na altura dos seus totais, mas na sua distribuição anual. Nas regiões tropicais pouco sujeitas às influências marítimas, a repartição das chuvas se caracteriza por sua grande concentração em poucos meses. Nestas regiões, este caráter é tanto mais notável tratando-se de clima-árido, como é o caso de grande parte da Região Nordeste.

Outro elemento importante, a considerar nos climas das regiões tropicais afeta à grande variabilidade pluviométrica, é que, nessas regiões, os fortes desvios negativos são mais freqüentes que os desvios positivos de igual magnitude. Esse fato torna ainda mais precária a área do polígono das secas da Região Nordeste, uma vez que nos anos de mau inverno, não apenas o período seco torna-se bem mais prolongado que a duração média como ainda as poucas chuvas, que normalmente ocorrem nessa época, costumam ficar praticamente ausentes (Nimer, (Op. cit.).

Os mecanismos dinâmicos que produzem chuvas no NEB podem ser classificados em mecanismos de grande escala, responsáveis por cerca de 60% a 80% da precipitação observada dependendo do local, e mecanismos de meso e micro escalas, que completam os totais observados. Dentre os mecanismos de grande escala, destacam-se os sistemas frontais e a zona de convergência intertropical (ZCIT). Perturbações ondulatórias no campo dos ventos Alísios, complexos convectivos e brisas marítima e terrestre fazem parte da mesoescala, enquanto circulações orográficas e pequenas células convectivas constituem-se fenômenos da micro escala (Molion & Bernardo, 2000).

Normalmente, o total anual de precipitação é muito elevado na região costeira leste do NEB, alcançando totais anuais superiores a 1800 mm, mas cai para menos de 400 mm em algumas partes centrais da região. Essa distribuição espacial não acarretaria grandes problemas sócio-econômicos se fosse constante ano a ano. No entanto, as flutuações interanuais da precipitação com chuvas intensas e secas em anos diferentes causam problemas dos mais graves na economia, impedindo um crescimento equilibrado da região (Silva & Aragão, 1998).

A variabilidade temporal da precipitação no NEB foi mostrada por Silva & Aragão, (Op. cit.) com uma composição de anos secos e chuvosos no período de 1914 a 1989. Foram estudados os meses de fevereiro a maio, quadra mais chuvosa do norte semi-árido do NEB. Essa sub-região possui a maior variabilidade interanual e os menores índices de precipitação de toda a América tropical.

Uma das regiões em que se observa a ocorrência de anomalias de precipitação, em associação aos padrões oceânicos e atmosféricos provocados pelo aparecimento dos eventos ENOS, é o Nordeste do Brasil (Ropelewski & Halpert, 1987).

Os períodos de duração das secas e enchentes vão depender do período de atuação, duração, intensidade e cobertura do ENOS e do Dipolo do Atlântico. Os episódios podem ser considerados muito fracos, fracos, moderados e fortes dependendo do valor da temperatura da água do mar, a extensão e o período de atuação (Aragão, 1990).

Eventos La Niña (LN) tem sido associados à ocorrência de estações chuvosas mais úmidas que o normal na Região Nordeste do Brasil (Alves et al., 1997). A variabilidade da precipitação no Nordeste está sujeita à posição da zona de convergência intertropical (ZCIT) e à forte influência das anomalias de temperatura da superfície do mar (TSM) do Oceano Atlântico. Estas anomalias podem favorecer a ocorrência de uma estação chuvosa com chuva acima do normal, através de sua influência sobre os ventos alísios no Atlântico tropical. Isto significa que há uma grande variabilidade nos efeitos desses eventos sobre a precipitação no Nordeste, devida aos diferentes regimes de precipitação e à interação com a topografia local (Grimm et al, 1998).

Pearce (1984) enfatiza o papel da circulação global, a posição da ZCIT em julho e agosto e a dinâmica das fontes de calor como responsáveis pelos períodos de seca na região nordestina.

“Segundo informações técnico-científica de entidades especialistas da área meteorológica, um aumento de 4 °C acima da média das águas do Pacífico (próximo a costa leste do Peru) – fenômeno de El Niño – ocasionou haver um déficit de precipitação da ordem de 40-50% no Nordeste Brasileiro a partir do primeiro trimestre de 1992” (SUDENE, 1994).

De acordo com os resultados obtidos por (Silva et al, 1998) nos anos que ocorrem o evento forte do fenômeno El Niño forte a parte semi-árida da região Nordeste do Brasil apresenta, invariavelmente, precipitação pluvial abaixo da média. Numa área maior da parte norte e numa área menor da parte sul da região e a medida que ocorre um novo evento forte do fenômeno El Niño, aumenta significativamente a área afetada pela seca na parte semi-árida da região Nordeste do Brasil.

Rao et al. (1995) analisaram a seca de 1993, mostrando que tinha sido uma das mais severas daquele século, comparável às secas de 1915 e 1958. Atribuíram-na ao El Niño daquele ano e às mudanças do ramo sul-americano da circulação de Hadley-Walker, associadas ao episódio, mas Molion (1994) afirmou que esse déficit foi resultante da presença de aerossóis vulcânicos em associação com o El Niño.

Gomes Filho (2000), apresentou uma análise das influências dos sistemas atmosféricos de meso e grande escalas sobre os recursos hídricos armazenados nos principais reservatórios de água na Paraíba. Ele encontrou que os valores dos reservatórios dependem dos eventos de mesoescala devido à ocorrência de sistemas convectivos de mesoescala com maior influência no mês de março e que nos anos de El Niño essa atividade é bastante reduzida, com repercussão nos volumes mensais desses reservatórios. Portanto, é possível se estimar uma provável redução nos volumes desses reservatórios, uma vez estabelecido um evento de El Niño, a partir da diminuição do número esperado de ocorrência desses sistemas.

Moura et al (1998), pesquisando os episódios ENOS selecionados dentro do período compreendido entre 1912/1985, nos estados de Alagoas, Sergipe e Bahia, mostraram que 59% dos anos tiveram redução de precipitação relacionada com os eventos ENOS. O Setor Leste de Alagoas e Bahia tiveram chuvas acima da média no início do século, exceto Sergipe. No período de 1933 a 1951, os estados de Alagoas e Bahia tiveram chuvas acima e em torno da média, respectivamente. Para os estados de Alagoas e Sergipe, as chuvas ficaram acima da média para a maioria dos anos, exceto para os anos de 55/56, 56/57, 58/59, 70/71 e 72/73. Nos anos 55/56, 70/71 e 82/83 houve o impacto de eventos ENOS. Para os anos 55/56 teve o impacto do Dipolo (com anomalias negativas no Atlântico Sul).

Mechoso & Perez-Iribarren (1992), citados por Gomes Filho (2000), investigaram as relações entre o Índice de Oscilação Sul (IOS) e as vazões em dois grandes rios da parte sudeste da América do Sul, Uruguai e Negro, para o período de 1909 a 1989. Encontraram que as vazões em ambos os rios têm uma clara tendência de ser abaixo da média no período de junho a dezembro, nos anos com índices positivos de IOS (eventos frios no Pacífico equatorial) e uma ligeira tendência de ser acima no período de novembro a fevereiro em anos de El Niño.

Molion & Moraes (1987) investigaram as relações entre o IOS e as vazões de três rios na América do Sul Tropical, Trombetas e Parná, localizados no litoral do estado da Bahia Amazônica brasileira, respectivamente, e o rio Paraná no Sul. Encontraram que as descargas dos rios amazônicos estão correlacionados positivamente com a série de IOS, enquanto a descarga do rio Paraná está correlacionada negativamente. Sugerem que a série de IOS é um previsor em potencial, pelo menos qualitativamente, das descargas mensais dos rios da América do Sul Tropical, especialmente quando o valor absoluto do IOS é alto.

O ciclo hidrológico não só é um componente do clima. Sua influência no clima não se resume apenas às interações entre a umidade atmosférica, precipitação e escoamento

superficial. Devem ser levados em conta, as grandes quantidades de energia que são absorvidas e liberadas durante os processos de mudança de fase sofridos pela água.

Em regiões onde há baixa precipitação e as taxas de evaporação da superfície da água são geralmente altas, a conservação de água é de importância capital (Winthers, 1984).

Em todas as regiões, a perda de água por evaporação constitui uma fase importante no ciclo hidrológico, principalmente nas áreas áridas e semi-áridas, onde ela representa, sobretudo, um fator primordial da economia, com conseqüência de importância incalculáveis sobre a produção agrícola e energética. Assim, o conhecimento da quantidade de evaporação de uma determinada região, seja por estimativa ou por medição direta, é de grande importância em diversas atividades científicas.

Segundo (Ligon & Wilson, 1975), a evapotranspiração os seus componentes, evaporação d'água do solo e transpiração das plantas, são um dos termos do balanço d'água mais difíceis para se medir diretamente.

Em superfícies de solo ou plantas, é demonstrado por Seginer (1971) que existe um valor crítico da resistência à difusão de vapor de água, abaixo do qual a evaporação cresce com a velocidade do vento e acima do qual independe da velocidade do vento.

Pruitt & Doorembos (1977) confirmaram, através de estudos que embora a evaporação de tanques apresente valores que possam ser considerados como as melhores estimativas de evapotranspiração potencial, em grandes variedades de clima, diferentes no local instalado, bem como nos valores da velocidade do vento, umidade e radiação, podem afetar consideravelmente os resultados.

O conceito do equilíbrio energético para estimar evaporação é tecnicamente atraente, porém requer dados básicos e instrumentação aperfeiçoada não comumente disponível em localidades isoladas. Todavia, nos últimos anos, técnicas foram desenvolvidas utilizando dados meteorológicos como o índice de equilíbrio de energia. Estas técnicas foram utilizadas para estimar tanto evaporação em recipientes como evaporação em lagos.

A evaporação extrai uma porção do suprimento bruto d'água possível de ser obtido. Dentro da bacia do rio São Francisco, as taxas de evaporação parecem variar consideravelmente. Assim, as perdas antecipadas por evaporação podem ser decisivas na escolha entre alternativas de locais para reservatórios.

A depleção líquida por evaporação, atribuível a um reservatório, é a diferença entre a água evaporada da superfície do reservatório e a água historicamente consumida por vegetação e evaporação na área inundada pelo reservatório. A água historicamente consumida

na área do reservatório é a diferença entre as chuvas e o escoamento (Bureau of Reclamation, Op. cit.).

O escoamento anual, de áreas de baixa precipitação anual na bacia do rio São Francisco, provavelmente não excede 10% das chuvas. Assim, em cálculos de evaporação, o consumo histórico de água em algumas áreas atualmente ocupadas por reservatórios do reservatório pode ser tomado como igual à precipitação, sem efeito apreciável na produção d'água e outros estudos hidrológicos. Para áreas de reservatórios na vizinhança de Juazeiro (chuvas anuais de 500 mm ou menos), o escoamento da área a ser inundada provavelmente não excede de 50 mm o que é insignificante em relação às taxas anuais de evaporação de 2 m ou mais (Bureau of Reclamation, Op. cit.).

Segundo o Projeto Áridas, a região Nordeste/SUDENE (inclui o norte de Minas Gerais) possui uma área de 1.663.200 km² e uma precipitação pluviométrica média anual de 1.140 mm, o que equivale a 1.730 bilhões de m³ de água por ano. Desse volume anual, 1.523 bilhões (88,0%) se evaporam ou evapotranspiram; 149 bilhões (8,6%) se escoam como água de superfície; e 58 bilhões (3,4%) se infiltram nos aquíferos, transformando-se em escoamento subterrâneo (PLANVASF, 2000).

Souza & Lima (2000), conforme a classificação de Köpen, definiram o clima da região de Piaçabuçu onde se localiza a área de proteção ambiental como sendo quente e úmido do tipo As', com estação seca de primavera-verão com chuvas e eventuais trovoadas de norte e noroeste, e às vezes de nordeste; estação chuvosa de outono-inverno, com chuvas de março, vindas do norte, e chuvas do principal período, vindas de sudeste, de abril-maio até junho-julho, com interrupções; temperatura de 17 a 28^oC.

A distribuição média da precipitação da microrregião citada acima, apresenta um período mais chuvoso, que vai de março a agosto, e um menos chuvoso, que se estende de setembro a março. Os valores médios mensais variam de 32,6 a 206,4 mm, em dezembro e maio, respectivamente Souza & Lima (Op. cit.).

– Características da Bacia do rio São Francisco

A bacia do rio São Francisco, situada entre os paralelos 7^o e 21^o S e os meridianos 35^o e 47^o 40' W, está inserida nas Regiões Sudeste, Centro-Oeste e Nordeste. Esse sistema corre no sentido norte-sul até a confluência como Urucuia, onde inicia um grande arco com direção norte-nordeste até a cidade de Cabrobó (PE), girando, então, para leste e logo depois para sudeste, até a foz, existindo uma diferença de 1.000 m de altitude entre a cabeceira e a foz.

Os afluentes mais importantes situam-se na margem esquerda do Alto e do Médio São Francisco, em territórios dos estados de Minas Gerais e Bahia. Essa característica se deve à existência de grandes áreas de formação sedimentar naquelas regiões, permitindo maior infiltração das chuvas. A bacia do São Francisco apresenta área de drenagem correspondente a 640.000 km² (até a foz) e uma extensão de 2.700 km atravessando os estados de Minas Gerais, Bahia, Goiás, Pernambuco, Sergipe e Alagoas, além do Distrito Federal.

O rio São Francisco está inserido na bacia correspondente a Bacia do São Francisco, de acordo com (Fig. 10) segundo a classificação da ANEEL. A bacia do São Francisco compõe-se de quatro setores: a) Curso superior – Alto São Francisco, compreende as nascentes do rio a 1.428 m de altitude até a cidade de Pirapora (MG) a 470 m; b) curso médio, que se inicia em Pirapora e segue até Remanso (BA), na altitude de 385 m; c) curso sub-médio, de Remanso até Paulo Afonso, a 160 m de altitude e d) curso baixo, de Paulo Afonso até a foz do Oceano Atlântico (Fig. 10).



Figura 10 – Localização da Bacia do Rio São Francisco. (Fonte: SRH)

A planície costeira do rio São Francisco exibe uma forma aproximadamente triangular medindo 25 × 60 km e ocupando uma área de cerca de 750 km². Ela está situada no limite entre os estados de Sergipe e Alagoas.

Na região da bacia do rio São Francisco, encontram-se três tipos climáticos predominantes segundo a classificação proposta por Koppen (1948): a) Cwb - clima temperado brando com verão ameno (temperatura média do mês mais frio inferior a 18 °C) e inverno brando (temperatura média do mês mais frio inferior 18 °C); a estação seca é coincidente com o inverno; b) Cwa - clima temperado brando com verão quente (temperatura média do mês mais quente superior a 22 °C) e inverno brando (temperatura média do mês mais frio inferior 18 °C); a estação seca corresponde ao inverno; c) Aw – clima tropical chuvoso, quente e úmido, com inverno seco e verão chuvoso (temperatura média do mês mais frio é sempre superior a 18 °C). Os solos da bacia compõem-se dos tipos: latossolos, podzólicos, areias quartzosas, cambissolos e litossolos, para o alto, médio e parte do sub- médio até Juazeiro; e brunos não cálcicos, regossolos, litossolos, areias quartzosas, planossolos, podzólicos, vertissolos, cambissolos e solonetz solodizados, para parte do sub- médio e baixo São Francisco (CODEVASF, 2000).

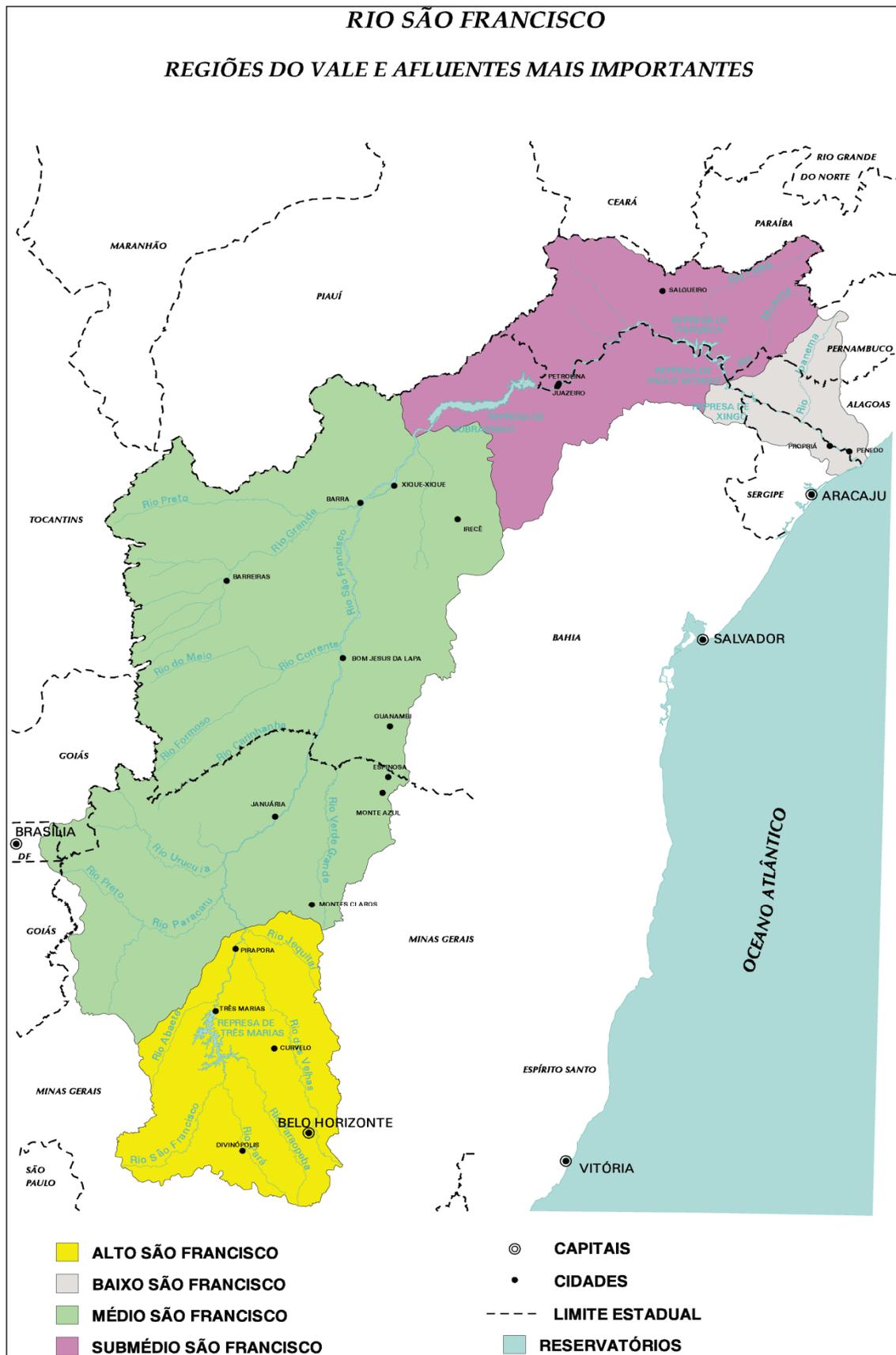


Figura 11 – Mapa mostrando as subdivisões fisiográficas da bacia do São Francisco.

(Fonte: CODEVASF)

- Região costeira

A embocadura do rio São Francisco é caracterizada por depósitos sedimentares encontrados em três regiões geomorfológicas típicas: a) Zona de relevo ondulado, b) Tabuleiro Terciário e c) Planície Quaternária. A zona de relevo ondulado está relacionada às rochas pré-cambrianas dos grupos Baixo São Francisco e Sergipe. Os extensos tabuleiros, possuem vales caracterizados por fundos chatos, margem abruptas e cursos inferiores ocasionalmente ocupados por lagunas. A planície quaternária é formada por depósitos de origem marinha, lacustre e eólica. Sobre as partes mais elevadas da planície distribuem-se dunas eólicas de diferentes idades (Ponte, 1969).

Ao longo da porção norte externa da planície costeira do rio São Francisco, ocorrem dunas eólicas atribuíveis a pelo menos duas gerações: a mais interna, composta de areias mais pedogenizadas, e às vezes estabilizada pela vegetação, e outra, mais externa, formada por dunas móveis contendo lagoas temporárias (Braz Filho, 1980). Essas dunas foram construídas por ventos provindos do leste e foram formadas a partir de sedimentos originados de uma antiga planície costeira.

Estendendo-se do sul do povoado do Pontal do Peba, próximo a foz do rio Conduípe até a foz do São Francisco, ocorre uma área de textura mais grosseira, com altitudes que variam de 8 a 19 m, de tonalidade esbranquiçada. Corresponde à unidade das dunas. A primeira é identificada como dunas pedogenizadas, também chamadas subatuais ou fixas, e a segunda, como dunas móveis ou atuais Costa et al. (2000).

Segundo Braz Filho (Op. cit.), na metade sul da planície costeira, logo após a desembocadura do rio São Francisco, desenvolve-se uma faixa de manguezais com 5 km de largura e 25 km de comprimento. Na parte norte, não existem manguezais exceto muito localmente. Da mesma maneira, na margem direita do rio são encontrados depósitos de mangues antigos nas porções mais internas dos depósitos arenosos holocênos.

Na porção norte da planície costeira, junto à localidade de Pontal do Peba, existem bancos recifais formados por algas calcárias e corais. A porção interna deste recife acha-se preenchida por areias marinhas holocênicas e a presença desta feição repercutiu na geometria das cristas praias.

Em decorrência das frentes frias atingirem muito raramente a foz desse rio, e mesmo quando atingem já estão enfraquecidas, não há discordância nos alinhamentos das cristas praias, em função de modificações nos sentidos de atuação das ondas e fúrias. Em

consequência, as ondas eficazes são sempre aquelas provenientes do NE, gerando um transporte litorâneo do norte para o sul (BOLETIM IG-USP, 1993).

Ainda de acordo com BOLETIM IG-USP (Op. cit.), o mecanismo de bloqueio pelo fluxo dos sedimentos transportados do norte para o sul, pelas correntes de deriva litorânea, é muito distinto. Esse fenômeno é o mesmo que ocorre na foz do rio Paraíba do Sul, porém na desembocadura do rio São Francisco as ondas eficazes provêm do NE, de modo que o bloqueio é produzido ao norte da foz. As areias transportadas pelo rio São Francisco são sempre depositadas ao sul da foz e, então, a metade norte não resultou da contribuição do aporte fluvial.

Não sendo a metade norte derivada de sedimentos de aporte fluvial, mas de origem marinha, a planície costeira da foz do rio São Francisco também não pode ser considerada como um "clássico delta dominado por ondas".

– Aspectos sócio-econômicos

A atividade pesqueira representa a segunda fonte de renda da região, e o total pescado em Piaçabuçu representava 64,3 % da produção do Estado de Alagoas em 1990, segundo o IBAMA (Araújo & Batista, 2000).

Segundo Araújo & Batista (Op. cit.) para muitos dos habitantes dos povoados ribeirinhos ao São Francisco e da cidade de Piaçabuçu, a pesca de rio, praticada geralmente em barcos a vela ou motor, representa, do ponto de vista financeiro e alimentar, um complemento ao cultivo de arroz, que é sazonal.

Atualmente, com a falta de enchentes, todo o transporte de nutrientes e peixes que existia em direção aos canais do rio durante as cheias foi praticamente extinto. As enchentes serviam como elo de ligação entre as lagoas marginais e rio, porém seu controle gerou desequilíbrio por impedir a conexão que anteriormente existia entre esses ambientes.

Porém, atualmente com a queda na produção pesqueira ocasionada pelo controle do fluxo fluvial em decorrência das barragens, tem levado alguns pescadores a optarem por abandonar a profissão. Os pescadores estão mudando de área em troca de empreendimentos próprios na área de turismo, devido ao aumento do fluxo de turistas na região.

CAPÍTULO

3 MATERIAL E MÉTODO

S

–Dados utilizados e área de estudo

A área de estudo deste trabalho compreende a bacia do rio São Francisco que inclui principalmente o baixo São Francisco, onde estão localizados o estuário e delta, cujos dados obtidos foram usados para as correlações do atual comportamento hidrodinâmico-sedimentológico dessa região.

Todos os dados de precipitação e vazão utilizados neste trabalho foram disponibilizados pelos órgãos responsáveis por suas coletas, tais como ANEEL, disponibilizando dados de precipitação e vazão, e, NMRS dados de precipitação.

Foram utilizadas séries de precipitações mensais para estações selecionadas na área da bacia em estudo, com períodos variáveis de 1938-1999, especialmente distribuídos nos setores das sub-bacias, de acordo com a ANEEL e NMRH.

Foram utilizadas séries de médias mensais e diárias de vazão, para estações do baixo São Francisco com período variando entre 1943-1999, distribuídas nas cidades ribeirinhas ao longo do curso do rio. Tais regiões aparecem em destaque na figura 11.

Considerando que os dados mais importantes para esta pesquisa não existiam, foram realizadas diversas campanhas de medições de campo ao longo da calha do baixo São Francisco e em sua foz.



Figura 12 – Localização das estações de precipitação e vazão ao longo do rio São Francisco.

(Fonte: Adaptado da ANEEL.)

– Atividade de campo

– Frequência e localização das estações de amostragem

O conhecimento da quantidade de sedimentos transportado pelos rios é de fundamental importância para o planejamento e aproveitamento dos recursos hídricos de uma região, uma vez que os danos causados são extensos e variados. Os tipos de problemas causados pelos sedimentos dependem da quantidade e da natureza dos sedimentos, que, por sua vez dependem da erosão, do transporte e deposição.

As coletas de água, sedimentos, medições de corrente, batimetria e vazão foram executadas mensalmente durante o período do ano de 2000, considerando todo trecho do rio São Francisco, de acordo com os objetivos do trabalho. Foram considerados três compartimentos do sistema, para melhor análise dos dados, que são:

- sistema fluvial (local sem influência das águas marinhas): coleta de água, sedimento, medições de corrente, vazão e maré;
- sistema estuarino: coleta de água e sedimento; medições de corrente e vazão;
- sistema costeiro: (área do delta do São Francisco): coleta de sedimento e perfil de praia.

Coleta de água e sedimentos

As coletas de água e sedimentos, referentes à caracterização dos sedimentos e os demais parâmetros estudados com base nessas coletas, tais como, total de sedimento em suspensão e tipo de sedimento existente no local de amostragem, foram executadas dentro do período anteriormente citado. As amostras de sedimentos foram retiradas dos barrancos nas margens sobre os bancos e canais (figura 13). Amostras de água foram coletadas sob a ponte de Propriá ao longo de toda sua extensão e na foz do estuário (figura 13) durante o período de 25 horas de medidas diretas entre os dias 13 e 14 de outubro de 2000. A partir dessas amostras, foi quantificado o teor de salinidade vertical, desde a superfície ao fundo.

Medições de corrente e vazão

As campanhas de medidas dos perfis verticais de corrente foram realizadas sobre canais e bancos de areia, como auxílio na caracterização do tipo de sedimento, e como parâmetro essencial para determinação do fluxo fluvial nas estações avaliadas.

A quantificação do aporte fluvial foi realizada através de amostragens conduzidas em uma seção fixa do rio, sob a ponte entre as cidades de Propriá (SE) e Porto Real do Colégio (AL) durante o ano de 2000 (figura 13). Neste local não existe influência das oscilações das marés. As amostragens foram conduzidas ao longo de toda extensão da ponte. Quanto à variabilidade das vazões foi feita uma análise estatística da série de vazões do rio São Francisco em Pão de Açúcar, desde o início da série histórica de dados continuando com as vazões da hidrelétrica depois do fechamento da barragem de Xingó.

Oscilação da maré

Os dados referentes às oscilações verticais dos ciclos das marés foram registradas na cidade de Piaçabuçu (figura 13), durante o período de agosto a setembro de 2000. Com o objetivo de situar os estágios de maré vigente a cada ciclo, foram avaliados os períodos de maré alta e maré baixa, juntamente com o tempo de ocorrência entre as duas marés. A partir da análise do gráfico gerado obtiveram-se as amplitudes máximas e mínimas, nas marés de quadratura e sizígia.

Perfil de praia

Para se avaliar a taxa de erosão de uma praia, devem ser realizadas pelo menos medições de perfis de praia durante um período de vários anos (CARTER, 1984).

Uma praia com determinada granulometria dos sedimentos, exposta a certas condições constantes de ondas, desenvolverá um perfil que não evolui mais com o tempo (LARSON, 1991). Esse perfil de equilíbrio da praia nunca será constante em condições naturais, porque possui variações sazonais fazendo o perfil oscilar entre diferentes tipos. Entretanto, as intervenções antropogênicas podem produzir alterações no meio físico que forcem modificações permanentes nos perfis de praia, as quais são geralmente na direção destrutiva.

Os nivelamentos dos perfis de praia, normais as linhas de praia, foram realizados na praia do Cabeço (figura 13), durante a baixa-mar, desde uma referência constante acima do nível da preamar, cujo período de medida foi durante o primeiro quadrimestre de 2001.

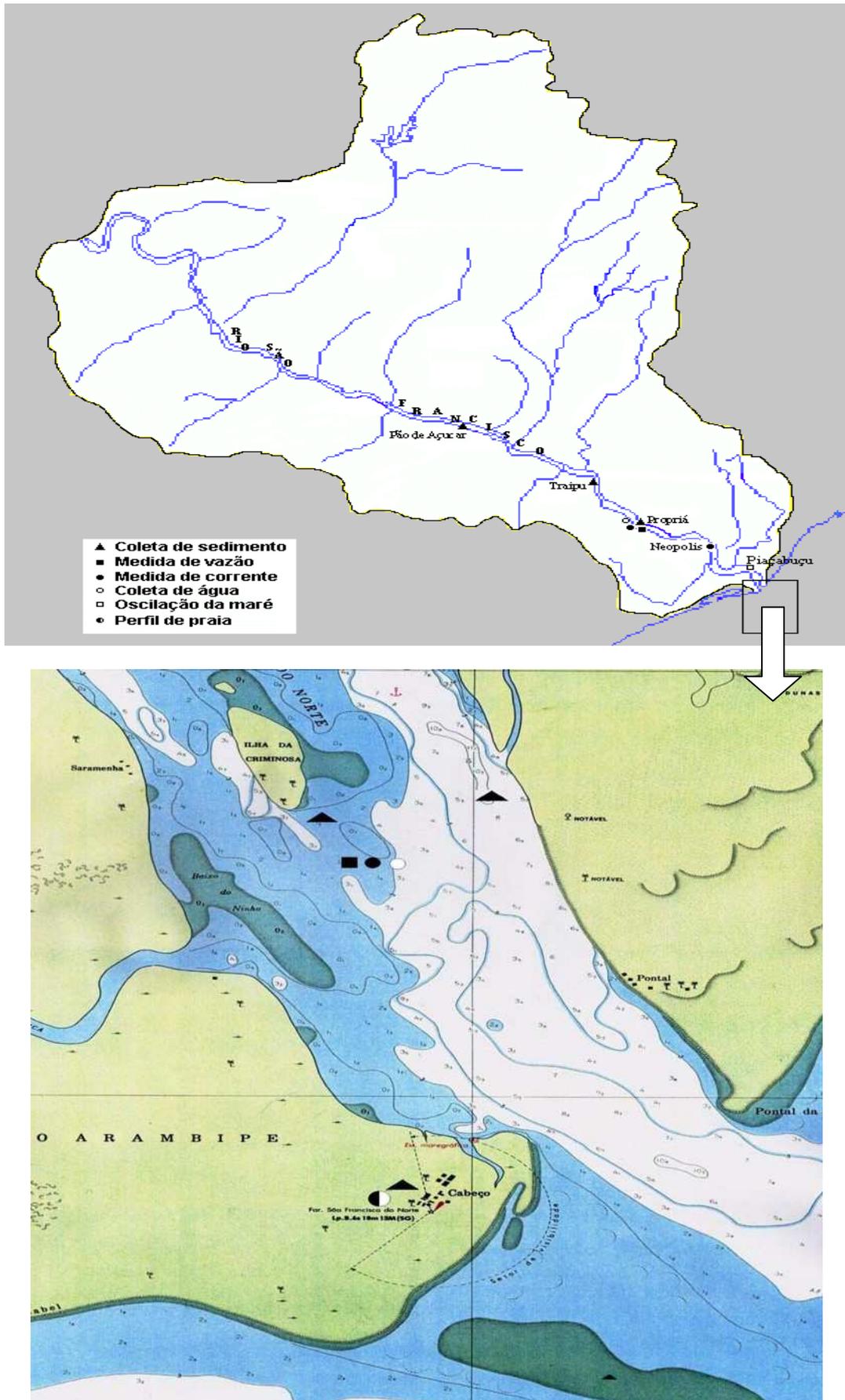


Figura13 – Localização dos pontos de amostragem no rio e foz do estuário respectivamente.

– Amostragem e equipamentos

As amostras de água na estação da ponte entre Propriá e Porto Real do Colégio e todas as amostras para análise de total de sedimento em suspensão (TSS) foram coletadas com garrafa Van Dorn, em profundidades escolhidas de acordo com o local e em função do perfil de salinidade. A salinidade foi determinada através de termosalinômetro (WTW – LF 330) a partir de medidas diretas.

A amostragem de água para TSS foi realizada na popa do barco, logo após a chegada da embarcação ao local da amostragem e, nas medidas de 25 horas diretas, com a embarcação ancorada no ponto de coleta.

Os sedimentos foram amostrados com um coletor do tipo draga de arraste e acondicionados em sacos plásticos. As extrações das amostras foram realizadas durante as coletas e todos os cuidados foram tomados para evitar alteração nas características das amostras.

Os perfis verticais de correntes foram medidos com correntômetro (Tipo: DIGCARTRAN com hélice de SAVAN) com contador analógico acoplado a um guincho, auxiliado por um ecobatímetro (Tipo: EAGLE SUPRAPRO I. D.), que registrava as profundidades ao longo da seção transversal do rio. A posição geográfica foi observada com um aparelho GPS (TIPO GARMIM – 75) para, posteriormente, serem identificadas nos mapas da região.

A oscilação do nível da maré foi registrada por um marégrafo (Tipo – IH) e as medidas dos perfis praias foram registradas por réguas graduadas através de leituras diretas.

– Métodos e técnicas analíticas

– Granulometria

As amostras dos sedimentos foram analisadas para os parâmetros: granulometria, diâmetro dos quartis, densidade e matéria orgânica.

O estudo granulométrico das amostras foi feito secando-as em estufa a uma temperatura de 75 °C durante 48 horas. As amostras foram submetidas ao processo de peneiramento em vibrador de peneiras (rotap), composto por uma bateria de peneiras com diâmetros de 4,0 mm, 2,0 mm, 1,0 mm, 0,5 mm, 0,25 mm, 0,125 mm e 0,062 mm. Foi feita a separação dos grãos de acordo com seu diâmetro. Através da análise dos resultados, foram

determinados diversos diâmetros representativos para posterior cálculo do transporte de fundo.

A partir dessa classificação, foram determinados os diâmetros de primeiro quartil D_{75} , mediano D_{50} e terceiro quartil D_{25} . Utilizaram-se esses diâmetros, em fórmulas clássicas de transporte de sedimentos, para estimar a taxa de transporte na região da amostragem.

A densidade do sedimento foi determinada a partir da medida entre o peso real e seu volume corresponde. Tais análises foram conduzidas no Laboratório Oceanográfico do Departamento de Geociências, CCEN, UFAL.

A análise da porcentagem de matéria orgânica foi obtida através da combustão do sedimento em uma mufla à 550°C durante 2 horas. Todas as análises foram realizadas no Laboratório de Recursos Hídricos do Programa Xingo.

– Total de sedimento em suspensão (TSS)

As amostras de água foram analisadas para determinação do total de sedimentos em suspensão.

Todas as amostras de água foram filtradas através de filtros de membranas de fibra de vidro (porosidade 45 micra). Antes da filtragem, os filtros foram previamente lavados com água destilada e secos durante 60 minutos a 75°C em folhas de alumínio, e pesados. Após a filtragem de um volume conhecido, os filtros foram levados para secagem e repesagem para quantificar o material em suspensão.

– Cálculos

– Medição de corrente e cálculo da vazão

Inicialmente foi feito um perfil transversal ao longo da margem do rio (margem esquerda para margem direita), identificando as localizações prováveis do canal e banco de areia existentes. O perfil da velocidade da corrente foi realizado desde a superfície até o fundo do local, a uma profundidade de 0,5 m cada medida. Um peso de ferro foi colocado junto ao correntômetro para mantê-lo na posição vertical.

A caixa contadora registrava o número de rotações durante um período de tempo preestabelecido. Normalmente era programada para registrar durante 30 ou 50 segundos em cada profundidade. Posteriormente, foi aplicada a fórmula abaixo para determinar a

velocidade correspondente ao número de rotações. Utilizou-se o fator de correção 2:1, que significa, para cada dois giros completos da hélice é registrada uma rotação.

$$V_{(m/s)} = 0,26328 \times (\text{Rotações/Tempo}) + 0,014538 \quad (3.1)$$

Para o cálculo da vazão dividiu-se, inicialmente, a seção transversal da ponte em 19 verticais, pois em sua extensão de cobertura do rio, existem 18 vãos pequenos (31 metros) e 1 vão grande (86 metros), cobrindo a largura atual do rio de 644m. Foi feita a medição de velocidade em cada vertical no ponto médio do vão junto com a medida da profundidade do local. A vazão em cada vão foi determinada como a velocidade média encontrada, multiplicada pela área do mesmo. Dessa forma, como o somatório de cada vazão, obtive-se a vazão total do rio.

– Prisma de maré

Prisma de maré é o volume de água acumulado à montante da seção de medição, devido a elevação da maré.

Para estipular um critério de medição do prisma de maré durante o período de estudo, foram efetuados cálculos diferenciados na seção, quais sejam:

- a) cálculo da área da seção transversal, a partir do perfil batimétrico e da largura da seção;
- b) cálculo de vazão horária para velocidades de corrente positivas e negativas durante 25 horas ininterruptas na foz do estuário;

A partir dos valores da vazão média da foz, foi determinado o volume do prisma através da subtração entre a vazão média e as vazões inferiores a média. Após o somatório dessas vazões, foi multiplicado o valor obtido por 3600 segundos, determinando-se, assim, o volume do prisma de maré dentro do estuário.

– Transporte de sedimento

– Estimativa da descarga sólida de arraste ou de material do leito

A medição da descarga sólida de arraste é feita por processos diferentes da descarga sólida em suspensão, porque o sedimento do leito não se move com a mesma velocidade da corrente. É dependente de diversas grandezas, como a granulometria do material, a velocidade da corrente, a declividade do leito, força de atrito entre partículas, profundidade do curso d'água, e outros fatores.

Essa medição da descarga de fundo pode ser efetuada por método direto, *in situ*, através de equipamentos portáteis ou fixos que registramos dados de imediato, ou por método indireto. As medições ou amostragens têm de levar em conta a distribuição da quantidade de sedimento transportado ao longo da seção transversal.

No caso deste trabalho, foi adotada a medição indireta feita por amostragem de sedimento do leito, análise granulométrica, velocidade de corrente, densidade e cota de fundo de seções transversais do rio com uso de embarcação. Com esses dados, foi utilizada a fórmula empírica de **Meyer-Peter e Muller (1948)** que melhor se ajustou aos parâmetros hidráulicos obtidos no baixo São Francisco.

$$q_{SA}^{2/3} \cdot \left[\frac{\gamma}{g} \right]^{1/3} \cdot 0,25 = \gamma_s \cdot \frac{Q}{Q} \cdot \frac{K}{K_R} \cdot p \cdot S - 0,047 \cdot \gamma_s \cdot D_m \quad (3.2)$$

na qual:

$$K_s = \frac{1}{\eta_s} \quad (3.3)$$

$$K = \frac{26}{r \left(\frac{D_90}{D} \right)^{1/6}} \quad (3.4)$$

$$\gamma_s = (\gamma - \gamma) \quad (3.5)$$

γ -peso específico da água igual a 1.0 t/m³,

Q_s -parte da descarga líquida que influencia o leito (litros/s) Q -
descarga líquida total (litros/s)

K_s -coeficiente de rugosidade do leito de Strickler, igual ao inverso do coeficiente de rugosidade de Manning η_s .

K_r -coeficiente de rugosidade da partícula (m^{1/3}/s)

D_{90} -diâmetro da partícula para a qual 90% do sedimento do leito são mais finos (m) p -
profundidade média (m)

S-gradiente de energia ou declividade da linha energética (m/m)

γ_s' -peso específico do sedimento submerso (t/m³)

γ_s -peso específico do sedimento (t/m³)

D_m -diâmetro médio da composição do material do leito (m) g -
aceleração da gravidade igual a 9,815 (m/s²)

q_{sa} - descarga sólida do leito, em t/s por m de largura,

η_s -coeficiente de rugosidade de Manning, V -
velocidade média da corrente (m/s)

Foi determinado S pela equação de Manning para calcular um valor aproximado, através da fórmula:

$$v = K_s \cdot R^{2/3} \cdot S^{1/2} \quad (3.6)$$

ou

$$S = \left(\frac{V}{K_s R^{2/3}} \right)^2 \quad (3.7)$$

na qual

$$K_s = \frac{1}{\eta_s} \quad (3.8)$$

e

R - raio hidráulico em m.

- Estimativa da descarga sólida em suspensão

Se o sedimento em suspensão fosse uniformemente distribuído na seção, uma amostra em qualquer ponto poderia representar a concentração. Como isso não ocorre, foram realizadas amostragens ao longo de toda seção.

O transporte de sedimento em suspensão (q_{ss}) foi calculado pela relação entre a concentração média na seção transversal e a descarga líquida. A partir do somatório de cada seção na ponte obteve-se a descarga sólida em suspensão.

- Estimativa da descarga sólida total

A estimativa da descarga sólida total é determinada simplesmente pela soma da descarga de arrasto com a descarga em suspensão:

$$q_{total} = q_{sa} + q_{ss} \quad 3.9$$

CAPÍTULO 4

RESULTADOS E DISCUSSÃO

– Aporte Pluvial e Fluvial

Através da análise pluviométrica, sobre os totais anuais e totais médios mensais nas duas estações selecionadas dentro da bacia do rio São Francisco, observa-se a grande diferença nos regimes pluviométricos das regiões. Essa grande discrepância se explica pelo fato de que as duas regiões estão submetidas a diferentes sistemas de produção de chuvas. A estação de Divinópolis, localizada no alto São Francisco, está inserida na região sudeste do Brasil, essa região é responsável por 3/4 do escoamento total do Rio.

As precipitações médias mensais da estação de Divinópolis (figura 14), com as coordenadas (20° 05' S, 44° 58' W e 644 m), apresentaram o mesmo padrão de distribuição característico da região, para o período analisado de janeiro de 1942 a dezembro de 1999.

Observa-se, na figura 14, que o período chuvoso dessa região tem início em outubro e se estende até março, ou seja, a maior concentração está no período do verão. Nessa localidade, nota-se que o pico de chuva ocorreu em dezembro com 283,4 mm. O período menos chuvoso ficou compreendido entre os meses de maio e agosto, sendo os meses de inverno os mais secos. Foi verificado o menor índice em julho com 11,0 mm. O regime pluviométrico é típico dos climas tropicais, com estação chuvosa no verão e estação seca no inverno.

A figura 15 mostra a variabilidade interanual das precipitações. Verifica-se que é uma região de muitas chuvas, com média em torno 1500, porém apresentando uma grande variabilidade de ano para ano. Por exemplo, o ano de 1983 destacou-se como o mais chuvoso, com 2098,9 mm, enquanto o ano de 1963 como o menos chuvoso, com 578,3 mm.

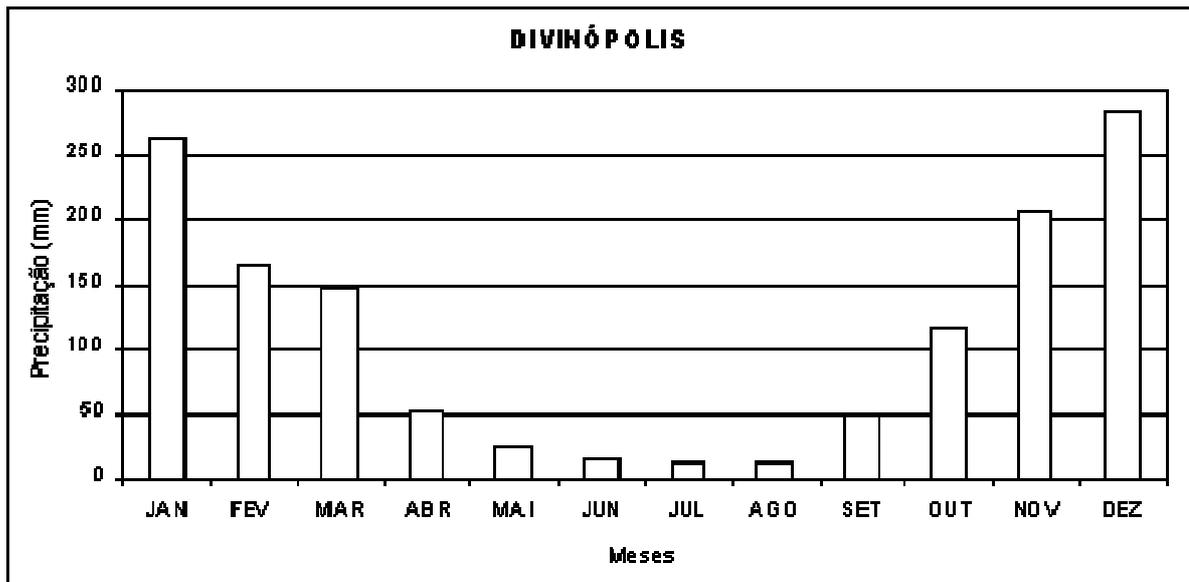


Figura 14 – Distribuição da precipitação média mensal em Divinópolis, no período de 1942-1999.

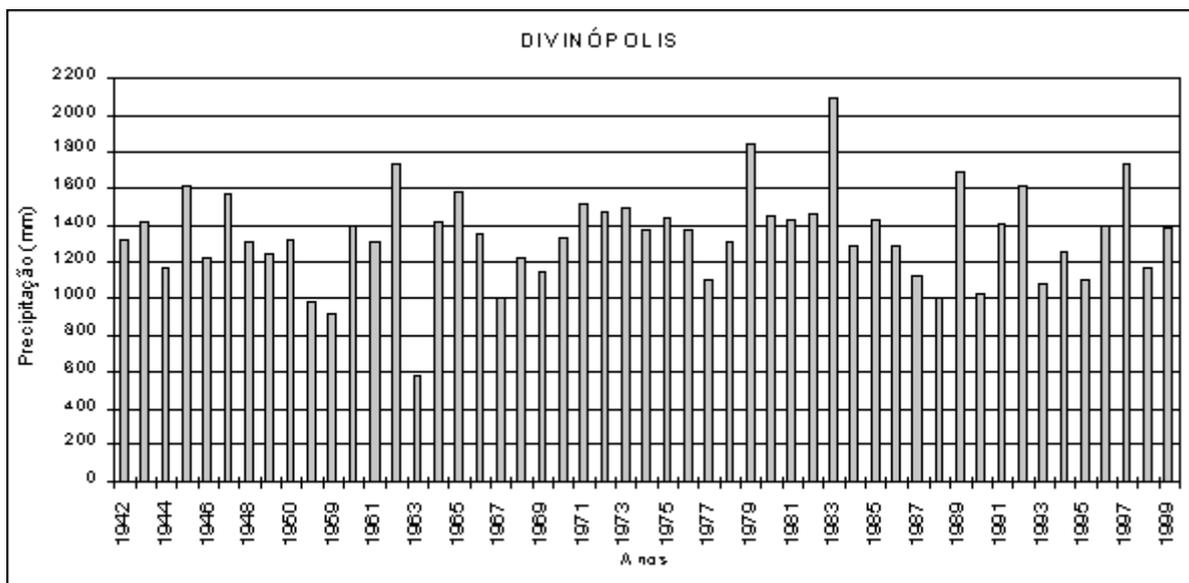


Figura 15 - Variação anual da precipitação em Divinópolis, no período de 1942-1999.

A estação de Piranhas, localizada no baixo São Francisco, está inserida na região do semi-árido nordestino do Brasil. Essa região não possui valores significativos, que possam alterar o volume do escoamento total do Rio.

As variações das precipitações médias mensais da estação de Piranhas (figura 16), com as coordenadas ($09^{\circ} 37' S$, $37^{\circ} 46' W$ e 110 m), mostra a diferença no padrão de distribuição de chuvas, em relação as outras regiões no curso do São Francisco, dentro do período analisado de janeiro de 1942 a dezembro de 1999.

A figura 16 mostra que o período chuvoso dessa região tem início em março e se estende até agosto, ou seja, a maior concentração está no período do inverno. Nessa localidade, nota-se que o pico de chuva ocorreu em maio com 62,7 mm. O período menos chuvoso ficou compreendido entre os meses de setembro e janeiro, sendo os meses da primavera e verão os mais secos. Observou-se o menor índice em outubro com 4,9 mm. Nessa região ocorre, também, uma nítida mudança na distribuição anual das chuvas, que nas proximidades do oceano se distribuem por todo o ano, embora mais concentradas no outono e inverno, enquanto, no seu interior, os meses chuvosos são os de verão.

Observa-se, na figura 17, a variabilidade interanual das precipitações pluviais. Verifica-se que é uma região com pequeno índice pluviométrico, com uma média de cerca de 500 mm anuais. De Piaçabuçu (1200 mm/ano) até Piranhas tem uma variação espacial de 700 mm. O ano de 1977 destacou-se como o mais chuvoso, com 966,6 mm e o ano de 1955 como o menos chuvoso, com 197,4 mm.

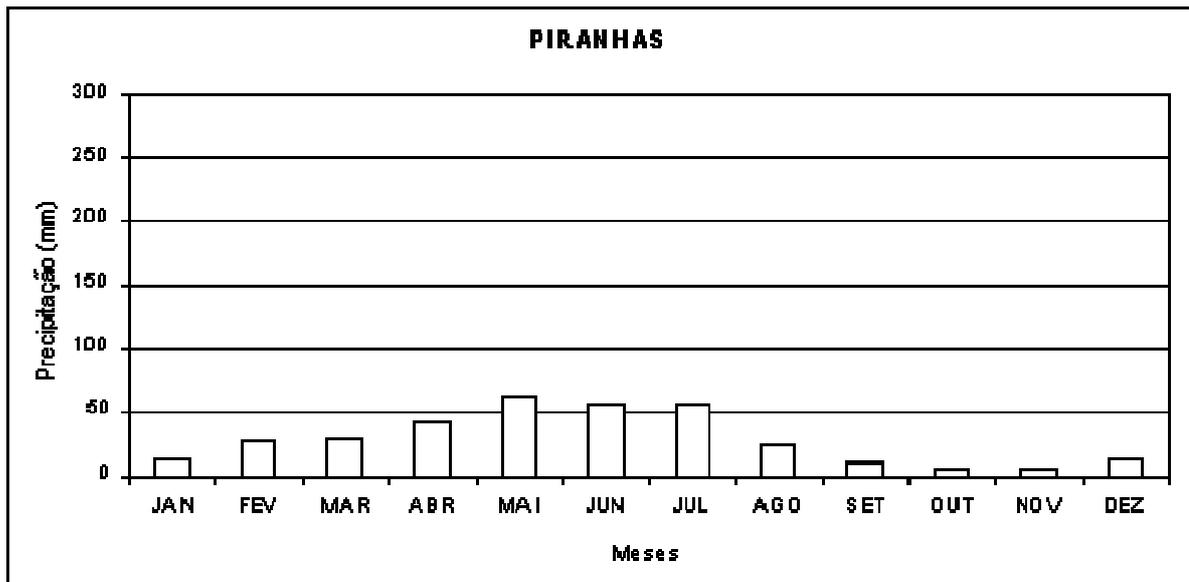


Figura 16 - Distribuição da precipitação média mensal em Piranhas, no período de 1942-1999.

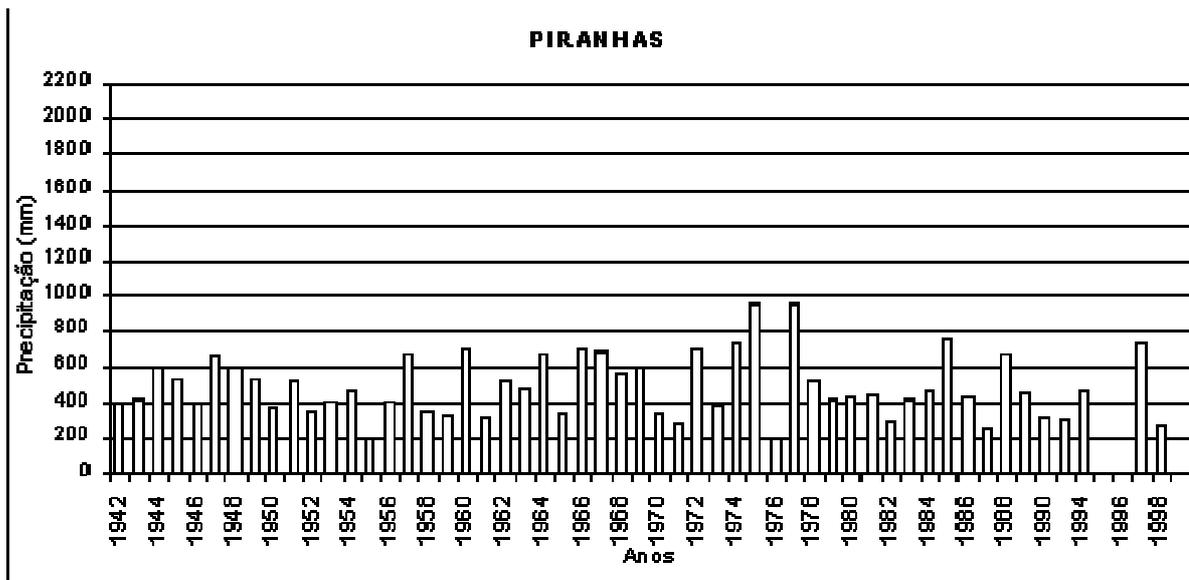


Figura 17 - Variação anual da precipitação em Piranhas, no período de 1942-1999.

A vazão de um rio está diretamente condicionada ao regime pluviométrico de sua bacia. A bacia do rio São Francisco tem sua vazão diretamente relacionada a precipitação que ocorre nas sub-bacias do alto São Francisco. Essa condição é observada através dos gráficos 14 e 15 mostrados anteriormente, indicando os índices pluviométricos da região do alto e baixo São Francisco. O alto São Francisco é responsável por aproximadamente 80% do total de precipitação de toda bacia.

Analisando a figura 18, que mostra a variação média mensal da vazão na cidade de Pão de Açúcar ($09^{\circ} 45' 05''$, $37^{\circ} 26' 26''$ e 45 m), durante o período de janeiro de 1943 a dezembro de 1999, observa-se a existência de períodos com vazões elevadas seguidas de redução no fluxo. Gradativamente, é verificada a queda na amplitude entre os picos de vazão, como identificado no ano de 1948, onde observa-se, no final deste ano uma vazão de $1395 \text{ m}^3/\text{s}$, sendo posteriormente elevada para $12967 \text{ m}^3/\text{s}$ no início de 1949; ao passo que, em anos posteriores, como em 1994, foi registrada uma vazão de $2029 \text{ m}^3/\text{s}$ com um pico máximo de $3009 \text{ m}^3/\text{s}$, mostrando que a amplitude entre o máximo e o mínimo caiu drasticamente, devido a regularização das vazões pelas barragens construídas.

As vazões máximas e médias anuais (figura 19), indicam que a carga fluvial no período de 1943 a 1999 está diminuindo, existindo em alguns anos um incremento. Foi registrado um pico máximo de $15113 \text{ m}^3/\text{s}$ em 1960, ocorrendo mais cinco picos acima de $10000 \text{ m}^3/\text{s}$ em anos distintos. De uma maneira geral, a vazão média esteve sempre entre 4000 e $2000 \text{ m}^3/\text{s}$, com valores abaixo de $2000 \text{ m}^3/\text{s}$ a partir de 1987, exceto em 1992 que apresentou valores acima.

Por meio da figura 20, que representa a vazão média mensal anual na cidade de Pão de Açúcar, observa-se que o período de maior vazão tem início em dezembro e se estende até o meio do outono (maio). O pico de vazão ocorreu em março com $4897 \text{ m}^3/\text{s}$. O período de menor vazão ficou compreendido entre os meses de junho e novembro, sendo agosto, setembro e outubro, os meses com vazões mais baixas. O mês que indicou o menor índice de vazão foi setembro com $1494 \text{ m}^3/\text{s}$.

Comparando o regime pluviométrico do alto São Francisco com o fluxo encontrado em Pão de Açúcar, se observa uma relação bastante significativa entre o período chuvoso do alto São Francisco e o aumento na descarga fluvial no baixo São Francisco, como também na fase de menor índice pluviométrico e a queda na descarga fluvial. O pico de chuva em Divinópolis, por exemplo, ocorre em dezembro-janeiro e o pico de chuva em Piranhas, em fevereiro-março, uma defasagem de 2 meses, correspondentes a tempo de percurso das águas na bacia.

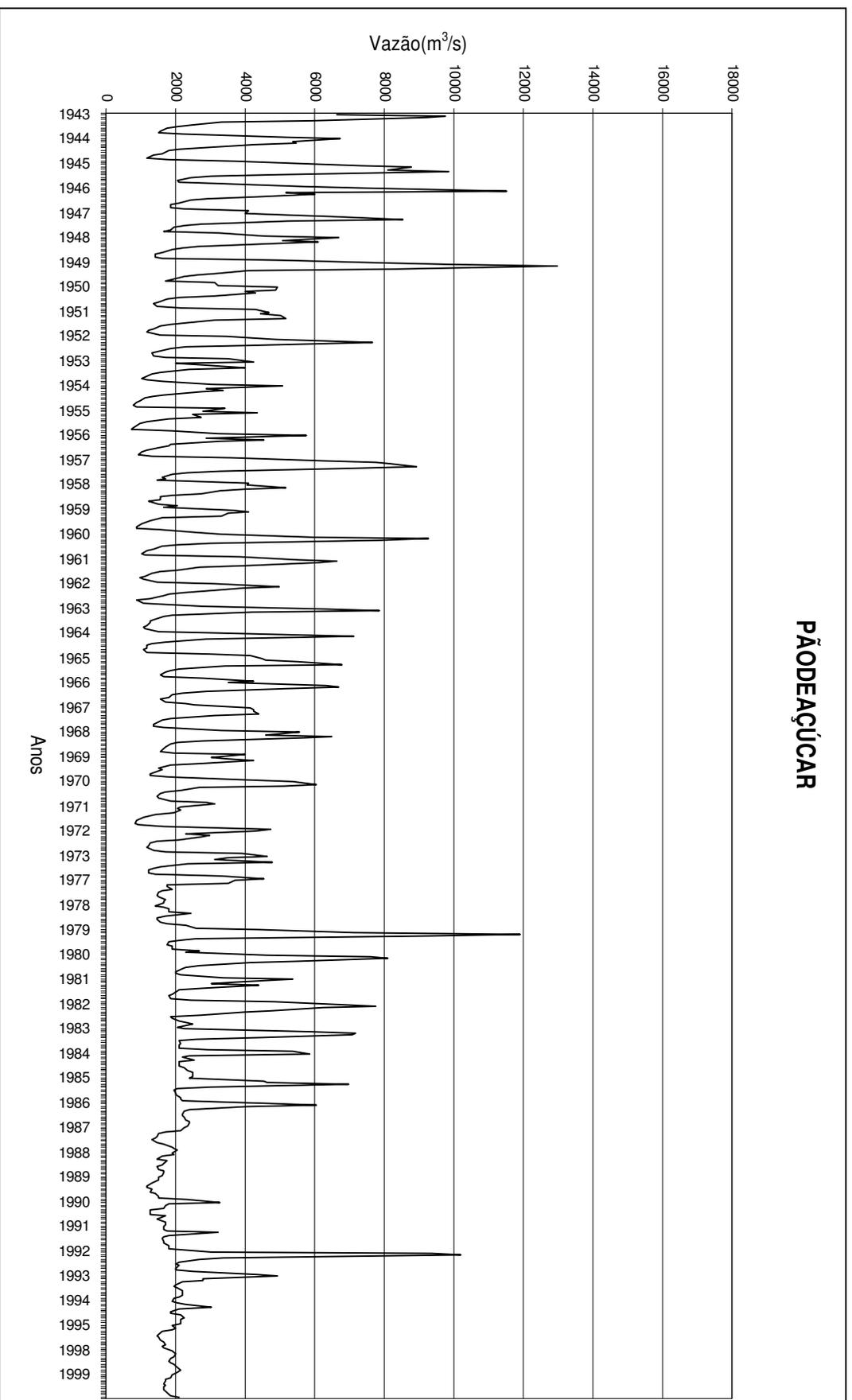


Figura 18 - Variação da vazão média mensal na cidade de Pão de Açúcar, no período de 1943-1999.

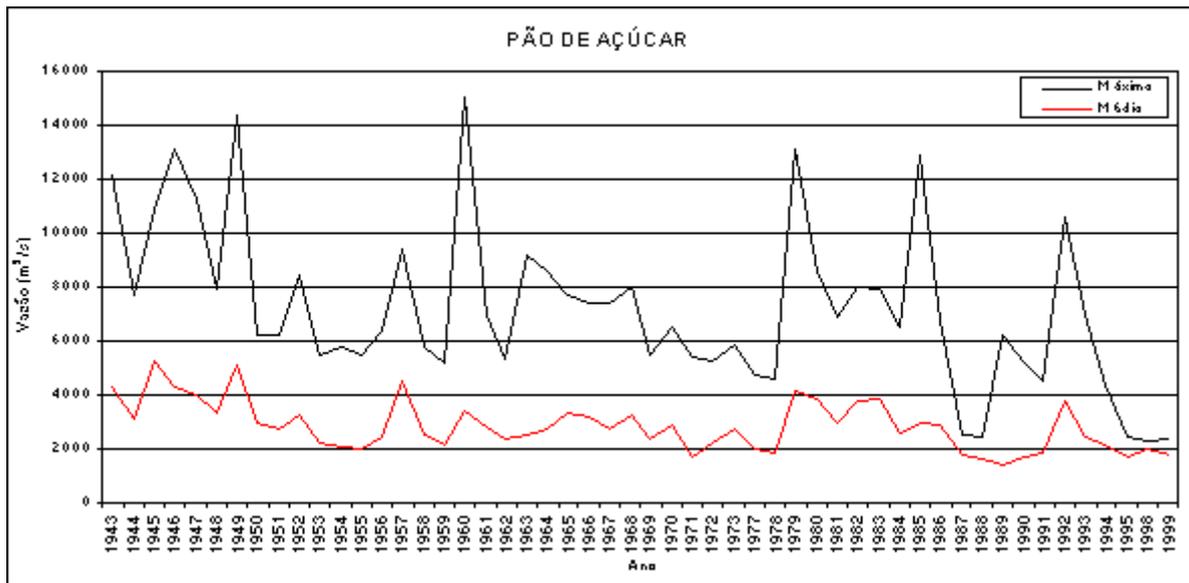


Figura 19 – Variação anual da vazão máxima e média em Pão de açúcar, no período de 1943 1999.

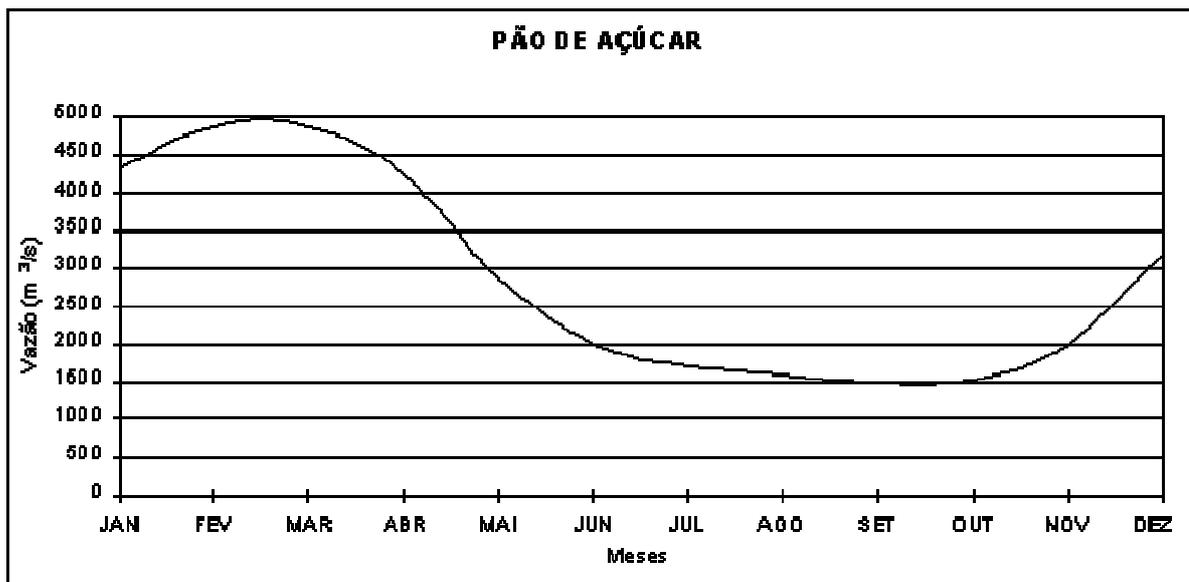


Figura 20 – Variação da vazão média mensal anual em Pão de açúcar, no período de 1943- 1999.

De acordo com a figura 18, observa-se que no ano de 1992 ocorreu um incremento no aporte fluvial, com valores muito acima do normal. Esse aumento é explicado pelas figuras abaixo que mostram, para o ano de 1992, um elevado índice de precipitação no alto e médio curso da bacia do São Francisco. Nos gráficos, é mostrado que no ano de 1992 registraram-se os maiores picos de precipitação. Esse elevado índice pode ser explicado, também, pelo evento de El Niño que ocorreu entre os anos de 1992 e 1993.

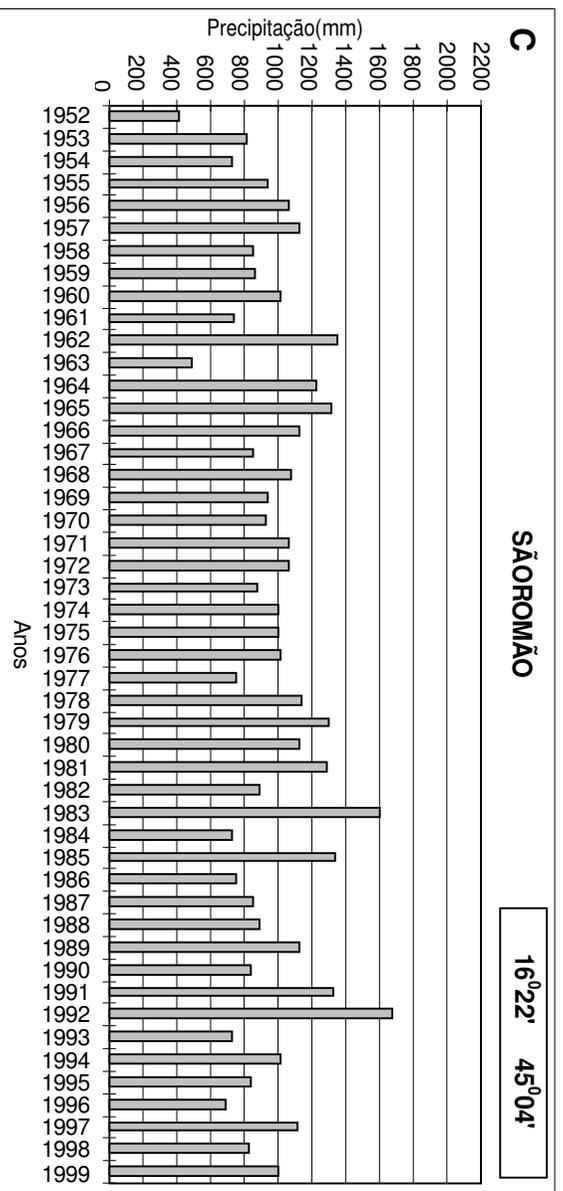
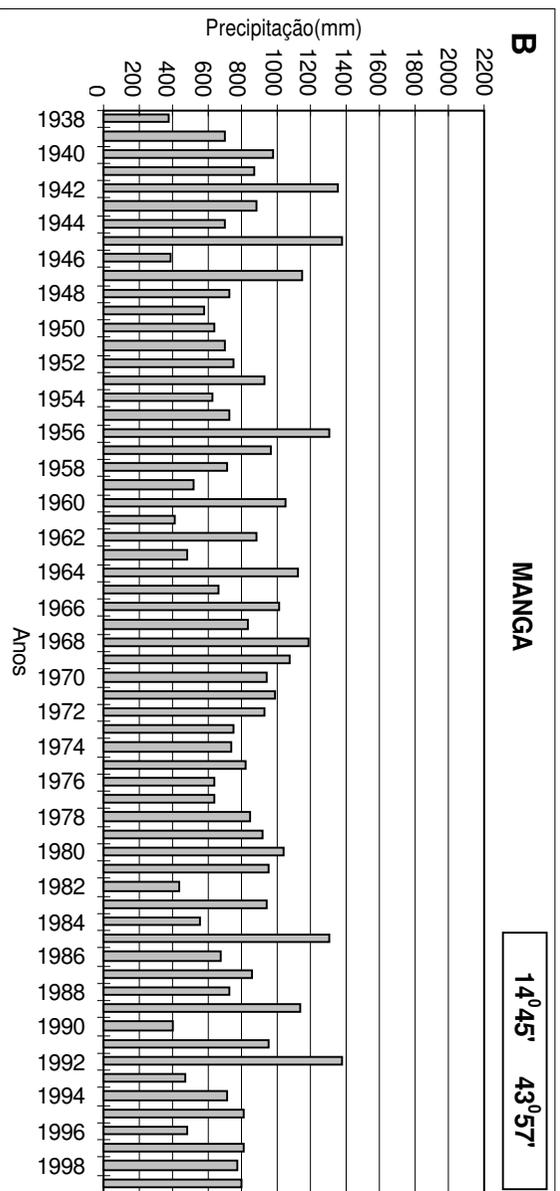
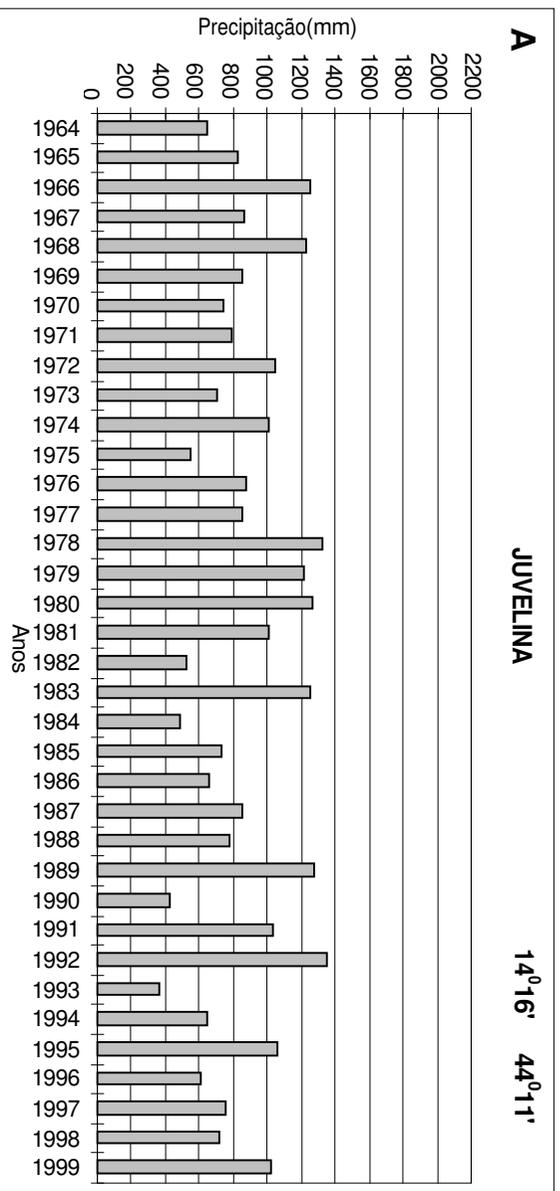


Figura 21 - Variação anual da precipitação nas sub-bacias 45, 44 e 43 (A, B e C, respectivamente).

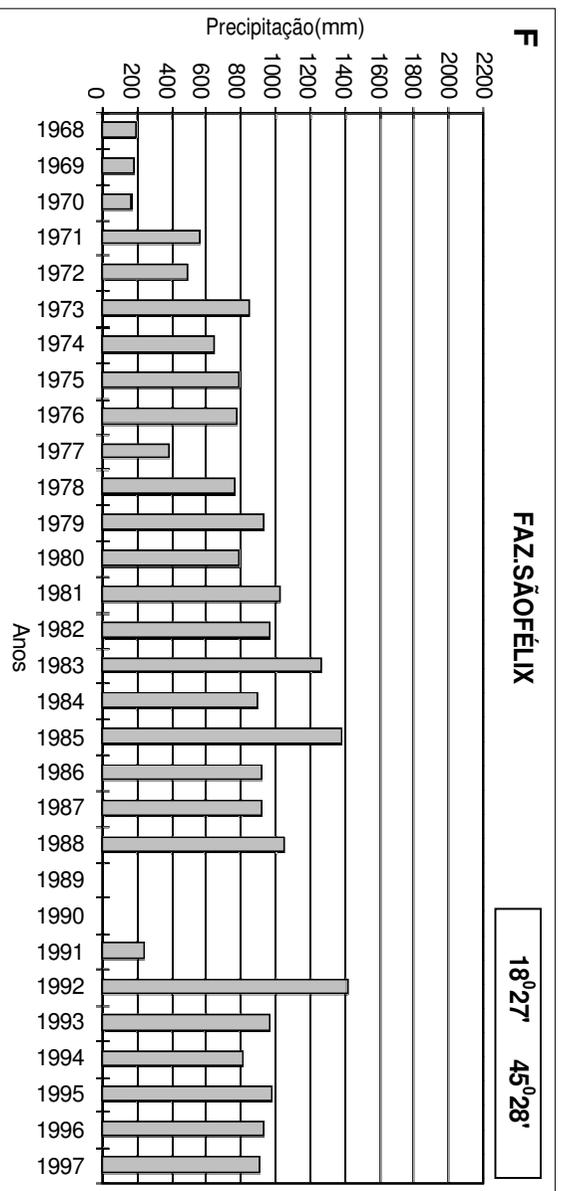
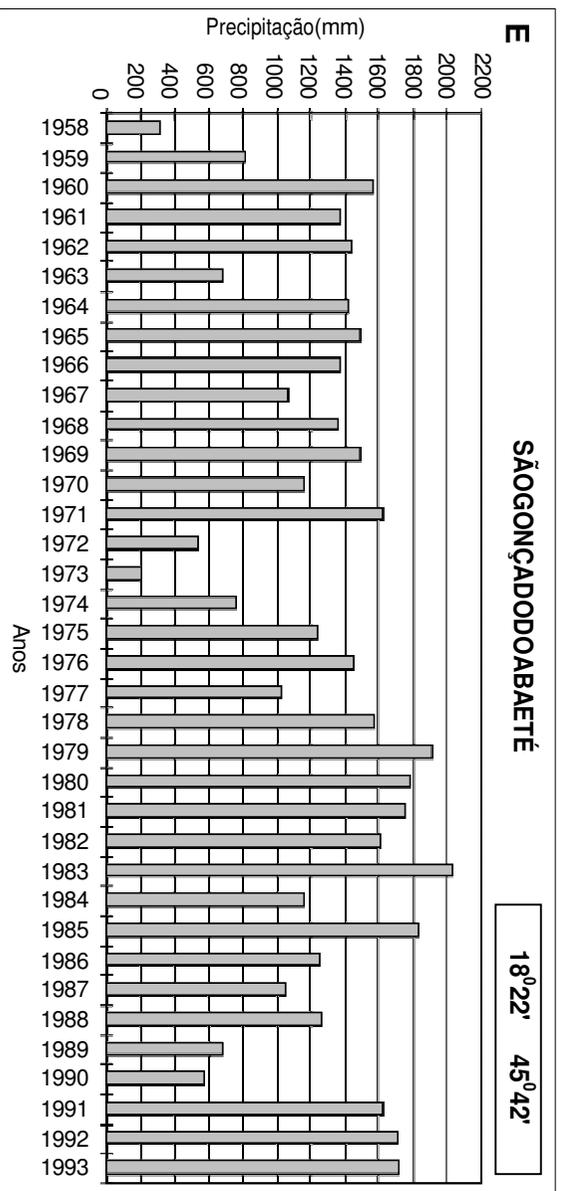
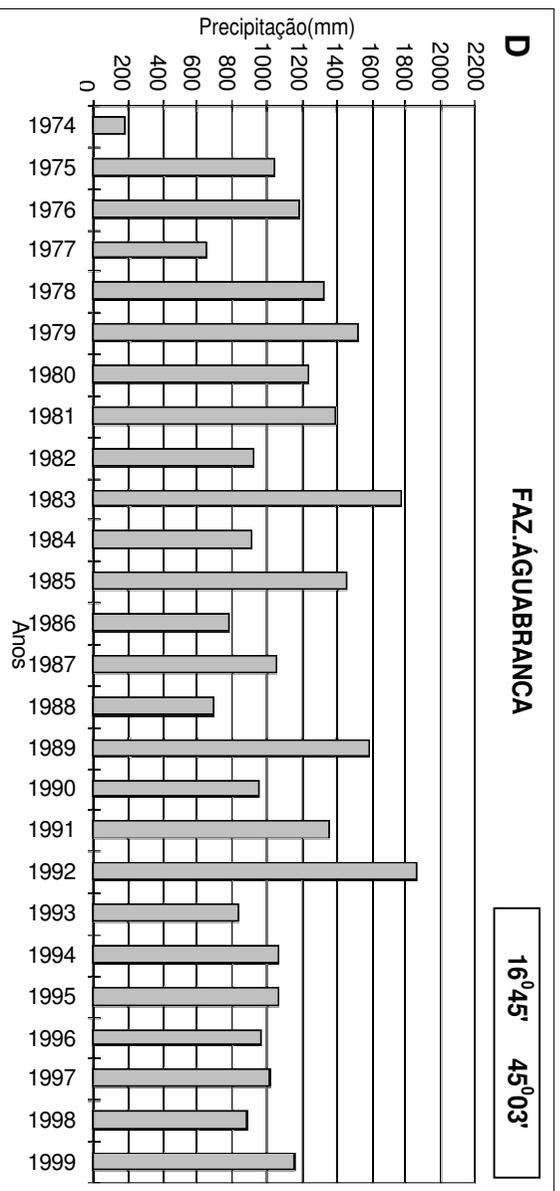


Figura 22- Variação anual da precipitação nas sub-bacias respectivamente).

42,41 e

40(D, E e F,

Os resultados das medições de vazão realizadas no rio São Francisco, estão dispostos nas Tabelas 4 e 5.

Os dados mostrados são decorrentes da primeira campanha realizada para determinação da vazão. Para o período medido a CHESF havia liberado uma descarga que variou entre 1477 a 2635 m³/s, estando os valores dentro da oscilação da vazão liberada.

Tabela 4 – Valores encontrados sob a ponte entre Porto Real do Colégio e Propriá.

Ponto	Profundidade Média(m)	Largura Respectiva (m)	Velocidade Media (m/s)	Área Parcial (m ²)	Vazão Parcial (m ³ /s)
1	7,83	101,3	1,05	793,2	834,1
2	5,87	77,5	0,70	454,9	320,0
3	4,2	93	0,59	390,6	231,4
4	4,7	93	0,51	437,1	223,7
5	3,87	93	0,48	359,9	173,2
6	1	186	0,15	186,0	27,1
TOTAL				2621,7	1809,5

Para o segundo período, verificou-se os valores observados junto à CHESF, os quais foram confirmados, havendo uma variação entre 1438 a 2380 m³/s, durante a segunda campanha, de acordo com a tabela 5.

Tabela 5 – Valores encontrados sob a ponte entre Porto Real do Colégio e Propriá com possível erro de até 10%.

Ponto	Profundidade Média(m)	Largura Respectiva (m)	Velocidade Media (m/s)	Área Parcial (m ²)	Vazão Parcial (m ³ /s)
1	3,6	26,5	0,10	95	9
2	7,55	37	0,94	279	261
3	9,1	38	0,96	346	333
4	6,7	31	0,81	208	169
5	5	31	0,85	155	132
6	3,45	31	0,75	107	80
7	3,6	31	0,59	112	65
8	3,0	31	0,65	93	61
9	4,13	31	0,55	128	70

10	4,7	31	0,61	146	89
11	4,0	31	0,55	124	68
12	6,0	31	0,59	186	110
13	5,4	31	0,59	167	99
14	3,0	31	0,51	93	48
15	2,7	31	0,34	84	29
16	2,6	31	0,28	81	23
17	4,6	31	0,17	143	25
18	2,5	31	0,14	78	11
19	1,33	15,5	0,08	21	2
TOTAL				2644	1681

A vazão existente na foz de um estuário está diretamente condicionada ao fluxo de corrente existente no momento da medição. Esse fluxo pode ser considerado positivo ou negativo dependendo do sentido da corrente, que pode estar vazante (fluxo positivo), ou seja, fluxo saindo do rio, ou quando está enchente, o fluxo está entrando no rio (fluxo negativo).

A Figura 23 mostra o padrão de fluxo existente na foz do estuário do rio São Francisco num período de 25 horas de medidas diretas, durante os dias 13 e 14 de outubro de 2000. Observam-se dois períodos bem distintos de fluxo, onde se registra o fluxo vindo do rio e outro fluxo vindo do oceano. Os períodos de fluxo enchente tiveram início das 14:20 até 18:20 horas do dia 13, tornando a repetir esse padrão de fluxo entre 02:20 e 05:20 horas do dia 14. Os fluxos de vazante foram registrados nos períodos de 18:20 até as 02:20 horas, entre os dias 13 e 14 respectivamente, voltando a esse padrão de circulação no dia 14 no período de 05:20 até 14:20 horas.

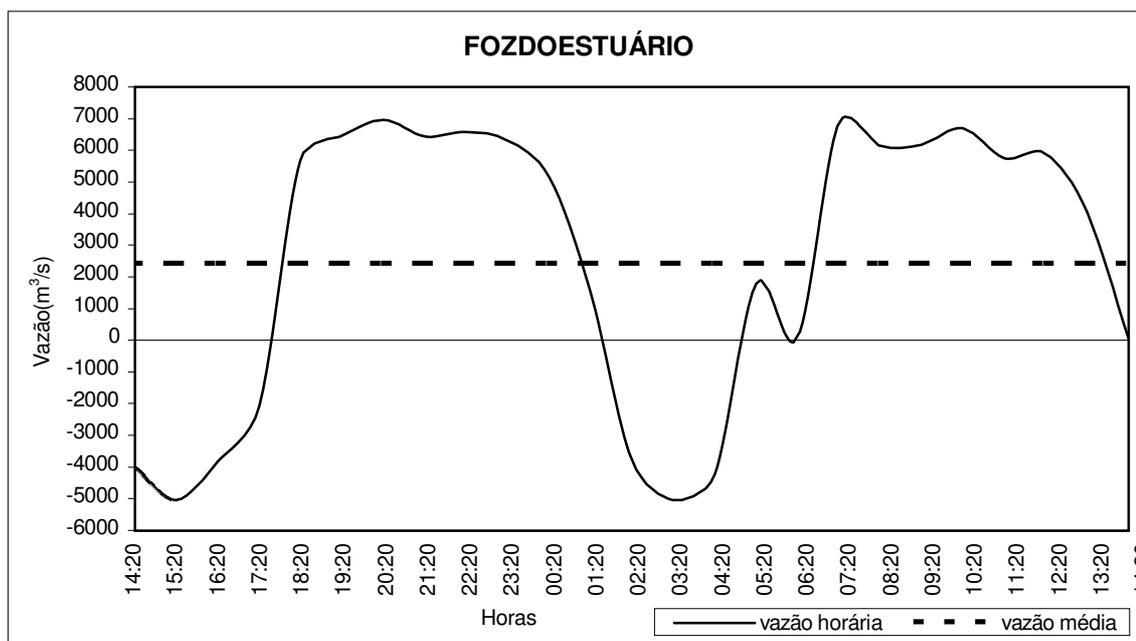


Figura 23 – Variação da vazão horária na foz do estuário do rio São Francisco, no período de 13 e 14 de outubro de 2000.

– Fluxo de corrente do rio e estuário

O escoamento superficial atua sobre os processos de transporte de matéria na bacia de drenagem, influenciando na dinâmica dos sedimentos do leito do rio, no transporte dos sedimentos em suspensão, na modelagem da topografia do leito e nos mecanismos deposicionais. A velocidade das águas de um rio varia, nos sentidos verticais, transversais e longitudinais e, de uma forma geral, a velocidade tende a diminuir da superfície para o fundo e do centro para as margens.

Naturalmente, o fluxo de corrente tende a ser mais intenso quando a lâmina d'água existente no local é maior, acontecendo o inverso para profundidades menores. As Figuras 24 e 25, mostram o escoamento existente sobre um banco de areia e canal no rio São Francisco, respectivamente, em frente a cidade de Neópolis. Os perfis verticais da corrente indicaram os diferentes padrões de fluxo existentes. O fluxo sobre o banco de areia mostra-se com pequena amplitude entre a superfície e o fundo, com o pico de corrente na superfície em torno de 0,5 m/s, diminuindo, na direção do fundo, para 0,37 m/s. A velocidade da corrente, encontrada sobre o canal (Figura 25), mostrou-se com incremento no escoamento, naturalmente, com uma profundidade maior, o fluxo tende a ser maior. Nesse caso, a velocidade da camada superficial foi de 1,0 m/s, diminuindo para 0,4 m/s no fundo.

Os valores mostraram que o transporte a contéceu de forma mais eficiente sobre o canal em comparação ao transporte sobre o banco de areia.

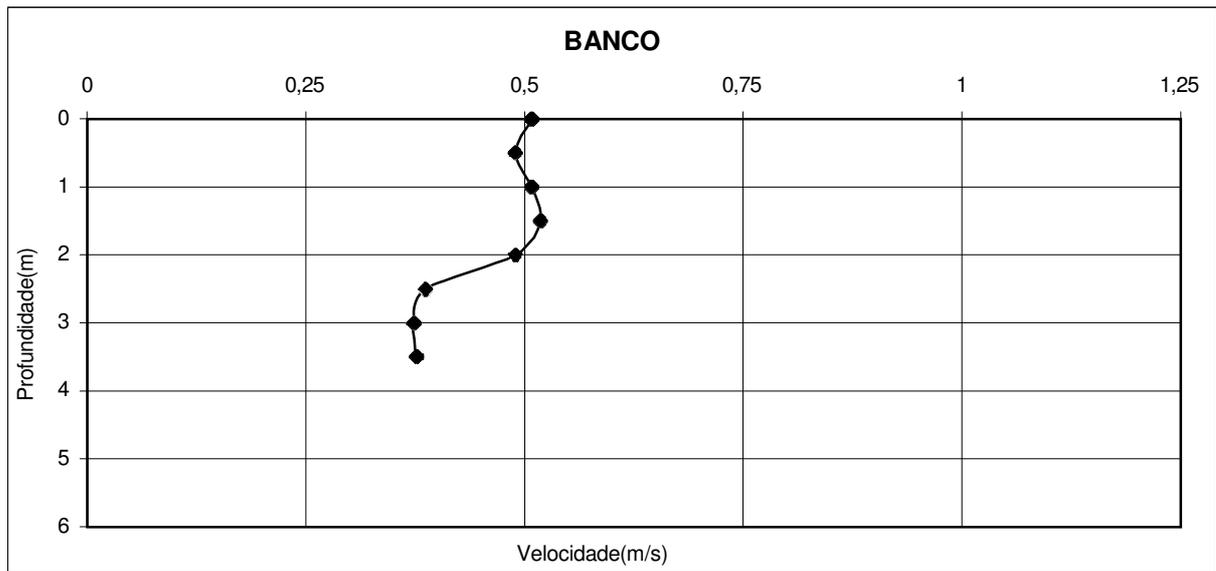


Figura 24 – Perfil vertical da corrente sobre o banco de areia em Neópolis.

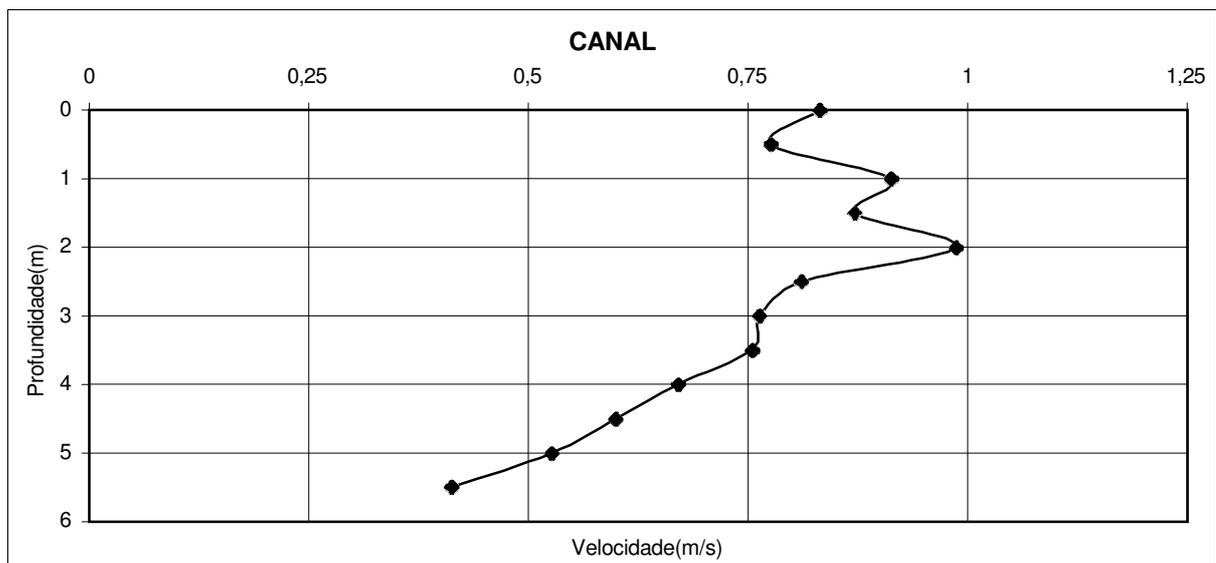


Figura 25 – Perfil vertical da corrente sobre o canal em Neópolis.

Os fatores que determinam a classificação de um estuário com relação ao grau de mistura são o volume e taxa de entrada de água doce, a intensidade da corrente de maré e a profundidade. Estes fatores determinam, também, o padrão de circulação no estuário e a distribuição vertical e horizontal da salinidade.

O sistema estuarino apresenta três tipos de circulação: ❶ gravitacional, ❷ ligada à maré e ❸ ao vento. ❶ A circulação gravitacional é devida ao escoamento fluvial. A entrada de água estuarina produz um padrão de transporte da água doce, menos densa, pela camada superficial. A interação entre a camada superficial doce e a camada de fundo mais salgada, resulta em um processo de mistura causado pela turbulência e difusão, que causa um padrão de estratificação vertical e uma circulação não ligada à maré. Entretanto, a maré e os ventos atuam no processo de mistura da coluna d'água intensificando os gradientes verticais e horizontais. ❷ A circulação ligada à maré é importante em locais de baixa profundidade e alta amplitude de maré. ❸ A circulação devida aos ventos é difícil de ser avaliada, pois sua influência pode ser mascarada pela circulação gravitacional e de maré (DAY et al, 1989).

O estuário do rio São Francisco é dominado pela influência do rio e da maré, e sua circulação pode apresentar dois tipos de classificação segundo PRITCHARD (1955): altamente estratificada, do tipo cunha salina, e, parcialmente estratificada. A água doce desloca-se pela superfície e mistura-se com a salina na porção inferior do estuário. A água salgada desloca-se margeando o fundo e mistura-se com a água doce na porção superior do estuário.

As figuras que se seguem mostram os perfis verticais de velocidade medidas na foz do estuário do rio São Francisco, durante um ciclo completo de 25 horas de medições, nas coordenadas ($10^{\circ} 29' 33,6''$ e $36^{\circ} 23' 42,8''$). Os gráficos apresentaram diferentes padrões de circulação, observando-se mudanças na direção do fluxo. Essas mudanças ocorrem a medida que o fluxo diminui na direção no oceano e, a partir desse momento, há intrusão da água do oceano na direção do rio.

As Figuras 26 a 29, mostram o fluxo vindo do oceano em direção ao rio, nesse momento, verifica-se uma corrente de enchente que transporta água com uma maior salinidade em toda a coluna d'água. A velocidade cai em direção ao fundo, em consequência da maior densidade. O fluxo negativo significa entrada de água no rio e ocorreu inicialmente entre às 14:20 h e 17:20 h do dia 13/10/01.

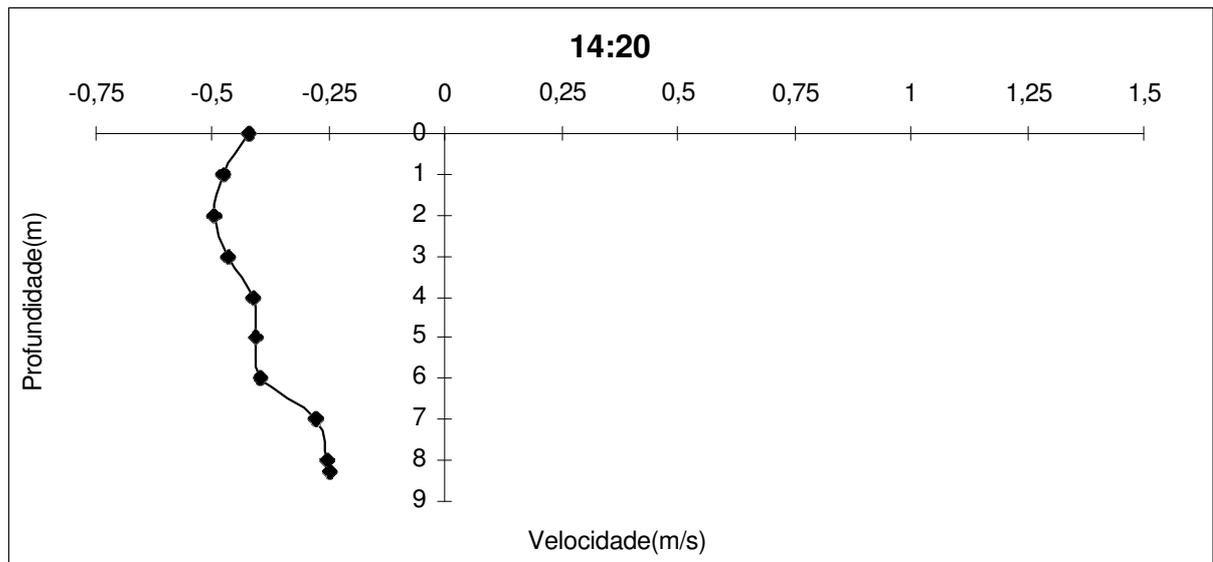


Figura 26 – Perfil vertical da corrente na foz do estuário às 14:20 h do dia 13/10/01.

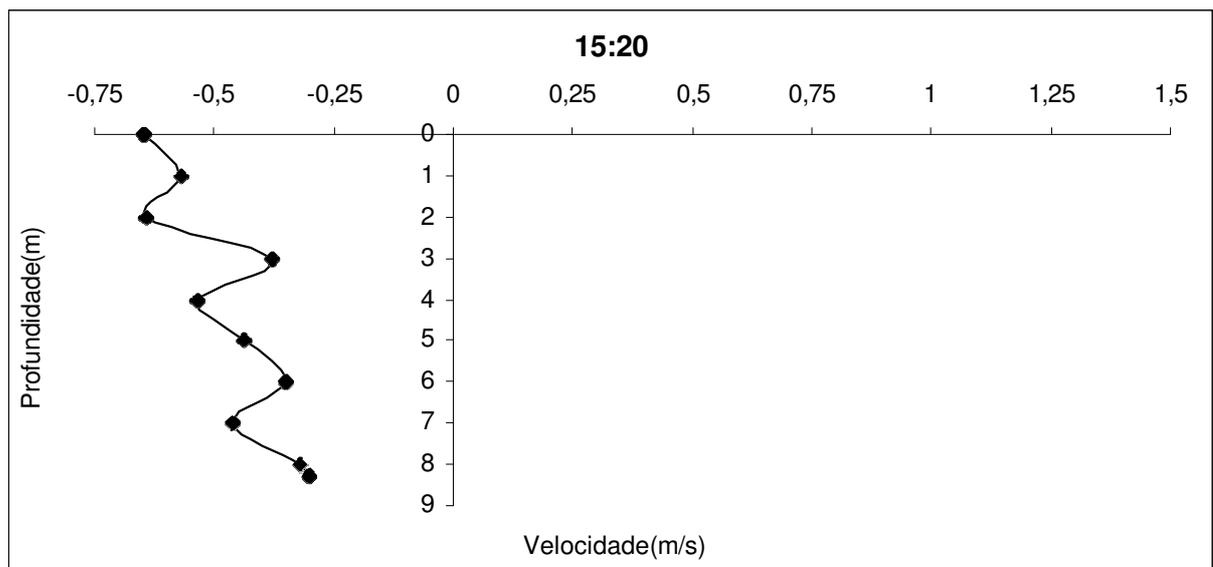


Figura 27 – Perfil vertical da corrente na foz do estuário às 15:20 h do dia 13/10/01.

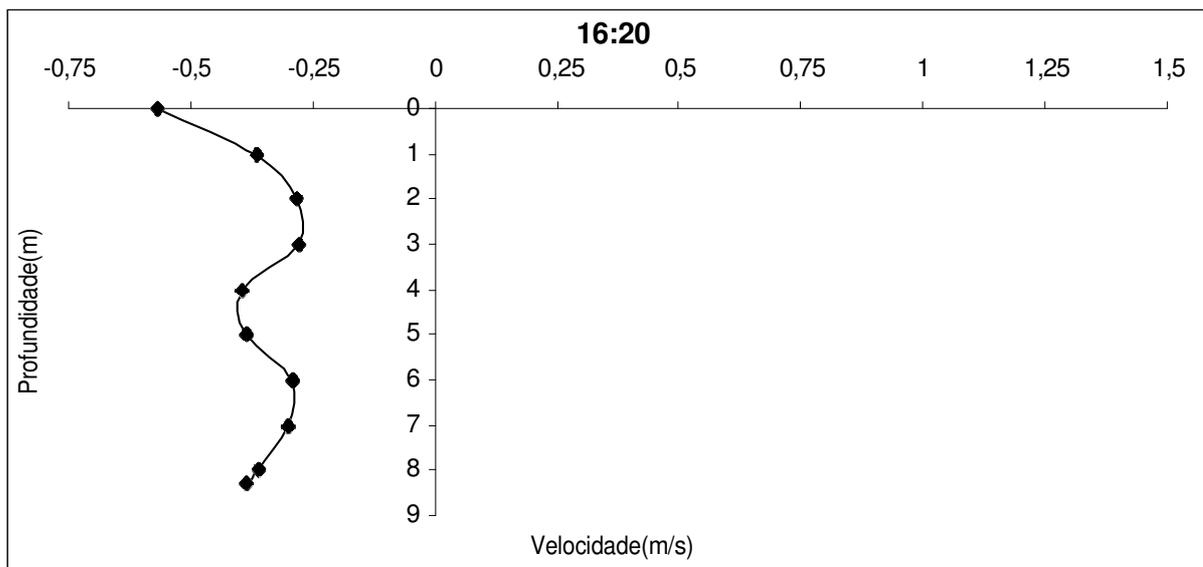


Figura 28 – Perfil vertical da corrente na foz do estuário às 16:20 h do dia 13/10/01.

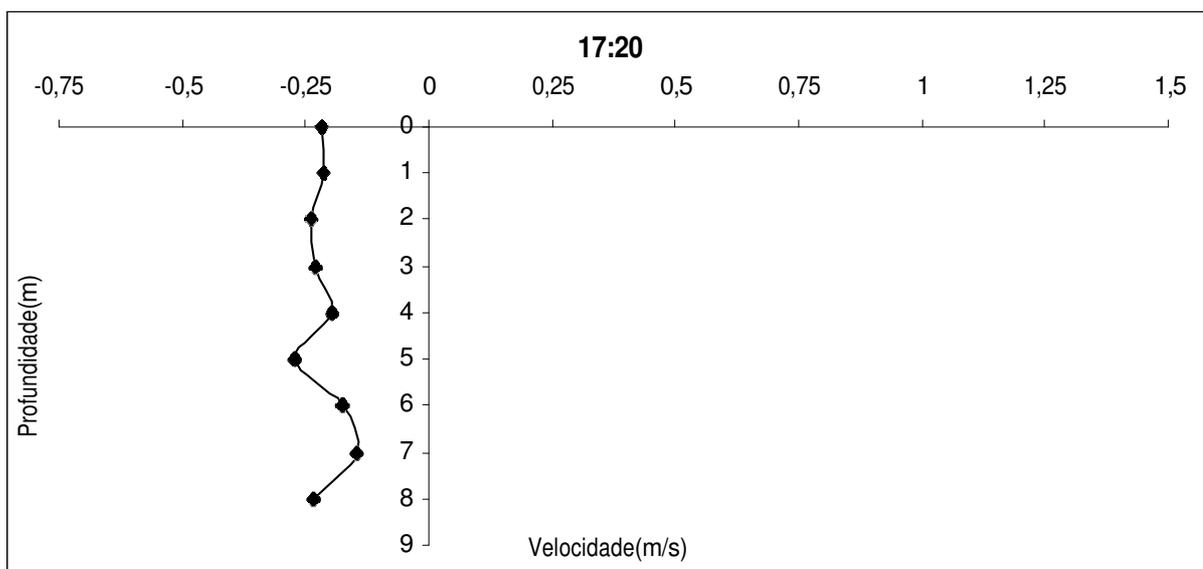


Figura 29 – Perfil vertical da corrente na foz do estuário às 17:20 h do dia 13/10/01.

Após cessar a influência da maré sobre o rio, o fluxo torna-se positivo, na direção do oceano. Nesse período, a água doce do rio tende a se escoar superficialmente devido a sua baixa densidade, com incremento maior de velocidade nas camadas superiores. Esse padrão de fluxo observado nas Figuras 30 à 37, no período das 18:20 h do dia 13/10/2000 até 01:20 h do dia 14/10/2000.

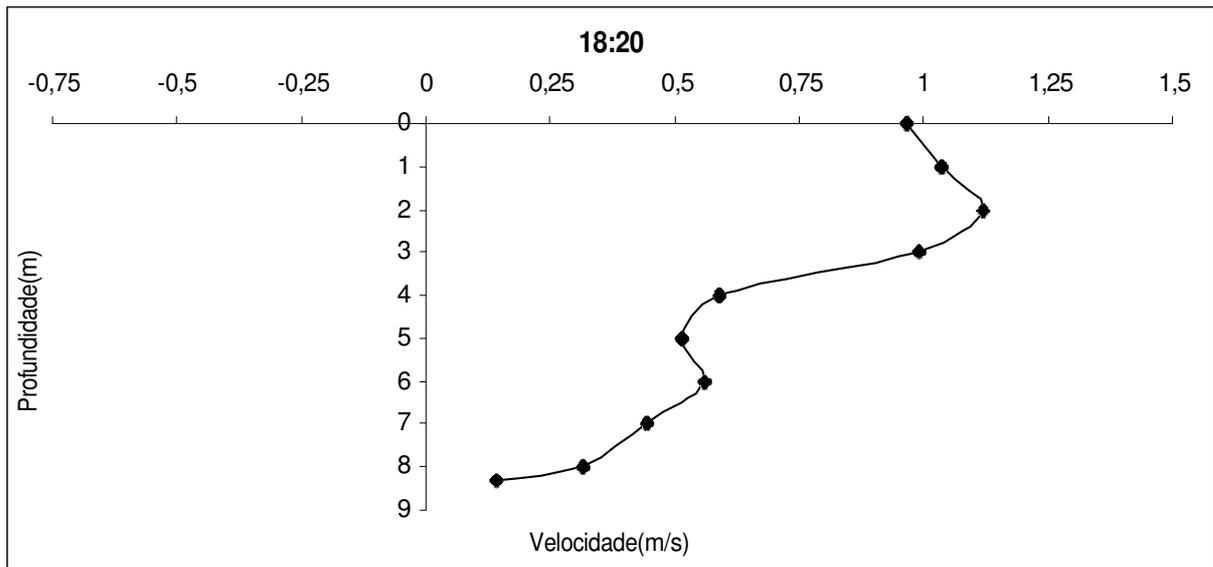


Figura 30 – Perfil vertical da corrente na foz do estuário às 18:20 h do dia 13/10/2000.

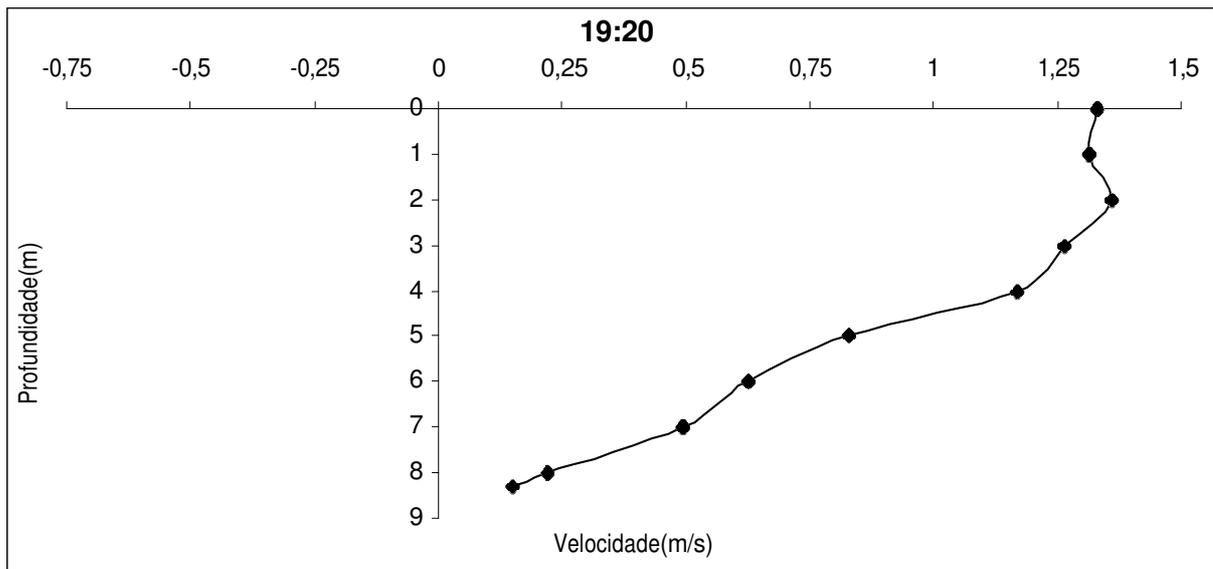


Figura 31 – Perfil vertical da corrente na foz do estuário às 19:20 h do dia 13/10/2000.

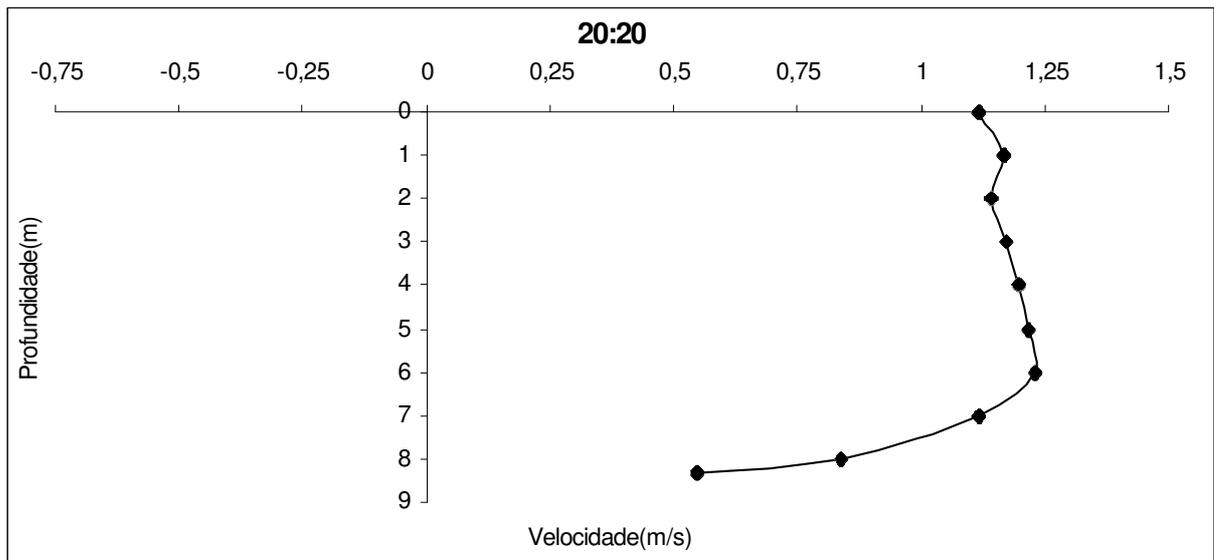


Figura 32 – Perfil vertical da corrente na foz do estuário às 20:20 h do dia 13/10/2000.

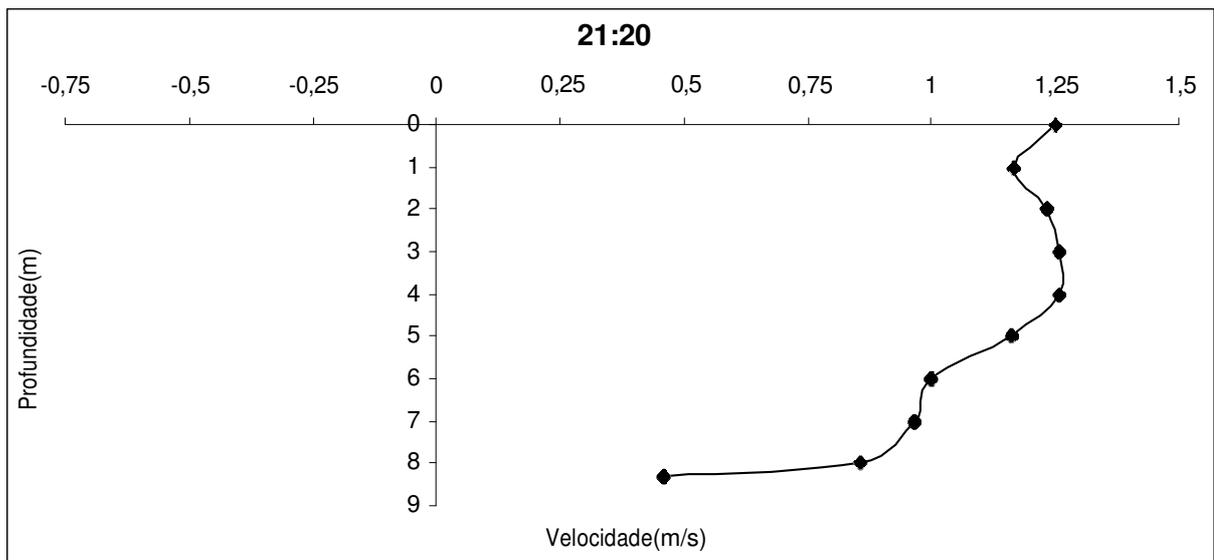


Figura 33 – Perfil vertical da corrente na foz do estuário às 21:20 h do dia 13/10/2000.

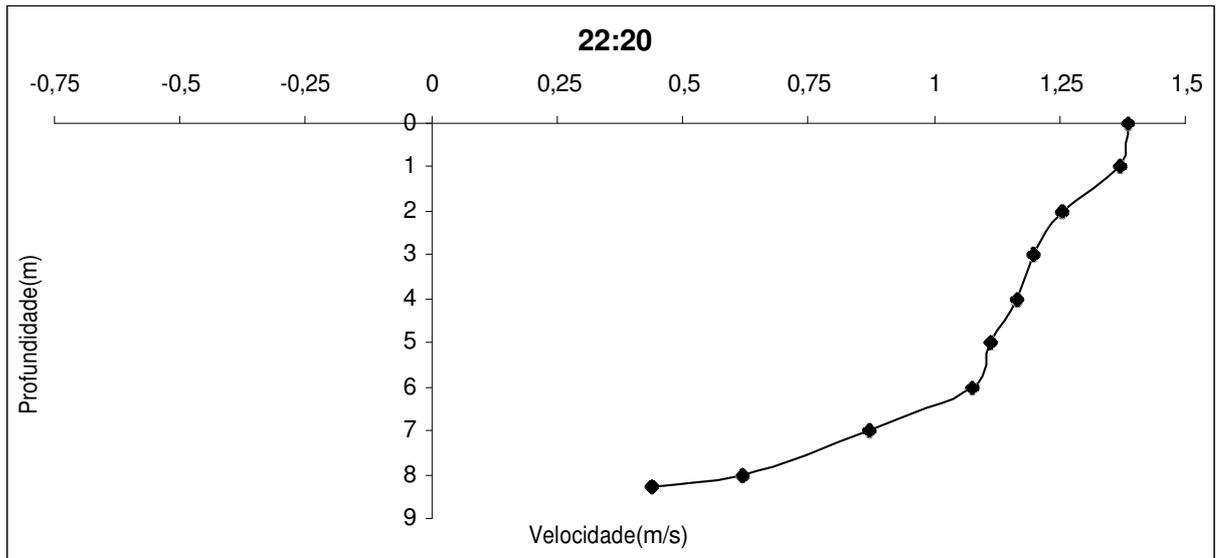


Figura 34 – Perfil vertical da corrente na foz do estuário às 22:20 h do dia 13/10/2000.

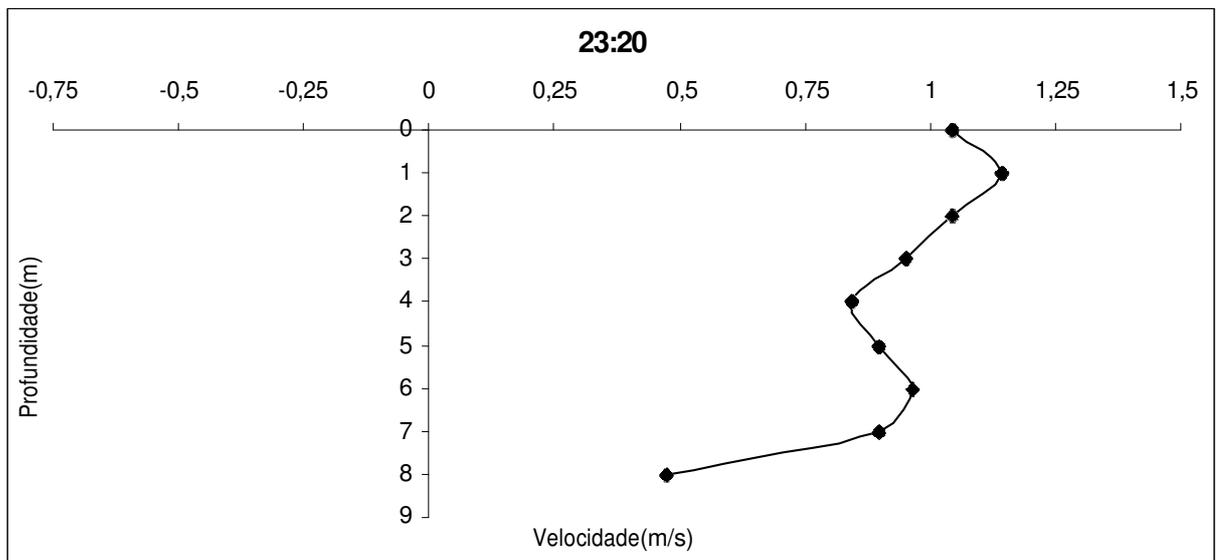


Figura 35 – Perfil vertical da corrente na foz do estuário às 23:20 h do dia 13/10/2000.

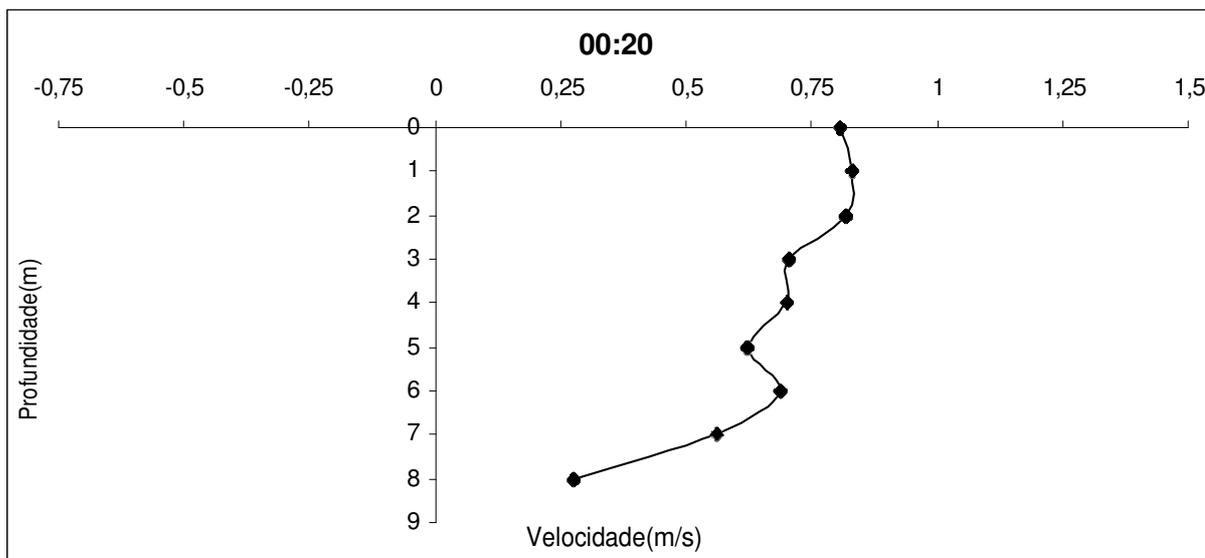


Figura 36 – Perfil vertical da corrente na foz do estuário às 00:20 h do dia 14/10/2000.

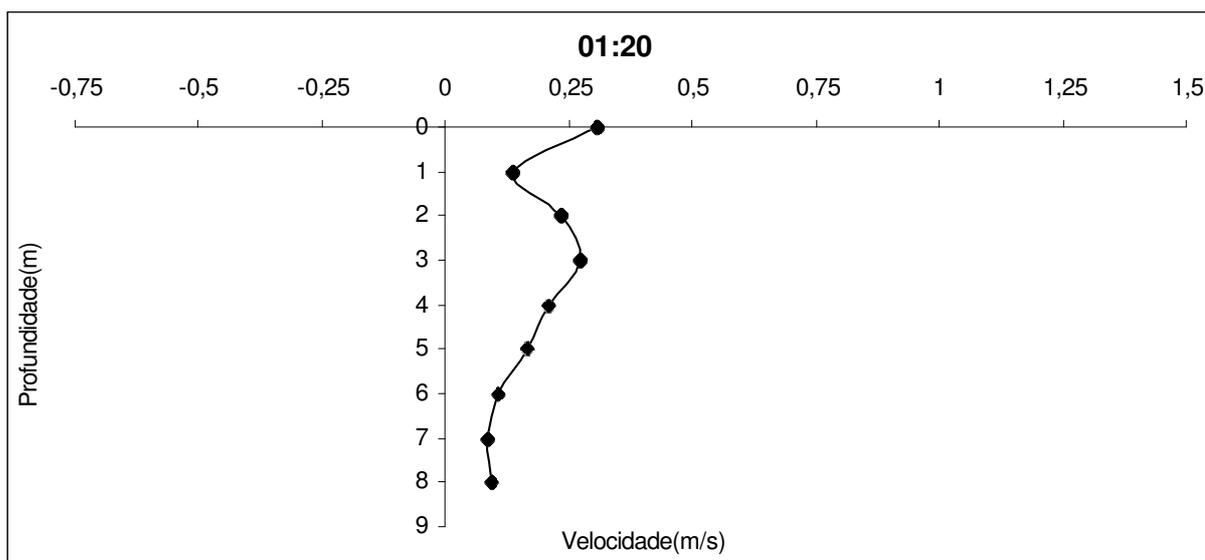


Figura 37 – Perfil vertical da corrente na foz do estuário às 01:20 horas do dia 14/10/2000.

O fluxo começa a apresentar um escoamento de retorno, vindo do oceano, a partir das 02:20 h do dia 14/10/2000, como pode ser notado nos gráficos 38 à 40. Ainda, se observa um pequeno fluxo vindo do oceano entre 05:20 h e 06:20 h do dia 14 (Figuras 41 e 42), porém esse fluxo se dá apenas no fundo do estuário, consequência da maior densidade da água. Nesses dois últimos gráficos, observa-se, claramente, fluxo vindo do rio superficialmente e vindo do oceano pelo fundo.

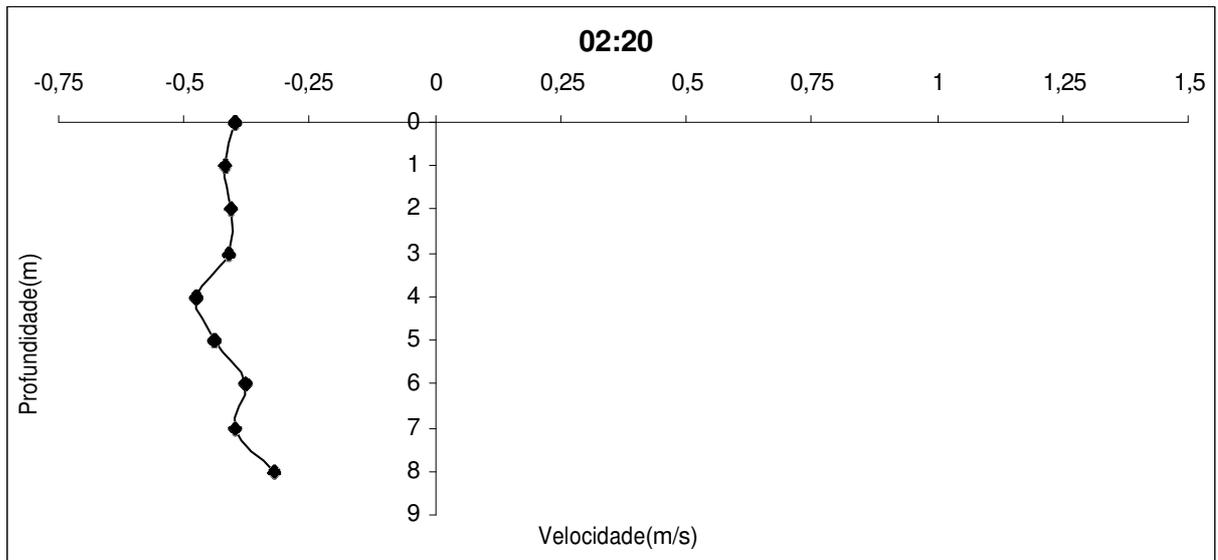


Figura 38 – Perfil vertical da corrente na foz do estuário às 02:20 h do dia 14/10/2000.

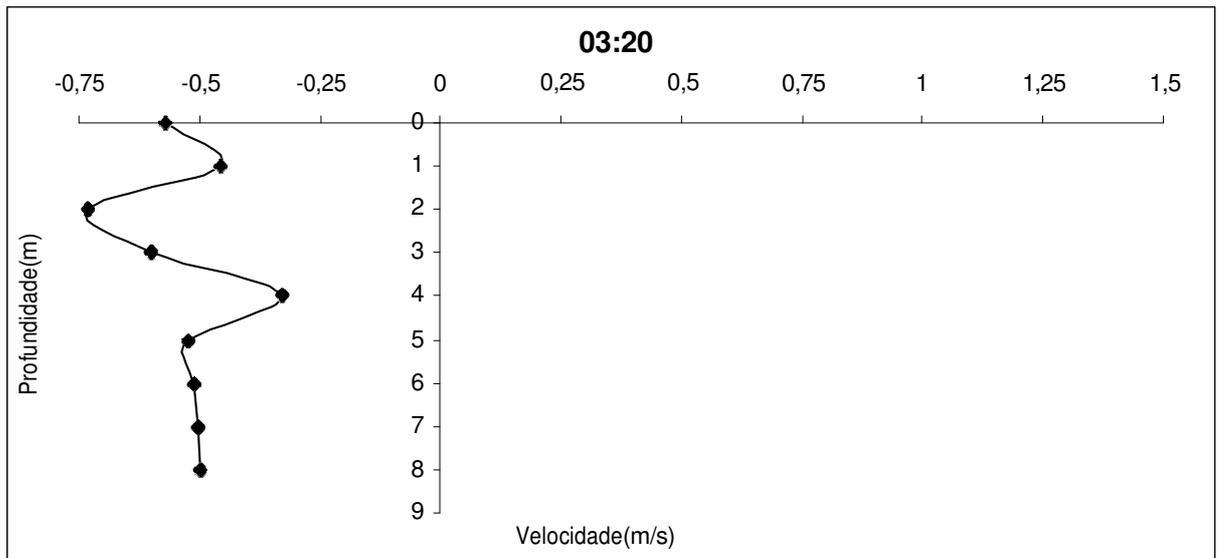


Figura 39 – Perfil vertical da corrente na foz do estuário às 03:20 h do dia 14/10/2000.

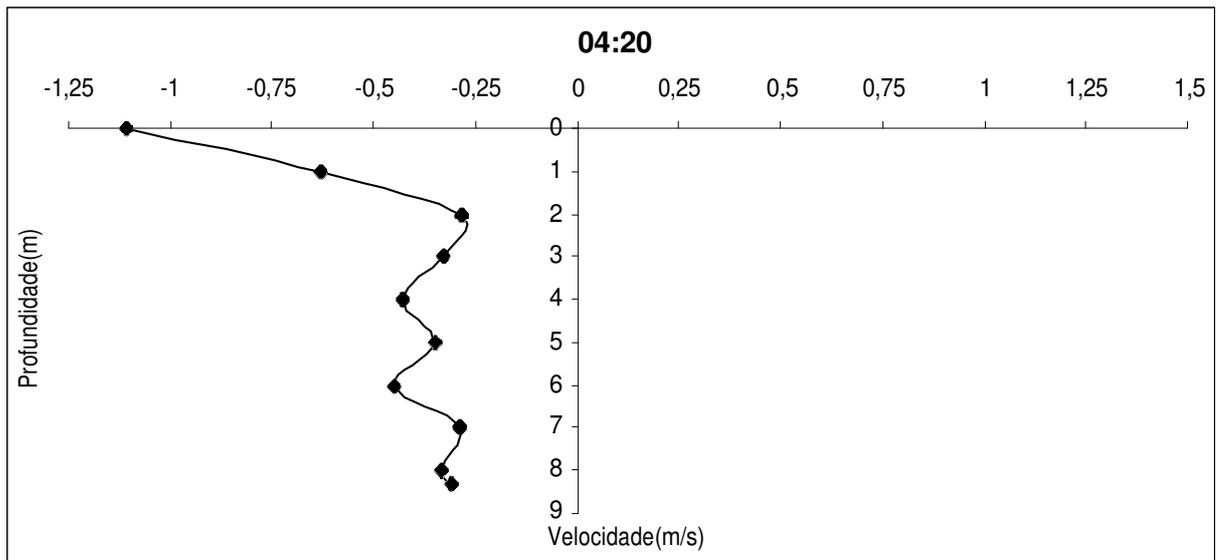


Figura 40 – Perfil vertical da corrente na foz do estuário às 04:20 h do dia 14/10/2000.

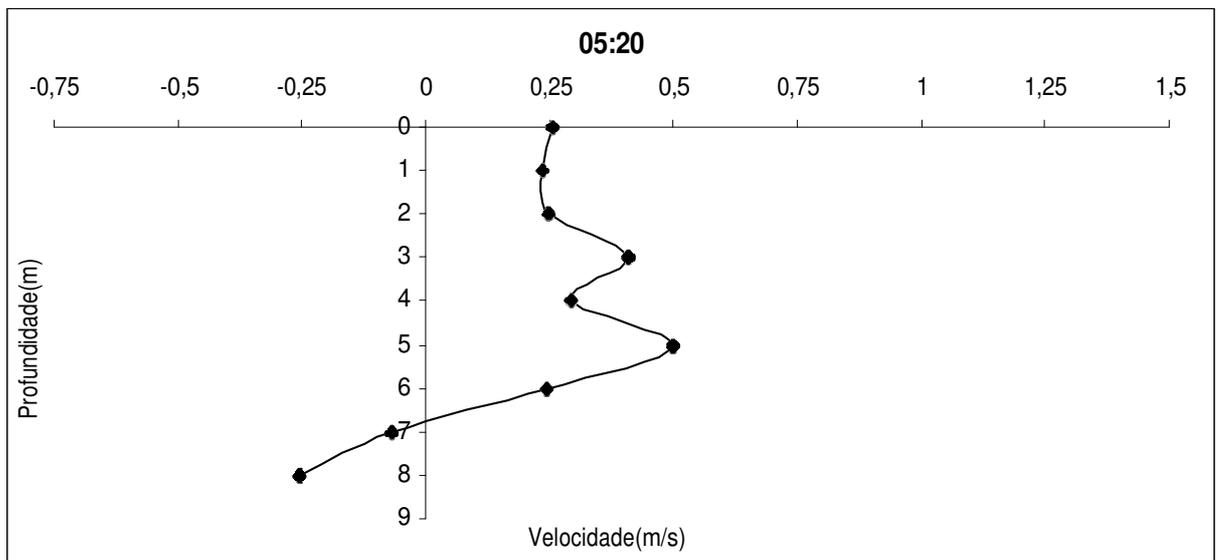


Figura 41 – Perfil vertical da corrente na foz do estuário às 05:20 h do dia 14/10/2000.

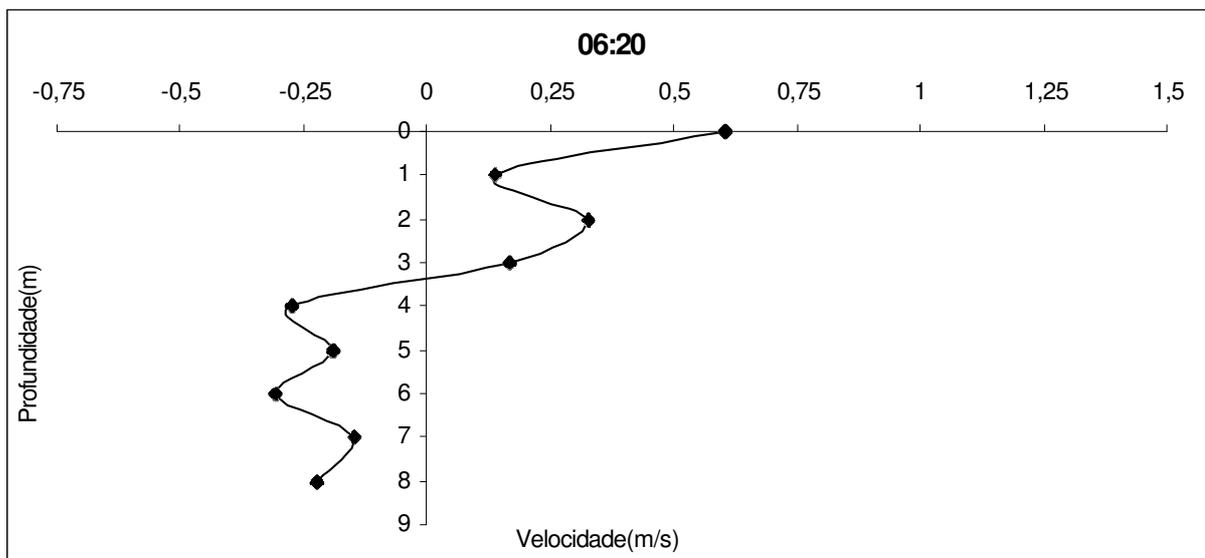


Figura 42 – Perfil vertical da corrente na foz do estuário às 06:20 h do dia 14/10/2000.

A partir das 07:20 h, o escamento permanece unicamente vindo do rio, com incremento maior da velocidade nas camadas superficiais identificadas nas Figuras 43 à 48. As Figuras 49 e 50 sugerem um período de equilíbrio entre os fluxos do rio e oceano. Esse tipo de fluxo é ocasionado quando se aproxima uma preamar (maré enchente) ou baixamar (maré vazante) pois, em um estuário, normalmente a subida da maré ocasiona fluxos de enchente e a descida da maré fluxos de vazante. Dessa forma, as correntes são nulas próximas às preamares e baixamares fenômeno conhecido como estofa.

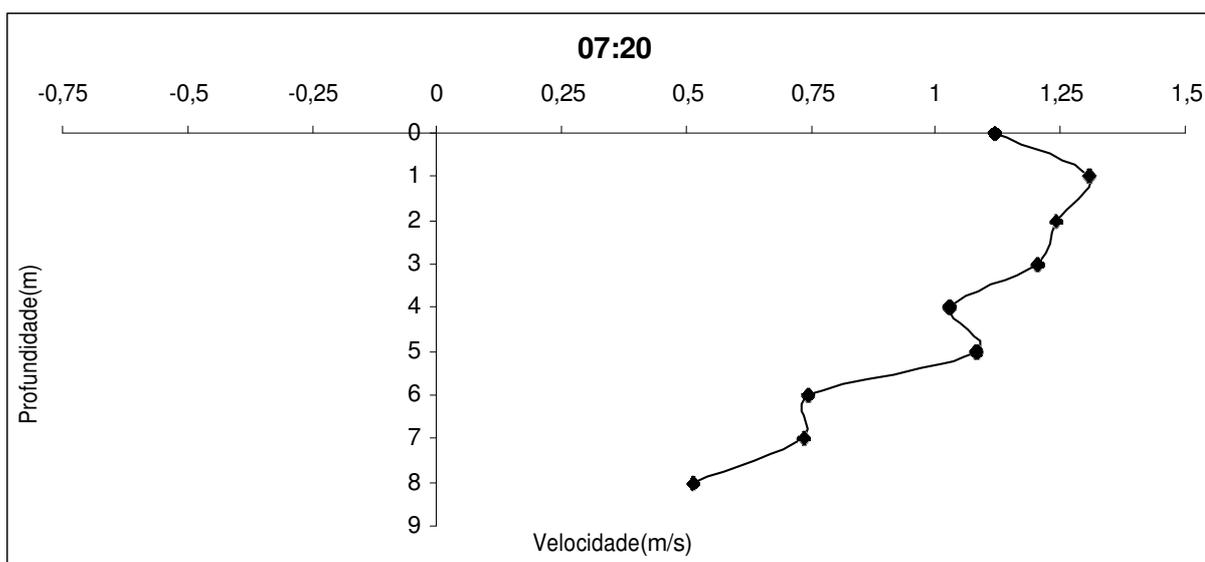


Figura 43 – Perfil vertical da corrente na foz do estuário às 07:20 h do dia 14/10/2000.

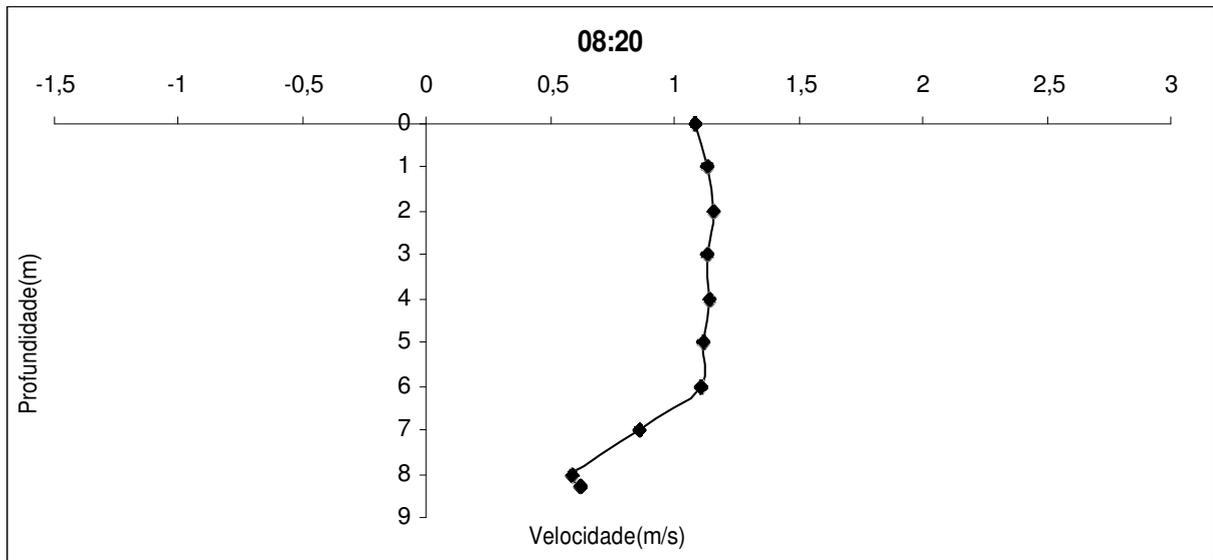


Figura 44 – Perfil vertical da corrente na foz do estuário às 08:20 h do dia 14/10/2000.

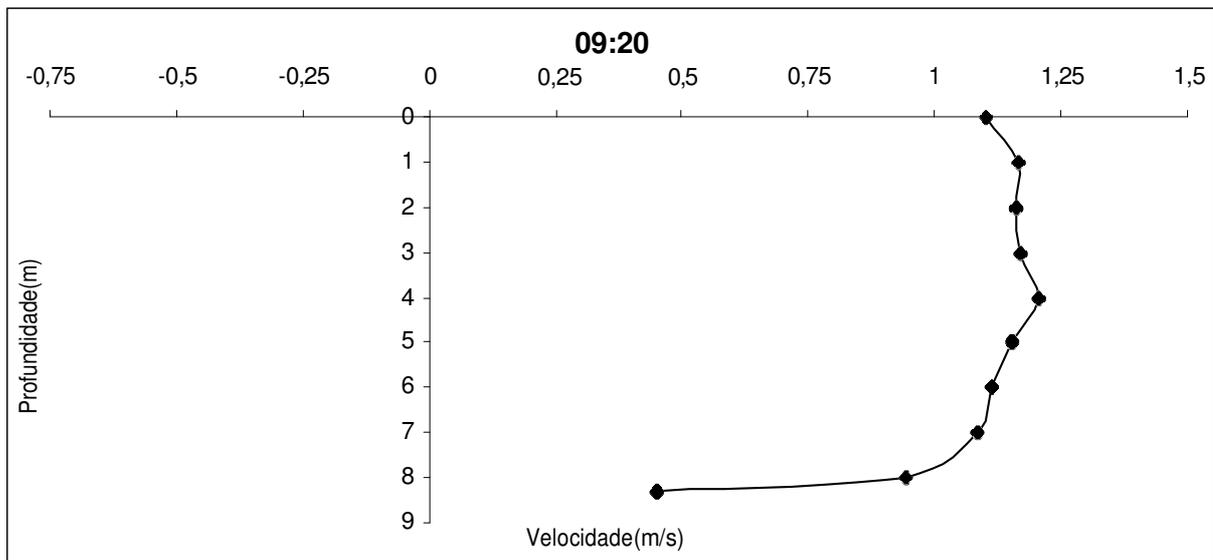


Figura 45 – Perfil vertical da corrente na foz do estuário às 09:20 h do dia 14/10/2000.

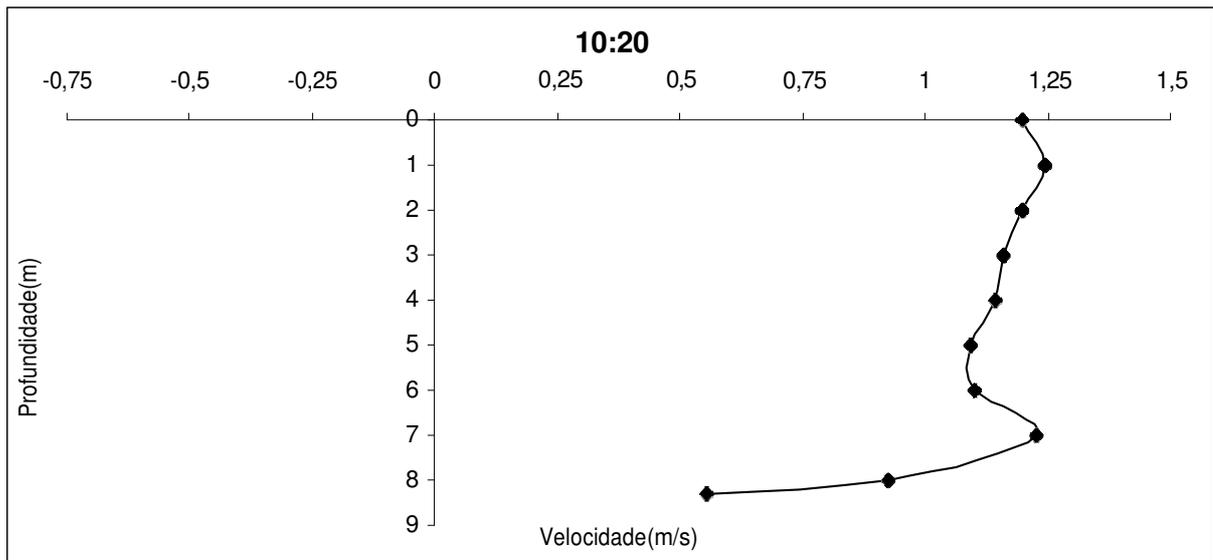


Figura 46 – Perfil vertical da corrente na foz do estuário às 10:20 h do dia 14/10/2000.

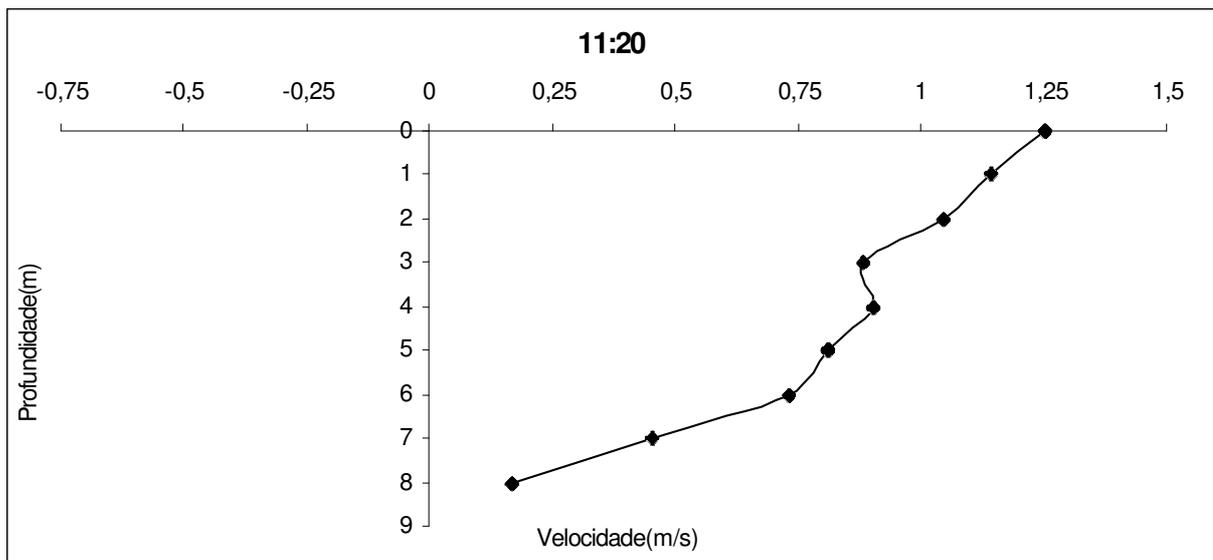


Figura 47 – Perfil vertical da corrente na foz do estuário às 11:20 h do dia 14/10/2000.

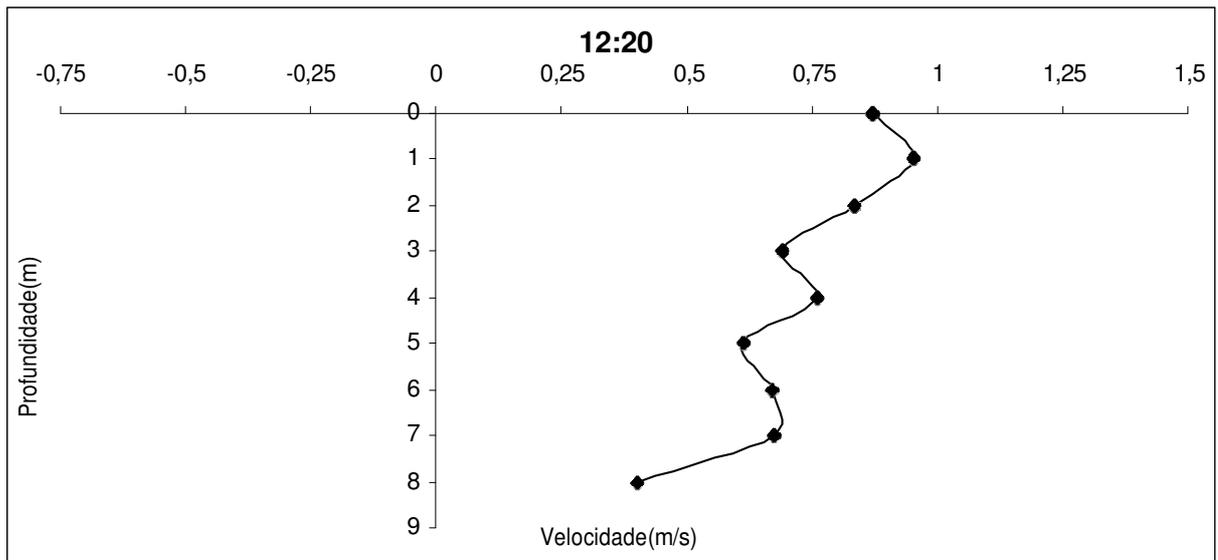


Figura 48 – Perfil vertical da corrente na foz do estuário às 12:20 h do dia 14/10/2000.

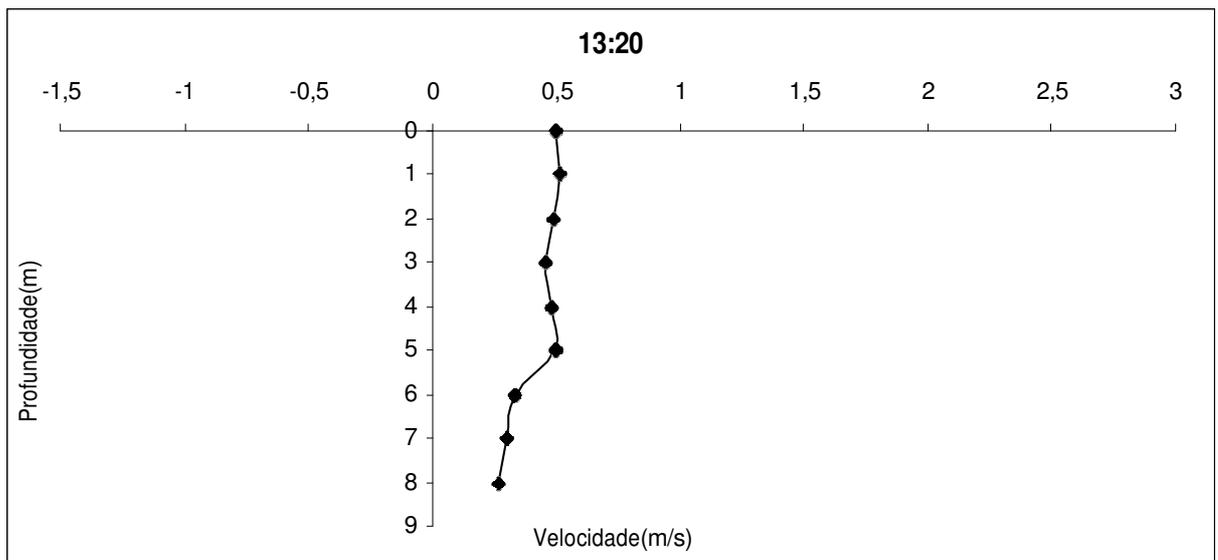


Figura 49 – Perfil vertical da corrente na foz do estuário às 13:20 h do dia 14/10/2000.

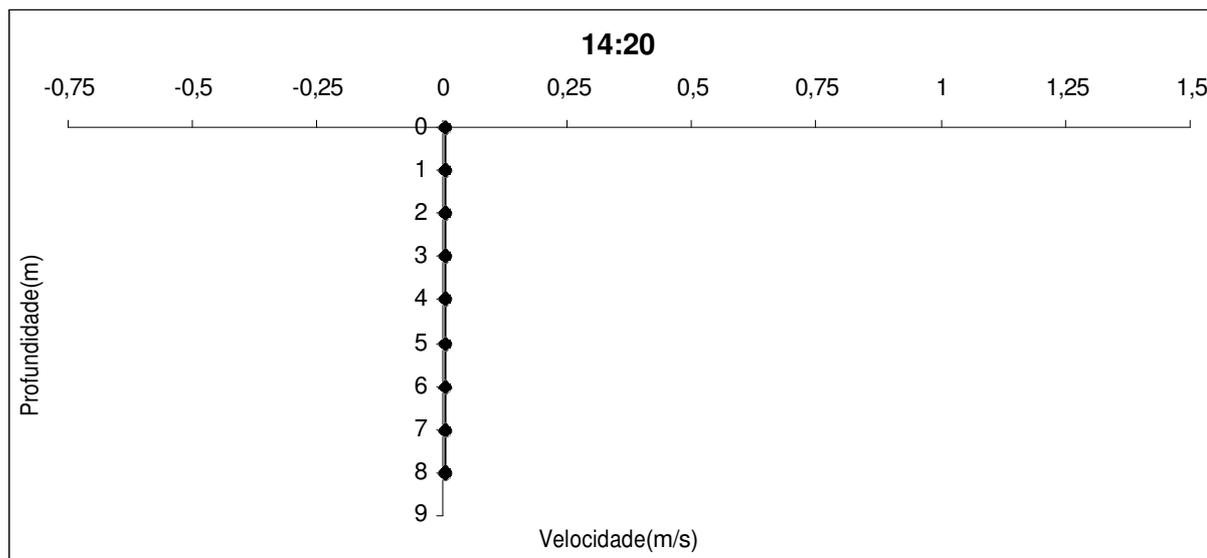


Figura 50 – Perfil vertical da corrente na foz do estuário às 14:20 h do dia 14/10/2000.

Com os gráficos mostrados anteriormente, pode-se observar que, durante os períodos de baixa descarga fluvial, há uma intrusão da água vindo do mar, com escoamento junto ao fundo. Após cessar essa influência, o escoamento torna-se do rio para o oceano, com maior velocidade na parte superior.

A morfologia de estuário, com redução acentuada da profundidade do mar em direção à terra, cria um padrão de circulação do tipo “cunha salina”, com intensa estratificação próximo à desembocadura do rio. Nesse caso, a maré desempenha papel fundamental nas misturas verticais e horizontais das águas fluviais e marinhas.

De umamaneirageral,apresença da “cunhasalina” nosestuários não é constante, estando associada à redução da vazão fluvial, o que pode ser encontrado nos estuários de Rhone e Ebre, localizados no mediterrâneo (Carneiro, 1998). Nesse estuários, em situações de baixa descarga, a cunha salina é formada e os estuários se tornam ambientes deposicionais. Durante os períodos de fluxo elevado, a cunha salina é lavada, e a condição erosiva prevalece. O transporte dos constituintes no estuário é determinado pelas características hidrodinâmicas, morfológicas e pela influência da maré. As forças físicas, como o aporte fluvial, a maré e os ventos, apresentam alta variabilidade, tanto espacial quanto temporal, e atuam no padrão de mistura entre as águas vindas do rio e as águas vindas do oceano, sendo fundamentais na interpretação do funcionamento do sistema estuarino do rio São Francisco.

A Figura 51a sintetiza as variações dos perfis verticais de velocidade realizados no período de 25 horas de medidas diretas, durante os dias 13 e 14 de outubro de 2000. Nos

horários onde as velocidades estão negativas, significa que o fluxo está vindo do oceano, e onde as velocidades são positivas, significa fluxo vindo do rio. De acordo com o gráfico exposto, as maiores velocidades foram provenientes do rio, ou seja, os fluxos na direção do oceano foram mais intensos que os fluxos vindos do oceano. O pico de velocidade vinda do rio atingiu 1,06 m/s, enquanto o pico de velocidade vinda do oceano atingiu $-0,53$ m/s.

Os perfis de velocidade nas profundidades de 2 m e 8 m (Figura 51b), mostraram-se bastante distintos, foi registrado os maiores valores em intensidade a 2 m. Comparando-se os perfis, a partir das 05:00 h iniciou-se um período de inversão abaixo de 7,0 m, deslocando-se até 4,0 m de profundidade às 06:20 h, onde a partir desse momento, retornou a sua normalização todo o perfil no sentido do oceano.

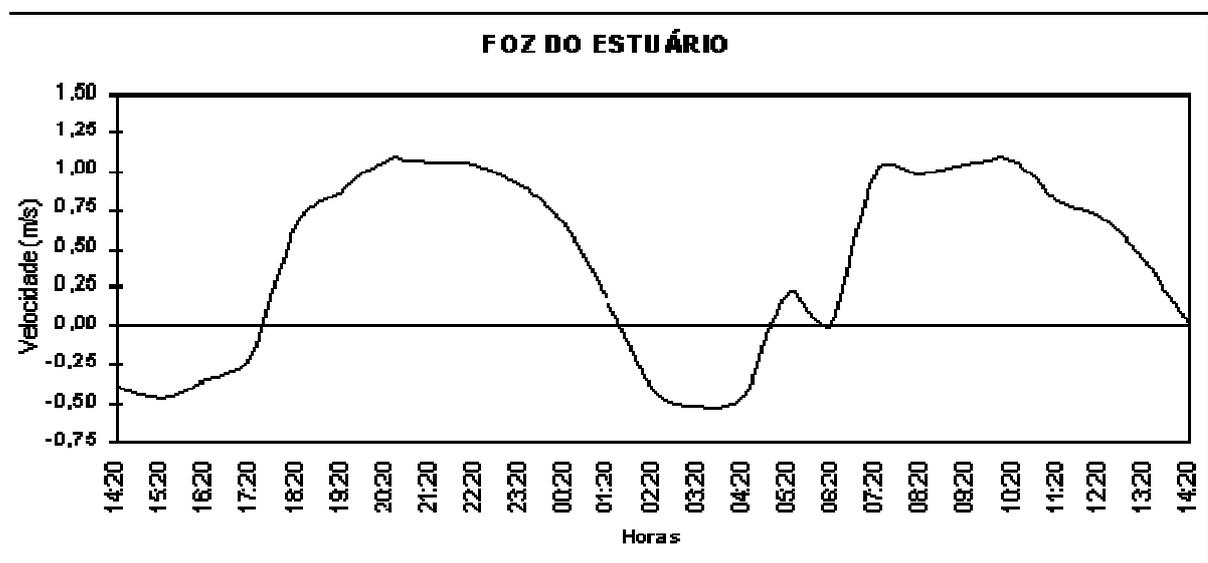


Figura 51a – Variação horária do perfil vertical da corrente média na foz do estuário durante 25 horas de medidas diretas entre os dias 13 e 14 de outubro de 2000.

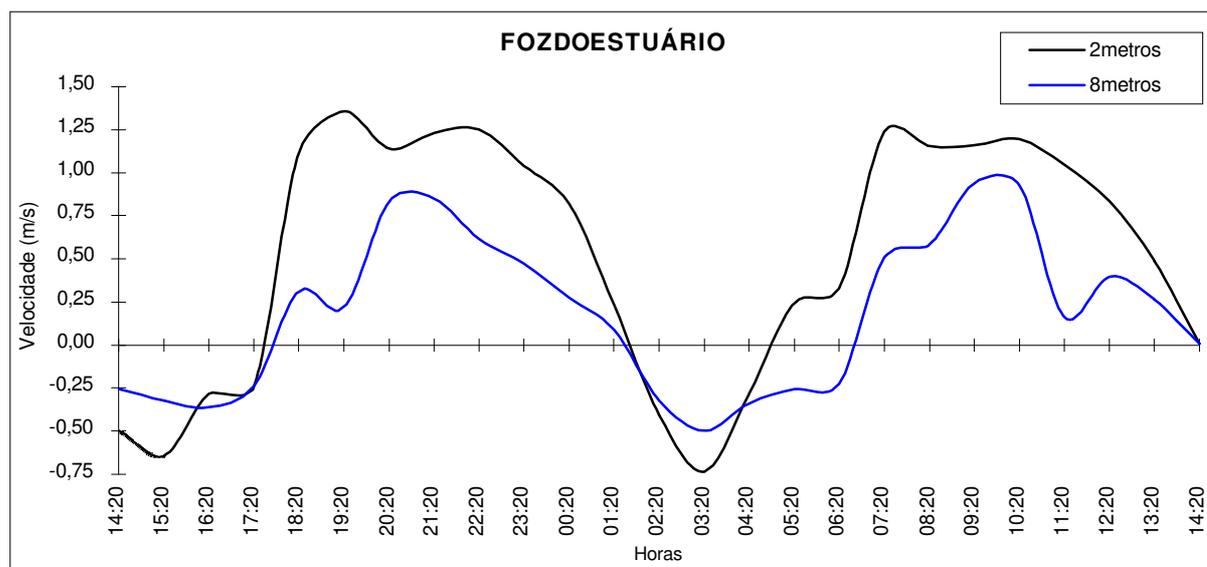


Figura 51b – Variação horária do perfil vertical da corrente a 2 m e 8 m de profundidade nafoz do estuário durante 25 horas de medidas diretas entre os dias 13 e 14 de outubro de 2000.

No estuário do rio São Francisco, a distribuição da salinidade é regulada pelo fluxo fluvial, pela ação da maré e pelas correntes costeiras. Na Tabela 5, estão sintetizadas as informações dos perfis verticais de salinidade realizados sob condições de influência do rio e do oceano, durante os dias 13 e 14, juntamente com os perfis de velocidade.

Os períodos, que apresentaram os teores médios mais reduzidos de salinidade, na superfície e no fundo, apresentaram variações horárias, e mostraram um aumento da salinidade à medida que ocorreu a intrusão da água salina pelo fundo do estuário. O pico de salinidade, no fundo e superfície, foram registrados às 17:20 h (dia 13) e às 05:20 h (dia 14), respectivamente. O pico máximo no fundo ocorreu após a intrusão da cunha salina no interior do estuário. Para a salinidade superficial ocorreu a inversão no sentido do fluxo. Essa concentração se deu devido ao retardamento da camada de mistura entre a água do mar e do rio. Os teores médios mais reduzidos, na superfície e fundo, foram registrados em vários momentos. Isso mostra a influência que os dois sistemas, rio e mar, exercem sobre o estuário.

Por base na Tabela 6, as principais observações obtidas foram:

- a cunha salina, sobre a influência do fluxo de enchente, foi mais intensa no período de vazão mais reduzida, quando essa cunha se fez presente dentro do estuário;
- no instante de transição da direção do escoamento, verificou-se uma camada de mistura com teores de salinidade na superfície e no fundo;
- no período de vazão mais elevada, proveniente do rio, o estuário foi caracterizado por água somente de origem fluvial e a cunha salina foi deslocada em direção à desembocadura.

Tabela 6 – Características gerais do padrão de salinização do estuário do rio São Francisco, entre os dias 13 e 14 de outubro de 2000.

Dia	Hora	Vazão (m ³ /s)	Sentido da Corrente (Rio/Oceano)	Salinidade Média (‰)	
				Superfície	Fundo
13/10/2001	14:20	-4005	Oceano	0	9,2
13/10/2001	15:20	-5025	Oceano	0	28,6
13/10/2001	16:20	-3810	Oceano	12,4	30,6
13/10/2001	17:20	-2078	Oceano	12,2	32,2
13/10/2001	18:20	5709	Rio	4,2	31
13/10/2001	19:20	6473	Rio	0,3	-
13/10/2001	20:20	6973	Rio	0,2	-
13/10/2001	21:20	6446	Rio	0	-
13/10/2001	22:20	6589	Rio	0,1	-
13/10/2001	23:20	6332	Rio	0	-
14/10/2001	00:20	5158	Rio	0	-
14/10/2001	01:20	1529	Rio	0	0
14/10/2001	02:20	-3762	Oceano	0	4,2
14/10/2001	03:20	-5026	Oceano	0	26,2
14/10/2001	04:20	-4231	Oceano	13,7	-
14/10/2001	05:20	1798	Rio	18,9	-
14/10/2001	06:20	76	Rio	6,5	31,5
14/10/2001	07:20	6881	Rio	0,3	-
14/10/2001	08:20	6152	Rio	0,6	-
14/10/2001	09:20	6194	Rio	0,2	-
14/10/2001	10:20	6704	Rio	0,1	-
14/10/2001	11:20	5770	Rio	0	-
14/10/2001	12:20	5901	Rio	-	0
14/10/2001	13:20	4031	Rio	-	0
14/10/2001	14:20	75	Rio	0	-

– Oscilações da maré

As marés, ao penetrarem nas reentrâncias da costa (baías, rios, lagunas), podem causar oscilações do nível d'água a dezenas de km para montante. As modificações da onda de maré, ao longo destes corpos d'água, são acentuadas pela fricção junto ao fundo e às paredes laterais, pelas mudanças na geometria dos canais e pela interação com a descarga fluvial.

A assimetria da onda de maré, caracterizada por uma rápida subida do nível d'água pode acentuar-se bastante com a redução da profundidade e a presença de fluxo fluvial com sentido contrário ao da propagação da onda de maré. Nessas condições, a fase de subida da maré pode ser alterada, podendo atingir o seu nível máximo rapidamente.

Devido ao atrito gerado em sua propagação, é comum a onda de maré perder altura à medida que ela se propaga para montante. Este amortecimento da onda de maré costuma ser diretamente proporcional à redução da profundidade.

As oscilações da maré foram medidas em Piaçabuçu, durante os meses de agosto e setembro de 2000, e estão expressas nas Figuras 52 e 53, respectivamente. As figuras mostram as variações horárias dos níveis da maré, para períodos de quadratura (menores marés) e sizígia (maiores marés). Na Figura 52 (agosto), encontraram-se duas amplitudes de maré. No período de quadratura foi obtida uma amplitude de 0,88 m, enquanto, durante a sizígia, foi registrada uma amplitude de 1,81 m. Analisando a Figura 53, as amplitudes de quadratura e sizígia apresentaram-se um pouco inferiores a do mês anterior. Durante a quadratura, registrou-se uma amplitude de 0,54 m e, no período de sizígia, 1,56 m. O período médio para que ocorra a subida da maré (período de enchente) no local estudado, foi aproximadamente 6 h e 37 min e o período de vazante, descida da maré, foi aproximadamente 5 h e 37 min.

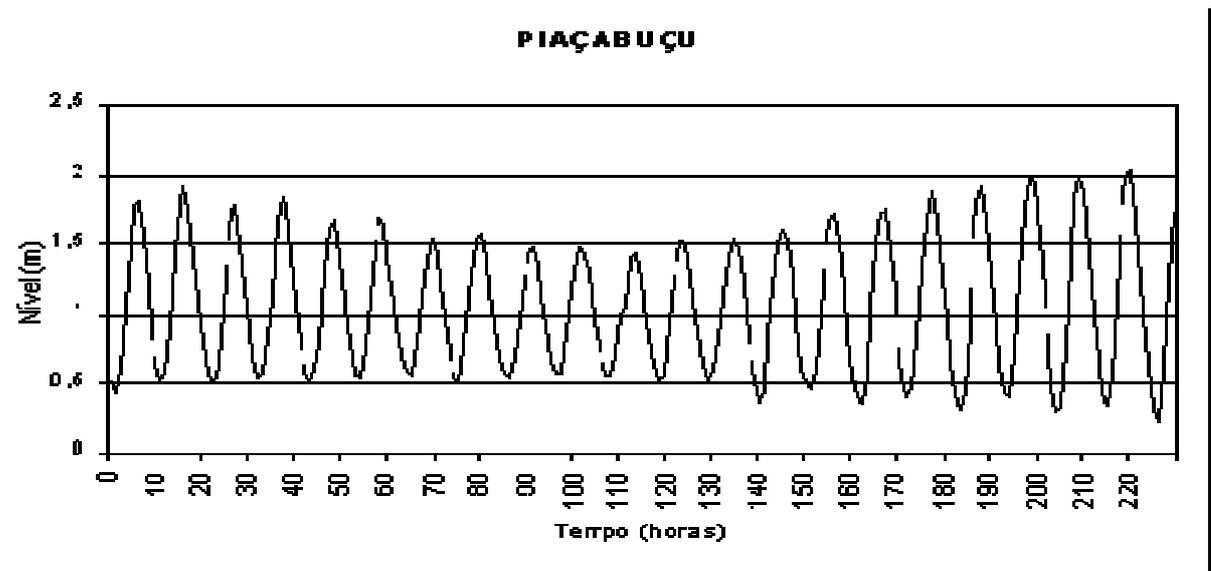


Figura 52 – Variação horária do nível da maré em Piaçabuçu durante o mês de agosto de 2000.

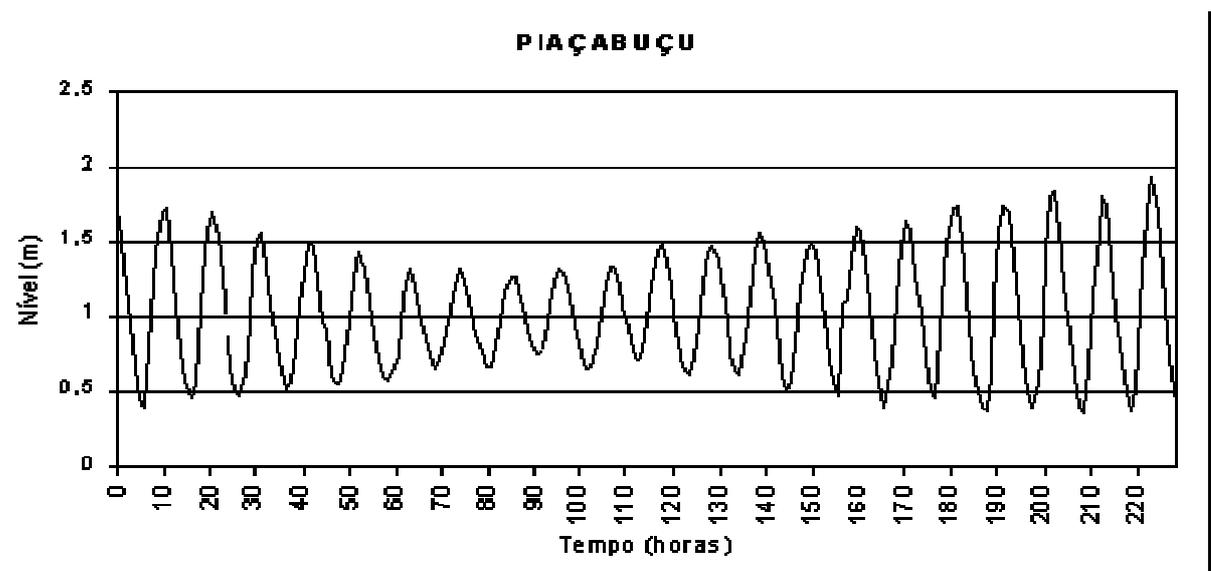


Figura 53 – Variação horária do nível da maré em Piaçabuçu durante o mês de setembro de 2000.

As variações dos níveis de maré dentro do estuário do São Francisco foram realizadas durante o período de 25h de medidas diretas (Figura 54). O gráfico mostra valores distintos

para os picos registrados às 15:43 h e 03:51 h (dias 13 e 14/10/2000), com 2,4 m e 1,8 m, respectivamente. Os valores mínimos foram obtidos às 22:09 h e 09:58 h (dias 13 e 14/10/2000), com 0,1 m e 0,0 m, respectivamente, geradas a partir da tábua de marés.

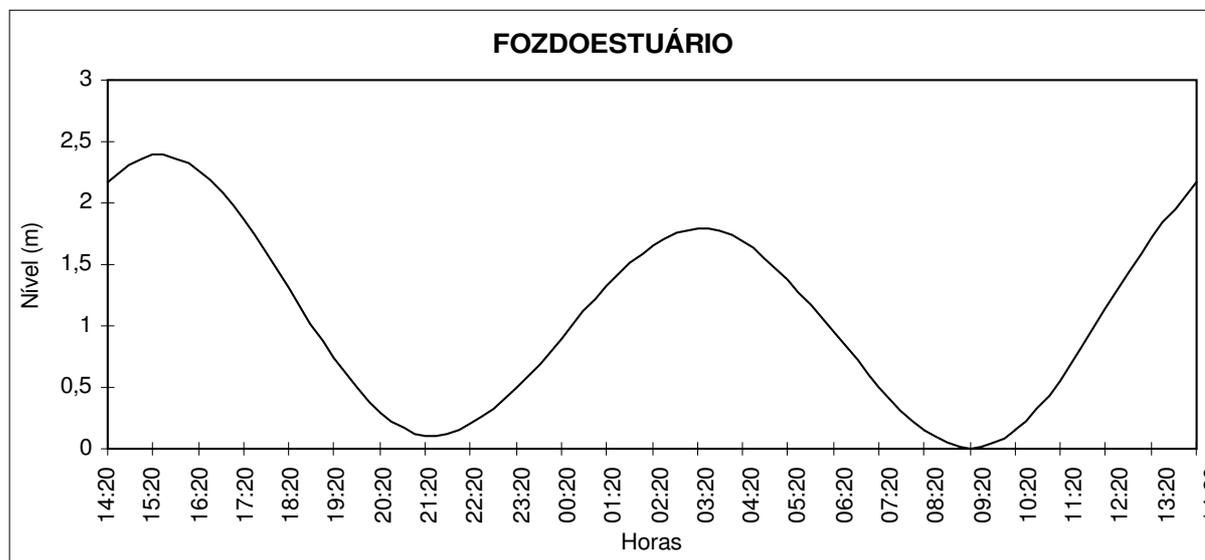


Figura 54 – Variação horária do nível de maré na foz do estuário durante 25 horas de medidas diretas entre os dias 13 e 14 de outubro de 2000.

De acordo com a variação horária do sentido do fluxo dentro do estuário, com fluxo vindo do rio e fluxo do oceano, foi encontrado o volume do prisma para diferentes períodos. O volume horário encontrado entre às 14:20 horas e 17:20 horas (dia 13), foi 106 mmc, dos quais 54 mmc são provenientes do oceano. Para esse período o nível máximo da maré atingiu 2,4 m às 15:43 horas. Para o período de 01:20 horas às 06:20 horas (dia 14), registramos um volume do prisma de 97 mmc, sendo 47 mmc provenientes do oceano, o pico máximo da maré, foi obtido às 03:51 horas com 1,8 m.

– Estudo sedimentológico

– Caracterização dos sedimentos

A distribuição de sedimentos em suspensão é variável de um lado a outro na seção transversal, sendo melhor expressa em termos de concentração de peso (g/m^3). Essa varia em função da velocidade da corrente, da disponibilidade de sedimentos e de sua granulometria. Considerando que as velocidades são menores perto das margens, as concentrações também são menores, aumentando para o centro e depois diminuindo na direção da outra margem.

Os sedimentos, que chegam ao curso d'água, têm diversas granulometrias e são submetidos a processos de transportes variados de acordo com as condições locais e do escoamento. As forças que atuam sobre a partícula podem mantê-la ou em suspensão ou no fundo do rio. Essa situação é função do tamanho da partícula, do peso e forma. É também função da forma de escoamento, se laminar ou turbulento, da velocidade da corrente, dos obstáculos no leito e de diversas outras funções que estão inter-relacionadas, como declividade do leito, forma do canal, temperatura da água, entre outras.

À medida que são transportados, esses materiais são fracionados, transformando-se em sedimentos de granulometria menor, passando a areia grossa, média e fina gradativamente, ao longo de seu percurso para jusante.

De maneira geral, a concentração dos sedimentos em suspensão, transportada pelos rios, possui uma relação direta com a vazão, pois o aumento da vazão intensifica a velocidade do escoamento fluvial e a capacidade de transporte do rio. Sendo assim, o efeito de transbordamento ou lavagem das margens fluviais, no início do período chuvoso, ou mesmo nos picos de vazão, acarreta um incremento das concentrações tanto em suspensão quanto em transporte junto ao leito.

A seguir, serão mostrados os diferentes tipos de granulometria encontrados no rio e na foz do rio São Francisco. A partir da regularização da vazão do rio São Francisco, deixaram de existir as enchentes no baixo São Francisco, responsáveis pelo transporte dos sedimentos existentes em seu leito. Com a falta de enchentes, todo sedimento, que deveria ser transportado, fica acumulado no leito, dando origem à formação de bancos de areia ao longo de todo seu curso. Com a diminuição do nível d'água, as margens tornaram-se desprotegidas, provocando a formação de barrancos, sujeito a ação dos processos erosivos.

As Figuras 55 e 56 mostram um exemplo de um barranco, próximo à cidade de Traipú, submetido ao processo erosivo junto com seu perfil granulométrico. Sua análise granulométrica mostrou sedimentos com concentrações variando entre 0,125 mm e 0,25 mm.



Figura55 –Barranco na margemesquerda amontante de Traipú,sujeito à erosão.

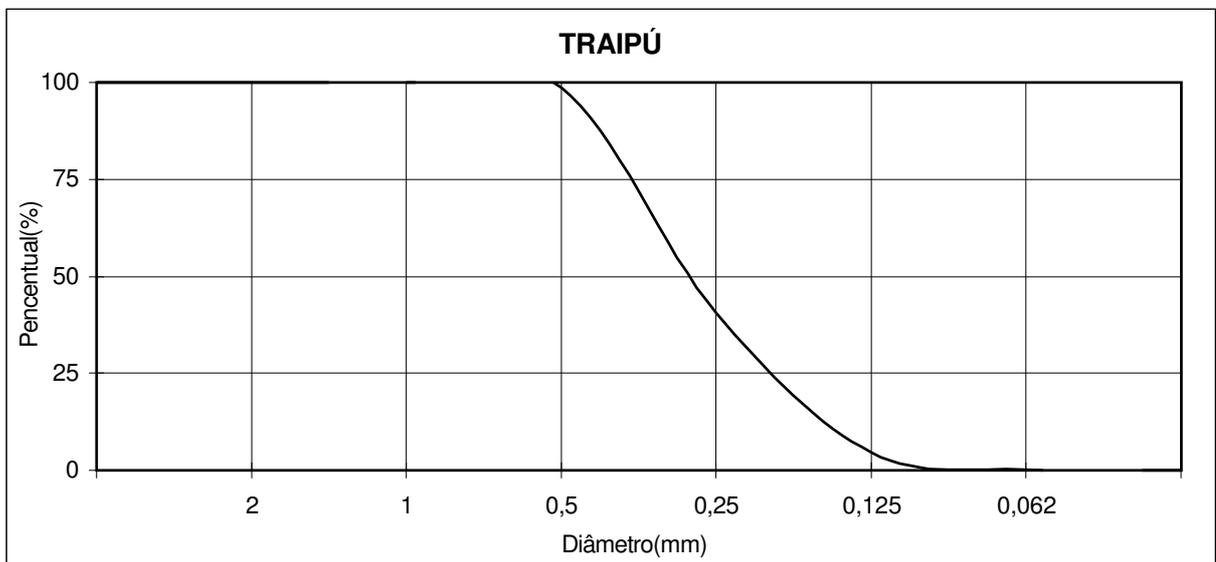


Figura56– Percentual granulométrico acumulado do barranco a montante de Traipú.

A Tabela 7 sintetiza as características dos sedimentos encontrados nesse barranco. Os diâmetros sugeriram que há uma uniformidade nos seus tamanhos, com pouca variação entre as percentagens e a não existência de matéria orgânica.

Tabela 7 – Características dos sedimentos do barranco amontante de Traipú.

	DIÂMETRO DOS QUARTIS		DENSIDADE		MATÉRIA ORGÂNICA
	(mm)		Grão (g/ml)	Porosidade (%)	(%)
75 %	0,365				
50 %	0,283		3,176	35,0	0,0
25 %	0,194				

De acordo com o que foi mostrado no item 4.2, o escoamento atua de forma mais eficiente quando a lâmina d'água é maior, ou seja, quanto maior a profundidade, maior será o poder de transporte do escoamento. Claramente, é possível observar esse fato, nas Figuras 57 e 58, as quais mostram os perfis granulométricos de sedimentos dentro do canal e sobre o banco de areia, em Pão de Açúcar.

A variação encontrada no canal (Figura 57), corresponde a sedimentos com características de areia média e grossa, variando entre 0,5 mm e 1,0 mm, enquanto sobre o banco de areia (Figura 58), os diâmetros variam entre 0,125 mm e 0,25 mm, ou seja, areia finas e médias. Portanto, no canal, só os sedimentos finos são completamente transportados, permanecendo apenas granulometria grossa.

Os valores encontram-se resumidos na Tabela 8. No canal registrou-se a presença de matéria orgânica, com uma percentagem de 4,4% do material analisado porém, no amostrado banco de areia, ocorreu problemas de análise em laboratório, não sendo possível a determinação do conteúdo de matéria orgânica.

Tabela 8 – Características dos sedimentos encontrados em Pão de Açúcar, canal e banco de areia.

Local	Diâmetro dos Quartis (mm)			Densidade		Matéria Orgânica
	75 %	50 %	25 %	Grão (g/ml)	Porosidade (%)	(%)
Canal	0,969	0,729	0,559	3,144	37,4	4,4
Banco	0,533	0,365	0,266	3,100	47,4	-

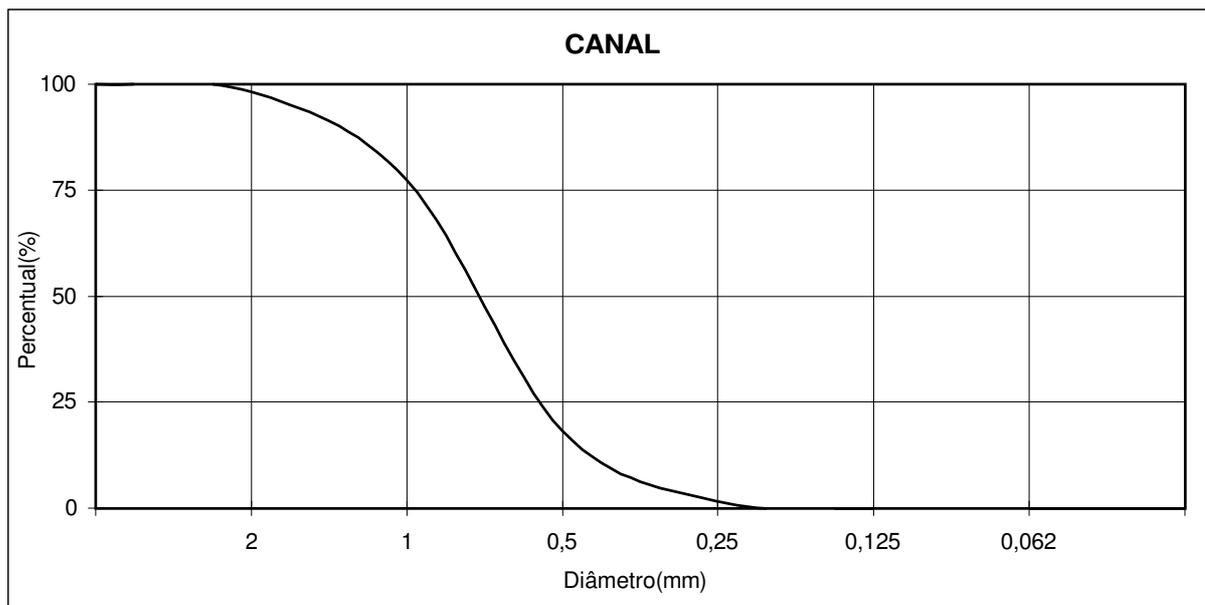


Figura 57 – Percentual granulométrico acumulado dentro do canal em Pão de Açúcar.

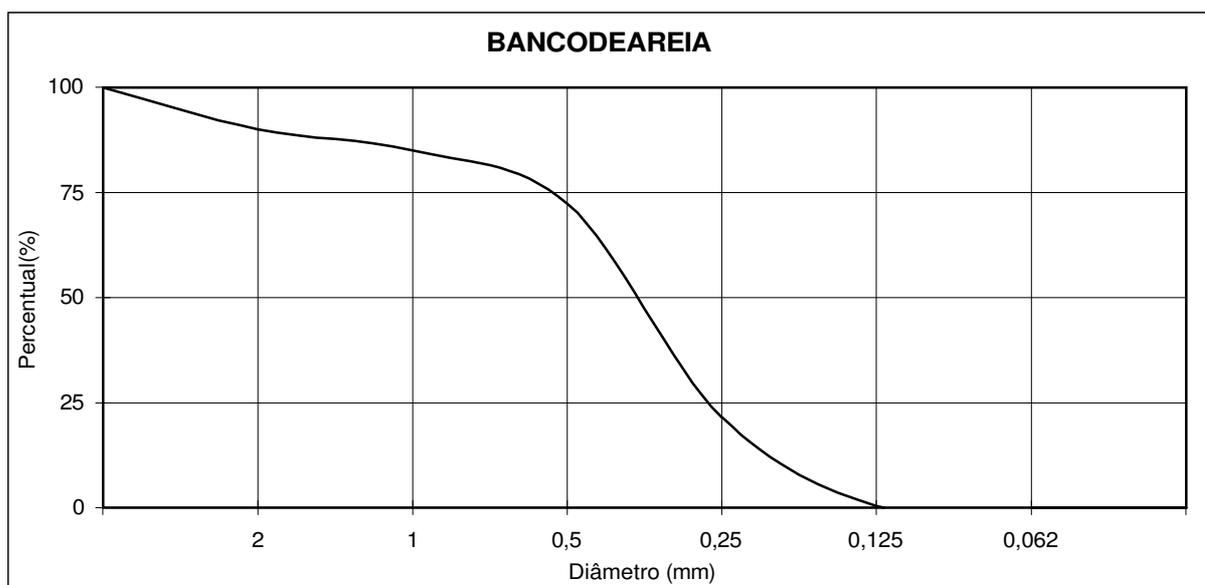


Figura 58 – Percentual granulométrico acumulado sobre o banco de areia em Pão de Açúcar.

Diversos fatores controlam a carga de sedimentos dos rios, como o relevo, a geologia e a área da bacia, o volume de descarga líquida, o clima e a presença de lagoas e represas ao longo do percurso do rio. Obras hidráulicas, como, reduzem as vazões máximas do escoamento superficial e podem retardar a sua propagação, alterando o transporte e a exportação dos materiais gerados no curso fluvial.

Em muitas bacias de drenagem sujeitas à ação antrópica, o fluxo de água e de sedimentos do rio para o mar pode ser controlado por processos antagônicos. A exemplo, pode-se citar a atividade agrícola que, em certas situações, pode incrementar o transporte de

sólidos, devido à denudação do solo e, em outras, pode diminuir o transporte de água, devido ao uso de técnicas de conservação dos solos. Já represas tendem a diminuir tanto o fluxo de água quanto de sedimento, causando alterações nos processos geomorfológicos costeiros.

Para o curso do baixo São Francisco, a atividade agrícola praticamente é inexistente, portanto sua influência quanto ao comportamento sedimentológico é ínfima. O principal problema, como já foi mencionado, está no controle das enchentes, a partir das barragens já construídas.

A granulometria mediana dos sedimentos encontrados na foz do rio São Francisco, indicaram que os sedimentos, pertencentes aos bancos de areia dentro do rio e dos bancos oceânicos, têm a mesma característica que os sedimentos da foz. A Figura 59 mostra o banco de areia formado no delta do rio São Francisco, à 1 km da costa. É possível observar esse fato, através das Figuras 60, 61 e 62 que mostram os perfis granulométricos dos sedimentos analisados no banco à jusante de Piaçabuçu (Figura 60) em comparação com os sedimentos encontrados sobre os bancos no delta à 1 km da costa (Figuras 61 e 62).

A granulometria do banco dentro do rio e sobre o banco no delta, variou entre 0,125 mm e 0,25 mm, o que caracteriza areia fina e média, sendo ambos, possivelmente, originados pela deriva litorânea. Outras características que corroboram na conclusão de que os sedimentos tenham a mesma origem, estão mostradas na Tabela 9, com valores semelhantes nas análises da variação dos diâmetros, densidade e matéria orgânica.

Tabela 9 – Características dos sedimentos encontrados nos bancos de areia no rio e delta do São Francisco.

Local	Diâmetro dos Quartis (mm)			Densidade		Matéria Orgânica (%)
	75 %	50 %	25 %	Grão (g/ml)	Porosidade (%)	
Banco/rio	0,335	0,25	0,164	2,773	38,9	5,1
1 ^o Banco/Delta	0,422	0,342	0,272	2,590	33,3	6,7
2 ^o Banco/Delta	0,372	0,272	0,190	2,665	36,1	-



Figura 59 – 1º banco no delta do rio São Francisco à 1 km da costa.

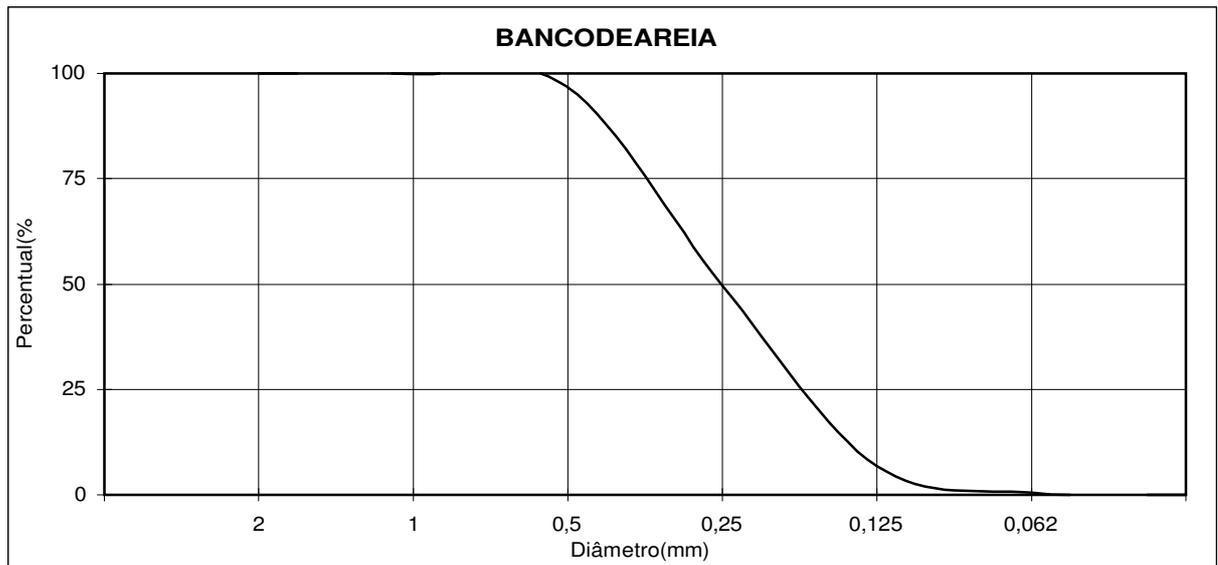


Figura 60 – Percentual granulométrico acumulados sobre o banco de areia à jusante de Piaçabuçu.

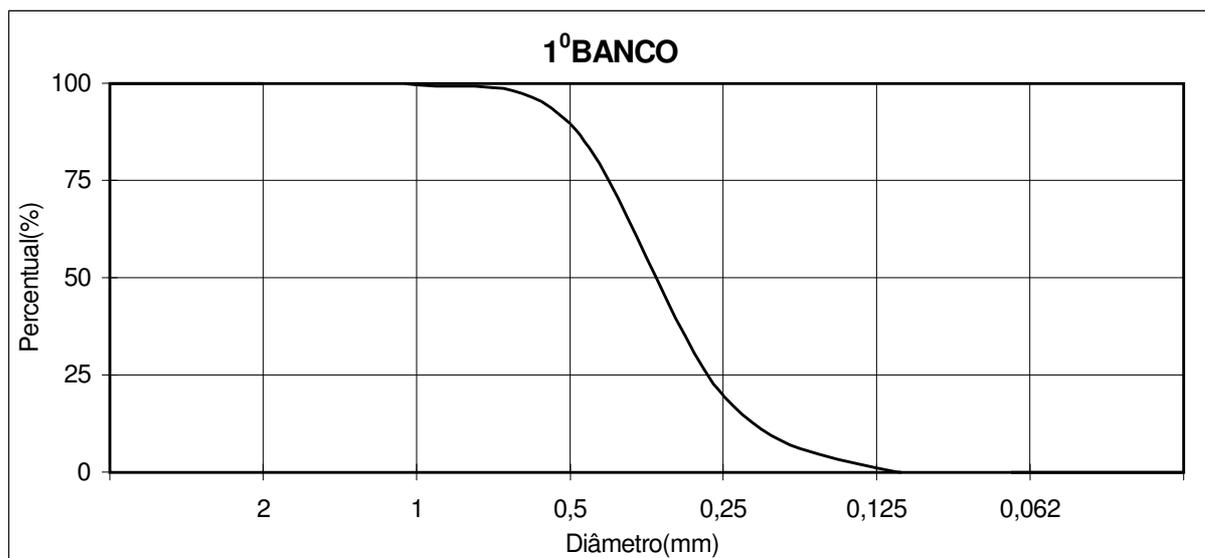


Figura 61 – Percentual granulométrico acumulado sobre o 1^o banco de areia no delta à 1 km da costa.

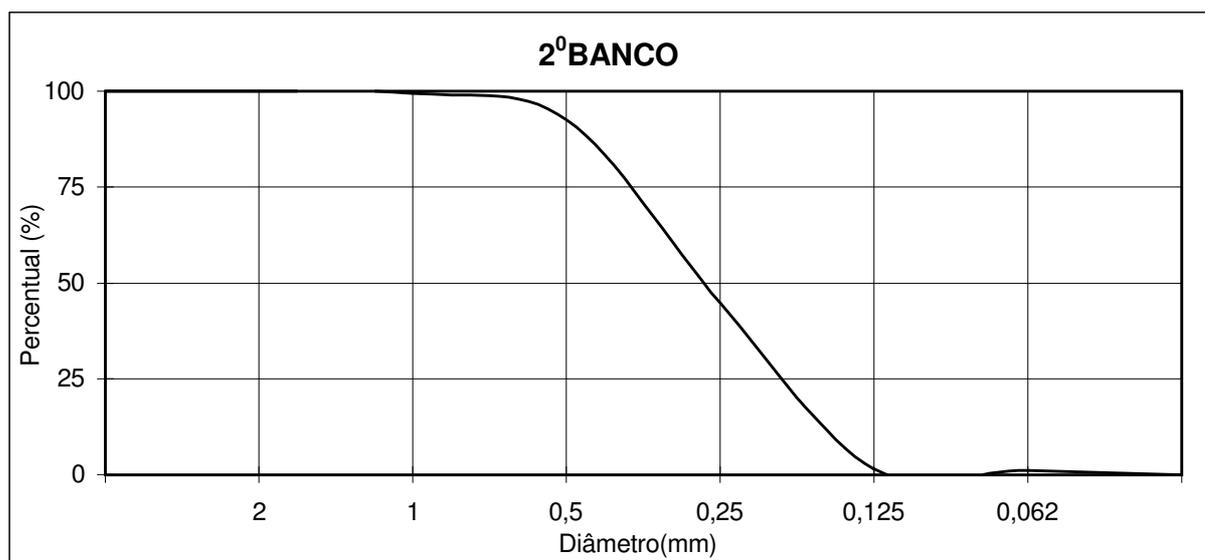


Figura 62 – Percentual granulométrico acumulado sobre o 2^o banco de areia no delta à 1 km da costa.

Semelhante à análise anterior, verificou-se que as características dos sedimentos encontrados dentro do canal, à jusante de Piaçabuçu (Figura 63), e na região da praia do Cabeço (Figura 64), situada na margem direita, possuem variações semelhantes.

Nas Figuras 63 e 64 foram mostradas as características granulométricas das duas regiões. As variações granulométricas das concentrações para os dois pontos, ficaram entre 0,25 mm e 0,5 mm, mostrando que as regiões possuem areia de classificação média e grossa.

O resumo das características mostradas abaixo (Tabela 10), identifica o canal do rio como uma região com pequena quantidade de matéria orgânica, porém a análise do material

coletado na praia do Cabeço apresentou problemas laboratoriais. Com relação às densidades, as duas amostras apresentaram valores semelhantes.

Tabela 10 – Características dos sedimentos encontrados no canal à jusante de Piaçabuçu e praia do Cabeço.

Local	Diâmetros dos Quartis (mm)			Densidade		Matéria Orgânica (%)
	75 %	50 %	25 %	Grão (g/ml)	Porosidade (%)	
Praia	0,793	0,567	0,388	2,732	42,6	--
Canal/rio	0,882	0,604	0,372	2,591	31,3	0,2

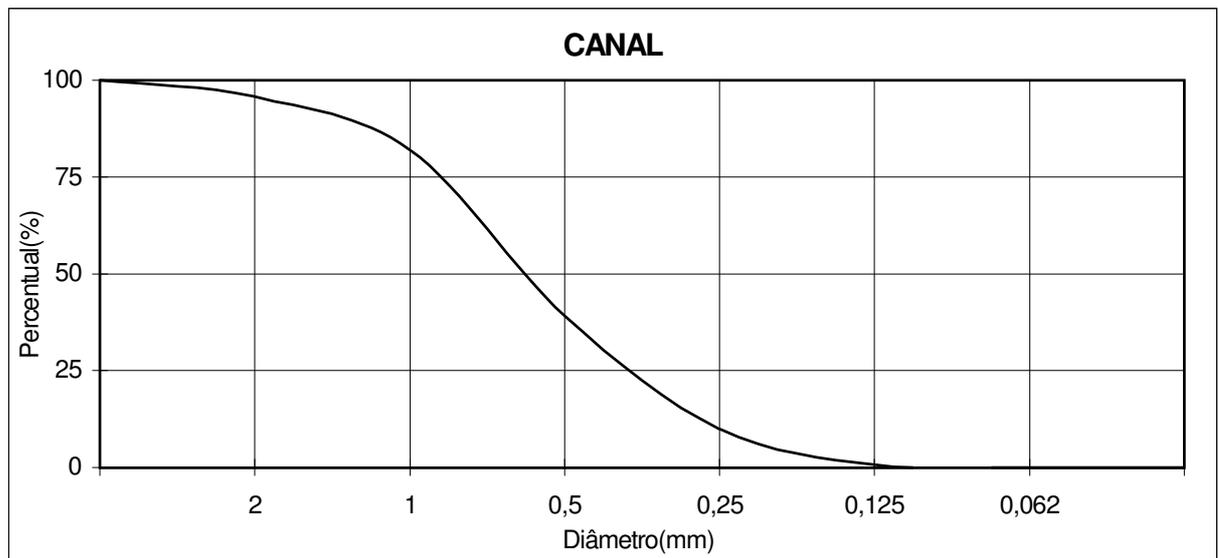


Figura 63 – Percentual granulométrico acumulado dentro do canal à jusante de Piaçabuçu.

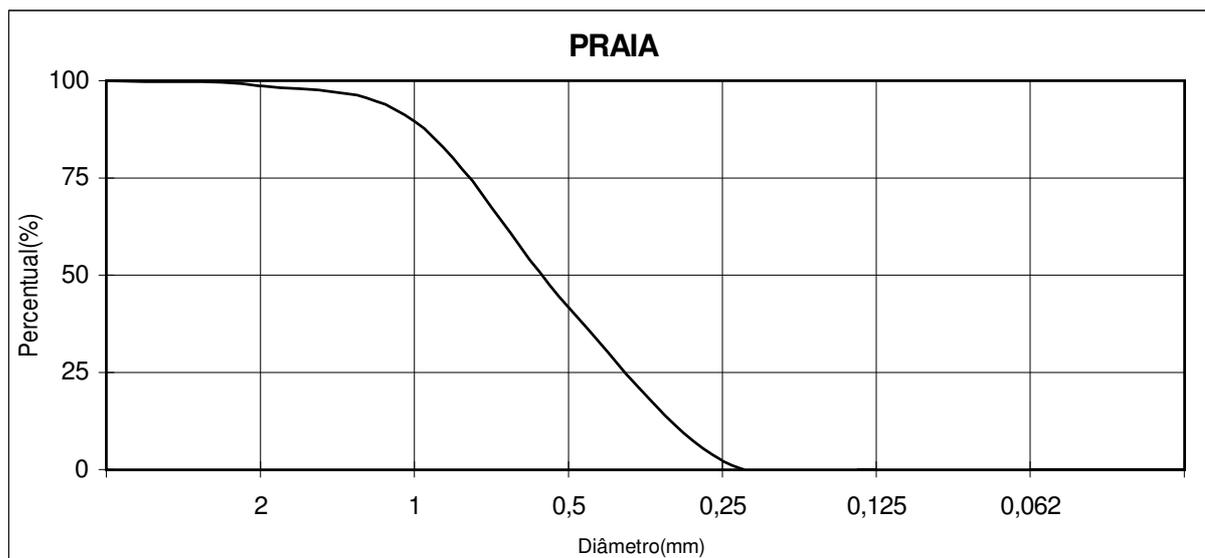


Figura 64 – Percentual granulométrico acumulado encontrado na praia do Cabeço, margemesquerda.

– Transporte dos sedimentos

As estimativas globais de aporte de matéria dos continentes para os oceanos são passíveis de erros, devido à qualidade dos dados adquiridos. Problemas podem aparecer devidos: a) aos processos de amostragem; b) à frequência espacial e temporal de amostragem e 3) aos métodos empregados na medição da vazão.

A Tabela 11 apresenta informações resumidas do trabalho de Milliman & Meade, citados por (Carneiro, 1998), referentes aos rios de médio e grande porte que são comparáveis com o São Francisco com relação ao aporte de água para o oceano. As pequenas bacias de drenagem apresentam áreas menores para estocar o sedimento. Como resultado, o fluxo específico pode ser bem superior quando comparado aos das bacias maiores. Assim, os rios que drenam pequenas áreas podem apresentar um fluxo de sedimento muito maior que os rios que drenam bacias extensas. Como exemplo, podem ser citados os rios que drenam a Tailândia e Nova Zelândia, onde as descargas de sedimentos para o oceano são superiores às do rio São Francisco, que tem uma bacia de drenagem maior.

Tabela 11 – Área de drenagem, descarga de água, descarga de sedimento e descarga específica para diversos rios do mundo (modificado de Milliman & Mead, 1983)

Rios	Área de Drenagem (10 ³ km ²)	Descarga Água (10 ⁹ m ³ /ano)	Descarga Sedimento (10 ⁶ t/ano)	Descarga Específica (t/km ² ano)
São Francisco (Brasil)	640	97	6	9
Haast (N. Zelândia)	1	6	13	13.000
Penian (Tailândia)	2	4	17	8.500
Hsiukuluan (Tailândia)	2	4	16	8.000
Purará (N. Guine)	31	77	80	2.580
Mehandi (Índia)	130	67	2	15
Rufuji (Tanzânia)	180	9	17	94
Yana (Eurásia)	220	29	3	14
Limpopo (Moçambique)	410	5	33	80
Yellow-huangho (China)	770	49	1080	1.400
Orange (África Sul)	1020	11	17	17
Murray (Austrália)	1060	22	30	28
Amazonas (Brasil)	6150	6370	900	146

O rio São Francisco, com um fluxo de água de 97×10^9 m³/ano, apresenta um dos maiores fluxos, porém o rendimento de sedimento por área é um dos menores. Tal fato pode ser explicado pela grande área de drenagem do rio, como também devido às obras para geração de energia. A partir da década de 50, foram construídas diversas barragens, provocando alterações no regime hidrológico do rio. As barragens construídas no São Francisco modificaram tanto a vazão líquida como a vazão sólida, pois retêm grande parte dos sedimentos que seriam transportados para a região costeira.

O valor total, mostrado na Tabela abaixo, indicou um fluxo medido em (g/s). Esse valor corresponde a uma descarga anual de sedimento em suspensão de $0,396 \times 10^6$ t/ano e uma descarga específica de 0,57 t/km².ano, considerando toda a área da bacia do São Francisco.

Tabela 12 – Concentração do TSS (Total de Sedimentos em Suspensão) encontrados sob a ponte entre Porto Real do Colégio e Propriá.

Ponto	Vazão Parcial (m ³ /s)	TSS (g/m ³)	Fluxo (g/s)
1	9	8,8	81,6
2	261	8,4	2194,8
3	333	8,1	2696,8
4	169	8	1349,2
5	132	7,6	1001,7
6	80	7	558,3
7	65	6,4	418,9
8	61	7,3	442,5
9	70	8	557,9
10	89	8	713,2
11	68	7,2	488,4
12	110	6,8	745,2
13	99	6,7	661,0
14	48	5,6	267,2
15	29	5,1	147,0
16	23	4,8	108,5
17	25	4,2	103,0
18	11	4	42,1
19	2	3,8	6,1
TOTAL	1681		12583,2

Em diversos rios do mundo, têm sido observado o impacto das represas no transporte fluvial de sedimentos. No caso do rio São Francisco, observou-se que a maior produção de sedimentos está no alto e médio curso, porém, a partir da construção das represas, esses sedimentos foram completamente bloqueados. A descarga total de sedimento transportado pelo São Francisco era de 6×10^6 t/ano, com uma descarga específica de $9 \text{ t/km}^2 \cdot \text{ano}$, a passo que encontrou-se no baixo São Francisco em Propriá, um transporte total de apenas $0,41 \times 10^6$ t/ano resultante dos valores de transporte por arrasto e suspensão que, corresponde a $0,64 \text{ t/km}^2 \cdot \text{ano}$ de descarga específica para toda área da bacia. Considerando somente a área do baixo São Francisco a descarga específica é aproximadamente $10,25 \text{ t/km}^2 \cdot \text{ano}$, o que

ainda é bastante pequena. Essa pequena produção se deve às erosões das barrancas e às chuvas que caem sobre o solo da sub-bacia, que representa uma das poucas fontes de sedimento para o baixo São Francisco.

No baixo São Francisco, considerando a pouca influência da atividade agrícola e industrial das cidades localizadas às suas margens, as alterações nas vazões líquidas e sólidas e, por fim, o baixo fluxo específico de sólidos em suspensão, pode-se concluir que as represas assumem um papel importante na retenção da carga de sedimentos, podendo alterar seu fluxo para o oceano.

– Clima de ondas

As características oceanográficas ao longo da costa do nordeste são governadas pela corrente do Brasil (CB), que se desloca na direção sul, paralela a costa. Como a predominância dos ventos é na direção SE, seguida de ENE, pela teoria de Ekman, no hemisfério sul, o estresse do vento na água, provoca um desvio de 45° à esquerda do vento, produzindo correntes provenientes de leste. A chegada dessa corrente próximo à linha de costa gera em áreas rasas uma componente dirigida para SSW, confirmando a teoria de Ekman, já que a predominância do clima de ondas é SE.

O clima de ondas da região adjacente a foz vem de E e SE incidindo em ângulo agudo em relação à linha de praia e geram correntes de deriva litorânea para o sul. Essa predominância é devido à ausência das frentes frias que quase não atingem a região da foz, e mesmo assim quando chegam são bastante fracas não produzindo alteração.

O mecanismo de bloqueio dos sedimentos pode se dar ao norte da foz, em decorrência da exposição da linha de praia e das ondas eficazes virem do NE. A tendência de deposição do material fluvial ao sul da desembocadura é confirmada pelas análises sedimentológicas mostradas anteriormente.

Os dados, com relação ao clima de ondas fazem parte do estudo de ondas referente ao cabo de Santo Agostinho – SUAPE / PE, utilizado nos Estudos Hidráulicos e Sedimentológicos do Complexo Lagunar Mundaú-Manguaba onde, nesse caso, foi adotado o transporte de ondas até águas profundas, como sendo o mesmo clima de ondas ao largo das duas localidades (SUAPE e MACEIÓ). Devido à proximidade do local do estudo, em frente à desembocadura da foz do rio São Francisco, as ondas também não sofrem alteração nas águas profundas.

As Figuras 65, 66, 67 e 68, mostram o clima de ondas para diferentes períodos e suas variações ao longo das estações do ano. Durante a mudança de estações, observou-se que, independente do período das ondas, elas se concentram com tendência na direção de propagação de SE, com pequenas variações. Durante o verão (Figura 65), com o deslocamento da zona de convergência do Atlântico Sul para regiões mais ao Sul, as frentes frias se posicionam também mais ao sul, o clima de ondas é influenciado pelos ventos alísios de nordeste, mostrando uma pequena tendência na direção E sobre os períodos (tempo médio para passagem entre duas ondas com as mesmas características) de 5,0 e 6,5 segundos que, correspondem às frequências de 720 ondas por hora e 553,8 ondas por hora, respectivamente, porém com pouca significância. Sobre as ondas de 8,0 segundos (frequência de 450 ondas por hora), não existe influência por serem ondas geradas distantes da costa. A direção das ondas é tomada adotando-se o mesmo referencial como em Meteorologia.

Nas estações do outono e primavera (Figuras 66 e 67), a tendência de propagação das ondas são semelhantes para os três períodos de onda, caracteristicamente na direção SE. Nessas estações, por serem intermediárias, não há grande variação na direção dos ventos, assim as ondas não sofrem influência significativa que possam alterar suas direções.

O domínio na direção SE é confirmado durante o inverno (Figura 68), que se mostra bastante concentrada para os três períodos de onda. No inverno, a zona de convergência intertropical está entre 10°N - 14°N . Com a passagem das frentes frias provoca a mudança na direção do vento para SE. A partir do seu deslocamento, a região nordeste está sujeita à entrada de frentes frias, que conseguem alterar, porém não de forma significativa, a direção do clima de ondas. Uma pequena mudança para ondas vindas mais na direção sul é verificada, nesta época do ano.

Apesar do clima de ondas ser, na sua maioria, de SE, um fator essencial que caracteriza o transporte de norte para o sul na região da foz do São Francisco, é a direção de sua costa. A direção do litoral alagoano possui inclinação de 130° com a normal, tendo como referência a linha da costa e, o litoral sergipano, tem uma inclinação de 170° com normal, o que justifica a eficiência do transporte de sedimento para o sul.

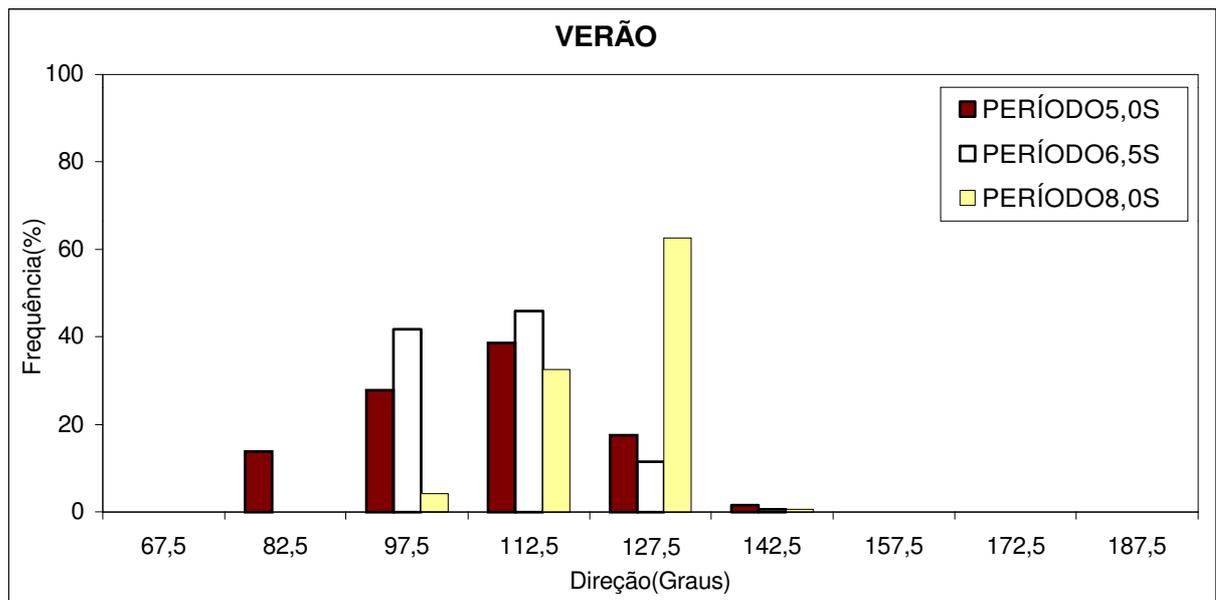


Figura 65 - Distribuição da frequência da direção das ondas durante o verão.

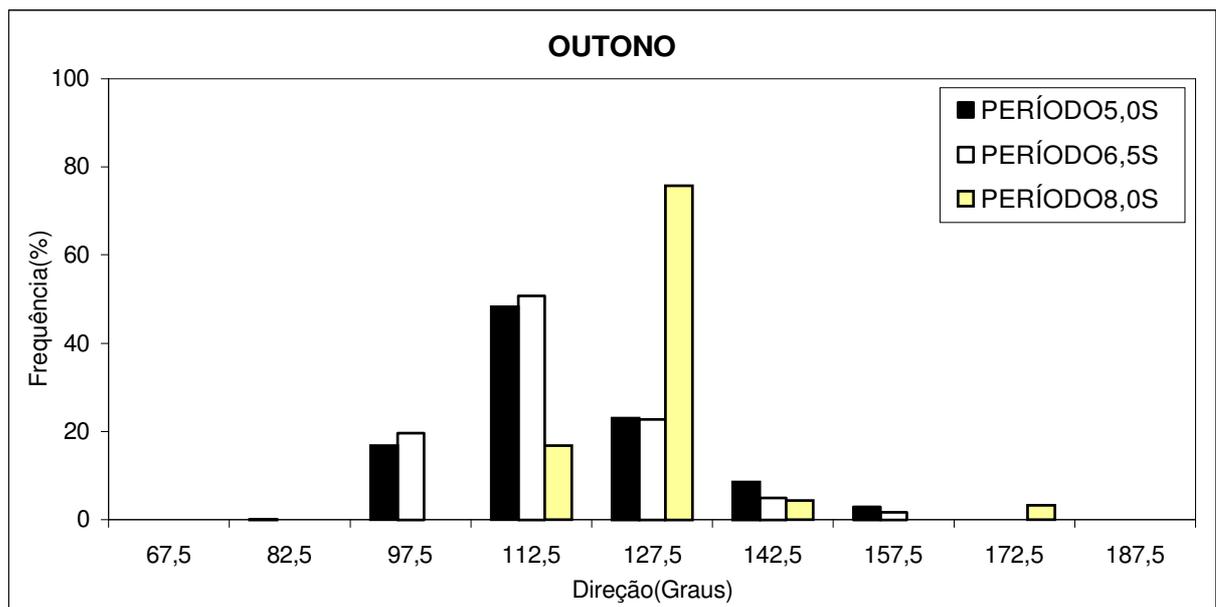


Figura 66 - Distribuição da frequência da direção das ondas durante o outono.

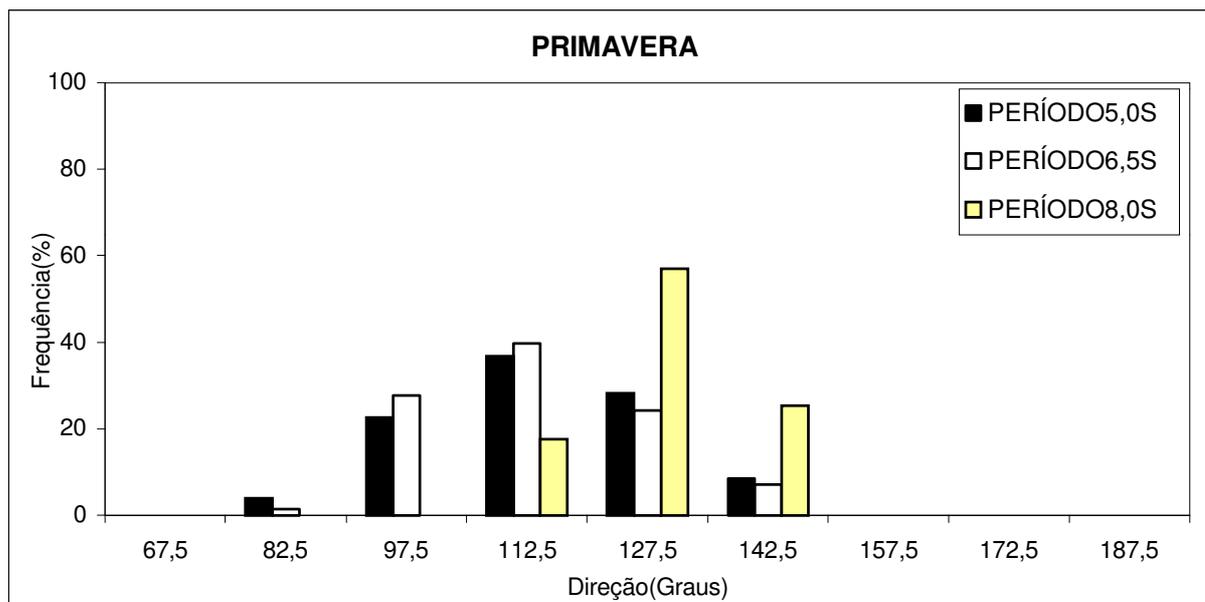


Figura67 - Distribuição da freqüência da direção das ondas durante a primavera.

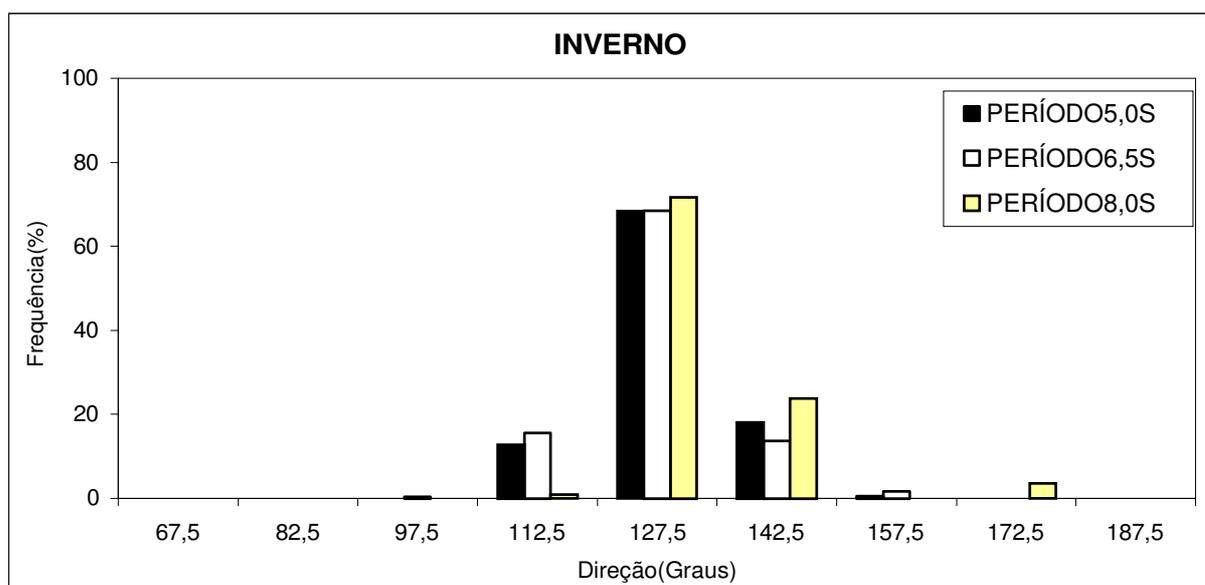


Figura 68 - Distribuição da freqüência da direção das ondas durante o inverno.

Observando-se os valores da Tabela 13 para as alturas de ondas mais frequentes durante o ano, nos diferentes períodos (5,0, 6,5 e 8,0 segundos), verificou-se que ocorreu pouca variação em sua altura, dentro de uma mesma estação. Porém, as alturas das ondas sofreram mudanças de uma estação para outra. Por exemplo, as alturas de ondas nos períodos de 5,0, 6,5 e 8,0 segundos foram praticamente constantes e iguais a 0,95 m durante o verão enquanto

as alturas do período 6,5 segundos, por exemplo, passaram de 0,85 m no verão para 1,25 m no inverno.

Tabela 13 – Alturas das ondas mais frequentes durante o ano para diferentes períodos de ondas.

Estações do Ano	Períodos		
	5,0S	6,5S	8,0S
Verão	0,95	0,85	0,85
Outono	0,95	0,95	0,95
Inverno	1,25	1,25	1,15
Primavera	0,95	1,15	0,95

– Erosão da praia

O problema da erosão é de certo modo antropogênico, no sentido de que, se ninguém morasse próximo à linha da costa, o mesmo não seria de importância para o homem. As atividades humanas contribuem para intensificar o problema numa variedade de maneiras tais como, práticas inadequadas de ocupação do solo, construção de represas, que reduzem o suprimento de sedimentos para as praias, e que alteram o comportamento litorâneo de sedimentos.

O perfil transversal de uma praia varia como o ganho ou perda de areia de acordo com a energia das ondas, ou seja, de acordo com a alternância entre tempo bom (engordamento) e tempestade (erosão). Dessa forma, ao ter seu perfil adaptado às diferentes condições oceanográficas, a praia desempenha um papel fundamental na proteção do litoral contra a erosão marinha.

A praia do Cabeço (Figura 69), localizada na margem direita do delta do São Francisco, está sofrendo um processo contínuo de erosão, causado principalmente pela falta de reposição de sedimentos. Essa região sofre maior influência que a margem esquerda, devido ao ângulo de incidência das ondas serem mais perpendiculares no litoral sergipano. As enchentes, que anteriormente supriam esse litoral repondo o sedimento retirado, atualmente já não mais existem. Como consequência, grande parte do material retirado da praia, deixou de ser repostado, provocando uma acelerada erosão dessa praia.

O processo de erosão dessa região é contínuo e, apesar de recente, já trás problemas para a população local. Em consequência do avanço do mar, o povoado da praia do Cabeço,

teve de ser deslocado para o interior porém, em pouco tempo, será necessário um novo remanejamento.

A Figura 69 mostra a região afetada pelo contínuo processo erosivo, que está ocorrendo na praia do Cabeço. Observou-se a partir da imagem, que o manguezal existente no local já foi quase totalmente destruído junto com toda a vegetação. Apenas restam mangues localizados na parte mais interna, porém esses já começaram a ser afetados pelo avanço do mar. A imagem mostra o farol localizado dentro do oceano. Tal farol, há apenas cinco anos atrás, estava localizado a aproximadamente 100 m dentro do continente, e atualmente encontra-se a aproximadamente 150 m dentro do oceano, confirmando o rápido avanço do mar. O povoado da praia do Cabeço localizava-se à esquerda desse farol e hoje está completamente destruído.



Figura 69 – Processo erosivo da praia do Cabeço.

Na Figura 70, pode-se verificar os perfis de praia encontrados na praia do cabeço, para os meses de janeiro, fevereiro, abril e maio, respectivamente. Tais perfis são típicos da estação de verão, quando ocorre engordamento das praias, em consequência das ondas serem geradas próximo da costa e possuírem menor porte. Verificou-se no perfil de maio, uma

diminuição na extensão em direção ao mar, mostrando o início do inverno onde ocorre maior erosão das praias.

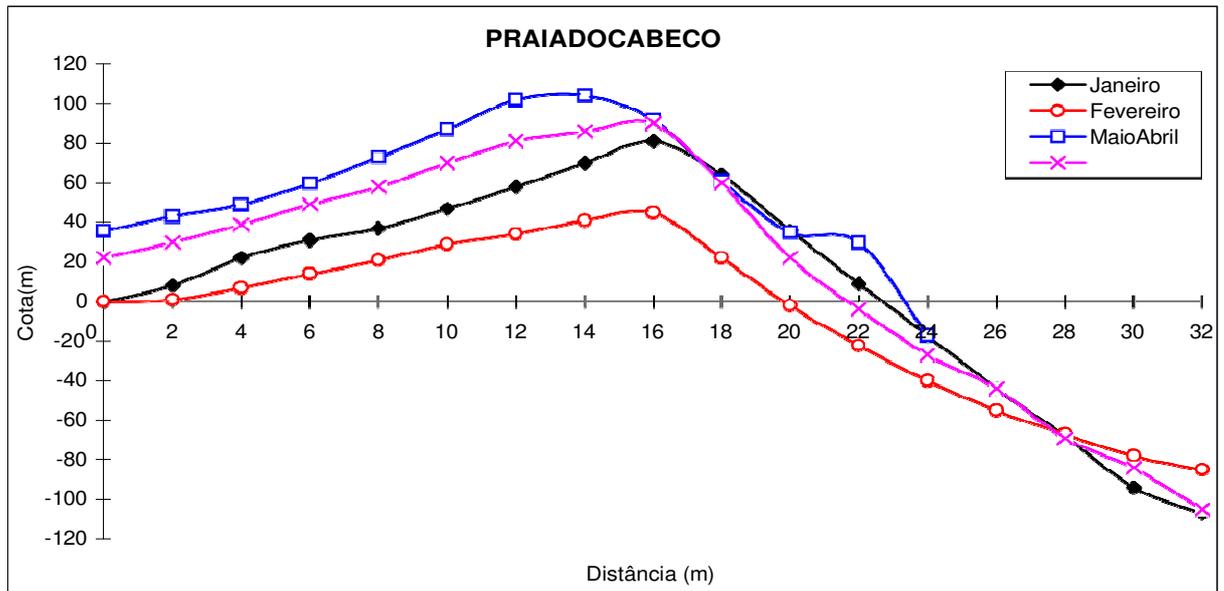


Figura 70 – Perfil de praia na região no povoado do Cabeço em janeiro de 2001.

CAPÍTULO 5

CONCLUSÕES

A precipitação é caracterizada em termos de totais anuais. As regiões do alto e médio São Francisco apresentam um maior índice anual de precipitação que a parte baixa, em consequência dos diferentes sistemas de produção de chuva.

Os maiores valores anuais de precipitação encontrados em 1992 no alto e médio curso, são justificados pelo fenômeno do El Niño, mostrando a influência desse fenômeno nessas regiões. Durante anos de El Niño, a região Sudeste apresenta um incremento na precipitação, enquanto na região Nordeste há um déficit de precipitação.

As distribuições médias mensais da precipitação das regiões apresentaram períodos chuvosos distintos. Para o alto e médio curso do São Francisco o período chuvoso vai de novembro a março e, para região do baixo São Francisco, vai de março a agosto. O período mais seco, para o alto e médio curso, se estende de maio a agosto e, para o baixo vai de setembro a janeiro.

A vazão do rio São Francisco está diretamente condicionada ao regime pluviométrico do alto e médio curso, onde estão localizados seus maiores afluentes. O aporte mensal da vazão em Pão de Açúcar apresentou o período de maior vazão entre dezembro a abril, e, menor vazão se estende de junho a novembro, confirmando a influência do regime pluviométrico do alto e médio curso.

O material em suspensão, representado por TSS, é transportado pelo rio para região costeira, porém com a regularização do seu caudal, eliminando as enchentes, e o período de quase repouso dentro dos lagos, a sua concentração reduziu-se drasticamente, produzindo um transporte baixíssimo para o oceano, quando comparado com outros rios do mundo de porte similar.

Como o curso inferior do rio São Francisco não está sujeito às atividades agrícolas e industriais e a grandes aglomerados urbanos, que lançam efluentes no rio, sem um tratamento prévio, a carga de sedimentos não refletiu claramente os efeitos da ação antrópica. Tal fato pode ser atribuído à influência das represas e hidrelétricas na retenção da carga de sedimentos fluvial.

De acordo com a classificação proposta por Pritchard (1955), o estuário do São Francisco é dominado pela influência do rio e da maré, e pode ser de dois tipos: parcialmente estratificado, com uma pequena cunha salina de curta duração durante o estio da maré

vazante para a enchente. É do tipo bem misturado, com correntes fortes e salinidade quase uniforme.

A concentração do material em suspensão é modificada ao longo do estuário, sendo o transporte e a deposição desse material controlados pela pulsação fluvial e pela ação das ondas.

Os resultados das análises granulométricas indicaram que a deposição preferencial do material fluvial, em frente e ao sul da desembocadura do rio São Francisco.

A caracterização granulométrica mostrou a existência de sedimentos grossos dentro do canal e sedimentos finos sobre os bancos de areia, traduzindo um transporte mais eficiente dentro dos canais.

A maior produção de sedimentos na bacia do rio São Francisco ocorre nas regiões alta e média, onde estão localizados os seus maiores tributários. Porém, com a presença das barragens, a carga de sedimento fica quase completamente retida, sem atingir o baixo São Francisco.

Os bancos de areia, formados ao longo do baixo São Francisco, são conseqüências da regularização da vazão do rio pelas barragens que controlam as enchentes que, anteriormente, eram responsáveis pelo transporte do material acumulado em seu leito.

Atualmente, a produção de sedimentos no baixo São Francisco é proveniente da erosão dos barrancos situados em suas margens, levados para o leito pela erosão na base dos barrancos. Os perfis verticais de velocidade mostraram-se um transporte mais eficiente sobre os canais que os bancos de areia.

O clima de ondas em água profundas prevalece na direção SE porém, pela direção do litoral, essas ondas atingem a costa provenientes de NE, produzindo um transporte de norte para sul.

O litoral sergipano sofre maior influência do clima de ondas, em conseqüência das ondas o atingirem com ângulo mais perpendicular sua costa, produzindo um transporte de norte para sul.

A erosão da praia do Cabeço é um processo contínuo e recente, causado pela falta de reposição de sedimentos, que era suprida anteriormente pelas enchentes do rio.

A falta das grandes amplitudes entre as vazões máximas e mínimas, que anteriormente possibilitava a entrada da cunha salina até regiões interiores do rio, com controle das enchentes impossibilitou a entrada da água oceânica, sendo esta intrusão verificada apenas na região próxima a foz do estuário.

CAPÍTULO 6**REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS**

- ALVES, J. M. B. & CAMPOS, J. N. B. Um Estudo Estocástico de Reservatórios: Uma Análise de Operacionalidade na Região Semi-árida do Nordeste. In: **Anais do X Congresso Brasileiro de Meteorologia**, Brasília (DF), 1998.
- ALVES, J.M.B., de SOUZA, C.A.R., VITÓRIO, M.I. e FERREIRA, N.S. Episódio de La Niña na bacia do Oceano Pacífico Equatorial e a distribuição sazonal e intrasazonal das chuvas no setor norte do Nordeste brasileiro. **Revista Brasileira de Meteorologia**, 1997, 12, 77-82.
- ARAGÃO, J. O. R. Fatos sobre o fenômeno El Niño e sua relação com as secas no Nordeste do Brasil. **Boletim da Sociedade Brasileira de Meteorologia**, 1990, 14(1), março, 2-8p.
- ARAÚJO, A. P., & BATISTA, W. S. **Área de Proteção Ambiental de Piaçabuçu: diagnóstico, avaliação e zoneamento**. Maceió, AL. EDUFAL, 2000, 424p.
- BACOCOLI, G. Os deltas marinhos holocênicos brasileiros: uma tentativa de classificação. **Boletim Técnico da Petrobrás**, 1971, 14(1-2):5-38.
- BARRELL, J. Criteria for the recognition of fanclent delta deposits. **Bulletin of the Geological Society of America**, 1912, 23:377-446.
- BATES, C.C. **Rational theory of delta formation**. A.A.P.G. Bulletin, 1953, 37(9):2119-2162.
- BRAZ FILHO, P.A. Prospecto turfa (Baixo rio São Francisco). Salvador, CPRM/SUREG. 1980, 27p. (**Relatório C.C. 2606/010**).
- BOLETIM IG-USP. As flutuações de nível do mar durante o quaternário superior e a evolução geológica de "deltas" brasileiros. 1993, **Publicação Especial N^o 15**.
- BUREAU OF RECLAMATION. **Reconhecimento dos recursos hidráulicos e de solos da bacia do rio São Francisco**. Ministério do Interior. Superintendência do Vale do São Francisco – SUVALE. 1967, Vol. 3.
- BURTON, J. D.; LISS, P.S. **Estuarine Chemistry**. London. 1976, Academic Press, 229p.
- CALMANO, E. **Potential Bioavailable Phosphorus in Sediments of the Wser Estuary**. **Environmenta Technology Letters**, London, 1981, v. 2, p. 443-445.

- CARNEIRO, M. E. R. **Origem, Transporte e Destino da Matéria Orgânica no Estuário do rio Paraíba do Sul**. Niteroi, RJ. 1998, 191p. Tese (Dissertação de Doutorado). Departamento de Geoquímica – Universidade Federal Fluminense.
- CARTER, R. W. G. **Coastal Environments**. 1984, Academic Press, 617p.
- CARVALHO, N. O. **Erosão Crescente na Bacia do rio Doradas** (Estado de Tachira, Venezuela). ELETROBRÁS/FURNAS/CADAFE. Rio de Janeiro. 1995.
- CARVALHO, N. O. Erosão Crescente na Bacia do São Francisco. **Revista Brasileira de Engenharia, Caderno de Recursos Hídricos**. 1995, Vol. 13, n. 2, p. 37–46.
- CARVALHO, N. O. **Hidrossedimentologia Prática**. CPRME ELETROBRÁS. Rio de Janeiro, RJ. 1995.
- CODEVASF – Companhia de Desenvolvimento do Vale do São Francisco. O Rio São Francisco. Disponível na INTERNET via <http://www.codevasf.gov.br>. 2000.
- COLEMAN, J.M. & WRITH, L.D. **Analysis of major river systems and their deltas, procedure and rationale, with two examples**. Louisiana State University, Coastal Studies Institute. Technical Report, 1971, (95):1-125.
- COLEMAN, J.M. & WRITH, L.D. Modern river deltas: variability of process and sand bodies. 1975.
- COSTA, J. A.; SANTOS, J. V.; SANTOS, L. R. **Área de Proteção Ambiental de Piaçabuçu: diagnóstico, avaliação e zoneamento**. Maceió, AL. EDUFAL. 2000, 424p.
- DAY, J; KEMP, W.M.; YANEZ-ARANCIBIA, A. **Estuarine Ecology**. New York: John Wiley & Sons A. Wiley, Interscience Publication, 1989, 558p. Cap. 2.
- DYER, K.R. **Estuaries: A Physical Introduction**, John Wiley, London, 1973, 140pp.
- GALLOWAY, W. E. **Process framework for describing the morphologic and stratigraphic and of deltaic depositional systems**. In BROUSSARD, M. L. (ed.) Deltas – models for exploration. Houston, United States, Houston Geology Society. 1975, P. 87-89.
- GARRELS, M.; MACKENZIE, E.T. **Evolution of sedimentary rocks**. New York, Norton & Compant, 1971, 199-387p.
- GOMES FILHO, M. F. **Inter-relações entre TSMs Globais, Sistemas Atmosféricos de Meso e Grande Escalas e Anomalias de Volume dos Principais Reservatórios de Água da Paraíba**. Campina Grande, 2000, PB. 117p. Tese (Dissertação de Doutorado). Departamento de Meteorologia. Universidade Federal da Paraíba.
- GRIMM, A. M. e FERRAZ, S. E. T. **Sudeste do Brasil: uma região de transição no impacto de eventos extremos da Oscilação**

- Sul. Parte I: El Niño. **Anais do X Congresso Brasileiro de Meteorologia**. Sociedade Brasileira de Meteorologia. 1998.
- HADLEY, R. F. **Recent developments in erosion and sediment yield studies**. **Technical Documents in Hydrology**. UNESCO, Paris. 1985, p. 57-58.
- HASTENRATH, S., HELLER, L. Dynamic of climatic hazards in Northeast Brazil. **Q. Jour Roy. Meteor. Soc.**, 1977, 103, p. 77-92.
- HOLLAND, H.D. **The chemistry of the atmosphere and oceans**. New York: Wiley & Sons, 1978, 351p.
- KJERVE, B. & MAGILL, K. E. **Geography and Hydrodynamic Characteristics of Shallow Coastal Lagoons**. *Marine Geology*, 1989, v. 88, p. 187-199.
- KOMAR, P.D. Computer models of delta growth due to sediment input from rivers and longshore transport. **Bulletin of the Geological Society of America**, 1973, 84(7):2217-2226.
- KOPPEN, W. **Climatologia: con un estudio de los climas de la tierra**. México, Fondo de Cultura Económica. 1948.
- KOUSKY, V. E., 'Fluctuations in annual rainfall for Northeast Brazil', **J. Meteor. Soc. of Japan**, 1978, 56 (5), 457-465.
- LARSON, M. "Equilibrium beach profile of beach with varying grain size". *Proc. Coastal Sediments 91*. ASCE. 1991, pp-905-919.
- LE BLANC, R.J. **Review of studies of sedimentation**. In: BROUSSARD, M.L (ed) *Delta models for exploration*. Houston Geological society, 1975, p. 13-85.
- LIGON, J. T. & WILSON, T. V. **Water balance computation based on evapotranspiration estimates**. ASAE, 1975, 21p.
- LYELL, C. **Principles of Geology**. Londres, John Murray. 1832, 511p.
- MECHOSO, C.R.; PEREZ-IRIBARREN, G. Streamflow in Southeast South America and the Southern Oscillation. **Journal of Climate**, 1992, vol. 5, December.
- MEYER-PETER, E.; MÜLLER, R. Formulae for bed-load transport. **proc. 2nd Cong. Int. Assoc. Hydraul. Res.**, Stockholm. 1948.
- MILLIMAN, J.D. & SYVITSKI, P.M. Geomorphology/Tectonic Control of Sediment Discharge to the Ocean: The Importance of Small Mountainous Rivers. **The Journal of Geology**, 1992, v.100, p.525-544.
- MILLIMAN, J.D. & MEADE, R.H. World-Wide Delivery of River Sediment to the Oceans. **Journal of Geology**, 1983, v. 91, p. 1-21.

- MOLION, L.C.B. , BERNARDO, S.O. Dinâmica das chuvas no Nordeste Brasileiro. **In: Anais do XI Congresso Brasileiro de Meteorologia**, Rio de Janeiro (RJ), 2000, p.1334-1342.
- MOLION, L.C.B. e MORAES, J. C. Oscilação Sul e descargas de rios na América do Sul Tropical. **Revista Brás. de Engenharia, Caderno de Recursos Hídricos**. 1978, vol. 5, pgs. 53-63.
- MORGAN, J.P. (ed.) Deltaic sedientation: modern and ancient. Tulsa, S.E.P.M. 1970,312p. (**Society of Economic Paleontologists and Mineralogists**, Specail pyblication, 15).
- MOORE,D.C. Deltaic Sedientataion.**EarthScience Reviews**, 1966, 1:87-104.
- MOURA , G. B.A. ; ARAGÃO, J. O. R. ; PASSAVANTE, J. Z. O. ; LACERDA, F.F. ; RODRIGUES, R.S. ; FERREIRA, M.A.F. ; LACERDA , F. R. ; e SOUZA, I. A. Análise preliminar da variabilidade pluviométrica do setor leste do nordeste do Brasil: Parte II. **In: Anais do X Congresso Brasileiro de Meteorologia**, Brasília (DF). 1998.
- NIMER,E.**Climatologia do Brasil**. Riode Janeiro,RJ. IBGE,1979, 422p.
- NOBRE, C. A. & MOLION, L. C. B. TheClimatologyofDroughtsandDroughtsPrediction,. **In:ImpactsofClimaticVariationonAgriculture**,v.2:Assesmentsinsemi-arid regions, M. P. Parry, T. R. Carter e N. T. Konijn (eds.), D. Reidel Pub. Co., 1988, 764p.
- OEA/PLANVASFPianoDiretorparaoDesenvolvimentodoValedoSãoFrancisco; **diagnósticodaBaciadoSãoFrancisco**.RTP-86/23,OrganizaçãodosEstados Americanos. 1986.
- OFFICER, C. B. **Physical Oceanography of Estuaries (and assiciated Coastal Waters)** , wiley-interscience, New York, 1976, 465 pp.
- PAIVA, J. B. de & VILLELA, S. M. Avaliação dos critérios de amostragem da concentração de sedimentos em suspensão em rios, **In: Congresso Brasileiro de engenharia Agrícola**.Santa Maria. 1992, p. 592-604.
- PEARCE, R. P. Dynamic mechanisms relating to the drought of N.E. Brazil. **In: Symposium on Meteorological Aspect of Tropical Droughts**. WMO, 1984, p. 1-8.
- PONTE, F. C. Estudo morfoestrutural da Bacia Alagoas-Sergipe. **Boletim Técnico da Petrobrás**, 1969, 12(4):439-474.
- PRITCHARD, D.W. Estuarine curculation pattern. Proceeding of the American. **Siciety of Civil Engineers**, 1955, n.81, p1-11.

- PRUITT, W. O. & DOOREMBOS, J. Empirical calibration a requisite for evapotranspiration formulate based on daily longer mean climatic data. **In: International Round Table conference on Evapotranspiration**. Budapest, 1977, pp. 26-28.
- RAO, V. B., HADA, K., HERDES, D.L. **On the severe drought of 1993 in Northeast Brazil**, INPE, São José dos Campos (SP). 1995.
- ROPELEWSKI, C. F. & HALPERT, M. S. **North American precipitation temperature patterns associated with the El Niño Southern-Oscillation (ENSO)**. *Mon. Wea.* 1987, ver., 114, 2352-2362.
- SALOMONS, W. & FOSTNER, U. **Metals in the Hydrocycle**. Berlin: Springer-Verlag, 1984, 349p.
- SEGINER, I. Wind effect on the evaporation rate. **J. Appl. Meteorology**. 1971, 10:251-220.
- SILVA, V. B. S. & ARAGÃO, J. O. R. Composições da Precipitação Total Mensal no Nordeste do Brasil durante Anos Anômalos. **In: Anais do X Congresso Brasileiro de Meteorologia**, Brasília (DF). 1998.
- SILVA, V. P. R.; MACIEL, G. F.; e GUEDES, M. J. F. Influência dos eventos fortes do fenômeno El Niño na precipitação pluvial do nordeste do Brasil. **In: Anais do X Congresso Brasileiro de Meteorologia**, Brasília (DF). 1998.
- SOUZA, J. L. & LIMA, F. Z. **Área de Proteção Ambiental de Piaçabuçu: diagnóstico, avaliação e zoneamento**. Maceió, AL. EDUFAL. 2000, 424p.
- STEVENS, H. H., Yang, C. T. Summary and use of selected fluvial sediment discharge. Lake-wood, Colorado: **U. S. Geology Survey**. 1989, (WRI Report 85-4047)
- SUDENE. **Assecas do nordeste: uma abordagem histórica de causas e efeitos**. Recife: DRN. 1994.
- VILLELA, S. M., & MATTOS, A. **Hidrologia Aplicada**. São Paulo, SP, McGraw-Hill do Brasil. 1975, p. 29.
- VURMIROVIC, V. **“Notas de Aula”** – Curso de Sedimentologia, Instituto de Pesquisas Radioativas. 1972.
- WALLING, D. E., WEBB, B. W. **Solutes in Rivers Systems**. In: TRUDGILL S. T. **Solutes Processes**. Chichester: John Willey & Sons, 1986, 512p. Cap. 7.
- WILSON JR, G. **Estimativas da descarga sólida do Rio Ivaí em Novo Porto Taquara** (Volume dedicado aos estudos hidráulico-sedimentológicos do Rio Ivaí), realizado pelo CDTN-Nuclebrás. 1978.

WITHERS, B. **Irrigação: projeto e prática**, 2ª Edição, Editora Nobel, São Paulo. 1984.