

## 5 DIAGNÓSTICO AMBIENTAL

---

O ecossistema de Arraial do Cabo, caracterizado pela presença do fenômeno da ressurgência, está sujeito a rápidas mudanças devido à grande sensibilidade ao vento, sendo que uma pequena mudança na sua velocidade e direção produz alteração imediata nos parâmetros hidrobiológicos e plancônicos (GONZALEZ RODRIGUEZ; TENENBAUM, 1995).

A Corrente do Brasil que flui ao longo da costa Nordeste para o Sul, muda sua direção para Sudoeste na altura do Cabo Frio, devido à mudança de orientação da linha da costa. A Corrente do Brasil encontra-se com a Corrente das Malvinas na altura do paralelo 38° S, mudando de direção para Leste nesta altura, formando a Confluência Subtropical junto com a Corrente das Malvinas. Uma parte da massa de água da Corrente das Malvinas submerge no processo de convergência subtropical, formando uma massa de água chamada Água Central do Atlântico Sul (ACAS). Tal massa d'água tem características de baixas temperaturas e salinidades, porém altas concentrações de sais nutrientes. Na região sudeste, a ACAS que ocupa a camada inferior da Corrente do Brasil ao longo do talude continental, invade a camada de fundo sobre a plataforma continental na época de verão, fornecendo sais nutrientes para a zona eufótica.

O fenômeno da ressurgência é caracterizado por 3 fases seqüenciais (GONZALEZ RODRIGUEZ et al, 1992):

- a) Fase da ressurgência: quando as águas frias, ricas em nutrientes afloram.
- b) Fase produtiva: quando ocorre o aquecimento da água superficial, acompanhado do aumento da biomassa e produção primária e simultaneamente, diminuição da concentração de nutrientes.

c) Fase de subsidência: levando a uma situação oligotrófica, tendo como consequência um decréscimo da biomassa fitoplanctônica, devido à dispersão e depleção de nutrientes.

Em Arraial do Cabo, este ciclo ocorre no verão, de setembro a abril (VALENTIN, 1980, 1984 *apud* GONZALEZ RODRIGUEZ et al, 1992), quando prevalecem os ventos E-NE, causando a ressurgência de águas frias (Água Central do Atlântico Sul - ACAS) da profundidade de 300 m. Esta água, caracterizada por temperaturas menores que 18 °C, salinidade menor que 36 (SVERDRUP, 1946) e concentrações de nitrato maior que 10 µM, depois de alcançar a superfície, induz nova produção, a qual se espalha acima de 20 km offshore na direção SW (VALENTIN et al, 1987 *apud* GONZALEZ RODRIGUEZ et al, 1992).

Quando cessam as forçantes da ressurgência, a água tende a esquentar, ocasionando uma floração de fitoplâncton perto da costa (acima de 6 µg/l de clorofila) em menos de 24 horas. Simultaneamente, a concentração de nitrato diminui de 11,0 para 0,4 µM e a temperatura aumenta para 23°C. A quantidade de clorofila produzida parece ser muito baixa em relação a outras regiões de ressurgência (África = 25 µg.l<sup>-1</sup>; HERBLAND et al, 1973 *apud* VALENTIN; COUTINHO, 1990). Todavia, é considerada alta para regiões tropicais, estando disponível para a cadeia alimentar local e atividades pesqueiras (MOREIRA DA SILVA, 1971 *apud* VALENTIN; COUTINHO, 1990).

O ciclo da ressurgência é interrompido por ventos S-SW, resultado da passagem de frentes frias, causando um breve período de parcial subsidência, e a concentração de águas quentes tropicais (Corrente do Brasil e Água Costeira) próximo à costa. No inverno (junho-agosto), a maior frequência de frentes frias impede a ressurgência e favorece a condição de subsidência permanente (GONZALEZ RODRIGUEZ et al, 1992).

As salinidades observadas em Arraial do Cabo são relativamente maiores que as das grandes regiões de ressurgência devido à insignificante influência fluvial.

O teor de nutrientes é, sem dúvida, o ponto em que se define a ressurgência de Cabo Frio como de menor grandeza. Suas águas dificilmente apresentam teor de nitrato superior a 12  $\mu\text{M}$ , enquanto nas grandes ressurgências encontra-se facilmente até 20  $\mu\text{M}$  (ANDRÉ, 1990).

A presença do fenômeno da ressurgência em Cabo Frio, confere a esta região uma alta diversidade de espécies por situar-se geograficamente na fronteira de duas grandes províncias geográficas, com elementos faunísticos e florísticos de águas subtropicais e tropicais.

## **5.1 - Meio Físico**

### **5.1.1 - Metodologia aplicada**

#### **5.1.1.1 – Condições Climáticas**

De acordo com a Organização Meteorológica Mundial, o clima é representado pela média de 30 anos das variáveis meteorológicas, compondo as Normais Climatológicas. Embora tais médias sejam representativas do clima em uma dada região, é necessário lembrar que os parâmetros meteorológicos estarão sempre sujeitas a oscilações em torno da média e anomalias.

As normais climatológicas deste trabalho são as da Estação Meteorológica de Cabo Frio, situada na latitude de 22°53'S e longitude 42°02'W, a 2,0 m de altitude e referem-se ao período de 1931-1960. Após a década de 60, outras

estações entraram em funcionamento, porém nenhuma delas completou os 30 anos de observações.

### **5.1.1.2 – Geologia e Geomorfologia**

A metodologia para obtenção dos dados geológicos e geomorfológicos foram divididas em sete etapas:

#### **(A) Levantamento bibliográfico:**

Pesquisa de toda a bibliografia em trabalhos geológicos e outros da área.

#### **(B) Aerofotointerpretação e análise geomorfológica:**

Análise das fotografias aéreas e imagens de satélite da área de estudo para identificação de estruturas e seleção de afloramentos.

#### **(C) Mapeamento geológico-estrutural:**

Levantamento detalhado na escala 1:10.000 das unidades litológicas e das estruturas aflorantes no entorno e na área do Porto do Forno que compreende: localização dos pontos (com GPS), descrição das unidades rochosas, medição com bússola das estruturas (dúcteis: lineações minerais, dobras; e rúpteis: juntas, falhas, etc), coleta de amostras das unidades rochosas, algumas orientadas.

#### **(D) Descrição das unidades litológicas ao microscópio petrográfico:**

Descrição em macro e micro – escala das amostras rochosas coletadas no campo.

**(E) Mapeamento e coleta de unidades pedológicas:**

Paralelamente ao mapeamento geológico foram descritos os diferentes grupos de solos que formam a área. As amostras coletadas foram analisadas no laboratório da Universidade Federal de Viçosa.

**(F) Etapa de Geoprocessamento:**

Com o auxílio dos softwares Corel Draw e Geosoft, foram gerados mapas geológicos, estruturais e de uso de solo da área de interesse. Estes mapas foram integrados para a geração de mapas com a identificação de áreas de instabilidade de encostas, isto é, de risco.

**5.1.1.3 – Recursos Hídricos (Hidrologia e Hidrogeologia)**

A coleta de água do mar para determinação dos parâmetros físico-químicos foi efetuada entre os dias 07 a 09 de janeiro 2007. As amostras foram coletadas com garrafas de Nansen e Van - Dorn.

Foram selecionados 15 pontos de amostragem na Enseada dos Anjos, conforme Figura 5.1.1 e as respectivas coordenadas (Tabela 5.1.1). As amostras foram coletadas em 3 profundidades: superfície, meio e fundo, exceto para as estações de baixa profundidade onde só foram coletadas amostras da superfície e fundo.



Figura 5.1.1. Distribuição dos pontos de coleta.

Tabela 5.1.1 – Localização e nomenclatura das estações de coleta.

ESTAÇÃO	LATITUDE	LONGITUDE	PROFUNDIDADE
1 - Beatriz	23°01'04"S	042°00'05"W	50m
2 – Boqueirão	22°59'54"S	042°00'49"W	20m
3 – Praia do Farol	23°00'00"S	042°00'20"W	3m
4 – Ponta do Veado	22°59'03"S	042°00'24"W	5m
5 – Vânia	22°59'19"S	041°59'52"W	3,5m
6 – Ponta do Maramutá	22°59'26"S	042°00'12"W	7m
7 – Pedra Vermelha	22°59'09"S	041°59'36"W	10m
8 – Ponta de Leste	22°58'20"S	041°59'03"W	45m
9 – Ilha dos Porcos	22°58'00"S	041°59'48"W	23m

cont.

ESTAÇÃO	LATITUDE	LONGITUDE	PROFUNDIDADE
10 – Tonia	22°58'27"S	041°59'53"W	26,5m
11 – Graça	22°58'14"S	042°00'17"W	20m
12 – Forno	22°58'06"S	042°00'46"W	6,6m
13 – Ponta do Forte	22°58'17"S	042°00'36"W	12,2m
14 – Tayo	22°58'37"S	042°00'55"W	8,5m
15 – Anjos	22°58'19"S	042°00'57"W	9,4m

Os seguintes parâmetros foram analisados: temperatura, salinidade, transparência da águas, oxigênio dissolvido (OD), turbidez, pH, nutrientes inorgânicos (nitrato, nitrito amônia e fosfato), demanda biológica de oxigênio (DBO), demanda química de oxigênio (DQO), carbono orgânico total (COT) fósforo total (FT), nitrogênio kjeldahl total (NT) e clorofila-a (Cl –a).

Foram realizadas triplicatas das amostras para a determinação dos nutrientes inorgânicos e clorofila-a. Para os demais parâmetros, que sofrem menos variação, foi coletada apenas uma amostra. Imediatamente após a coleta, foi adicionado 1 ml de H<sub>2</sub>SO<sub>4</sub> nos frascos de COT e DQO para a preservação das amostras. Para a fixação das amostras de O.D., foi adicionado 0,5 ml de iodeto alcalino e 0,5 ml de sulfato manganoso.

Os frascos de amostras para a determinação de DBO, DQO, pH, turbidez e COT foram mantidos resfriados até chegada ao laboratório. Já os frascos para determinação dos nutrientes inorgânicos, fósforo e nitrogênio total foram congelados para posterior análise.

As amostras de água do mar foram filtradas com filtro 0,45  $\mu\text{m}$  de porosidade para posterior determinação da clorofila-a. Os filtros foram mantidos resfriados até chegada no laboratório.

### **Análise e determinação dos parâmetros físico-químicos**

A temperatura da água do mar foi obtida por meio da utilização de termômetro de inversão acoplado à garrafa de Nansen.

Os nutrientes inorgânicos, clorofila-a, oxigênio dissolvido, fósforo total, nitrogênio kjeldahl total foram determinados segundo a metodologia descrita por STRICKLAND e PARSONS, 1972.

O pH foi determinado por meio de um phmetro de bancada, marca InoLab. Para a determinação da salinidade foi utilizado um salinômetro Auto-Sal, marca Guildeline, modelo 8400A. A turbidez foi determinada por meio de um turbidímetro completo, modelo TB 1000.

A transparência da água foi determinada pela utilização de um disco de Secchi.

O COT e o DQO foram determinados, segundo o método 5220D para o DQO e método 5310C e 4500C para o COT da APHA-AWWA. O DBO foi determinado pelo método de DBO<sub>5</sub>.

#### **5.1.1.4 - Oceanografia e Hidrodinâmica Costeira**

Na caracterização das condições de temperatura e salinidade da Enseada dos Anjos foram utilizados dados coletados com termômetro de reversão e salinômetro de indução, após coleta de amostras com garrafas de Nansen.



Na determinação do regime e influência das ondas foram utilizados dados encontrados na literatura, além modelagem numérica (modelo de refração e difração de ondas REFDIF-S).

Para a caracterização da variação do nível do mar foram utilizados os dados coletados pelos marégrafos do IEAPM (digital e analógico) instalados no Porto do Forno.

O regime de correntes foi obtido por meio de levantamento bibliográfico, medições de campo, com o emprego de Acoustic Doppler Current Meter (ADCP) e correntógrafo Aanderaa modelo RCM-7, e modelagem numérica com o Princeton Ocean Model (POM).

Com a finalidade avaliar a vulnerabilidade da Enseada dos Anjos em função da possibilidade de vazamento de um contaminante qualquer oriundo das atividades no Porto do Forno foi feito um Mapa de Vulnerabilidade.

### 5.1.2 - Condições Climáticas

A caracterização climatológica aqui apresentada procura enfatizar os aspectos meteorológicos mais importantes que influencia a região de Arraial do Cabo, baseada em estudos técnico-científicos realizados por diversos autores. De uma maneira geral, os resultados aqui apresentados foram baseados nas condições médias atmosféricas e também em estudos específicos abordando aspectos da circulação atmosférica local.

#### ❖ Circulação Atmosférica

As características da circulação atmosférica de uma região resultam da atuação de sistemas de escala sinótica, como é o caso dos anticiclones

subtropicais, ciclones extratropicais e sistemas frontais, entre outros, sendo estes os principais agentes na determinação do estado de tempo na região do Arraial do Cabo. Além dessas feições, alguns fenômenos de menor escala podem interferir no clima local. Em se tratando de regiões costeiras, é necessário considerar sempre a circulação devido ao contraste térmico entre oceano e continente, ou seja, a circulação de brisa marítima/terrestre. No caso particular do Arraial do Cabo, devido à ocorrência do fenômeno oceanográfico da ressurgência, que amplia o contraste térmico, e portanto podendo influenciar a circulação localmente, foram utilizadas outras informações: a série temporal de dados de temperatura da água do mar coletados pela Cia Nacional de Álcalis do período de 1971 a 1980, séries temporais de direção e intensidade do vento observados na estação meteorológica de Cabo Frio do mesmo período, e também dados de perfis verticais da atmosfera obtidos por radiossondas, numa campanha realizada em 1995.

#### ❖ Normais Climatológicas

Os gráficos de alguns parâmetros médios mensais, obtidos a partir das Normais Climatológicas da estação de Cabo Frio referente ao período de 1931 a 1960 serão mostrados a seguir.

A figura 5.1.2 mostra a variação anual da pressão atmosférica média mensal. É bastante evidente que os maiores valores são encontrados no período de inverno, pois no período de verão o maior aquecimento à superfície favorece movimentos verticais ascendentes e conseqüente queda de pressão. Também deve-se considerar que os sistemas de alta pressão, tanto o anticiclone subtropical do Atlântico Sul quanto os anticiclones migratórios tendem a apresentar valores mais altos durante o inverno.

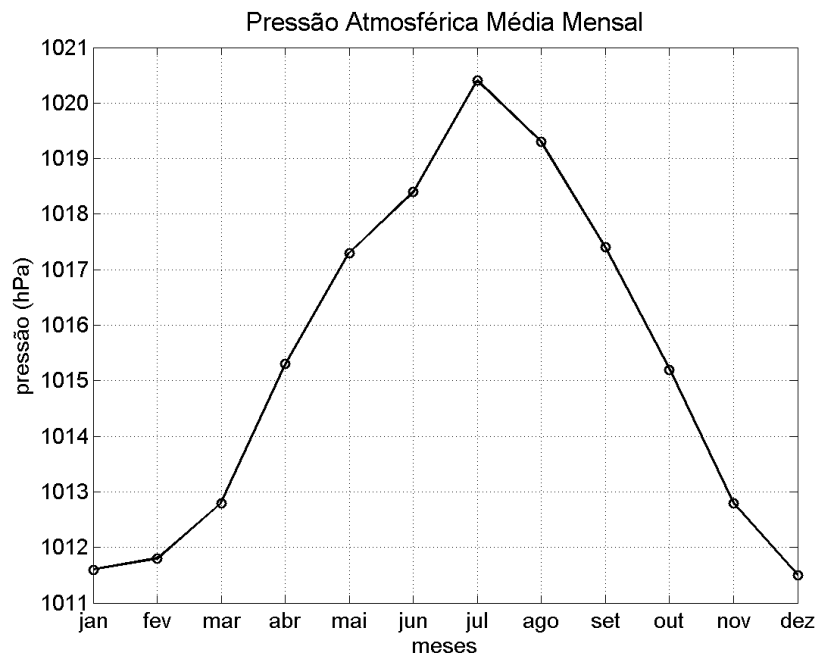


Figura 5.1.2 – Pressão atmosférica média mensal, em hectopascal (hPa).

O comportamento da temperatura do ar é mostrado na figura 5.1.3, que mostra as médias mensais das temperaturas máxima, mínima, e a média compensada, que é calculada a partir de observações distribuídas ao longo do dia. Os valores de máxima (mínima) absoluta mostra que temperaturas bem altas (baixas) podem ocorrer durante o ano todo, inclusive no inverno (verão), embora a ocorrência desses valores esteja longe de ser comum.

No caso da umidade relativa, embora se observe, na figura 5.1.4, uma ligeira diminuição durante o inverno, principalmente no mês de agosto, nota-se que a diferença entre os meses é bastante pequena, sendo de menos de 3% entre o mês de maior umidade e o de menor umidade.

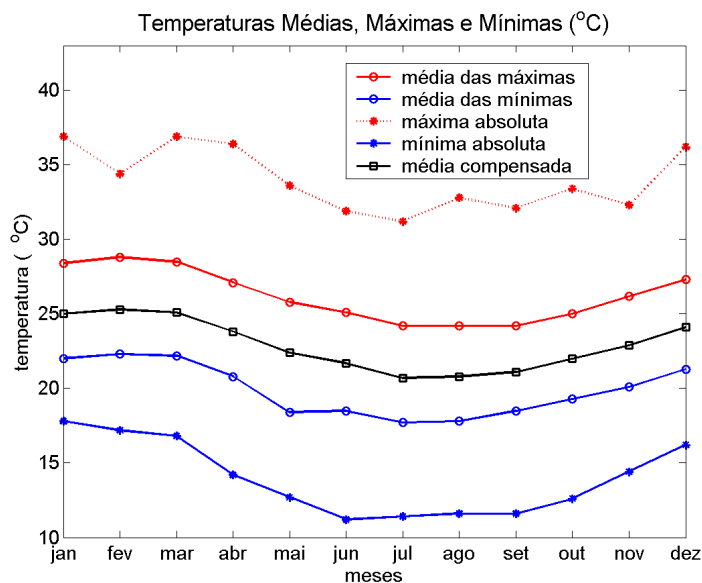


Figura 5.1.3 – Médias mensais das temperaturas máxima, mínima, e compensada, máxima absoluta e mínima absoluta para o período de 1931 a 1960.

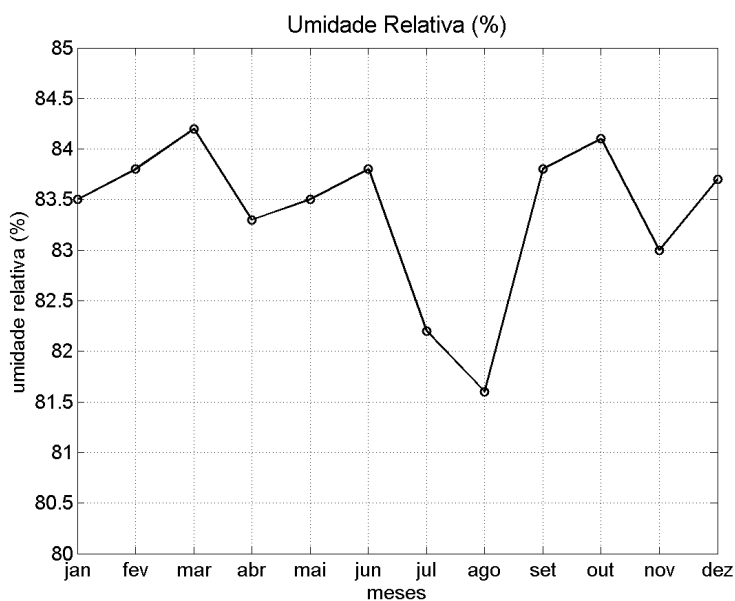


Figura 5.1.4. - Média mensal da umidade relativa do ar.

A precipitação média mensal mostra o mínimo nos meses de inverno, e o máximo nos meses de verão, conforme a figura 5.1.5.

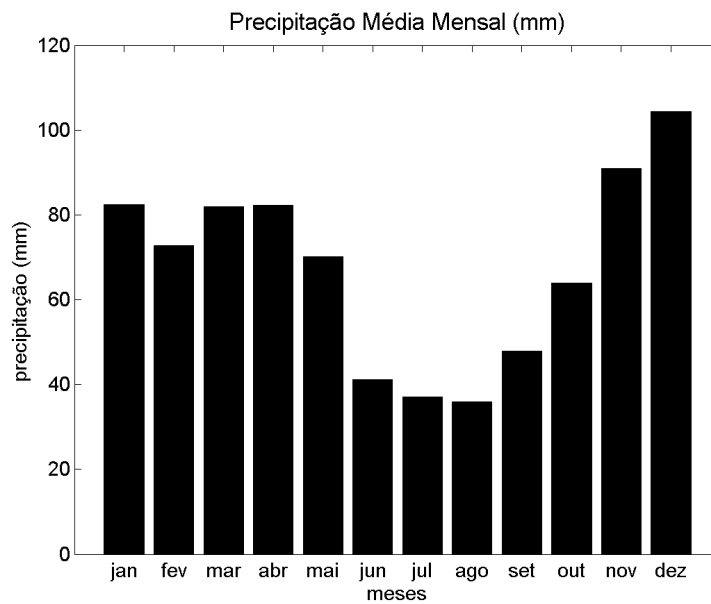


Figura 5.1.5 – Precipitação total média mensal.

A evaporação, mostrada na figura 5.1.6, depende de vários fatores, entre eles a temperatura e a umidade relativa do ar, apresentando pouca variação sazonal.

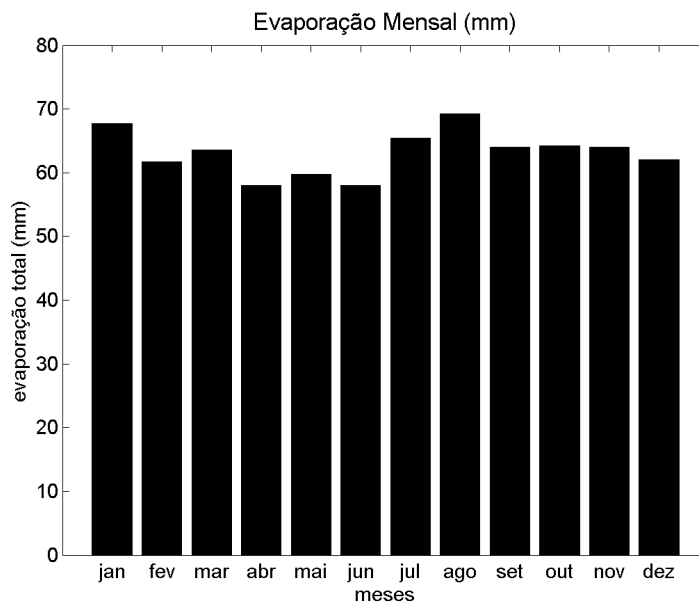


Figura 5.1.6 – Evaporação média mensal

A insolação, ou seja, o número de horas com incidência solar direta depende diretamente da presença e quantidade de nuvens, e é mostrada na figura 5.1.7.

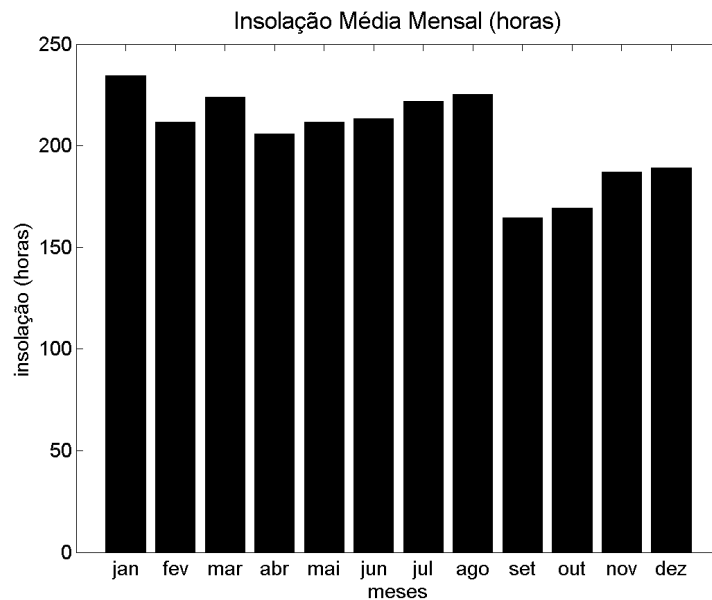


Figura 5.1.7 – Insolação média mensal.

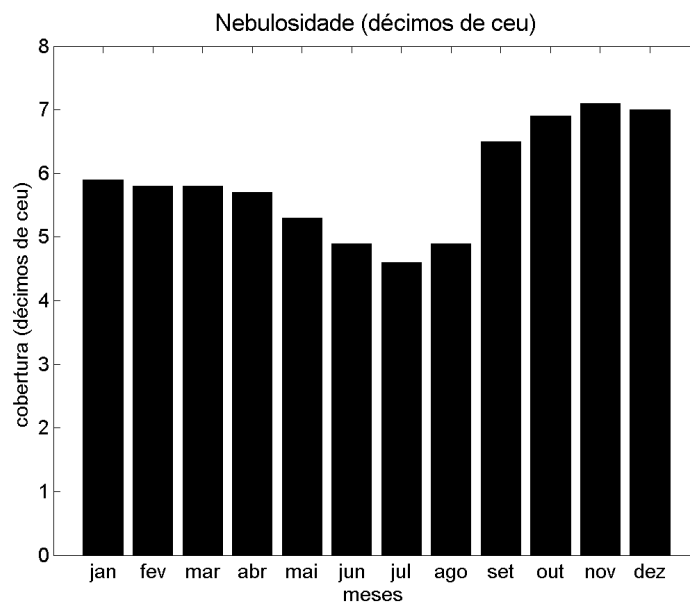


Figura 5.1.8 – Nebulosidade média mensal

A nebulosidade (Figura 5.1.8) é dada em função da fração, em área, do céu que encontra-se coberto por nuvens. Comparando com a figura 5.7, percebe-se que os meses de maior cobertura correspondem a menor número de horas de insolação.

A ocorrência de ventos para cada uma das direções principais é mostrada na Tabela 5.1.2. Nota-se a predominância dos ventos de Nordeste (NE), durante o ano todo.

Tabela 5.1.2 – Frequência e velocidade média para cada direção do vento, para cada mês.

MES	N		NE		E		SE		S		SW		W		NW		C
	Frq	Vel.	Frq.	Vel.	Frq	Vel.	Frq.	Vel.	Frq	Vel.	Frq.	Vel.	Frq	Vel.	Frq.	Vel.	
Jan.	.		59	5,4	1	2,4	9	2,1	1	2,6	10	3,2	1	3,4	1	2,5	11
Fev.	1	3,0	52	5,2	1	2,6	9	2,2	1	2,6	7	3,1	1	2,6	1	2,0	11
Mar.	1	1,9	53	4,7	1	3,2	10	2,3	1	2,4	14	3,1	1	4,3	1	2,8	11
Abr.	1	1,6	40	4,3	1	2,2	10	2,0	1	2,7	19	3,7	1	3,5	2	2,1	15
Maio			43	4,0	1	2,0	9	2,0	2	3,1	19	3,5	1	2,4	4	2,6	14
Jun.	1	2,8	46	4,4	1	2,2	6	1,8	1	2,7	17	3,6	1	2,9	3	2,2	14
Jul.			53	4,9	1	2,6	8	2,2	1	2,8	16	4,3	1	2,7	2	2,5	11
Ago			53	6,3	1	2,4	8	2,5	1	3,2	20	4,3	1	3,0	1	2,2	8
Set.	1	4,9	46	6,2	1	3,3	10	2,3	1	2,7	18	3,9			2	3,2	11
Out.			46	5,6	1	3,7	13	2,2	1	2,7	18	3,9	1	3,8	2	3,1	11
Nov.			43	5,5	1	3,8	13	2,3	1	2,6	17	3,9	1	4,4	1	3,1	13
Dez.	1	3,3	46	4,8	1	3,4	12	2,1	1	3,0	15	3,4	1	2,3	1	2,9	15
Anual	6	2,9	581	5,1	12	2,8	117	2,2	13	2,8	190	3,7	11	3,2	21	2,6	145

#### ❖ Circulação Atmosférica local.

A região fica sob o domínio do Anticiclone Subtropical do Atlântico Sul, com predominância de ventos de nordeste (NE), altamente favorável à ocorrência de ressurgência, pois favorece o transporte de águas da costa para o talude continental. Esta predominância é quebrada pela passagem de sistemas frontais, que invertem o vento para Sudoeste (SW), Sul (S) e Sudeste(SE).

Além disso, como todas as áreas costeiras tendem a sofrer o efeito da circulação de brisa marítima/terrestre, ou seja, o maior aquecimento da área continental durante o dia induz uma circulação de ar dirigida do mar para a terra, que se inverte durante a noite devido ao resfriamento mais rápido do continente. A circulação gerada pelo contraste térmico continente-oceano é um dos fatores determinantes das características do tempo e clima de regiões litorâneas. O comportamento da circulação de brisa marítima define, por exemplo, o confinamento ou a dispersão de poluentes nas várias cidades litorâneas desenvolvidas. O regime de precipitação em áreas costeiras também é fortemente influenciado pela circulação local, motivando diversos estudos há várias décadas. A circulação de brisa, entretanto, envolve uma complexa interação entre atmosfera, continente e oceano, onde cada um influencia os demais. Fenômenos de circulação marítima costeira, como por exemplo a ressurgência, que provoca anomalias negativas de temperatura da superfície do mar podem ter grande influência sobre a circulação atmosférica local. Por outro lado, na medida em que grande parte dos movimentos superficiais atmosférica torna-se útil também para a melhor compreensão dos processos de circulação oceânica. A região de Arraial do Cabo, além disso, apresenta o fenômeno oceanográfico da ressurgência, que faz com que águas bem mais frias aflorem na costa adjacente ao município. A presença destas águas mais frias afeta o clima em escala local, afetando principalmente a circulação de brisa marítima/terrestre.

A existência de uma anomalia térmica negativa foi registrada pelas primeiras expedições portuguesas para a região, podendo ser também observadas em imagens obtidas por satélites, como na figura 5.1.9.



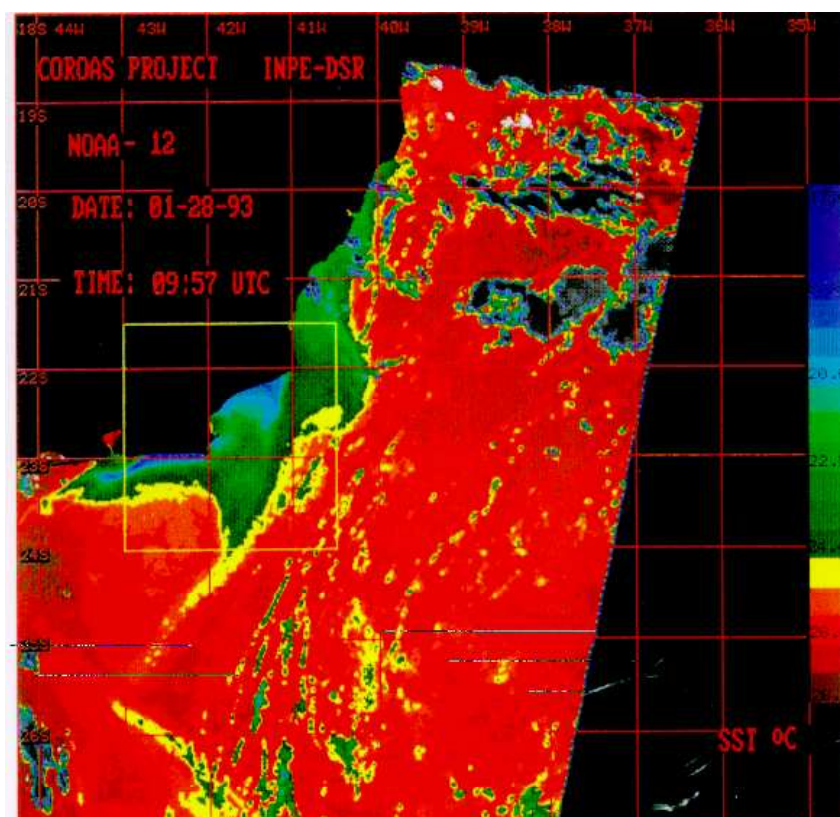


Figura 5.1.9 - Imagem da temperatura da superfície do mar observada pelo satélite, mostrando uma área de baixas temperaturas (em verde e azul) próxima a Cabo Frio ( $23^{\circ}\text{S } 42^{\circ}\text{W}$ ), contrastando com a área de maior temperatura ao redor (em vermelho).

A análise espectral da série de velocidade do vento do período de 1971-1980 (Figura 5.1.10) mostra o espectro da série de velocidade do vento. Nota-se aqui uma grande concentração de energia no harmônico correspondente à onda de frequência igual a  $4,2 \times 10^{-2}$  ciclos por hora (cph), a qual corresponde a um período de 24,0 horas, ou seja, a variação diurna.

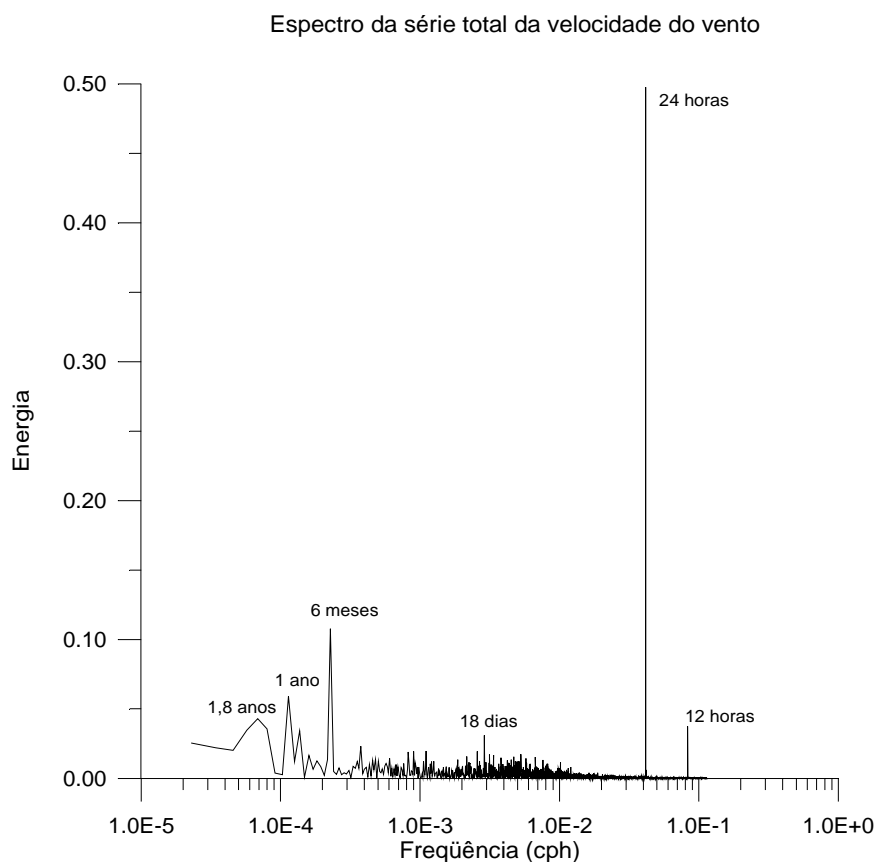


Figura 5.1.10 - Espectro da série de 10 anos de velocidade do vento à superfície em Cabo Frio.

A energia restante se distribui pelas frequências mais baixas, até  $2,3 \times 10^{-3}$  cph, ou seja, ondas de período igual a 439,2 horas (18,3 dias), associadas às perturbações sinóticas. Nota-se que não há um pico dominante nesta banda, pois estas oscilações ocorrem em diversas frequências, ao contrário da variação diurna. Abaixo de  $2,3 \times 10^{-3}$ , observa-se um pico na frequência correspondente à variação semi-anual (em torno de 180 dias, ou  $2 \times 10^{-4}$  cph), seguido pelo pico de frequência igual a  $1 \times 10^{-4}$  cph (8787,3 horas, ou aproximadamente 366 dias), mostrando a variação anual (sazonal) da velocidade do vento. Há ainda um pico em torno de  $6,5 \times 10^{-5}$  (1,8 anos), sugerindo a existência de uma periodicidade interanual dentro do período

analisado. Nas frequências maiores que a diurna, observa-se um pico em  $8,3 \times 10^{-2}$  cph (12,0 horas).

A circulação de brisa marítima e terrestre é caracterizada no espectro de velocidade do vento pelo pico de 12 horas, ao invés do pico de 24 horas, pois a maioria das séries de velocidade do vento em níveis próximos à superfície apresenta um ciclo diurno (e portanto um pico em 24 horas) devido à variação diurna da estabilidade atmosférica nos baixos níveis: durante o dia, a turbulência faz com que haja um transporte vertical de momentum de cima para baixo, o qual intensifica os ventos à superfície. Após o pôr-do-sol, há um decaimento da turbulência, e o escoamento torna-se, então, mais laminar, fazendo com que o escoamento torne-se desacoplado da superfície.

A presença da Alta Subtropical do Atlântico Sul faz com que os ventos sejam de norte e nordeste ao longo da costa, o que por sua vez produzem ressurgência. A análise espectral revelou um pico de 24 horas, e pouca energia na frequência correspondente ao período de 12 horas. O pico de 24 horas pode ser atribuído à circulação de brisa marítima, devido às características locais: a variação diurna da série mostra maiores velocidades ocorrendo durante a tarde e mínimas à noite, sugerindo um padrão de brisa aliado ao escoamento de grande escala. Como as águas são frias devido à ressurgência, o ar à superfície é geralmente mais frio que o ar acima, mantendo uma camada estável em baixos níveis, e com pouca variação diurna de estabilidade.

A ausência do pico de 12 horas na velocidade caracterizaria a variação da direção do vento causada pela circulação de brisa marítima, é explicada pelo escoamento quase estacionário em torno da Alta Subtropical, que resulta numa periodicidade mais marcada de 24 horas do que de 12 horas. Além disso, a presença das águas frias na superfície inibem o desenvolvimento da

brisa terrestre durante a noite. Os picos de 12 e 6 horas encontrados podem ser devidos a uma eventual dominância da brisa marítima sobre a circulação sinótica de grande escala.

A Figura 5.1.11 mostra o campo de TSM média para cada hora e mês (média de dez anos de observações). Observa-se claramente que a TSM média é mais baixa (<math>19,0^{\circ}\text{C}</math>) de janeiro a fevereiro, seguindo-se então um acentuado aquecimento até abril, quando ocorre o máximo da TSM, com temperaturas entre 22,84 a 23,42 graus Celsius. A partir desse mês, as temperaturas vão declinando numa taxa menor do que a do seu aquecimento, até atingir o seu mínimo em outubro, com temperaturas médias entre 17,58 a 18,15° C Outros trabalhos mostram menores temperaturas ocorrendo no período de OND.

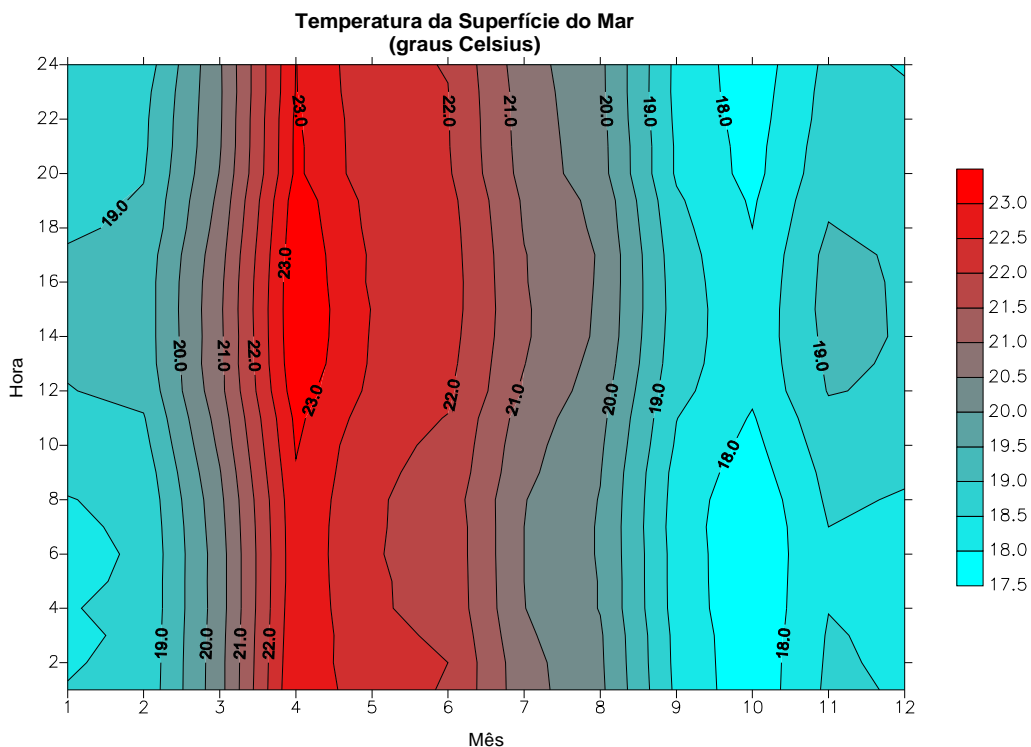


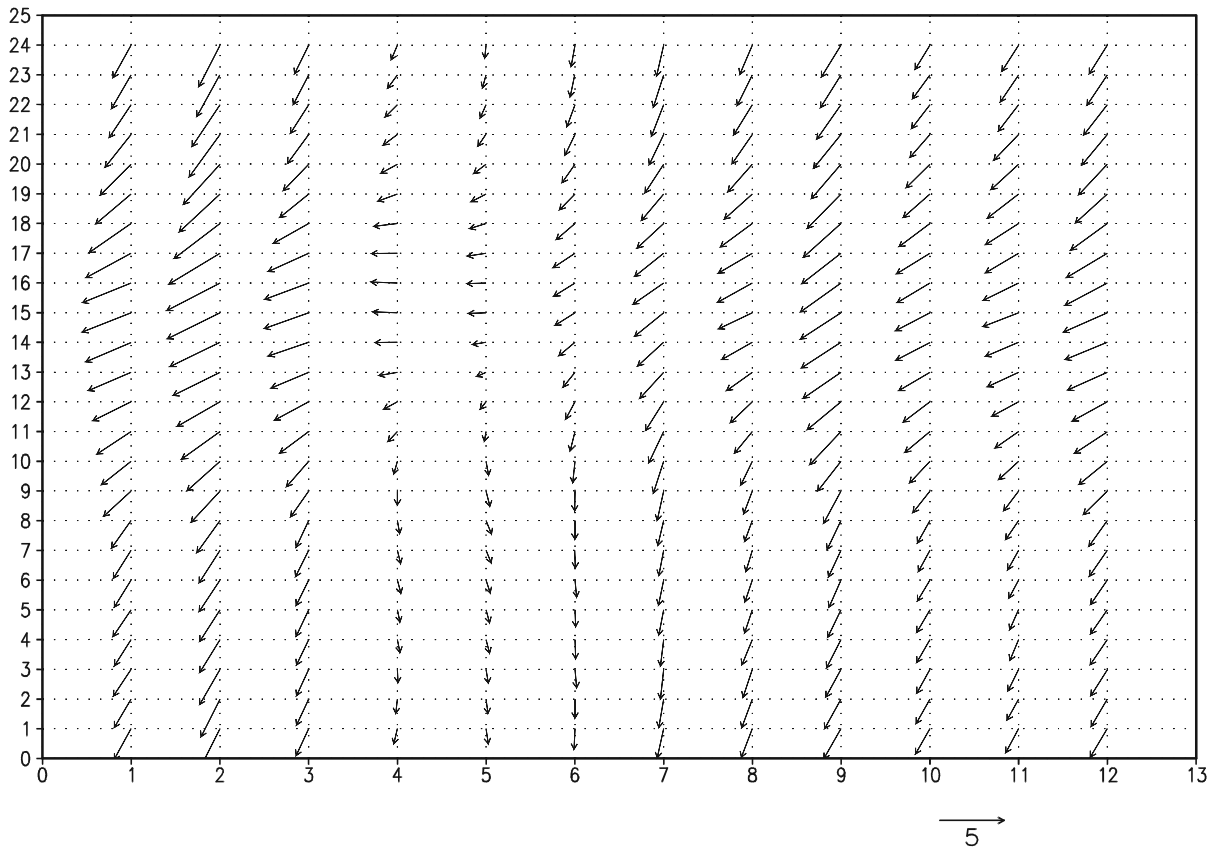
Figura 5.1.11 - Temperatura Média Horária da Superfície do Mar, para cada mês. As médias foram calculadas para o período de 1971 a 1980.

Diversos trabalhos mostram que a ressurgência é mais intensa no verão, ou seja, as menores temperaturas são encontradas nessa estação, mas a maior frequência de episódios de ressurgência é durante a primavera, o que pode explicar o mínimo de outubro. O período de abril a agosto é bem menos favorável ao afloramento de águas frias, devido à passagem mais frequente de sistemas frontais pela região. Contudo, a TSM nesta latitude é bem menor nos meses de JJA do que em MAM, portanto as maiores temperaturas são observadas nesse período.

Os vetores de vento médio, na Figura 5.1.12 ilustram a predominância do ventos de quadrante leste durante quase todo o ano, com exceção dos meses de AMJ, indicando a influência do Anticiclone Subtropical do Atlântico Sul sobre a região, além de mostrar o ciclo diurno do vento: a circulação de brisa marítima e terrestre. De um modo geral, observa-se que a brisa marítima interage com o escoamento sinótico, resultando num escoamento mais zonal durante o dia.

Nos meses de JFM, observa-se que o aquecimento diferenciado entre continente e oceano tem como efeito a intensificação do escoamento, além de torná-lo mais zonal, mais notadamente entre as 9:00 e 18:00h. A brisa terrestre não chega a se estabelecer pois, devido à baixa temperatura do oceano, o resfriamento radiativo noturno do continente não é suficiente para inverter o gradiente térmico. Em AMJ, o vento médio é bem mais fraco, e pode-se notar, nas primeiras horas do dia, uma circulação de brisa terrestre, ainda que de pouca intensidade. Esta é a única época do ano em que a componente zonal média chega a ser de oeste, ou seja, positiva. A partir do mês de agosto, a intensidade do vento começa a aumentar, gradativamente, acompanhado do resfriamento da superfície do mar, conforme mostrado na Figura 3. As normais climatológicas de Cabo Frio mostram que, em AMJ, há

uma frequência maior de ventos de SW e NW, sendo os ventos de NE mais fracos e menos freqüentes neste período.



GrADS: COLA/UMCP

Figura 5.1.12 - Variação diurna do vento, para cada mês. Os vetores representam a média horária mensal da série de 1971 a 1980. A magnitude do vetor é dada pelo vetor no canto inferior direito da figura, em  $m s^{-1}$ .

O escoamento mais zonal (considerado como o máximo da brisa) tende a ocorrer por volta das 16:00h de abril a julho, e em torno de uma a duas horas mais cedo no restante do ano. Nos meses de AMJ, quando há brisa terrestre, seu máximo, ou seja, o vento com maior valor (mais positivo) da componente zonal ocorre entre 6:00 e 8:00h. A ressurgência, portanto, impede o estabelecimento da circulação de brisa terrestre. A brisa marítima, durante

esses períodos, é diferenciada do restante do ano pela maior variação na velocidade do vento, que chega a ter uma amplitude de  $1,7 \text{ ms}^{-1}$  em fevereiro, e menor variação) na direção (33 a  $47^\circ\text{C}$ ). O giro do vento é em sentido horário (ciclônico) durante o desenvolvimento da brisa marítima: nas primeiras horas do dia é de NE ou NNE e torna-se mais zonal à tarde, passando para ENE ou E, conforme a época do ano. A partir do máximo, o vento volta à direção original. Todavia, o vento médio aqui mostrado refere-se à soma vetorial do escoamento sinótico e da circulação de brisa. Considerando que a média do dia seja o vento sinótico, e a variação diurna corresponda à brisa, então o sentido de rotação desta é horário, ou ciclônico.

Conforme mencionado, existem várias oscilações em torno da situação média, que pode ser considerada típica.

A temperatura média horária do oceano para cada ano (Figura 5.1.13) mostra as variações interanuais durante o período analisado, de 1971 a 1980. Observa-se que os três primeiros anos (1971 a 1973) foram bem mais quentes do que os demais, sendo o máximo “absoluto” em 1973, com temperaturas entorno, dos  $21^\circ\text{C}$ , seguido pelos máximos secundários em 1980 e 1976, em ordem decrescente de TSM média. É bem proeminente o mínimo de 1977, mostrando ter sido este o ano mais frio da série, seguido pelos anos de 1975 e 1979.

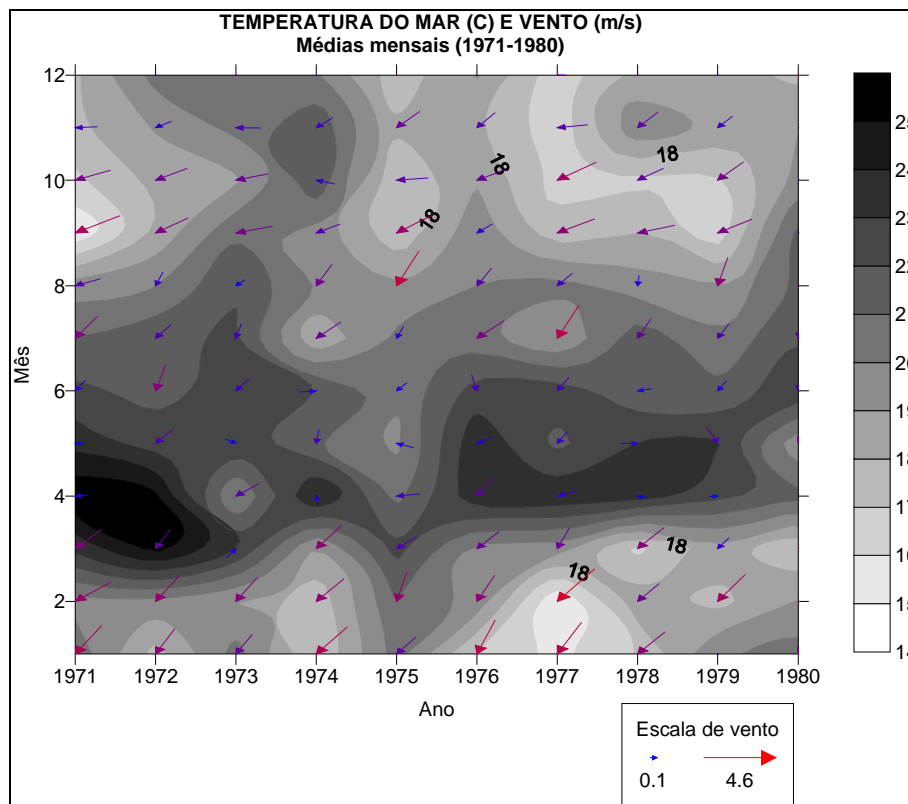


Figura 5.1.13 – Temperatura média mensal para cada ano da série analisada (em tons de cinza) e vetores médios do vento.

Os maiores valores médios indicam que houve menor freqüência e/ou duração do fenômeno de ressurgência, enquanto os menores valores de temperatura da água apontam para maior freqüência e/ou duração da ressurgência. Já que a geração (e também a permanência) da ressurgência de Cabo Frio está associada principalmente ao escoamento de nordeste relacionado ao anticiclone subtropical do Atlântico Sul, e à passagem de sistemas frontais, conseqüentemente a compreensão da variabilidade interanual das temperaturas locais está relacionada ao conhecimento das variações atmosféricas de grande escala. Nota-se também que, de uma maneira geral, os ventos mais fortes estão associados aos períodos de águas mais frias, e ventos mais fracos a águas mais quentes.



#### ❖ Camada Limite Atmosférica

A circulação local pode ser analisada a partir de perfis verticais, que fornecem informações importantes relativas à camada limite atmosférica, a qual pode ser definida como a camada que sofre diretamente os efeitos da presença da superfície.

Será apresentada uma análise do comportamento da estabilidade, que é definida pela variação vertical da temperatura potencial do ar: se a temperatura aumenta com a altura, o perfil é estável, se diminui é instável, e se não há variação significativa, o perfil é considerado neutro. A estabilidade pode ser determinante para a dispersão de poluentes: perfis instáveis favorecem movimentos verticais e a dispersão da poluição, ocorrendo o oposto nos casos de estabilidade.

A temperatura potencial pode ser definida como a temperatura que a parcela teria se fosse trazida adiabaticamente (i.e. sem trocas de calor com o ambiente) ao nível padrão de 1000 hPa. Este parâmetro é utilizado para permitir a comparação de temperaturas do ar em diferentes altitudes.

A figura a seguir foi obtida a partir de uma radiossondagem realizada no dia 09 de janeiro, quando as observações de superfície indicavam tempo bom. A temperatura da superfície do mar estava abaixo de 18,0°C, típica de ressurgência. Os perfis das componentes  $u$  e  $v$  (Figura 5.1.14) do vento mostram o desenvolvimento da circulação de brisa. A componente zonal aumenta gradativamente nos níveis mais baixos, até as 20:00 GMT, mostrando o maior desenvolvimento da brisa marítima (BM) em torno desse horário. Nota-se, também, uma circulação de oeste entre 600 e 1200m, caracterizando o escoamento de retorno da brisa marítima, também referenciada como anti-brisa marítima (ABM) em Stull, 1991.

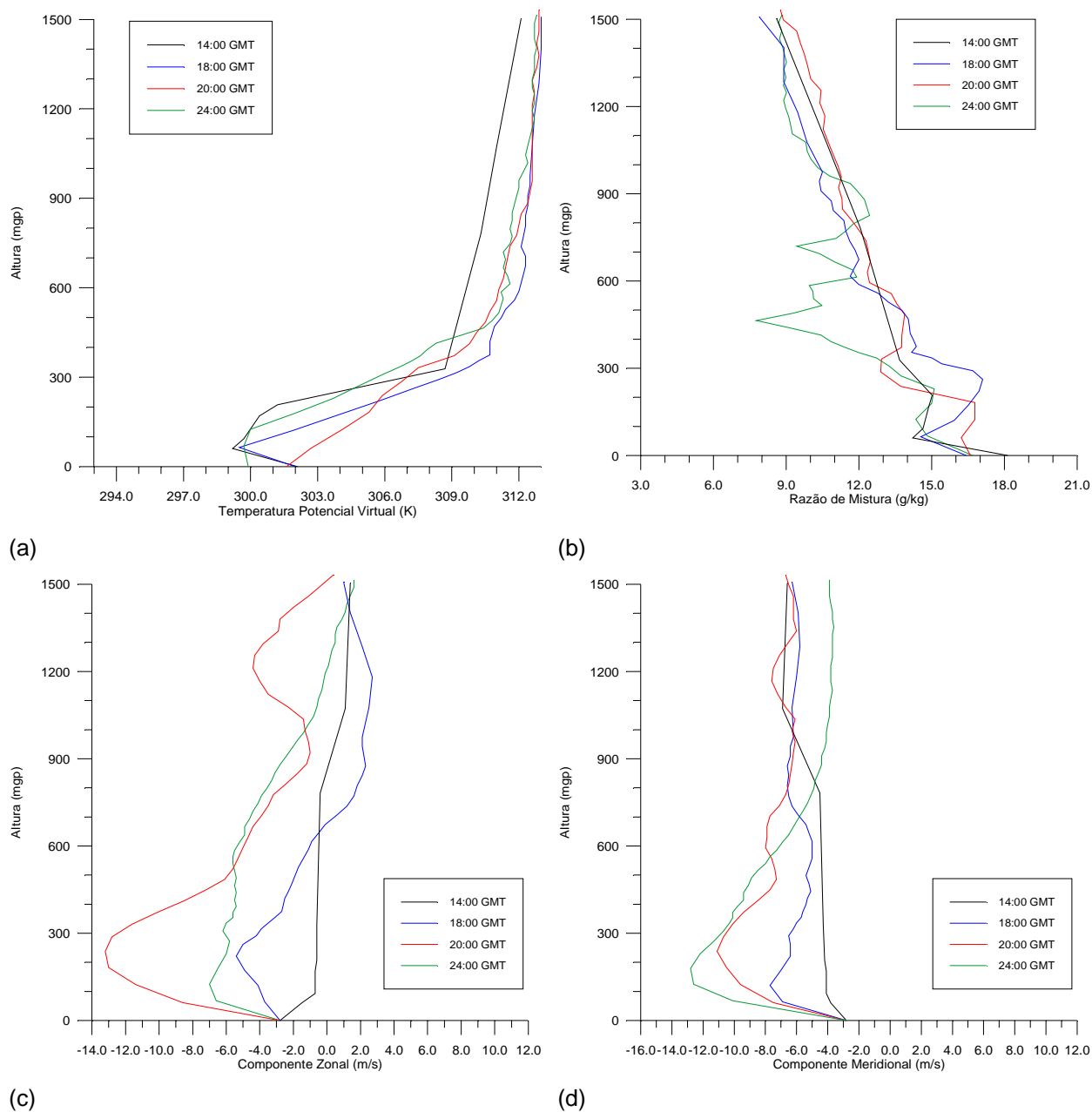


Figura. 5.1.14 - Sondagens do dia 09-01-95. (a) Temperatura Potencial; (b) Razão de Mistura; (c) componente zonal  $u$  ; (d) componente meridional  $v$ .

A componente meridional é negativa (ou seja, de norte), em toda a camada. Sua intensidade máxima ocorre à noite, após o decaimento da circulação de brisa marítima.

Os perfis verticais de temperatura potencial virtual do dia 09 (Figura 5.1.14), calculados a partir dos dados das radiossondagens, mostram a persistência de uma camada estável próxima à superfície. As duas primeiras sondagens mostram uma camada superadiabática da superfície até 50m, tornando o perfil instável nas primeiras duas sondagens (14:00 e 18:00 GMT). Às 20:00 GMT, o perfil é totalmente estável desde a superfície. A última sondagem, das 24:00 GMT, mostra uma camada de mistura atmosférica com topo entre 100 e 200m. A ausência da camada de mistura durante o dia pode estar associado com a circulação de brisa marítima: durante o dia, o local estaria sob o ramo subsidente da brisa, devido à proximidade das águas muito frias de ressurgência. À noite, com o resfriamento radiativo do continente, esta subsidência seria bem menor, permitindo a mistura vertical. Além disso, a presença do jato provocaria a mistura turbulenta do ar nos níveis abaixo.

A umidade representada aqui pela razão de mistura, mostra forte gradiente vertical nos primeiros 50 m, característico de camadas de origem marítima. A variação da umidade mostra um ligeiro aumento próximo à superfície nas sondagens das 18:00 e 20:00 GMT, devido ao aumento da advecção de umidade causada pelo desenvolvimento da circulação de BM. Há um mínimo na última sondagem, em torno de 400 a 500m, logo acima do nível do jato.

A análise da estrutura da camada limite atmosférica na presença das águas frias de ressurgência evidencia a camada estável típica de regiões com baixas temperaturas superficiais. A persistência desta estabilidade durante o dia deve-se, provavelmente, à presença do ramo subsidente da brisa marítima muito próximo à linha da costa. Apesar do aquecimento radiativo

diurno, não há desenvolvimento de Camada de Mistura Atmosférica, a qual só aparece durante a noite, quando enfraquece a circulação de brisa marítima diminuindo também a subsidência próxima à costa. Apesar do grande contraste térmico oceano-continente nessa época, a estabilidade parece inibir o desenvolvimento da circulação na vertical, que na maior parte dos casos, ficou abaixo dos primeiros 1000 metros.

Nas sondagens realizadas no período de inverno, em agosto de 1995, a componente zonal (Figura 5.1.15.c) mostra uma intensificação gradual por volta de 200 m até as 22:00 GMT. A componente meridional mantém-se de norte, atingindo um máximo na última sondagem do dia. Observando os perfis de temperatura potencial virtual, é bastante evidente a diferença de estabilidade em relação ao experimento anterior, em função das maiores temperaturas da superfície do mar encontradas no inverno. No dia 01, a sondagem das 13:00 GMT (Figura 5.1.15.a) indica aquecimento radiativo da superfície que instabiliza a camada até os 1200 m. Na sondagem seguinte, nota-se um resfriamento intenso até 200 m, possivelmente pelo desenvolvimento da brisa, que também parece causar um aquecimento (por subsidência) acima desse nível. O perfil não se altera até a sondagem das 20:00 GMT, mas no perfil posterior, aparentemente há uma diminuição desta subsidência e o jato é intensificado. Os perfis de  $\sigma_v$  mostram o desenvolvimento de uma camada de mistura, que atinge 250 m às 19:00 GMT, 300 m às 20:00 e 350 m às 22:00 GMT.

A umidade mostra grande variação com a altura próximo à superfície na primeira sondagem do dia, e distribuição vertical mais uniforme nos horários seguintes (Figura 5.1.15.b).

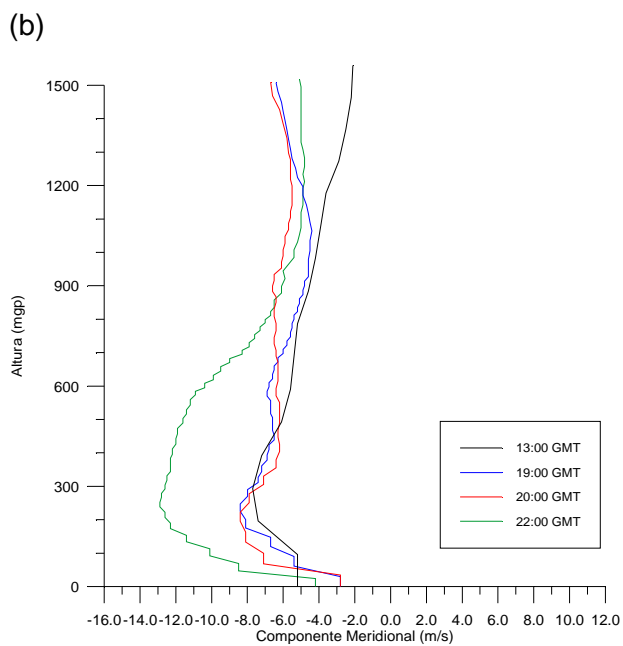
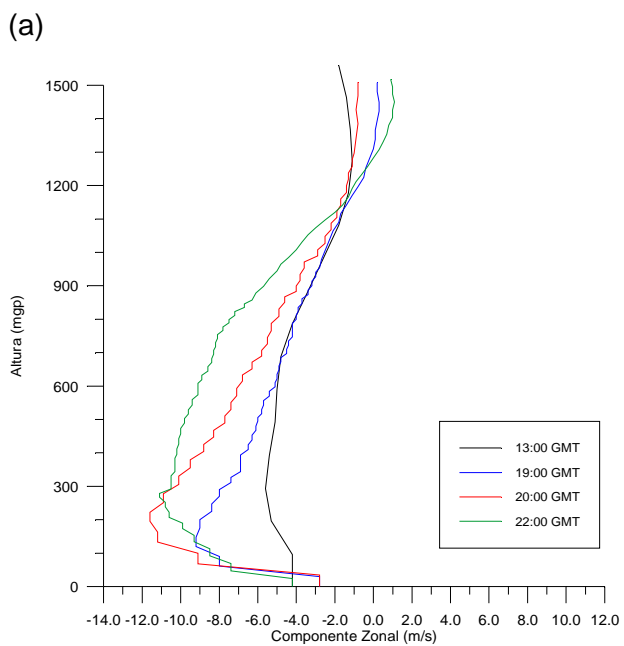
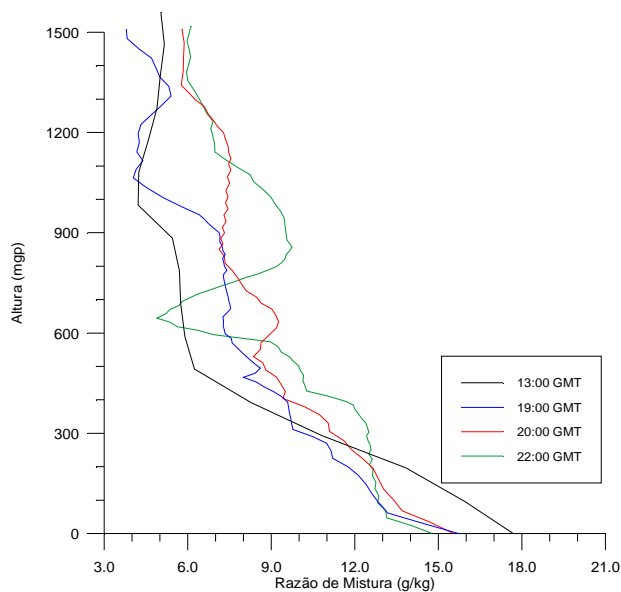
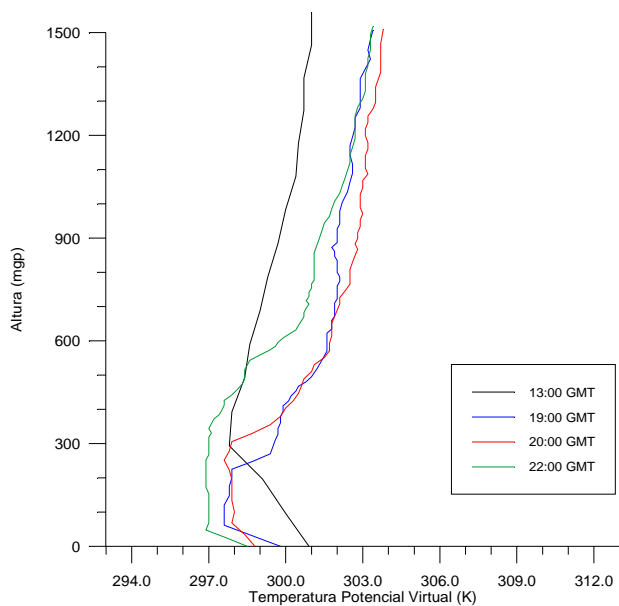


Figura 5.1.15 - Sondagens do dia 01-08-95. (a) Temperatura Potencial; (b) Razão de Mistura; (c) componente zonal  $u$  ; (d) componente meridional  $v$ .

Este experimento mostra, em comparação com aquele de janeiro/95, algumas diferenças na estrutura da camada limite, principalmente na distribuição vertical da temperatura potencial, que mostra maior instabilidade durante o inverno, em função da não ocorrência da ressurgência costeira, ou da maior temperatura da superfície do mar. A instabilidade atmosférica favorece o desenvolvimento vertical da brisa marítima, que neste experimento atingiu mais de 1000 metros, de um modo geral.

A análise mostra que as principais diferenças encontradas na camada limite entre períodos de ressurgência e não ressurgência está relacionada à estabilidade atmosférica.

Durante o verão, a presença de águas frias junto à costa de Cabo Frio contribui para a formação de uma camada limite estável, que persiste durante todo o episódio de ressurgência. Além disso, a baixa temperatura do oceano faz com que o ramo subsidente da brisa fique muito perto da costa, principalmente durante o dia, inibindo o desenvolvimento da camada de mistura. Durante a noite, o contraste térmico entre o oceano e o continente diminui, e conseqüentemente enfraquece toda a circulação de brisa, inclusive seu ramo subsidente. Assim, é possível notar que a formação da camada de mistura atmosférica ocorre preferencialmente à noite. Entretanto, a camada limite estável favorece a formação de jatos de baixos níveis, que por sua vez contribuem para a mistura por turbulência mecânica, o que também colabora para o desenvolvimento da camada de mistura atmosférica noturna durante o verão. Os experimentos de inverno, por sua vez, mostram uma camada bem mais instável, devido às TSM mais altas encontradas nesses períodos.

### 5.1.3 – Geologia e Geomorfologia

Diversos trabalhos foram realizados na área de estudo, com ênfase na geologia (MARTIN & SUGUIO (1989), MUEHE & CORREA (1989) e TURQ et al. (1999)) e na margem continental (ROCHA et al. (1975), ZEMBRUSCKI et al. (1972), ZEMBRUSCKI (1979)).

O estudo apresenta os resultados do mapeamento geológico da região de Arraial do Cabo com ênfase na petrologia do embasamento do Domínio Tectônico de Cabo Frio (DTCF). A identificação dos diferentes litotipos do embasamento, que compreendem as principais unidades do Município, na área do Porto do Forno e adjacências, determina uma cronologia relativa e caracteriza as principais estruturas deformacionais. O embasamento apresenta idades de cristalização no intervalo de 2,0 a 1,95 Ga (U-Pb em zircões), e foi metamorfoisado em fácies anfíbolito-granulito, sendo parcialmente fundido durante o Cambriano (525 Ma - Orogenia Búzios). Em Arraial do Cabo, os litotipos afloram pouco alterados sob a forma de lajeado, em meia encosta e nos costões cortados freqüentemente pelos diques máfico-ultramáficos e alcalinos meso-cenozóicos (Figuras 5.1.16 e 5.1.17).

TURCQ et al (1999) ao estudar a evolução das lagoas costeiras identificou dois cordões litorâneos de idades distintas: um mais interno, pleistocênico, datado em 123.000 anos antes do presente (AP), e outro mais externo, holocênico, de aproximadamente 6.500 anos AP. Na Praia dos Anjos a planície sedimentar entre os morros da Cabocla e do Pontal do Atalaia é recoberta por sedimentos holocênicos e atinge espessuras variáveis.





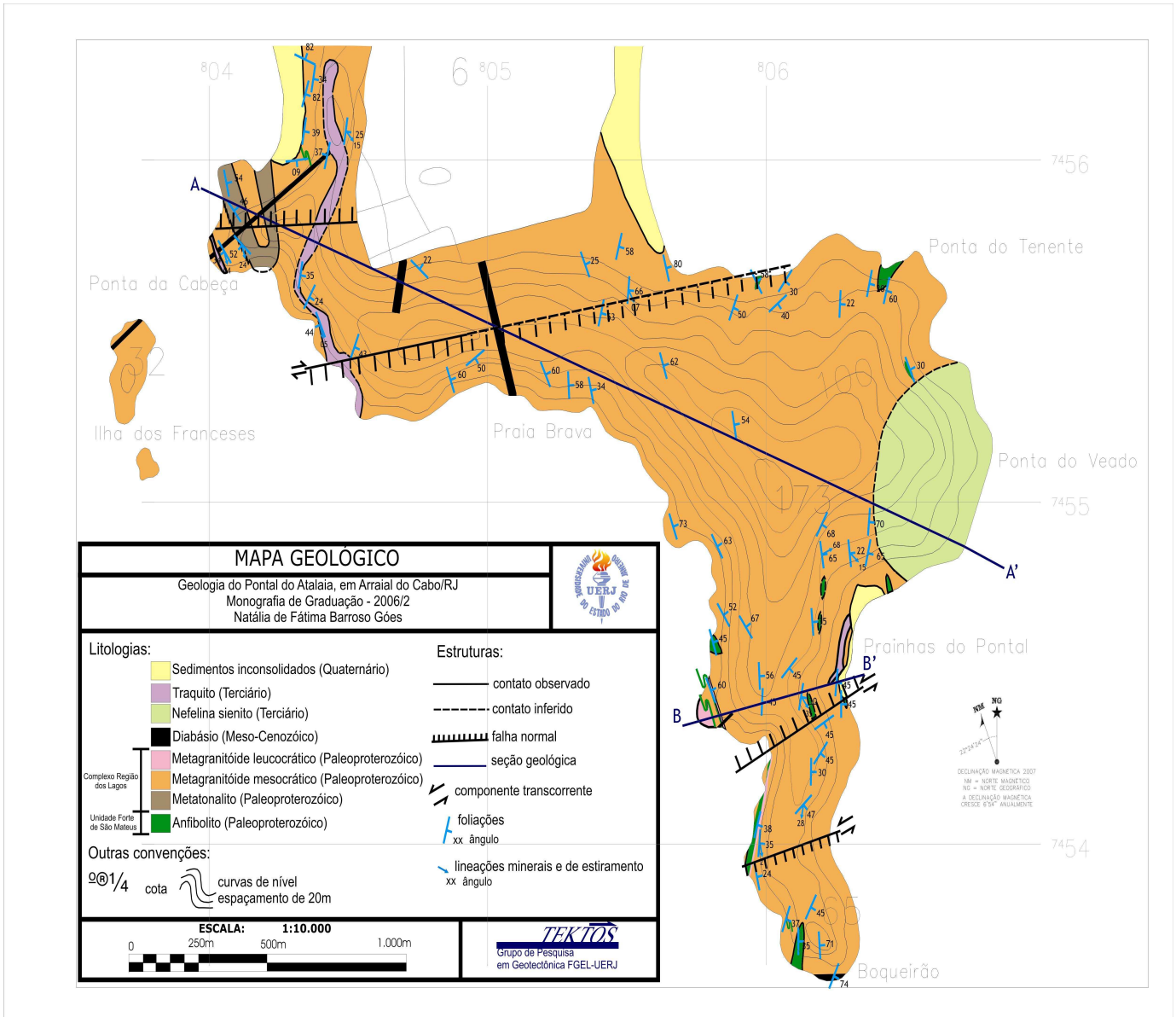


Figura 5.1.17. Mapa estrutural da região do Arraial do Cabo.

O levantamento pedológico coletou 18 amostras analisadas no laboratório de solos da Universidade Federal de Viçosa (Tabela 5.1.3). Os solos da região apresentam forte tendência a salinização e ao xerofitismo e são classificados em Cambissolo e Luvisolo. No Morro da Cabocla foram identificados

regolitos pouco espessos (40cm), figura 5.1.18(a) que comprovam o clima semi-árido da região. Em cortes de drenagens intermitentes a acumulação de sedimento (luvissole) é maior que um metro, figura 5.1.18(b).



(a)

(b)

Figura 5.1.18. Coleta de campo mostrando solo do tipo regolito (a) e solo luvissole (b).

Como a área de entorno do Porto do Forno é constituída de rochas do embasamento cristalino, isto é, gnaisses cortados por diques de diabásio e com algumas lentes de anfibolito, e estas são rochas muito resistentes só há algum risco de desmoronamento na antiga pedreira, onde hoje estão os silos. Os Cambissolos e Luvissoles, formados pela desagregação da rocha e transporte pela água da chuva acumulam-se nas linhas de drenagem e são, eventualmente represados pelos muros e paredes de casas construídas nas encostas, causando um problema de fluxo de massa em potencia. A ação antrópica sobre esta paisagem é caracterizada pelas obras portuárias e pela expansão urbana.

**Tabela 5.1.3. Resultados da análise de solo**

Ref. Lab.	Ref. do Cliente	pH		P	K	Na	Ca 2 <sup>+</sup>	Mg 2 <sup>+</sup>	Al 3 <sup>+</sup>	H <sup>+</sup>
		H <sub>2</sub> O	LCI							
7000	1A	5,86	4,03	40,1	108	147,1	2,23	3,59	0,10	2
7001	2A	5,82	3,96	296	86	456,9	1,84	3,26	0,2	2
7002	3A	5,73	4,35	5,7	122	143,1	4,13	2,13	0,10	4
7003	4A	8,13	7,01	74,2	687	342,1	7,89	4,65	0,00	0
7004	5A	7,17	5,86	25,1	63	51,5	2,2	1,29	0,00	1
7005	6A	5,27	4,18	9,7	56	57,5	4,86	1,46	0,10	8

Ref. Lab.	SB	(t)	(T)	V	m	ISNa	MO	P-rem	Zn	Fe	Mn	Cu	B	S
	cmolc/dm <sup>3</sup>			%			dag/kg	mg/L	mg/dm <sup>3</sup>					
7000	6,74	6,84	9,64	69,9	1,5	9,35	1,60	42,6	-	-	-	-	-	-
7001	7,31	7,5	9,71	75,3	2,5	26,49	1,20	50,8	-	-	-	-	-	-
7002	7,19	7,29	11,29	63,7	1,4	8,53	2,79	33,8	-	-	-	-	-	-
7003	15,79	15,79	15,99	98,7	0	9,42	3,19	37,3	-	-	-	-	-	-
7004	3,87	3,87	5,17	74,9	0	5,79	0,53	50,6	-	-	-	-	-	-
7005	6,71	6,81	14,81	45,3	1,5	3,67	4,79	38,7	-	-	-	-	-	-

**Legenda**

pH em água, KCl e CaCl<sub>2</sub> - Relação 1:2,5

P - Na - K - Fe - Zn - Mn - Cu - Extrator Mehlich 1

Ca - Mg - Al - extrator: KCl - 1mol/L

H+Al - Extrator Acetato de Cálcio 0,5 mol/L - pH 7,0

B - Extrator água quente

S - Extrator - Fosfato monocálcico em ácido acético

SB = Soma de Bases Trocáveis

CTC (t) - Capacidade de Troca Catiônica Efetiva

CTC (T) - Capacidade de Troca Catiônica a pH 7,0

V = Índice de Saturação de Bases

m = Índice de Saturação de Alumínio

ISNa - Índice de Saturação de Sódio

Mat. Org. (MO) = C.Orgx 1,724 - Walkley-Black

P-rem = Fósforo Remanescente

**5.1.3.1. Descrição Petrográfica**

Os ortognaisses foram agrupados em três fácies distintas – biotita gnaisse porfirítico, biotita gnaisse bandado e hornblenda gnaisse. A fácies biotita gnaisse porfirítico apresenta coloração cinza claro rosada, sendo composta

por porfiroblastos de até 3 cm de K-feldspato (microclina) em matriz de granulação média a grossa constituída por quartzo, plagioclásio, K-feldspato e biotita. Estruturalmente, apresenta lineação expressiva dada pela orientação da biotita e dos porfiroblastos de k-feldspato, porém foliação não é observada, tratando-se de um L-tectonito. A fácies biotita gnaissé bandado apresenta coloração variando de cinza clara à escura, de acordo com a quantidade dos minerais ferro-magnesianos (biotita e hornblenda). A granulação varia de média a grossa e o bandamento é composicional, centimétrico a métrico, resultante da intercalação de bandas leucocráticas de composição quartzo feldspática, com bandas mesocráticas compostas por quartzo, k-feldspato, plagioclásio, biotita e hornblenda. Apresenta contato brusco com o biotita gnaissé porfirítico na base. A fácies hornblenda gnaissé apresenta coloração cinza escura e granulação média a grossa. É composta por hornblenda, quartzo, K-feldspato, plagioclásio e biotita.

#### 5.1.4 – Caracterização da Qualidade da Água

##### 5.1.4 1- Hidroquímica

##### Nutrientes Inorgânicos

O fosfato e o nitrato são um dos principais nutrientes na água do mar, favorecendo a produção primária nos oceanos. A concentração de ambos tende aumentar com a profundidade e apresentar na camada fótica valores muito baixos em função do consumo pelos organismos fotossintéticos que, na presença de luz, utilizam os nutrientes, água e CO<sub>2</sub> para a produção de matéria orgânica.

A concentração de nutrientes na ressurgência de Cabo Frio é menor do que, por exemplo, na costa da África, onde normalmente observa-se  $1,5 \mu\text{M}$  de fosfato nas camadas superficiais. Em Cabo Frio, este teor só é encontrado em profundidades de 500 m. Essa particularidade seria devida ao sistema de circulação geral do Atlântico Sul (VALENTIN, 1988).

### Fosfato

Em janeiro de 1975, o IEAPM realizou um estudo na Enseada dos Anjos (dados não publicados), determinando as concentrações de nutrientes, somente com amostras coletadas na superfície. Neste estudo, foi registrada uma concentração média de fosfato ( $\text{PO}_4^-$ )  $0,22 \mu\text{M} \pm 0,07$ . Segundo ANDRÉ (1990), em trabalho realizado em junho de 1972 e dezembro de 1973, registrou o dobro destes valores, apresentando concentrações de fosfato entre 0,01 a  $1,61 \mu\text{M}$  e média de  $0,48 \mu\text{M} \pm 0,25$ . No entanto, os valores médios encontrados por ANDRÉ (1990) são relativos à coluna d'água e não somente à superfície como o primeiro trabalho. Além disso, ele estudou mais 2 pontos externos à Ilha de Cabo Frio, mais influenciados pela ressurgência, podendo elevar o valor do fosfato. Sabe-se que as maiores concentrações de nutrientes inorgânicos são encontradas nas camadas mais profundas. CARVALHO (2000), em seus estudos na região de Arraial do Cabo (sua área de estudo foi a estação 1 deste estudo), registrou concentrações semelhantes a anterior, apresentando um valor médio de fosfato de  $0,42 \mu\text{M} \pm 0,27$  em seu experimento de verão. Este autor, também realizou seu estudo em várias profundidades, da superfície ao fundo.

Segundo ANDRÉ (1990), em águas tropicais superficiais a concentração de fosfato é cerca de  $0,2 \mu\text{M}$  e em grandes profundidades, chega a ser maior que  $2,2 \mu\text{M}$ . Valores entre 0,6 e  $1,0 \mu\text{M}$  são típicos da Água Central do Atlântico SUL (ACAS) (VALENTIN, 1987 a e b *apud* BASSANI, 1999).

## Nitrato

O nitrato ( $\text{NO}_3^-$ ) é um dos principais nutrientes das águas marinhas, que juntamente com o fosfato são fatores limitantes da produção primária. O nitrato é a forma oxidada do nitrogênio, sendo o último produto do processo de nitrificação, isto é, quando o nitrogênio, em forma de amônia se transforma em nitrito e este em nitrato. Em função deste processo, altas concentrações podem indicar um aporte antigo de nitrato.

Em 1975, a concentração de nitrato variou entre 0,01 e 1,26  $\mu\text{M}$  e apresentou uma média de  $0,37 \mu\text{M} \pm 0,24$ .

ANDRÉ (1990) encontrou valores entre 0,03 a 18,99  $\mu\text{M}$  e média de  $3,14 \mu\text{M} \pm 3,72$ . As maiores concentrações foram registradas nas estações oceânicas e nas estações interiores, foi quase exaurida. As maiores concentrações foram registradas de julho a fevereiro, sendo que em janeiro, foi registrada uma média de 2,89  $\mu\text{M}$ .

Segundo VALENTIN (1987 a e b *apud* BASSANI, 1999), na ACAS são observadas concentrações entre 5 a 15  $\mu\text{M}$ .

## Amônia

A amônia ( $\text{NH}_4^-$ ) é a forma reduzida do nitrogênio em águas naturais, sendo um indicador de aporte recente de poluição ou de degradação da matéria orgânica. Muitos organismos preferem assimilar esta forma de nitrogênio, pois o gasto energético é muito menor.

Em 1975, foi registrado valor médio de  $\text{NH}_4^-$  igual a  $0,94 \mu\text{M} \pm 0,40$ . CARVALHO (2000) encontrou valores médios semelhantes ( $1,19 \mu\text{M} \pm 0,85$ ).

## Nitrato

O nitrato ( $\text{NO}_2^-$ ) é o produto intermediário no processo de oxidação da amônia a nitrato (processo de nitrificação) sendo a forma de nitrogênio mais instável, encontrada, portanto, em baixas concentrações.

CARVALHO (2000) registrou valores médios de  $\text{NO}_2^-$  de  $0,19 \mu\text{M} \pm 0,18$ . ANDRÉ (1999) encontrou valores semelhantes, oscilando entre 0,01 a 2,03  $\mu\text{M}$  e média de  $0,23 \mu\text{M} \pm 0,24$ . Novamente, as maiores concentrações foram encontradas em mar aberto, com média de 0,24  $\mu\text{M}$  e menores valores em estações protegidas ( $\bar{x} = 0,11 \mu\text{M}$ ). As maiores concentrações foram registradas nos meses mais propícios à ressurgência, ou seja, entre a primavera e o verão, com média de 0,30  $\mu\text{M}$  em mar aberto e 0,18  $\mu\text{M}$  em áreas internas. A metade deste valor foi registrada em épocas de subsidência.

## Clorofila-a

Os organismos fotossintetizantes possuem uma composição diversa, apresentando vários tipos de pigmentos, no entanto, com um pigmento em comum, a clorofila-a. A Cl-a é um composto-chave na captura de energia luminosa para a fotossíntese, sendo sua determinação de grande importância em estudos ambientais.

O conhecimento quantitativo da clorofila é importante, pois permite estimar a biomassa da população fitoplanctônica, além de ser um dos índices utilizados como indicador do estado trófico dos ambientes aquáticos.

CARVALHO (2000) registrou valores médio de Cl-a de  $1,03 \pm 1,41 \text{ mg.m}^3$ . Em 1975 este valor foi bem inferior, apresentando uma média de  $0,45 \text{ mg.m}^3 \pm 0,28$  e variação de 0,04 e 1,60  $\text{mg.m}^3$ .

Segundo GONZALEZ RODRIGUEZ (1991), nas águas de inverno, a biomassa algal produzida varia de 3,5 a 5 mg.m<sup>3</sup> de Cl-a, enquanto nas águas de verão, período favorável à ressurgência, esta biomassa representa de 5 a 12 mg.m<sup>3</sup> de Cl-a.

### **Razão N/P**

A relação N/P na região de Arraial do Cabo é baixa, apresentando mínimo de 0,09 e máximo de 28,54, mas com média de  $5,11 \pm 4,52$  (ANDRÉ, 1990), sendo que nos meses de ressurgência foram observados valores maiores que no de subsidência. Segundo VALENTIN (1989), durante o aquecimento das águas de ressurgência na camada eufótica, o nitrato diminui mais rapidamente que o fosfato, o que provoca uma diminuição da razão N/P, parâmetro importante para o equilíbrio trófico do meio.

### **Condições meteorológicas**

Pela evolução da direção e da intensidade do vento (Figura 5.1.19), verifica-se que até o dia 7 de janeiro, as condições estavam propícias para a ocorrência de ressurgência na região externa à Enseada dos Anjos, com ventos fortes de NE, considerando-se a época do ano.

Nos dias imediatamente anteriores às coletas, a intensidade do vento diminuiu, mantendo-se baixa por vários dias, e sua direção passou a oscilar, tendo, porém, direção mais constante de SW. Nessas condições, a ressurgência cessa e a água fria tende a ser advectada para dentro da enseada, seja pelo vento ou maré.



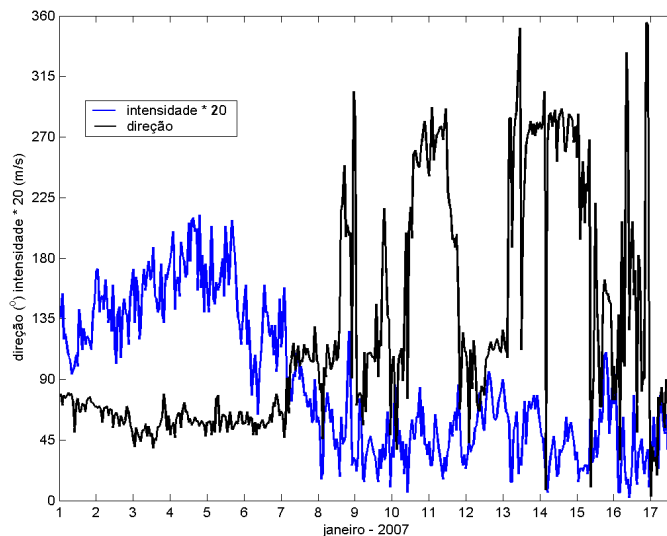


Figura 5.1.19 – Direção e intensidade do vento

### Temperatura da água do mar

Foi observada uma estratificação térmica na coluna d'água no período de estudo, apresentando valores médios de  $20,1^{\circ}\text{C} \pm 0,5$  na superfície,  $17,1^{\circ}\text{C} \pm 1,4$  na camada intermediária e  $16,4^{\circ}\text{C} \pm 0,8$  no fundo.

As menores temperaturas, registradas na camada de fundo, variaram entre  $15,0$  e  $17,4^{\circ}\text{C}$ . Temperatura inferior a  $18^{\circ}\text{C}$  e salinidade entre 34,6 e 36 são características da Água Central do Atlântico Sul - ACAS, que afloram devido às condições meteorológicas, topográficas e oceanográficas da região. As estações 1, 2 e 8, localizadas nas partes mais externas e mais expostas à ressurgência, apresentaram as menores temperaturas.

A temperatura foi se elevando em direção à superfície, apresentando valores entre  $15,3$  e  $18,9^{\circ}\text{C}$  na camada intermediária, e entre  $19,1$  e  $21,3^{\circ}\text{C}$  na superfície (Figura 5.1.20 e 5.1.21).