UNIVERSIDADE FEDERAL DA BAHIA

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

CURSO DE OCEANOGRAFIA

RAFAEL COSTA SANTANA

FORÇANTES FÍSICAS DO OXIGÊNIO DISSOLVIDO EM UM ESTUÁRIO EUTRÓFICO: ELKHORN SLOUGH (EUA)

Salvador

2013

FORÇANTES FÍSICAS DO OXIGÊNIO DISSOLVIDO EM UM ESTUÁRIO EUTRÓFICO: ELKHORN SLOUGH (EUA)

Monografia apresentada no Curso de Oceanografia, Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, como requisito parcial para obtenção do grau de Bacharel em Oceanografia.

Orientador: Prof. Dr. Guilherme Camargo Lessa

Salvador

2013

RAFAEL COSTA SANTANA

FORÇANTES FÍSICAS DO OXIGÊNIO DISSOLVIDO EM UM ESTUÁRIO EUTRÓFICO: ELKHORN SLOUGH (EUA)

Monografia apresentada como requisito parcial para obtenção do grau de Bacharel em Oceanografia, Universidade Federal da Bahia, pela seguinte banca examinadora:

Guilherme Camargo Lessa – Orientador
Doutor em Ciências Marinhas pela University of Sydney, AUS
Universidade Federal da Bahia

Mauro Cirano
Doutor em Oceanografia Física pela University of New South Wales, AUS
Universidade Federal da Bahia

Ruy Kenji Papa de Kikuchi
Doutor em Geologia pela Universidade Federal da Bahia, BRA
Universidade Federal da Bahia

Salvador, 2 de abril de 2013

AGRADECIMENTOS

Gostaria de agradecer, primeiramente, a Deus pela vida, a minha vó, ao meu pai e a minha mãe pelo suporte necessário ao longo da minha jornada na faculdade e durante a elaboração deste trabalho.

A toda minha família pelo apoio e pelos conselhos cruciais ao longo do meu amadurecimento como profissional, em especial ao meu primo Bira que sempre discutiu comigo teorias da vida.

Ao meu orientador, Prof. Dr. Guilherme Camargo Lessa, por ter acreditado no meu potencial e pelo grande aprendizado que obtive durante a elaboração desse trabalho. A FAPESB pelo financiamento da pesquisa.

A equipe da BMA pela oportunidade de trabalho no início do curso, que foi responsável pelo prévio amadurecimento profissional. Lembrarei sempre com carinho de Ary, Marcela, André, Dona Elí, Jaci, Aline, Pablo e Fátima.

A equipe da *Elkhorn Slough Research Reserve* pelo acolhimento e carinho durante a minha estadia na Califórnia, em especial ao John Haskins, Kerstin Wasson, Rikkie Preisler, Andrea Woolfolk e Carla Fresquez.

Aos amigos de Oceanografia, com quem dividi muitas risadas, conhecimento e manhãs de surf, entre eles estão Davi Mignac, Mateus, Lucas, Moca, Geoff, Paide, Jadson, David, Bel, Nara, Carine, Hort, Liza, Quinze, Pumbera, Gabriel e Aloísio.

Aos meus amigos de infância Amorim, Anderson, Tiago, Otávio, Éric, Daniel e muitos outros por terem participado desta importante fase da minha vida.

A todos os professores do curso de Oceanografia da UFBA que me transmitiram seus conhecimentos, em especial os professores Pedro Rocha, Clemente Tanajura, Mauro Cirano, José Maria Landim, Sílvia Veloso, Miguel Accioly, Michel Holz e Ronan Rebouças, os quais foram fundamentais para o meu crescimento como profissional.

Em especial, gostaria de dedicar este trabalho a minha companheira, Elissama Menezes, pelo amor, carinho, atenção, conversas, risos, gargalhadas, compreensão e por acreditar em mim. Com ela, aprendi que a mudança para o bem vem de dentro da gente.

RESUMO

Neste estudo foram investigadas as forçantes físicas do oxigênio dissolvido (OD) em Elkhorn Slough, um pequeno estuário dominado por maré, localizado na Califórnia Central, considerado com um dos mais fortes exemplos de eutroficação estuarina nos EUA. Séries temporais de OD, temperatura da água, salinidade e nível d'água de duas estações (South Marsh - SM e Vierra Mouth - VM), bem como radiação solar, temperatura do ar, precipitação e velocidade e direção do vento foram analisadas. As análises espectral, harmônica e espectral cruzada foram utilizadas no auxílio da identificação das principais forçantes para cada período de atuação. Foram encontradas quatro principais forçantes das concentrações do OD, a saber: maré, radiação, vento e nível médio d'água. A maré, em intervalos de tempo de 6,2h, provoca a mistura turbulenta que tende a levar águas mais oxigenadas da superfície para a profundidade do sensor (média de 2,66 m). Quando a mistura turbulenta cessa, observa-se um consumo de OD, sem reabastecimento. Este fenômeno ocorre, pois a sonda encontrava-se a maior parte do tempo na zona afótica, onde apenas existe respiração. Nos períodos de 12,4h e 24,8h o transporte advectivo, proporcionado pela maré, teve grande importância nas variações das concentrações do gás. Este transporte promove a entrada de águas oceânicas mais oxigenadas com a subida da maré e o abaixamento das concentrações de O_2 durante a vazante. A radiação, no período de 1 dia, força o aumento das concentrações do OD após às 8h, estas atingem máximos após o meio dia e tendem a decrescer depois das 18h. Anualmente, a radiação promoveu distintas tendências nas concentrações de OD nas duas estações. Em South Marsh, estação mais interna, ocorre uma tendência inversa do esperado, as menores concentrações do gás ocorrem no verão. Em Vierra Mouth, localizada próximo à embocadura, ocorre o oposto. As máximas concentrações de OD ocorrem no verão. Contudo, a média no verão não é superior à observada no inverno. O vento longitudinal à costa causa ressurgência que força o bombeamento de águas com baixos teores de oxigênio dissolvido para superfície. Na primavera, o vento apresenta um pico de velocidade que causa a queda das concentrações de O_2 em VM, principalmente. Interanualmente, o nível d'água médio mostrou uma relação inversa no controle das concentrações do gás em SM. Acredita-se que quanto maior o nível médio d'água mais difícil é o transporte de águas oxigenadas da superfície para a profundidade do sensor através da mistura turbulenta e assim as médias das concentrações do gás tendem a ser reduzidas.

Palavras-chave: Oxigênio dissolvido, forçantes físicas e estuário eutrófico.

ABSTRACT

This study investigates the drivers for dissolved oxygen (DO) in Elkhorn Slough, a tidally dominated estuary, located in Central California regarded as one of the most striking examples of estuarine eutrophication in the U.S. Time series of DO, water temperature, salinity and water level from 2 stations (South Marsh - SM and Vierra Mouth - VM), as well solar radiation, air temperature, precipitation and wind were analyzed. Spectral, harmonic and Cross spectral analysis were utilized to identify each physical driver for DO oscillations. 4 main drivers were found, namely: tides, solar radiation, wind and mean water level. The tide, in periods of 6.2h, causes the turbulent mixing that takes oxygen rich waters from the surface to the sensor's depth (average 2.66 m). When the turbulent mixing ends, DO consumption is observed, without replenishment. That phenomenon occurs, because the sonde were, most of the time, in the aphotic zone, where respiration does not exist. In periods of 12.4h and 24.8h the advective transport, promoted by the tides, had considerable importance in the gas oscillations. That transport promotes the arrival of oceanics water with high DO concentrations during the flood and the arrival of water with low concentrations of O_2 during the ebb. The radiation, in 1 day, forces the increase of gas concentrations after 8am, those reach maximums after midday and tend to decrease succeeding 6pm. Annually, the radiation promotes distinct trends in O_2 concentrations between the two stations. In South Marsh, the most landward station, an inverse tendency from what is expected occurs with the lower gas concentrations being observed in Summer. In Vierra Mouth, located close to the mouth, the opposite occurs. The maximums DO concentrations are observed in Summer. However, the average in Summer is not higher than the Winter. The longitudinal wind to the coast causes upwelling that revs up waters with low DO content's to the surface. In Spring, the wind presents a peak that causes a fall in O_2 concentrations at VM, primarily. Interannually, the mean water level had an inverse relation with the gas concentrations at SM. It is believed that while a higher mean water level is more difficult to carry water from the surface to the sensor's depth through the turbulent mixing.

Keywords: Dissolved oxygen, physical drivers and eutrophic estuary

SUMÁRIO

1. Introdução 12
2. Área de Estudo 15
2.1. Geologia e Geomorfologia 15
2.2. Clima 17
2.3. Marés 18
3. Metodologia 19
3.1. Coleta de dados 19
3.2. Processamento dos dados 20
4. Resultados e Discussão 21
4.1. Caracterização meteorológica 21
4.1.1. Radiação Solar 21
4.1.2. Temperatura do ar 23
4.1.3. Ventos 24
4.1.4. Precipitação 25
4.2. Caracterização hidrológica 27
4.2.1. Temperatura da água 27
4.2.2. Salinidade 28
4.2.3. Nível d'água 30
4.2.4. Velocidade das correntes 31
4.2.5. Oxigênio Dissolvido 33
4.3. Identificação das forçantes 37
4.3.1. Análise Espectral 37
4.3.2. Análise Harmônica 39
4.3.3. Análise Espectral Cruzada 41
4.4. Interpretação das forçantes 42
4.4.1. Maré 43
4.4.1.1. Mistura Turbulenta 43
4.4.1.2. Transporte advectivo 51
4.4.2. Radiação 55
4.4.3. Vento longitudinal à costa 60
4.4.4. Nível médio d'água 60
5. Conclusões 63
6. Referências 64

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 – Mapa de localização da área. No mapa dos Estados Unidos estão localizados Elkhorn Slough (seta preta) e as reservas estuarinas do país (circulos brancos). No detalhe observa-se o estuário de Elkhorn Slough e seu segmento Parsons Slough, com a ponte da linha férrea (asterisco branco). São ainda apresentados os locais de monitoramento da qualidade de água da ESNERR (Vierra Mouth-VM e South Marsh-SM), estação meteorológica Caspian e os locais de fundeio das bóias MBARI (triângulos laranjas). Modificado de ESTWSP (2007). 14
Figura 2 – Mapa do sistema estuarino. Extraído de Schwartz, 2002. 16
Figura 3 – (a) Reconstrução generalizada da paleogeografia da drenagem no centro da baía de Monterey no Pleistoceno superior. (b) Possíveis efeitos do deslocamento lateral e trucamento tectônico do vale de Elkhorn em relação ao rio San Benito e presente desenvolvimento do sistema do rio Pajaro. Extraído de Schwartz, 2002. 17
Figura 4 – A: Estação Vierra Mouth no dia 28 de junho de 2012 às 13h e 36 min. B: Estação South Marsh no dia 26 de janeiro de 2011 à meia maré. Créditos: John Haskins. 19
Figura 5 – Intensidades de radiação nas estações Castroville e Caspian. 22
Figura 6 – Climatologia da radiação na estação Castroville para o período de 1995-2010. Legenda: Linha e barras são iguais à média e desvio padrão. 22
Figura 7 – Temperatura do ar na estação Caspian de 1998 a 2010. 23
Figura 8 – Climatologia da temperatura do ar na estação Caspian para o período de 1998-2010 Legenda: Linha e barras são iguais à média e desvio padrão. 23
Figura 9 – Velocidade do vento longitudinal à costa para estação Caspian para o período de 1998 a 2010. Valores positivos são iguais a ventos de NW e valores negativos representam ventos de SE. 24
Figura 10 – Climatologias do vento longitudinal à costa. Ventos (-) ou de sudeste (SE) e ventos (+) ou de noroeste (NW). Legenda: Linha contínua e barras são iguais à média e desvio padrão. 25
Figura 11 – Precipitação acumulada diariamente e durante 15 min. para as estações Castroville e Caspian, respectivamente. 26
Figura 12 – Climatologia da precipitação acumulada mensalmente na estação Castroville. Legenda: Linha e barras são iguais à média e desvio padrão. 26
Figura 13 – Temperatura da água nas estações VM, de 2001 a 2010, e SM, de 1995 a 2010. 27
Figura 14 – Climatologia da temperatura em VM e SM. Legenda: Linhas e barras são iguais à média e desvio padrão. 28
Figura 15 – Salinidade nas estações VM, de 2001 a 2010, e SM, de 1995 a 2010. 29

Figura 16 – Climatologia da salinidade em VM e SM Legenda: Linhas e barras são iguais à média e desvio padrão..... 29
Figura 17 – Nível d'água nas estações VM, de 2001 a 2010, e SM, de 1995 a 2010..... 30
Figura 18 – Nível d'água em momento de sizígia (A) e quadratura (B) para VM e SM em junho de 2010. 31
Figura 19 – Velocidades das correntes na estação SM. Valores positivos e negativos de correntes significam velocidades de vazante e enchente, respectivamente..... 32
Figura 20 – Velocidades das correntes e nível d'água em momento de sizígia (A) e quadratura (B) em de junho de 2010 para estação SM. Obs: Valores de velocidades foram transformados em magnitudes para uma melhor visualização..... 33
Figura 21 – Concentrações de oxigênio dissolvido nas estações VM, de 2001 a 2010, e SM, de 1995 a 2010..... 34
Figura 22 – Médias mensais da concentração de oxigênio dissolvido para as estações VM e SM. Meses com menos de 50% de dados foram excluídos. 35
Figura 23 – Médias anuais e desvios padrão da concentração de oxigênio dissolvido para a estação VM. Anos com menos de 70% de dados foram excluídos. 35
Figura 24 – Médias anuais e desvio padrão do oxigênio dissolvido para a estação SM. Anos com menos de 70% de dados foram excluídos..... 36
Figura 25 – Climatologia do oxigênio dissolvido para as estações VM e SM. Legenda: Linhas e barras são iguais à média e desvio padrão..... 37
Figura 26 – Análise espectral das concentrações de OD em SM para o período de 1995 a 2010. (A) Energia e (B) densidade de energia espectral por frequência de oscilação..... 38
Figura 27 – Análise espectral das concentrações de OD em VM para o período de 2001 a 2010. (A) Energia e (B) densidade de energia espectral por frequência de oscilação..... 39
Figura 28 – Períodos e amplitudes de oscilação do OD previsto harmonicamente para as estações VM e SM..... 40
Figura 29 – Concentrações de OD observado e previsto para: (A) – VM dos dias 28 de junho a 5 de julho e (B) – SM dos dias 7 a 14 de outubro. 40
Figura 30 – Concentrações de OD observado e previsto para: (A) – VM e (B) – SM no ano de 2009. 41
Figura 31 - Nível d'água, magnitudes das correntes e concentrações de OD em 14 e 15 de setembro de 2010 em SM..... 44
Figura 32 – Distribuição dos valores de magnitude das correntes de maré em sizígia e quadratura contra o percentual da altura para cada ciclo (6,2h) de maré no verão de 2010 em SM. Dados coletados em intervalos de 15 minutos. A altura de maré media em SM foi de 1,64 m. Acima disso considerou-se sizígia e abaixo quadratura. 45
Figura 33 - Nível d'água, OD filtrado (12h passa-baixa) e OD em 14 e 15 de setembro de 2010 em SM. 46

Figura 34 - Valores residuais de OD para um filtro de 12h x percentual da altura de maré no verão de 2010 em SM (A) e VM (B) e no inverno de 2009 em SM (C) e VM (D). 47
Figura 35 – Distribuição dos valores residuais de OD para um filtro de 12h contra a magnitude das correntes no verão de 2010 em SM. Dados coletados a cada 15 min. Legenda: Quantidade de pontos correspondente a cada setor do gráfico. 48
Figura 36 – Sonda presa a uma boia na estação SM em momento de maré alta no dia 23 de agosto de 2012 às 9:02 da manhã. 49
Figura 37 - Nível d'água, concentrações de OD próximo à superfície (azul) e a 0,5 m do fundo (verde) em 23 e 24 de agosto de 2012 em SM. 49
Figura 38 – (A) Somatório e (B) média dos valores residuais negativos de OD para um filtro de 12h a cada intervalo de 0,1 do percentual da altura de maré para os verões de 1996 a 2010 na estação SM. 50
Figura 39 – Valores residuais de OD para um filtro de 12h contra o percentual da altura de maré e concentrações de OD no verão de 2009 em SM. 51
Figura 40 - Nível d'água, OD filtrado (12h passa-baixa) e OD em 17 e 18 de setembro de 2010 em VM. 52
Figura 41 – Médias de OD nos verões em (A) VM e (B) SM nas mais altas preamares (MHHW) e mais baixas baixamares (MLLW). 52
Figura 42 – Localização geográfica das estações de qualidade da água Rail Road Bridge (RB), South Marsh (SM) e Whistlestop (WS). Fonte: Google Earth. 53
Figura 43 – Nível d'água e OD em Rail Road Bridge (RB), SM e Whistlestop (WS) em 20 e 21 de agosto de 2010. 54
Figura 44 – Média do OD observado em cada 15 min. ao longo do dia entre as datas 19 de agosto e 21 de setembro de 2010 para as estações RB, SM e WS. 54
Figura 45 – Distribuição das concentrações de OD ao longo do dia observado em cada 15 min. no verão de 2009 em SM. 55
Figura 46 – Média do OD observado em cada momento do dia para os verões de 1995 a 2010 em SM. Legenda: Ano 56
Figura 47 – Concentrações de OD, radiação e nível d'água nos dias 6 e 7 de julho de 2009. 57
Figura 48 – Concentrações de OD, radiação e nível d'água nos dias 3 e 4 de janeiro de 2009. 57
Figura 49 – Média do OD observado em cada momento do dia para os invernos de 1995 a 2009 em SM. Legenda: Ano 58
Figura 50 – OD nas baixas e preamares em cada 15min do dia no verão de 2009 em SM. .. 59
Figura 51 – Médias de verão do nível d'água e OD para estação SM. 61
Figura 52 – Correlação linear entre as médias de verão do nível d'água e das concentrações do OD em SM de 2005 a 2010. Coeficiente de correlação igual a - 0,81 e p= 0,049. 61
Figura 53 - Médias de verão do nível d'água e OD para estação VM. 62

Figura 54 - Correlação linear entre as médias de verão do nível d'água e das concentrações do OD em VM de 2005 a 2009. Coeficiente de correlação igual a - 0,52 e p= 0,369. 62

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 – Resultados da análise espectral realizada entre a maré e OD para as estações de verão e inverno de 2009 em VM e SM. 41

Tabela 2 – Resultados da análise espectral realizada entre a radiação e OD para as os períodos de 2009, verão de 2009 e inverno de 2008 em VM e SM. 42

Tabela 3 – Resultados da análise espectral realizada entre o vento e OD para a série completa em VM e SM. 42

Tabela 4 – Principais forçantes controladoras das variações do OD e seus períodos de atuação. 43

1. Introdução

O oxigênio encontra-se dissolvido na água como consequência dos processos de fotossíntese das algas e do bombeamento do oxigênio atmosférico mediante uma diferença de pressão água-atmosfera. Concentrações insuficientes de oxigênio dissolvido (OD) para sustentação da vida, normalmente abaixo de 2 mg/L (CENR, 2000 e SHIELDS & WEIDMAN, 2008), são denominadas como hipóxicas. A hipoxia tem reflexo na depleção da vida marinha, formação de "zonas mortas" e redução de recursos pesqueiros (RENAUD, 1986; RABALAIS et al., 2002), bem como reduz a biodiversidade, causa estresses subletais (reduções nas taxas de crescimento e reprodução), a migração forçada e eleva a vulnerabilidade à predação (RABALAIS et al., 2002; HARRIS et al. 2006). Além da baixa concentração de OD, outro fator biologicamente importante na avaliação de efeitos deletérios é o tempo de exposição dos organismos às condições hipóxicas, especialmente aquele que leva à morte de 50% dos indivíduos de uma população de referência. De acordo com Vaquer-Sunyer & Duarte (2008), esse tempo pode variar de 23 minutos, para uma espécie de línguado (*Platichthys flesus*), a 8 meses, para o bivalve *Astarte borealis*.

A depleção do OD é um fenômeno que ocorre amplamente no globo e que tem sido relatado há décadas em vários ambientes marinhos e costeiros (MONTAGNA & FROESCHKE, 2009; RABALAIS & GILBERT, 2009). Em alguns estuários e lagoas costeiras, as baixas concentrações do gás são resultado da adição antrópica de nutrientes nestes ecossistemas (FONG, 1993; BERTNESS et al., 2002; NILSSON & ROSENBERG, 2000; SHEN et al., 2008). O acréscimo nas concentrações de nutrientes promove, frequentemente, o crescimento algáceo e a eutrofização, o que tem resultado no aumento do número de eventos de hipoxia e anoxia em diversos sistemas estuarinos e costeiros (SMITH et al. 1992, RABALAIS & TURNER 2001).

Elkhorn Slough ($5{,}8 \times 10^6$ m^2) é um estuário altamente antropizado na costa central do Estado da Califórnia (EUA) (VAN DYKE & WASSON, 2005) (Figura 1). O estuário era parte componente, até o início do Sec. XIX, de um sistema estuarino originalmente bem mais amplo, associado ao rio Salinas, que foi progressivamente aterrado com a expansão da agricultura e da atividade salineira. Em 1947 o Serviço de Engenharia Militar Americano (USACE) construiu um porto e um novo canal de acesso à frente de Elkhorn Slough com a finalidade de prestar suporte à industria pesqueira então prejudicada com as dificuldades de navegação no estuário. O novo canal de acesso, bem mais fundo do que o canal natural, facilitou a entrada da maré e provocou o aumento da energia das correntes, resultando em

acelerado processo de erosão com aumento da profundidade e perda de $10x10^6$ m^2 de pântanos (50% da área existente em 1945) (WONG, 1989).

Apesar de tamanha pressão antrópica, Elkhorn Slough é ainda considerado um estuário com relevante papel ambiental, especialmente devido à relativa raridade de áreas estuarinas e de pântanos salgados na costa oeste americana. Com mais de 400 espécies de invertebrados, 80 espécies de peixe, 200 espécies de pássaros e 6 espécies ameaçadas de extinção (ESNERR, 2011). Elkhorn Slough tem no momento a maior parte de sua área declarada como Reserva Natural para Pesquisa Científica (*Elkhorn Slough National Estuarine Research Reserve* - ESNERR) pela National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA) e pelo Departamento Estadual de Caça e Pesca (DFG).

Em décadas passadas ocorreu um crescimento considerável da área agricultável e da utilização de insumos nas imediações de Elkhorn Slough e, especialmente, no rio Salinas, com quem o estuário compartilha a foz. Como consequência, a concentração de nitrato no baixo curso do rio é superior a 1000 µmol e em algumas oportunidades atinge 3000 µmol (JOHNSON, 2008). Esses valores excedem bastante os 70 µmol recomendados por organizações governamentais como a Central Coast Regional Water Quality Control Board e United States National Estuarine Eutrophication Assessment (BRICKER et al., 2003). A eutrofização em Elkhorn Slough foi evidenciada por Los Huertos & Sanso (2008) e Hughes et al. (2010), estes últimos relatando concentrações de clorofila α iguais a 200 µg/L, as quais ultrapassam o limite de uma situação hiper-eutrófica que é de 60 µg/L (BRICKER et al., 1999). Estudos de Cloern & Jassby (2008) e Caffrey (2002 A), mostraram que o estuário tem algumas das mais altas concentrações de clorofila α e amônia do mundo.

A eutrofização do estuário tem refletido em inúmeros eventos de hipoxia relatados por Los Huertos & Sanso (2008). Estes eventos vêm sendo monitorados continuamente há mais de uma década através de programas patrocionados pela NOAA (http://nerrs.noaa.gov/Reserve.aspx?ResID=ELK) e pela Monterey Bay Aquarium Research Institute (MBARI) (http://www.mbari.org/lobo/). Os eventos de hipoxia ocorrem principalmente no verão, tanto em áreas de circulação restrita (bloqueadas por barragens de maré) como em áreas do canal principal com fluxo desimpedido (HUGHES, 2009). Os eventos têm sido relacionados a longos tempos de residência e aumento da temperatura da água, e nos casos de locais com circulação restrita, à estratificação da coluna d'água.

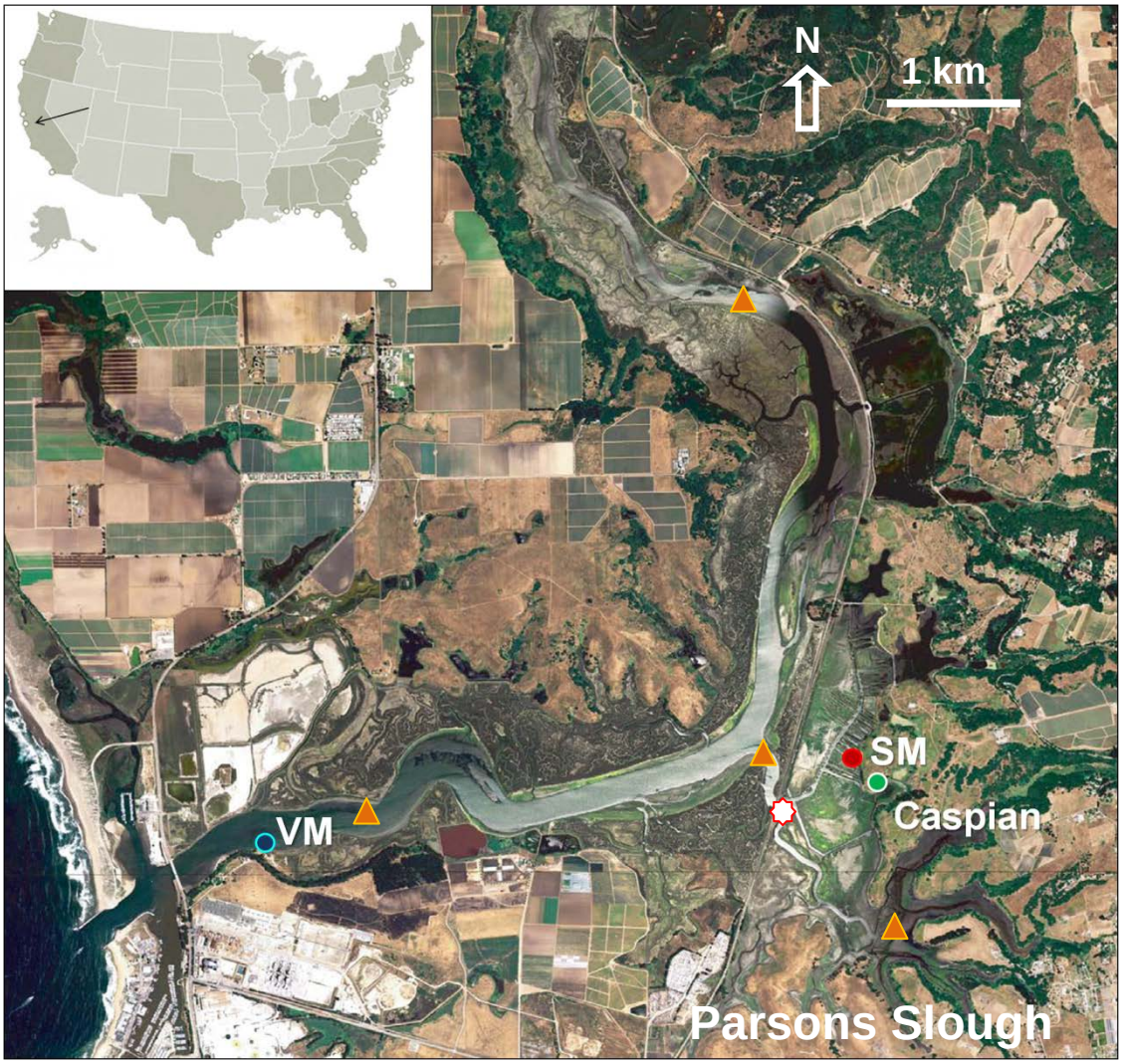

Figura 1 – Mapa de localização da área. No mapa dos Estados Unidos estão localizados Elkhorn Slough (seta preta) e as reservas estuarinas do país (circulos brancos). No detalhe observa-se o estuário de Elkhorn Slough e seu segmento Parsons Slough, com a ponte da linha férrea (asterisco branco). São ainda apresentados os locais de monitoramento da qualidade de água da ESNERR (Vierra Mouth-VM e South Marsh-SM), estação meteorológica Caspian e os locais de fundeio das bóias MBARI (triângulos laranjas). Modificado de ESTWSP (2007).

De acordo com Portnoy (1991), Hughes (2009) e Hughes et al. (2010), variáveis físicas como insolação, temperatura da água e volume de água armazenado, têm grande importância nas concentrações do oxigênio dissolvido. A radiação solar controla a fotossíntese em estuários, e é assim uma grande reguladora da produção primária, das florações algáceas e, consequentemente, das concentrações de OD. A temperatura da água influencia inversamente na solubilidade do OD – quanto mais quente a água menos oxigênio um corpo hídrico consegue conter e vice-versa (MACK, 2003). O mesmo ocorre com a salinidade – quanto mais salina a água menos oxigênio ela pode suportar e vice-versa (EATON & FRANSON, 2005). O aumento do nível d'água influencia inversamente as concentrações de

OD nos primeiros centímetros da camada de sedimento, devido à maior distância entre o fundo e a superfície, fonte de OD, (CAFFREY et al., 2002). Por fim, o volume de água no estuário representa um estoque de OD que tende a ser consumido durante a noite devido à interrupção da fotossíntese e à continua respiração da fauna e da flora. No entanto, essas variáveis não atuam sozinhas no ambiente. As mesmas interagem entre si, forçando umas às outras e as concentrações de OD nas diferentes escalas temporais – desde ciclos de maré a eventos decenais (CLOERN et al. 2007).

A ESNERR monitora a qualidade da água e a meteorologia em Elkhorn Slough desde 1995 em duas estações do estuário (Vierra Mouth e South Marsh – Figura 1) com fluxo de maré desimpedido. Apesar de extensas, as séries temporais nunca foram analisadas completamente, e permanecem como um inexplorado estoque de informações para o estudo das forçantes do OD. O objetivo deste estudo é i) proceder com a análise de consistência das séries temporais de hidrologia (temperatura, salinidade, nível d'água e OD) e meteorologia (ventos, radiação solar, precipitação e temperatura do ar) e ii) investigar como as forçantes físicas do OD regulam as concentrações do gás em Elkhorn Slough em diferentes escalas de tempo, desde ciclos de maré a interanual.

Conhecer o modo como as forçantes físicas controlam as concentrações do OD é de grande importância, pois essas variáveis podem ser moduladas por obras de engenharia, tais como barragens, transposições etc. Um bom exemplo é a barragem de maré construída em janeiro de 2011 na entrada de Parsons Slough pela administração da Reserva. A barragem de maré tem o objetivo de reduzir as velocidades das correntes e a erosão no estuário (ESTWP, 2007), mas paralelamente deverá acarretar (i) na elevação do nível média da água à montante e consequente incremento no estoque de OD; (ii) aumentar a espessura da coluna d'água, e com isso reduzir as chances da radiação luminosa chegar ao fundo, diminuindo a fotossíntese e concentração de OD e (iii) na diminuição da mistura turbulenta pela redução das velocidades das correntes em Parsons Slough e o transporte de águas oxigenadas da superfície para o fundo.

2. Área de Estudo

2.1. Geologia e Geomorfologia

Elkhorn Slough é um alongado embaiamento costeiro com 11,5 km de comprimento, separado do mar por uma barreira arenosa. Este estuário é um dos ramos de um sistema

estuarino maior que inclui Tembladero Slough, Moro Cojo Slough e o rio Salinas (Figura 2) (SCHWARTZ, 2002).

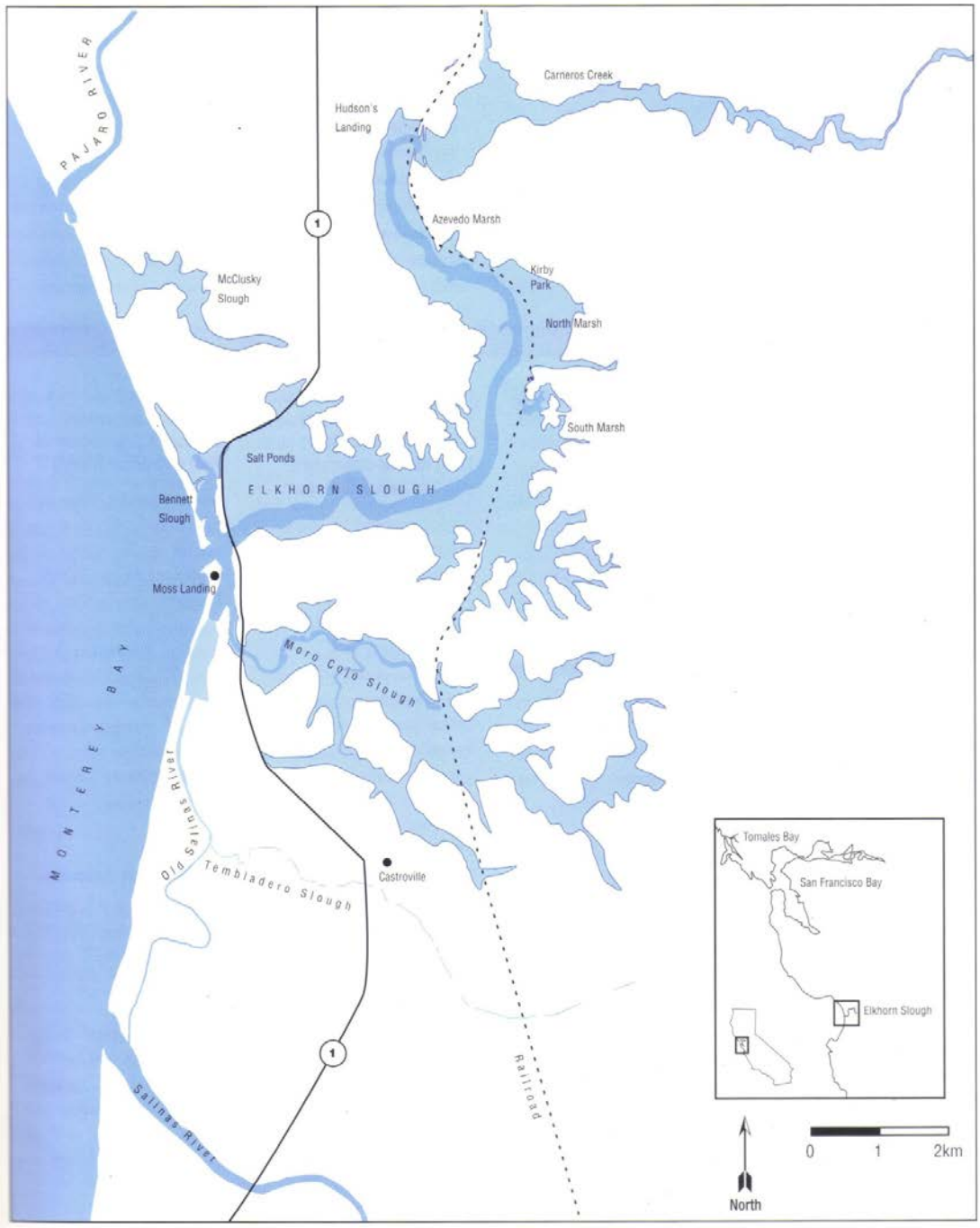

Figura 2 – Mapa do sistema estuarino. Extraído de Schwartz, 2002.

O canal principal tem cerca de 200 m de largura, com profundidades que variam de 6,5 m na embocadura, a 3 m próximo à entrada de Parsons Slough, e chegam a 1,6 m em Hudson's Landing (Fig. 2) (CAFFREY & BROENKOW, 2002). O volume de água que preenche o estuário, estimado por Smith (1974), foi de 8,7 milhões de m³ em 1973. No entanto, este volume veio crescendo devido à erosão dos pântanos, e em 1994 aumentou cerca de 55%, chegando a valores de 13,1 milhões de m³ (MALZONE, 1999).

O vale de Elkhorn parece ser a porção mais oriental do canyon de Monterey. Supõe-se que suas cabeceiras tenham sido originadas em regiões que hoje se encontram mais a norte, e fluíam para dentro da baía de Monterey durante o Pleistoceno superior (1,5 a 0,5 milhões de anos antes do presente). As cabeceiras do rio ancestral foram, aparentemente, transportadas pelo lento movimento da falha de San Andreas, resultando na presente configuração anômala do vale de Elkhorn, sem um afluente fluvial de porte (Figura 3) (SCHWARTZ, 2002).

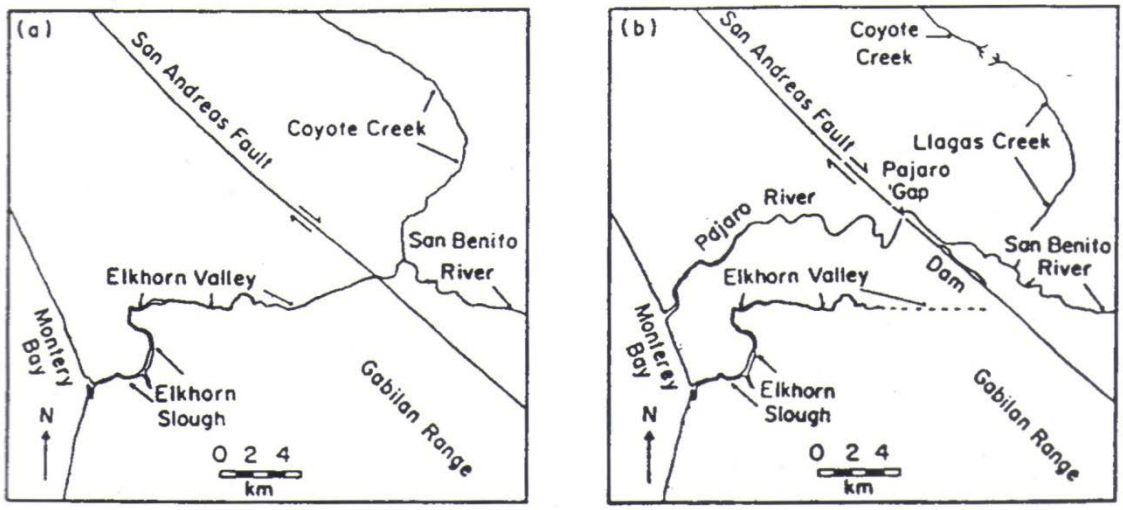

Figura 3 – (a) Reconstrução generalizada da paleogeografia da drenagem no centro da baía de Monterey no Pleistoceno superior. (b) Possíveis efeitos do deslocamento lateral e trucamento tectônico do vale de Elkhorn em relação ao rio San Benito e presente desenvolvimento do sistema do rio Pajaro. Extraído de Schwartz, 2002.

2.2. Clima

Elkhorn Slough experimenta um clima temperado ameno graças ao efeito moderador do Oceano Pacífico. A temperatura do ar na região varia entre 5° a 35°C e em termos de médias mensais oscila de 11,1° a 15,4°C. Essas moderadas temperaturas, combinadas com os padrões de ventos, neblina e chuvas criam um regime de clima mediterrâneo. Na primavera e no verão, prevalecem os ventos de NW que sopram longitudinalmente à costa e combinados com a rotação da Terra movem as águas da superfície para costa afora. Águas mais frias e de subsuperfície tomam o espaço deixado, gerando o fenômeno de ressurgência. Águas ressurgidas provocam a neblina, pois o ar, relativamente quente, entra em contato com a água mais fria e condensa. Precipitações acumuladas médias são menores que 6 mm por mês entre junho e setembro, quando uma célula de alta pressão se estabiliza costa afora na Califórnia Central e direciona a maioria das tempestades para norte (CAFFREY, 2002 B).

No início do outono, os ventos de NW declinam, as águas quentes retornam para a costa e Elkhorn Slough experimenta o período mais quente. O mar é relativamente calmo durante esta a época do ano, localizada entre os períodos de ressurgência e início das tempestades. Esta é também a época mais seca do ano, com as mais baixas umidades (~65%), ocorrendo no fim do outono (principalmente outubro e novembro) (CAFFREY, 2002 B).

Após outubro, a época chuvosa se inicia, pois o sistema de alta pressão migra para sul e as tempestades de inverno, originadas no Pacífico Norte, se direcionam para a costa central da Califórnia. Os meses mais chuvosos são dezembro e janeiro, com média mensal de 109 mm em Watsonville e 76 mm em Elkhorn Slough. Nesta época do ano, o comprimento do dia cai para 9,5 h (CAFFREY, 2002 B).

2.3. Marés

A maré oceânica é similar àquelas observadas em toda a costa da Califórnia, sendo mista e principalmente semidiurna. Uma característica das marés no estuário é que a maior altura de maré, que une a mais alta preamar (HHW) com a mais baixa baixamar (LLW), é maior que o ciclo diurno (BREAKER et al., 2008). A altura média da maré semidiurna na desembocadura do estuário é em torno de 1,2 m e a média diurna é cerca de 1,7 m (CAFFERY & BROENKOW, 2002). As marés de sizígia e quadratura têm alturas médias de 2,5 m e 0,9 m, respectivamente (NATIONAL OCEAN SERVICE, 1993). As quatro principais constituintes de maré são K1, O1, M2 e S2. O tempo de propagação da preamar entre a desembocadura e o final do canal central é de ~30 min.

Elkhorn Slough é um estuário dominado por vazante, onde mais de 90% da variância das correntes é devido às marés diurnas e semidiurnas. O domínio de vazante ocorre devido à desigualdade diurna da maré, com a HHW precedendo a LLW (WONG, 1989), e também porque a área do canal é pequena em relação à área coberta por planícies de maré e pântanos salgados que levam a um extensivo armazenamento intermareal (ESTWPT, 2007). Isto contribui para a assimetria de maré, que causa o aumento no tempo de subida da maré em relação ao tempo de descida (WONG, 1989). O tempo entre a HHW e a LLW na baía de Monterey é de 8,2 h, e em Elkhorn Slough é de apenas 7,1 h. Em direção à cabeceira de Elkhorn Slough, a assimetria entre a enchente e a vazante aumenta, com a tendência de aumento das alturas de maré no mesmo sentido (WATSON, 2005).

3. Metodologia

3.1. Coleta de dados

A aquisição dos dados hidrológicos nas duas estações de monitoramento foi feita em intervalos que variaram entre 15 e 30 minutos, tendo sido iniciada em 1995 em SM e em 2001 em VM (Figura 4). Os dados foram coletados com o auxílio de sondas Sontek-YSI equipadas com sensores de temperatura, salinidade, oxigênio dissolvido e profundidade. As séries temporais analisadas findam em 2010.

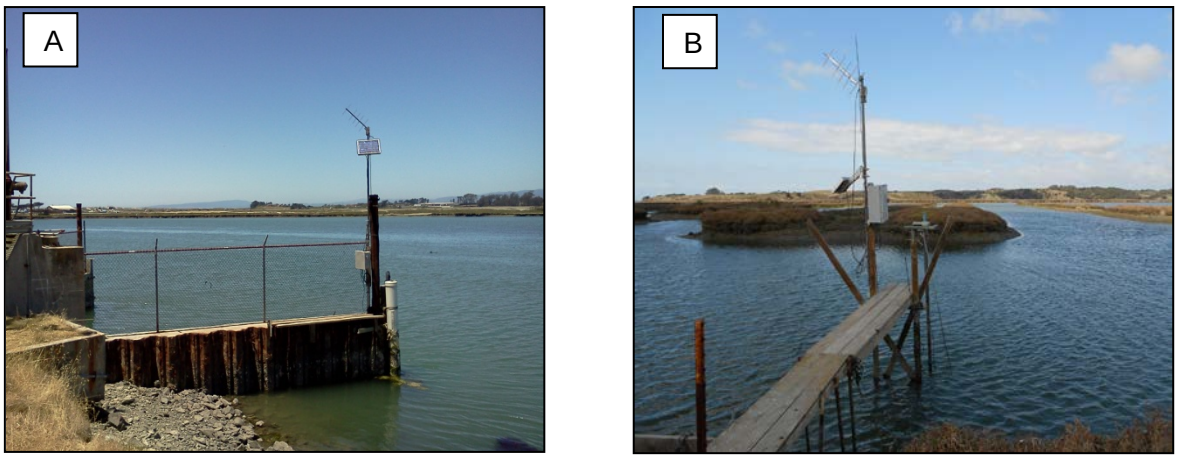

Figura 4 – A: Estação Vierra Mouth no dia 28 de junho de 2012 às 13h e 36 min. B: Estação South Marsh no dia 26 de janeiro de 2011 à meia maré. Créditos: John Haskins.

Inicialmente, as sondas foram calibradas no laboratório com a solução padrão de condutividade, com a pressão atmosférica ao nível do mar no momento da calibração e para OD utilizavam-se duas soluções, uma com 0 mg/L de OD e outra saturada (100%) em OD. Em seguida, a sonda era levada até a estação de monitoramento e colocada no mesmo lugar da sonda já fundeada, a 30 cm do fundo. A sonda retirada era levada ao laboratório e suas leituras eram aferidas utilizando-se as soluções padrão, visando-se detectar a exatidão do aparelho. A profundidade média de monitoramento da sonda em SM foi de 2,6 m com 4,13 m e 0,95 m, para máxima e mínima. Em VM, a profundidade média também foi de 2,6 m e valores 4,12 m e 1,00 m corresponderam aos máximo e mínimo.

Os dados de temperatura do ar, velocidade e direção dos ventos, precipitação e radiação solar, como *Photosynthetically Available Radiation* (PAR), foram coletados pela ESNERR desde 1998 através de uma estação Campbell nas proximidades de Parsons Slough (Figura 1), em intervalos de 15 minutos. Dados diários de radiação média e precipitação acumulada, provenientes de uma estação meteorológica do Departamento de Recursos Hídricos da

Califórnia (DWR), localizada em Castroville (aproximadamente a 5 km sul de distância - Fig. 2) foram também obtidos para os anos de 1995 a 2010.

Dados de correntes foram coletados entre junho e outubro de 2010 com o auxílio de um perfilador de corrente (Sontek Argonaut SR), o qual foi fundeado no talvegue do estuário, próximo à estação SM. O perfilador foi configurado para registrar a velocidade média da corrente a cada 15 minutos e intervalos verticais de 0,60 m.

3.2. Processamento dos dados

Os dados foram submetidos a uma laboriosa análise de consistência para identificação e eliminação de dados espúrios associados i) ao mal funcionamento das sondas e sensores, ii) a problemas de calibração (utilização de soluções vencidas, descuido na operação etc) e iii) sujeira e incrustrações dos sensores por organismos, ainda presentes nas séries. Na avaliação da consistência dos dados coletados a partir de 2004 foram utilizados dados das bóias do projeto LOBO (disponível em: http://www.mbari.org/lobo/loboviz.htm) adjacentes às estações VM e SM. Dados espúrios foram identificados tanto visualmente como com a utilização de rotinas para remover valores localizados além de um envelope definido pelo valor da média ± 2 desvios padrões (EMERY & THOMPSON, 2004) de um intervalo temporal móvel de 3 horas.

A deriva dos dados de salinidade foi determinada com base: 1) nos valores iniciais da série de dados subsequente quando os sensores estão em perfeito estado e 2) na aferição dos sensores com as soluções padrão em laboratório. A correção da deriva foi efetuada de forma linear ao longo da série. A profundidade de fundeio da sonda foi nivelada com o North American Vertical Datum (NAVD) com o intuito de obter-se dados de nível d'água ao invés de profundidade.

Os dados meteorológicos também foram processados utilizando-se a rotina matemática supracitada. A consistência dos dados foi feita visualmente, e quando possível observando-se simultaneamente os dados das estações Caspian e Castroville.

A identificação das forçantes do OD foi realizada com o auxílio da análise harmônica (PAWLOWICZ et al., 2002), da análise espectral do OD e da análise espectral cruzada das séries temporais das forçantes e do OD (EMERY & THOMPSON, 2004). Na interpretação das forçantes foi utilizado o filtro passa-baixa (EMERY & THOMPSON, 2004), foram calculadas médias para cada 15 min. do dia e o percentual da altura de maré, que corresponde à relação

do dado de nível d'água com o mínimo e o máximo do meio ciclo de maré, o qual o dado pertence.

4. Resultados e Discussão

As séries temporais de temperatura, salinidade, oxigênio dissolvido, nível d'água e velocidade das correntes totalizaram 1.374.512 registros em VM e 2.256.666 registros em SM, com taxas de recuperação de dados variando sobre as médias de 86% em SM e 90% em VM. As variáveis meteorológicas da estação Caspian geraram 2.188.520 registros. As taxas de aproveitamento para temperatura do ar, vento, precipitação e radiação (PAR) apresentaram valores de 94%, 93%, 86% e 15%, respectivamente. O percentual de aproveitamento dos dados de PAR foram baixos, pois somente os anos de 2008 e 2009 apresentaram dados consistentes. Em contrapartida, na estação de Castroville foram obtidas 11.320 informações de precipitação e radiação, com taxas de aproveitamento de 100%.

4.1. Caracterização meteorológica

4.1.1. Radiação Solar

A Figura 5 ilustra a variabilidade da radiação solar na estação de Castroville e Caspian. Notam-se marcadas ciclicidades, com maiores níveis de intensidade luminosa ocorrendo no verão e menores no inverno em ambas as estações. Em Castroville, os valores máximo e mínimo de intensidade luminosa foram registrados no verão de 2006 (397 W/m²) e no inverno de 2004 (6 W/m²). Em Caspian, o valor máximo (1162,7 µE/m²s) foi observado em setembro de 2001 e mínimos iguais a zero são observados à noite.

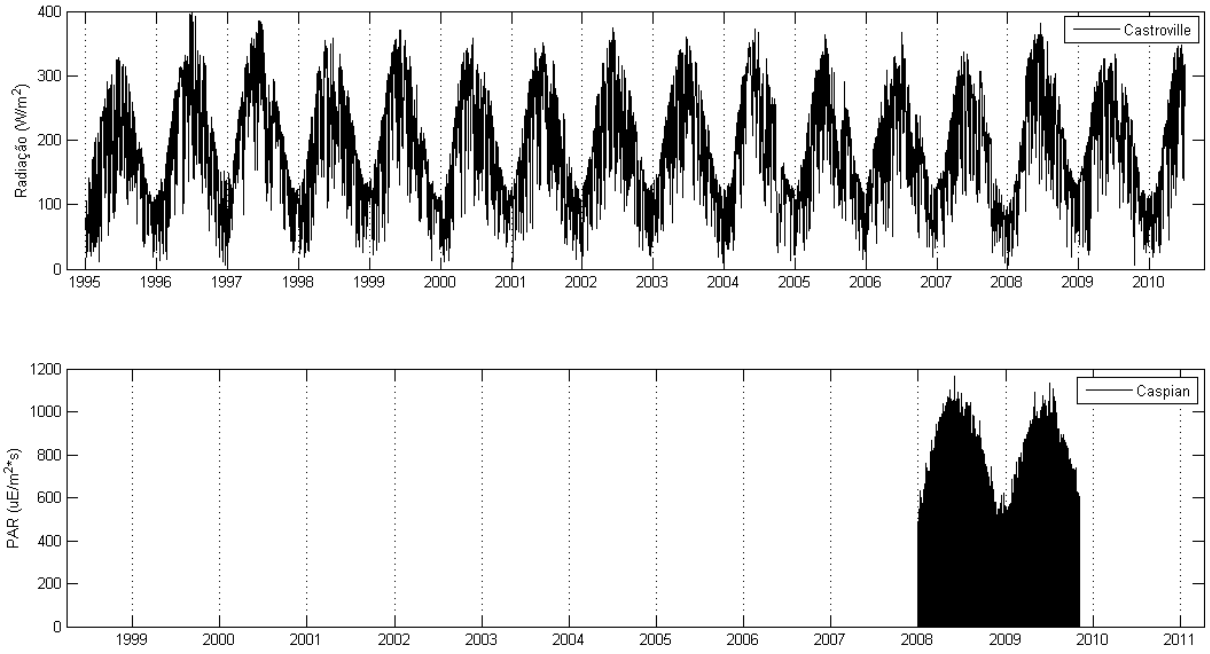

Figura 5 – Intensidades de radiação nas estações Castroville e Caspian.

Do ponto de vista climatológico, a radiação solar é maior em junho (270 W/m^2) e menor em dezembro (95 W/m^2), com uma queda relativamente pronunciada em agosto provavelmente devido à maior frequência e intensidade da neblina característica do verão nesta região (Fig. 6). Este evento meteorológico cria uma camada de vapor d'água sob a superfície reduzindo as quantidades de energia luminosa que chega sobre a zona costeira (ARCHER et al, 2004).

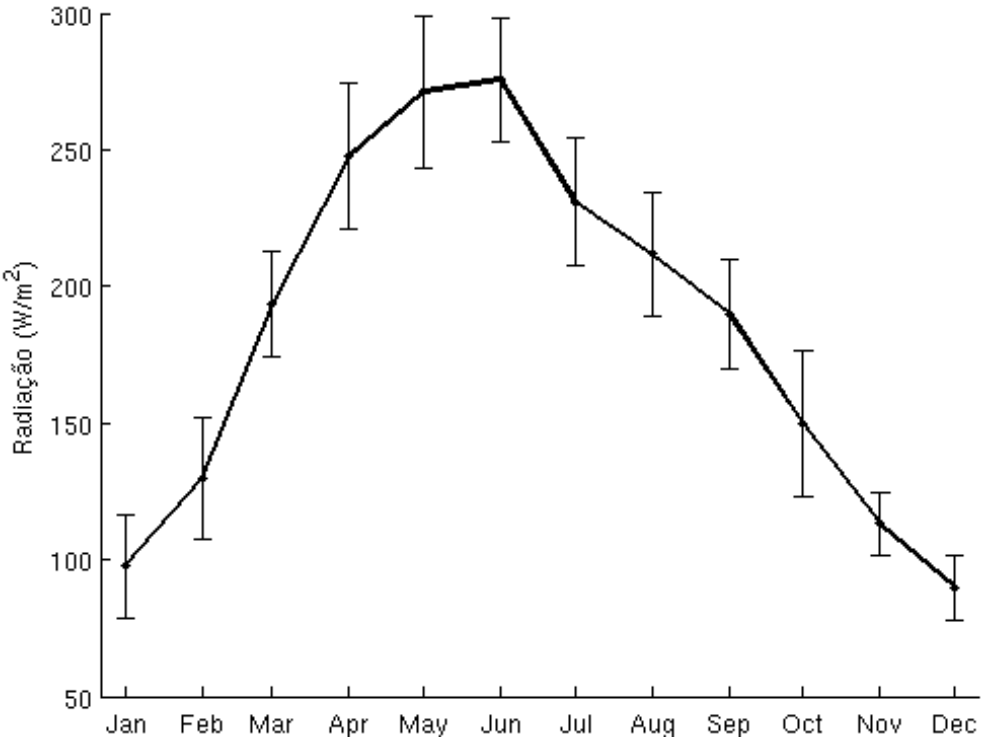

Figura 6 – Climatologia da radiação na estação Castroville para o período de 1995-2010.
Legenda: Linha e barras são iguais à média e desvio padrão.

4.1.2. Temperatura do ar

A temperatura do ar apresentou ciclos intra-anuais bem marcados com menores valores no inverno e maiores no verão (Fig. 7). O valor máximo (37,2 ºC) ocorreu em setembro de 2001, enquanto que o mínimo (-2,5 ºC) foi observado em janeiro de 2007.

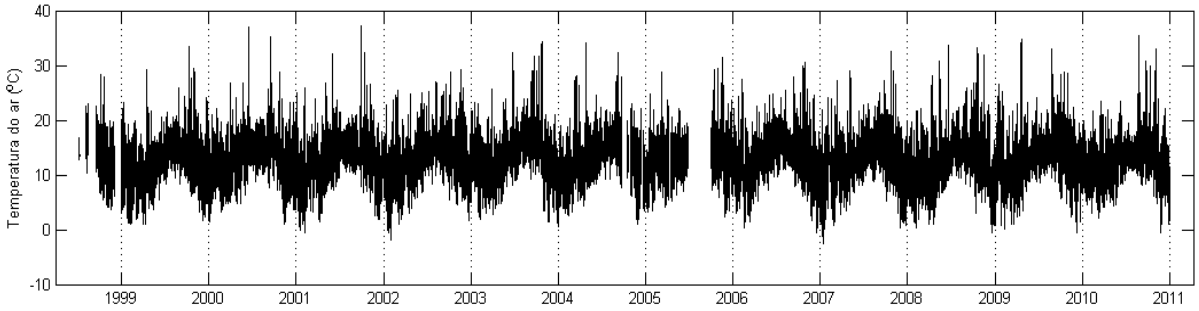

Figura 7 – Temperatura do ar na estação Caspian de 1998 a 2010.

Climatologicamente, é possível observar o pico de temperatura (15,0 ºC) em setembro e um vale (10,3 ºC) em janeiro (Fig. 8). A maior variabilidade foi encontrada em janeiro (1,44 ºC) e a menor (0,52 ºC) em julho.

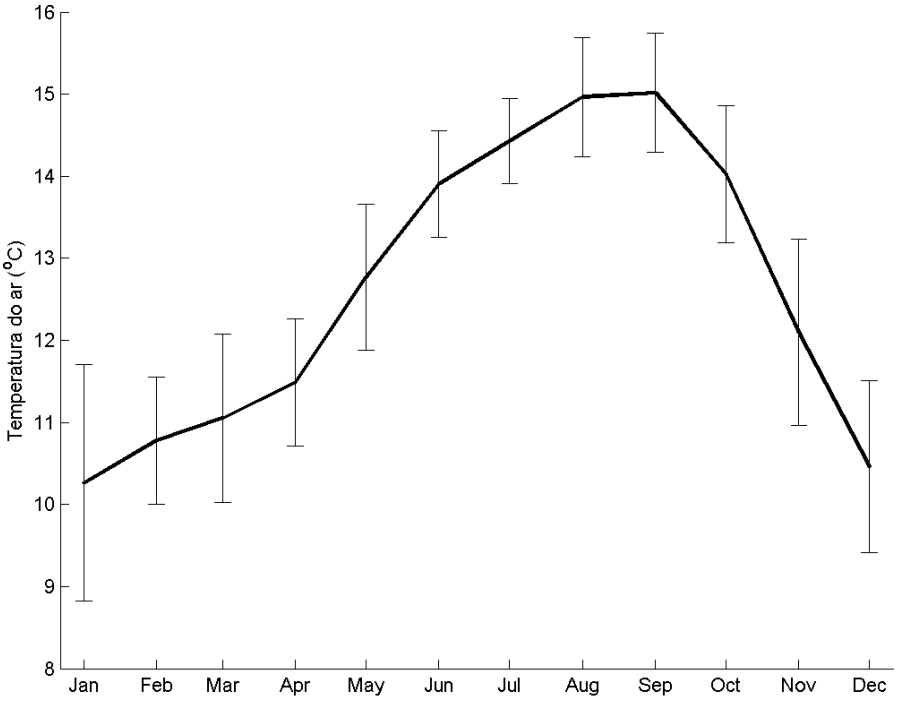

Figura 8 – Climatologia da temperatura do ar na estação Caspian para o período de 1998-2010 Legenda: Linha e barras são iguais à média e desvio padrão.

4.1.3. Ventos

O vento longitudinal à costa é responsável por causar ressurgência (componente do vento paralelo à costa positiva ou ventos de NW) ou subsidência (componente do vento paralelo à costa negativa ou ventos de SE) através do Transporte de Ekman (HUYER, 1983). A ressurgência costeira é responsável pela ocorrência de águas mais frias e com baixos teores de oxigênio dissolvido (HOFFMAN et al., 2011).

A Figura 9 apresenta os dados de vento longitudinal à costa registrados pela estação Caspian. A maior velocidade de ventos de NW (14,0 m/s) foi registrada em abril de 1999 e o vento de SE de maior magnitude (12,2 m/s) ocorreu em novembro de 1998.

Em relação à climatologia, os ventos apresentam valores positivos entre março e novembro, ocorrendo dois máximos: um em abril (0,7 m/s) e outro em setembro (0,6 m/s) (Fig. 10). Valores negativos são observados entre dezembro e fevereiro com um vale de -0,4 m/s ocorrendo no último mês do ano. Padrões semelhantes foram encontrados por Nelson (1977) e NCDC (1990).

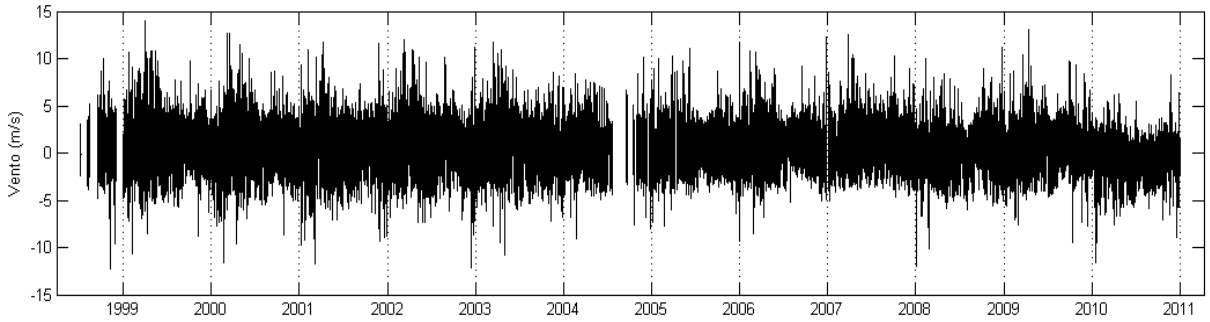

Figura 9 – Velocidade do vento longitudinal à costa para estação Caspian para o período de 1998 a 2010. Valores positivos são iguais a ventos de NW e valores negativos representam ventos de SE.

Os máximos tendem a ser reduzidos (média mais desvio padrão) em julho (Fig. 10), isto decorre no enfraquecimento dos ventos de NW e ocorrência de ventos de E. Como consequência, ocorre o aumento da intensidade da neblina costeira, a qual reduz os níveis de radiação (ARCHER et al, 2004).

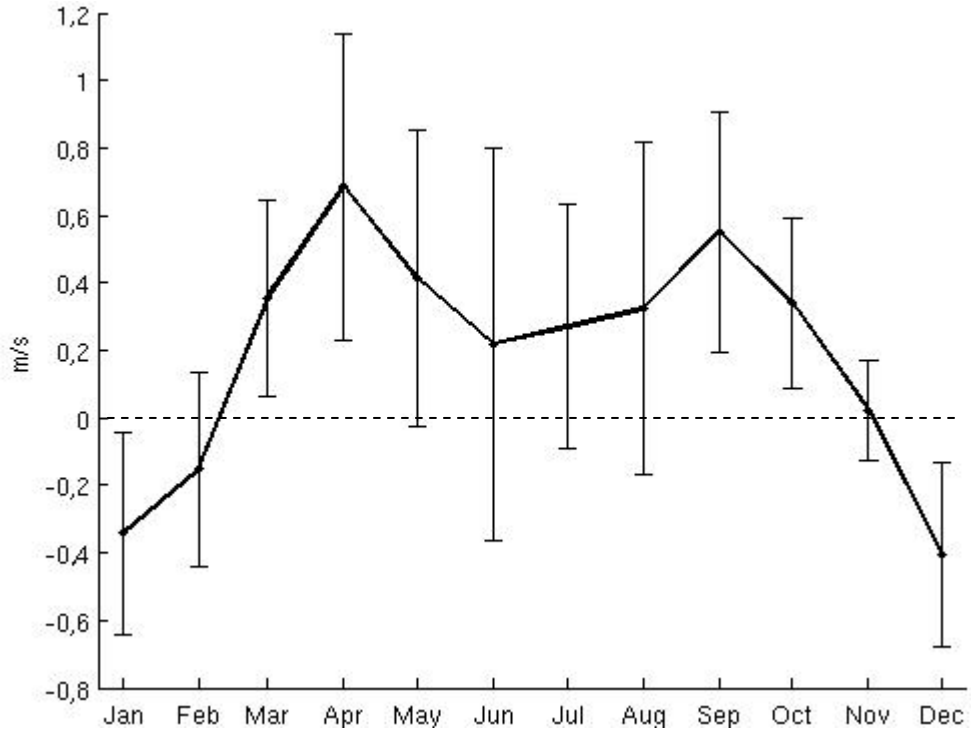

Figura 10 – Climatologias do vento longitudinal à costa. Ventos (-) ou de sudeste (SE) e ventos (+) ou de noroeste (NW). Legenda: Linha contínua e barras são iguais à média e desvio padrão.

4.1.4. Precipitação

A Figura 11 apresenta os dados de precipitação acumulada para as estações Castroville e Caspian. Observam-se grandes quantidades de chuvas no final e no início de cada ano. A maior precipitação acumulada em Castroville (68,0 mm) ocorreu em dezembro de 1996. Em Caspian, o máximo valor (33,5 mm) foi observado em janeiro de 2010.

De acordo com as médias mensais da precipitação acumulada é possível notar com clareza o ciclo anual das chuvas com invernos úmidos e verões secos (Fig. 12). A maior precipitação (93,7 mm) é observada em janeiro e a menor (0,3 mm) em agosto. A regularidade das chuvas de inverno, no entanto, não parece ser alta, visto os elevados valores do desvio padrão (máximo de 81,2 mm).

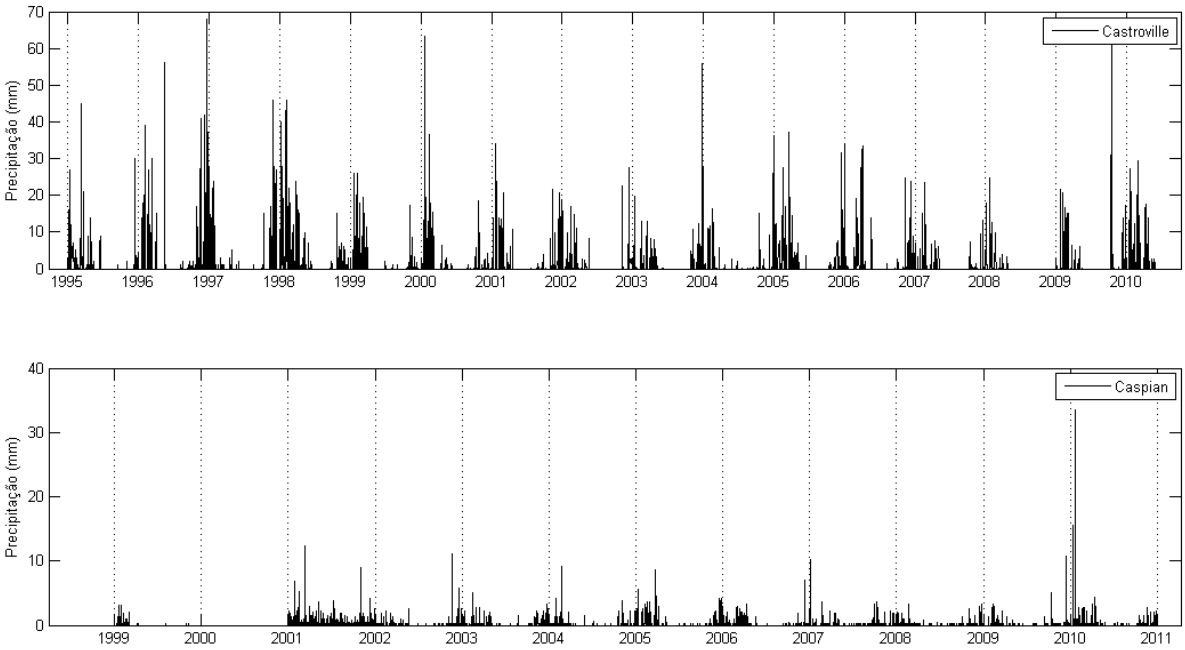

Figura 11 – Precipitação acumulada diariamente e durante 15 min. para as estações Castroville e Caspian, respectivamente.

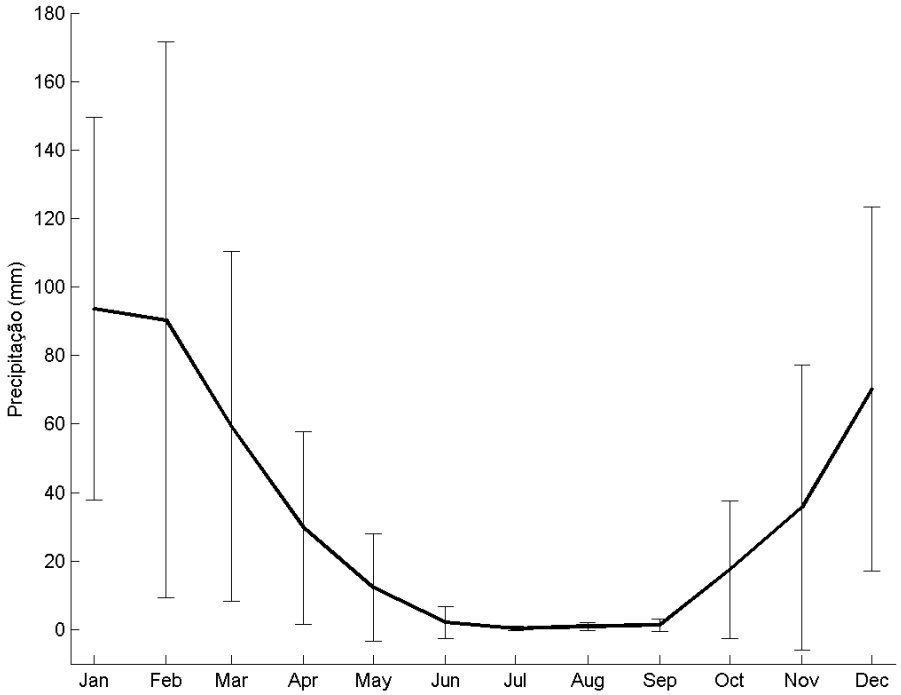

Figura 12 – Climatologia da precipitação acumulada mensalmente na estação Castroville. Legenda: Linha e barras são iguais à média e desvio padrão.

4.2. Caracterização hidrológica

4.2.1. Temperatura da água

A Figura 13 apresenta os dados de temperatura para VM e SM. Os dados tiveram um aproveitamento de 99,9% tanto para VM quanto para SM. Os registros de temperatura apresentaram poucos dados espúrios, e as principais perdas de informação ocorreram pelo não fundeio da sonda. Os valores máximos (21,7 ºC e 24,6 ºC) ocorreram em 22 de julho e 1 de setembro de 2007, respectivamente em VM e SM. Mínimos de 7 ºC e 5,47 ºC ocorrem em janeiro de 2007 em VM e em dezembro de 1998 em SM. Observa-se uma marcada ciclidade nas duas estações, com máximos e maiores amplitudes de variação no verão e mínimos no inverno.

O comportamento anual da temperatura nas duas estações fica bem marcado através da climatologia das médias mensais (Fig. 14). Nota-se que a temperatura tende a ser maior em SM, exceto nos meses de dezembro e janeiro. Os picos de temperatura em VM (15,9 °C) e SM (19,5 °C) ocorreram em agosto. No entanto, o mínimo em VM (12,2 °C) foi observado em janeiro e em SM o menor valor (11,8 °C) ocorreu em dezembro. Os maiores desvios dos dados em VM (0,9 °C) e em SM (1,1 °C) foram notados em janeiro, enquanto que os menores desvios (0,2 ºC) são observadas em julho. Chama também a atenção a queda da temperatura em VM em abril, no inicio da ascensão posterior ao inverno, e que não é observada em SM.

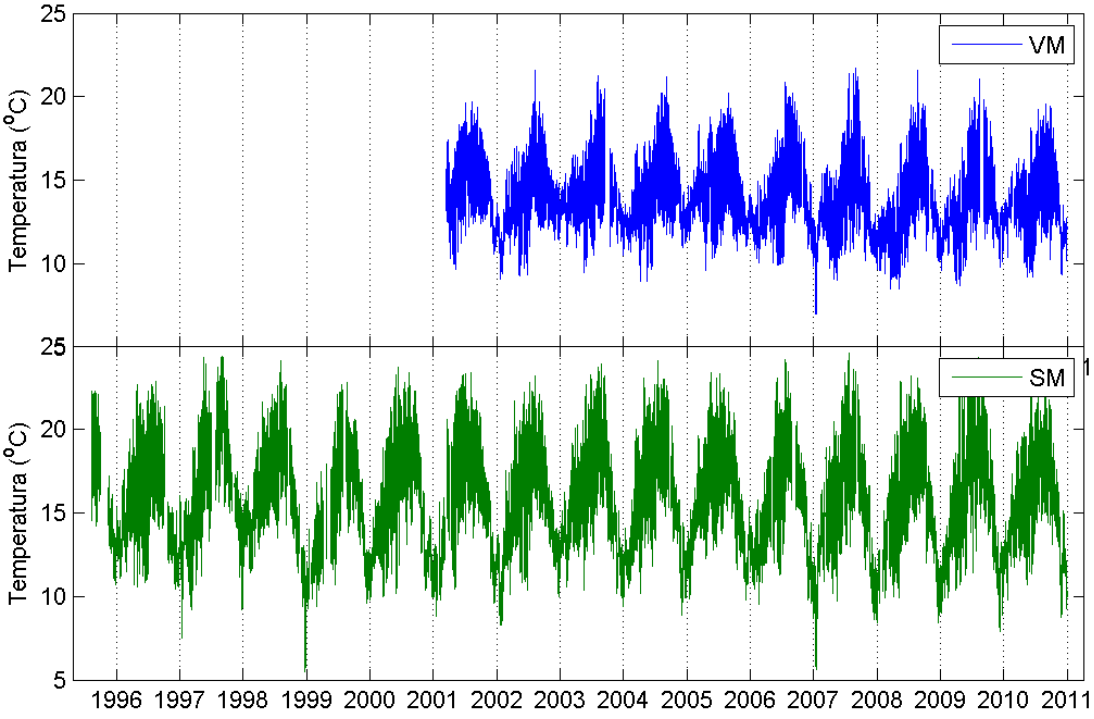

Figura 13 – Temperatura da água nas estações VM, de 2001 a 2010, e SM, de 1995 a 2010.

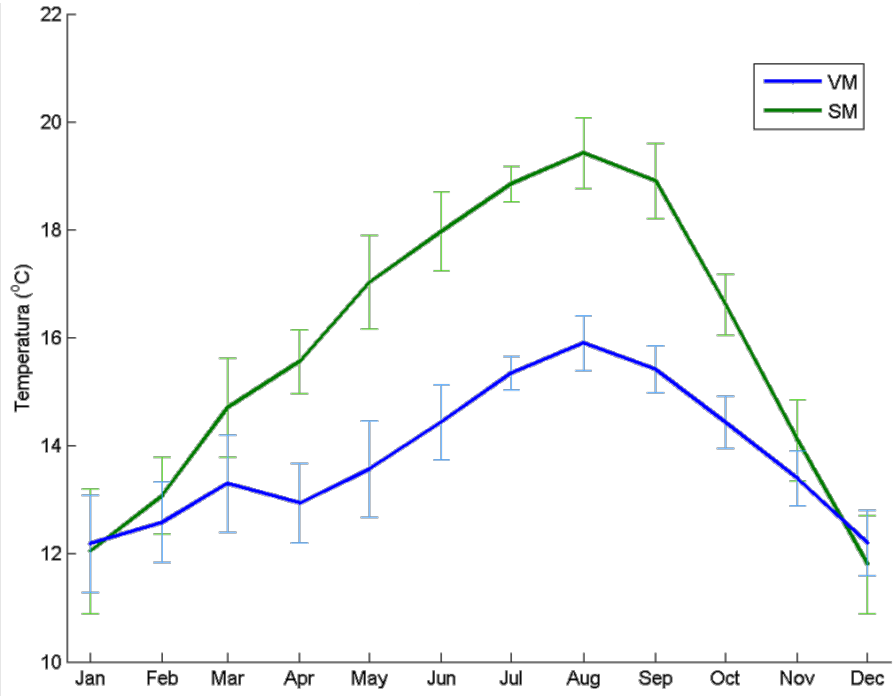

Figura 14 – Climatologia da temperatura em VM e SM. Legenda: Linhas e barras são iguais à média e desvio padrão.

4.2.2. Salinidade

Obteve-se altos percentuais de recuperação dos valores de salinidade em VM (99,8 %) e em SM (99,9 %). Menores salinidades tendem a ocorrer no período de inverno, quando alcançam 19,4 em VM (ano de 2006) e 9,1 em SM (ano de 2000) (Fig. 15). Os máximos para VM (36,2) e SM (36,8) foram observados no verão, em 05/07/2010 e 15/08/2009.

As médias mensais expostas na Fig. 16 mostram que SM é mais influenciada pela chegada de água doce. O valor mínimo nesta estação é de 29,2 em fevereiro, enquanto que em VM o menor valor de 31,6 ocorre em dezembro. Em ambas estações a salinidade máxima ocorre em junho, 33,5 em VM e 33,3 em SM. A salinidade em VM mostra-se maior na maioria dos meses, em relação à SM. Contudo, em setembro e outubro a salinidade em SM supera aquelas observadas em VM. Os maiores desvios, de 1,4 e 3,3, ocorreram em dezembro e fevereiro em VM e SM, respectivamente. Os menores desvios (0,7) ocorreram em maio para VM e novembro para SM.

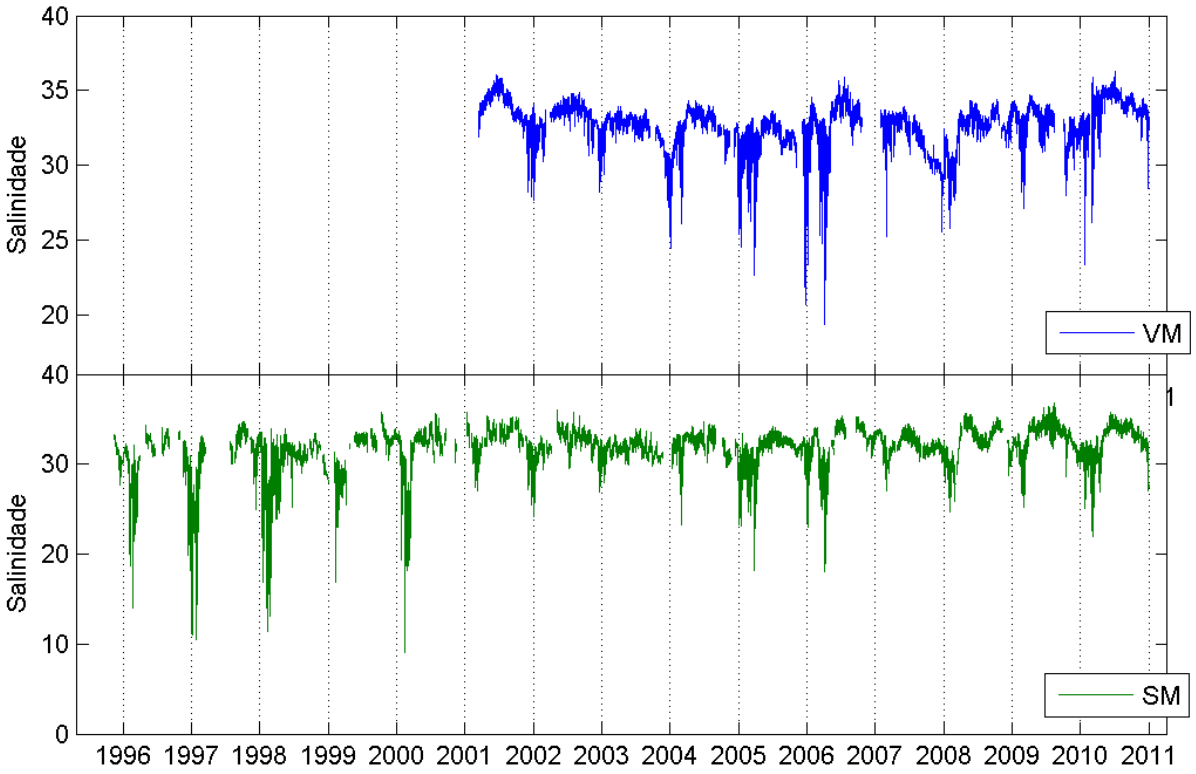

Figura 15 – Salinidade nas estações VM, de 2001 a 2010, e SM, de 1995 a 2010.

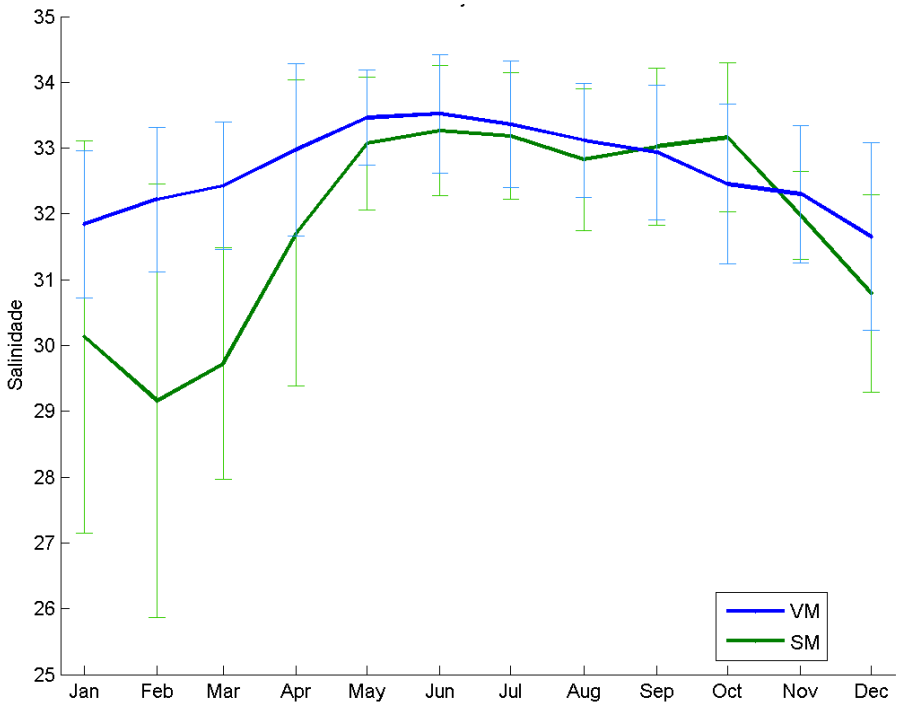

Figura 16 – Climatologia da salinidade em VM e SM Legenda: Linhas e barras são iguais à média e desvio padrão.

4.2.3. Nível d'água

Os dados de nível d'água tiveram uma taxa de recuperação de 99,9% tanto em VM quanto em SM (Fig. 17). O nível médio foi de 0,99 m tanto em VM quanto em SM. Os máximos encontrados foram de 2,43 m e 2,47 m, ambos em janeiro de 2005, em VM e SM. Em VM, o valor mínimo (-0,52 m) ocorreu em 18/5/2007 e para SM o menor valor (-0,72 m) foi observado no dia 23/12/1999.

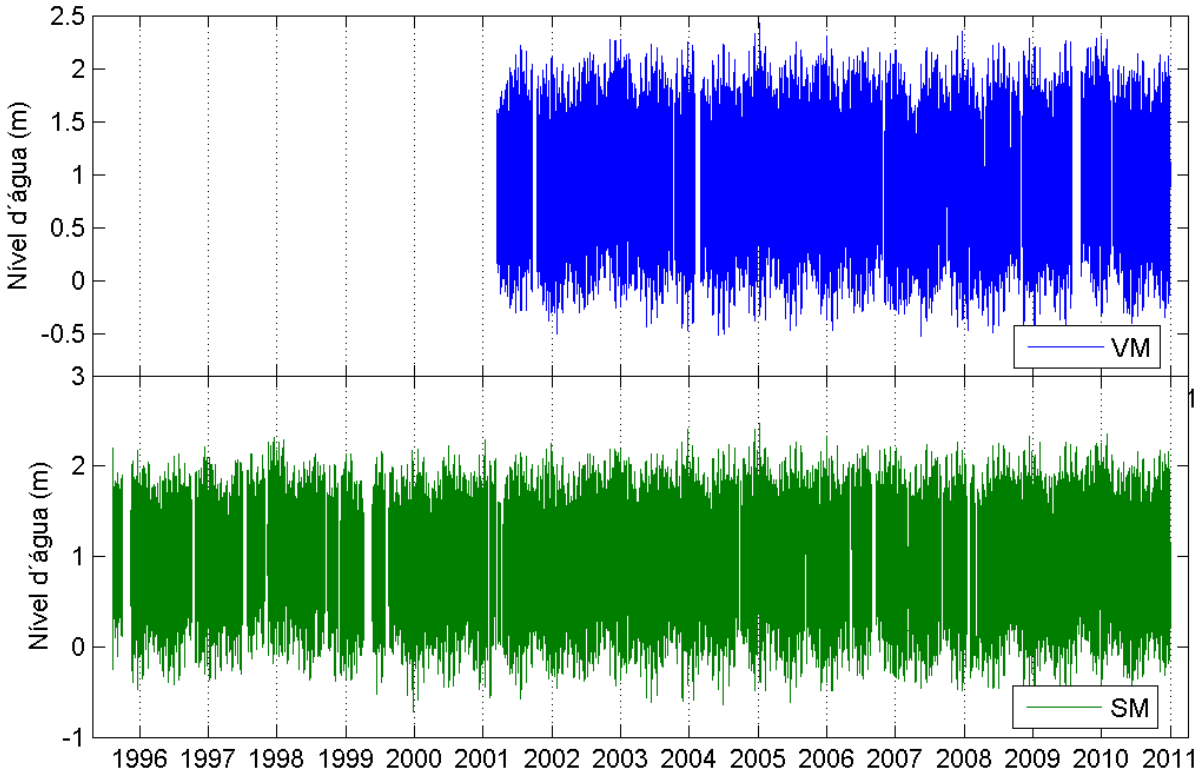

Figura 17 – Nível d'água nas estações VM, de 2001 a 2010, e SM, de 1995 a 2010.

A maré é semidiurna com desigualdades diurnas, com número de forma em VM e SM iguais a 0,92 e 0,84, respectivamente (Fig. 18). A altura de maré foi maior na região mais interna do estuário (Fig. 18 A). Em SM, a altura média foi de 1,65 m, com máximo e mínimo iguais a 2,87 m e 0,82 m e em VM a média foi de 1, 64 m. Os valores 2,76 m e 0,80 m corresponderam às máxima e mínima altura de maré em VM. Os valores de altura acima da média foram considerados como sizígia (Fig. 18 A) e o oposto como quadratura (Fig. 18 B).

As oscilações, em frequência supramareal, observadas na Figura 18, principalmente em VM, estão aparentemente associadas a propagações de ondas, a partir da baía de Monterey, com períodos de 26,0 , 39,7 , 52,7, e 66,9 ciclos por dia (cpd) (BREAKER et al., 2008) provocadas pelos seiches. Ao observar as duas mais altas preamares, nota-se que o atraso da maré entre

VM e SM chega a valores de 1 hora na sizígia (Fig. 18 A) e é mínimo na quadratura (Fig. 18 B).

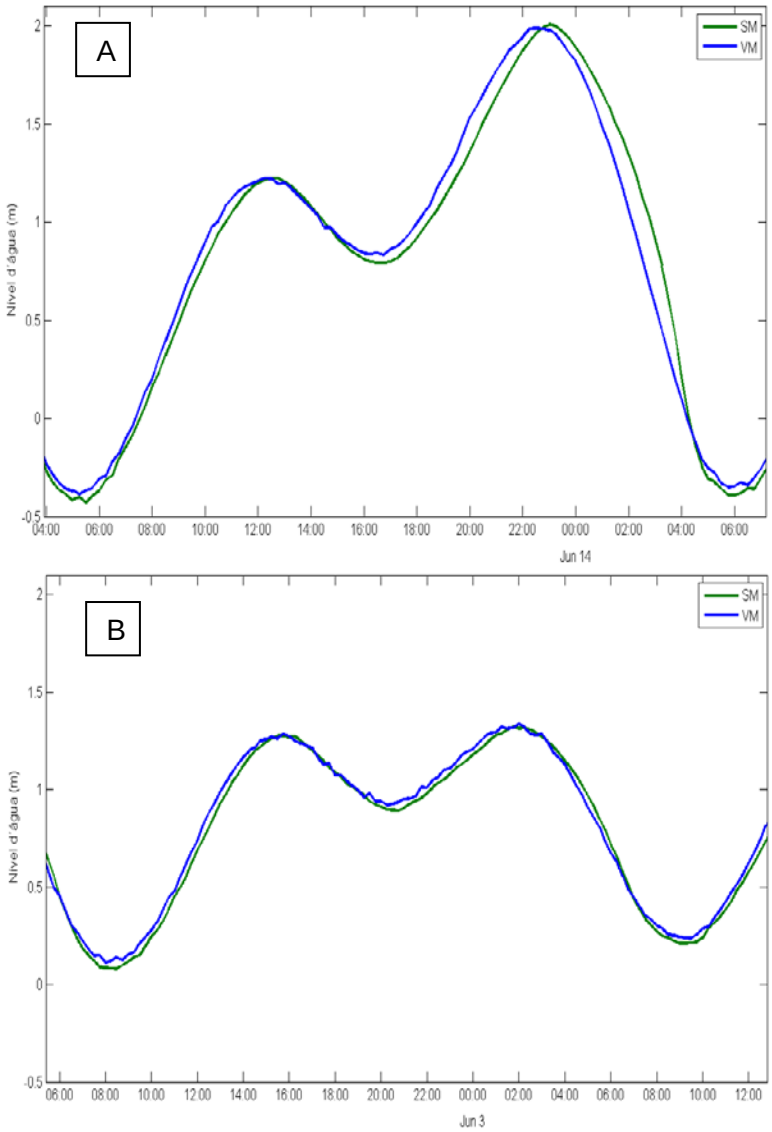

Figura 18 – Nível d'água em momento de sizígia (A) e quadratura (B) para VM e SM em junho de 2010.

4.2.4. Velocidade das correntes

Dados de correntes foram coletados entre 12 de junho de 2010 e 21 de outubro de 2010 em SM (Fig. 19). A taxa de recuperação foi de 99,8%. A máxima velocidade de vazante (0,69 m/s) ocorreu em 9 de agosto de 2010 e a máxima de enchente (0,37 m/s) foi observada em 8/9/2010, ambos os momentos em maré de sizígia. Durante instantes de quadratura, as máximas velocidades de vazante e enchente chegam a 0,35 m/s e 0,20 m/s, respectivamente.

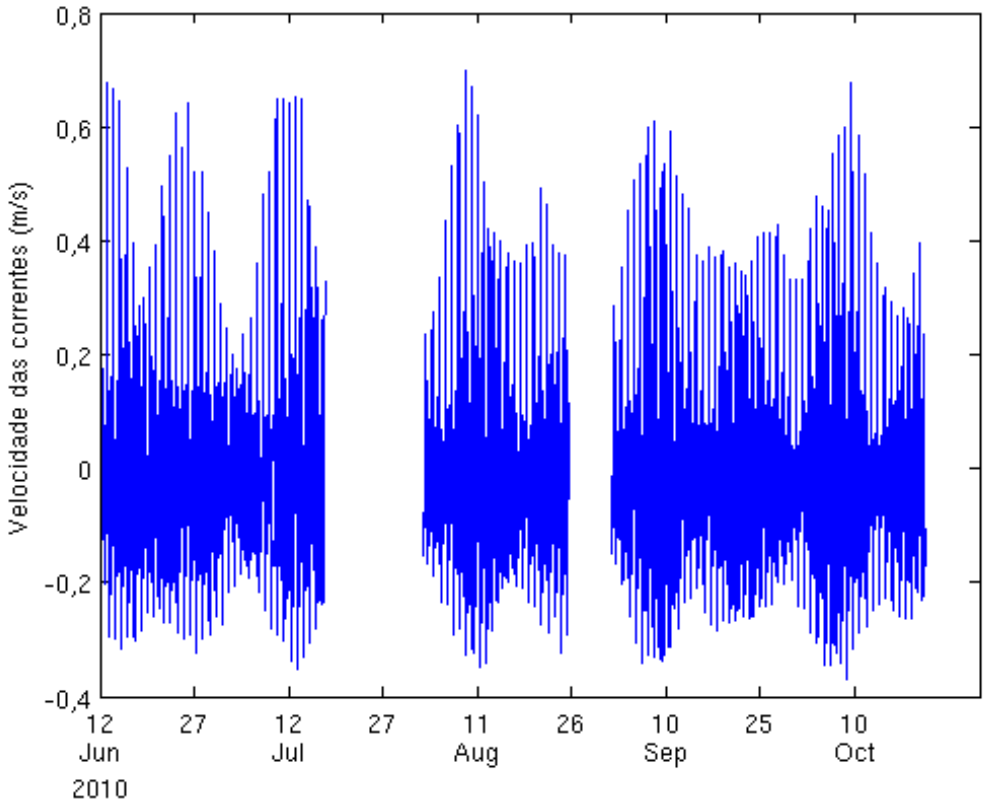

Figura 19 – Velocidades das correntes na estação SM. Valores positivos e negativos de correntes significam velocidades de vazante e enchente, respectivamente.

A onda de maré no estuário tem comportamento estacionário, com maiores velocidades ocorrendo à meia maré (Fig. 20 A e B). Este fenômeno aliado à distorção de maré, provocada pela geomorfologia de Elkhorn Slough, e ao comportamento da maré na sizígia, geram grandes alturas de maré entre a mais alta preamar e a mais baixa baixamar, o que promove as máximas velocidades de correntes em SM (Fig. 20 A). Já na quadratura, como as alturas de maré são reduzidas, as máximas de enchente e vazante tendem a ter valores próximos (Fig. 20 B).

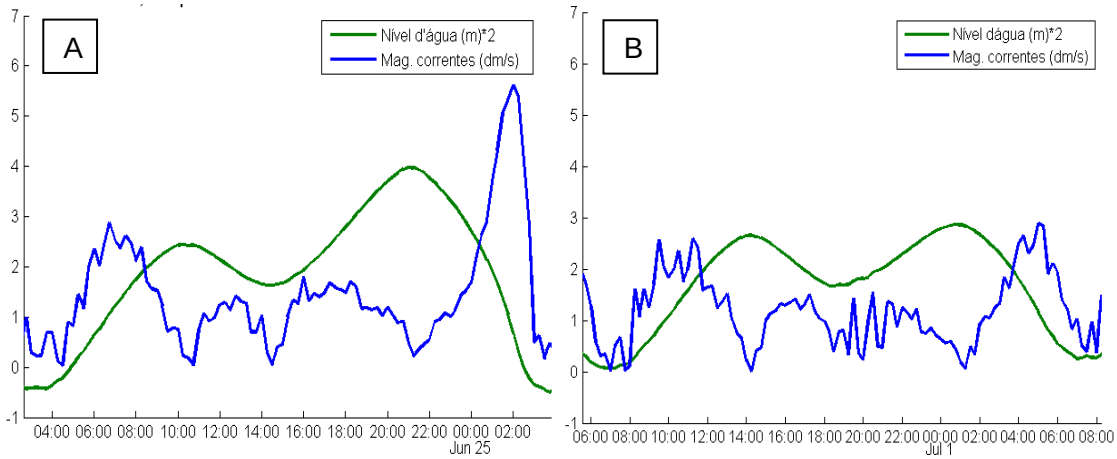

Figura 20 – Velocidades das correntes e nível d'água em momento de sizígia (A) e quadratura (B) em de junho de 2010 para estação SM. Obs: Valores de velocidades foram transformados em magnitudes para uma melhor visualização.

4.2.5. Oxigênio Dissolvido

Os registros de OD foram aproveitados em 84% e 78% em VM e SM, respectivamente. As principais perdas se deram nos anos iniciais do monitoramento devido à maior quantidade de dados espúrios (Fig. 21). Nota-se na Figura 21 uma maior amplitude de variação dos dados no verão nas duas estações e em SM uma clara ciclicidade com máximos no inverno e mínimos no verão. A média do OD em VM foi de 7,6 mg/L e o máximo (14,7 mg/L) e mínimo (1,3 mg/L) foram encontrados em junho de 2008 e julho de 2001, respectivamente. Já em SM, a média foi de 7,0 e a maior (18,4 mg/L) e menor (0 mg/L) concentrações de OD foram observadas em março de 1999 e em junho de 2006. Em VM, concentrações hipóxicas do gás (≤ 2 mg/L) foram encontradas apenas no verão de 2001. No entanto, em SM estas concentrações ocorreram em grande parte do monitoramento e com maior frequência no verões (Fig. 21).

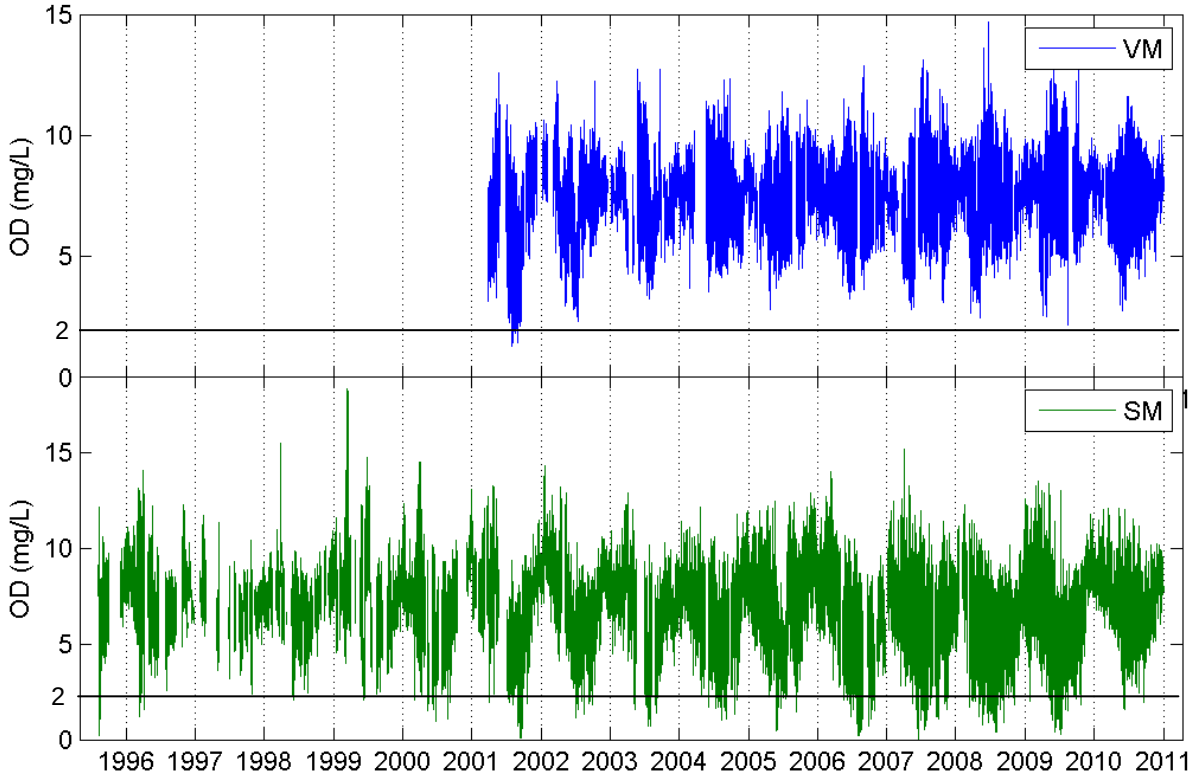

Figura 21 – Concentrações de oxigênio dissolvido nas estações VM, de 2001 a 2010, e SM, de 1995 a 2010.

As médias mensais do OD foram calculadas para as duas estações. Os meses com perda de dados maior do que 50% foram consideradas como ausentes. Esses dados são apresentados na Figura 22. O mínimo valor encontrado em VM (5,2 mg/L) ocorreu no verão de 2002 e o máximo (9,0 mg/L) no início de 2002. Em SM, o mínimo (4,9 mg/L) ocorreu no verão de 2001 e o máximo (10,0 mg/L) no inverno de 2001. Em VM, não é possível identificar qualquer tipo de ciclicidade, porém em SM o padrão de mínimos no verão e máximos no inverno torna-se evidente nos anos com boa cobertura de dados.

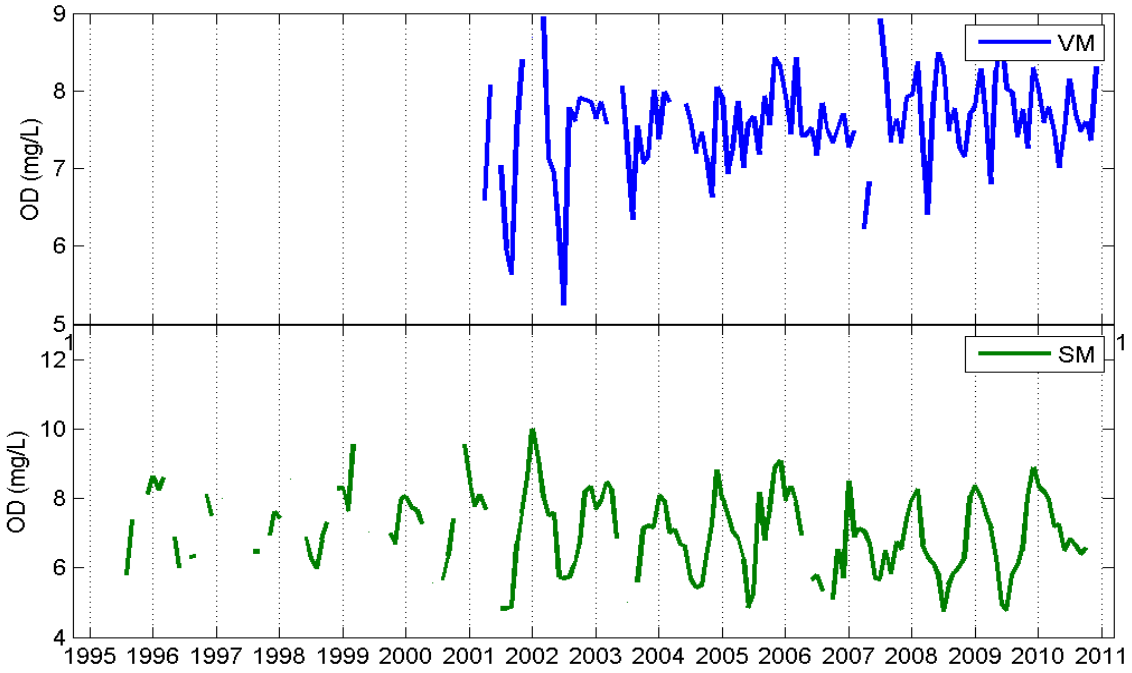

Figura 22 – Médias mensais da concentração de oxigênio dissolvido para as estações VM e SM. Meses com menos de 50% de dados foram excluídos.

As Figuras 23 e 24 apresentam as médias anuais e desvios padrão, além de percentuais de dados perdidos em VM e SM. Anos com menos de 70% de dados aproveitados não estão incluídos. Observa-se que não existe grande variabilidade interanual, e que as diferenças existentes não são estatisticamente significativas.

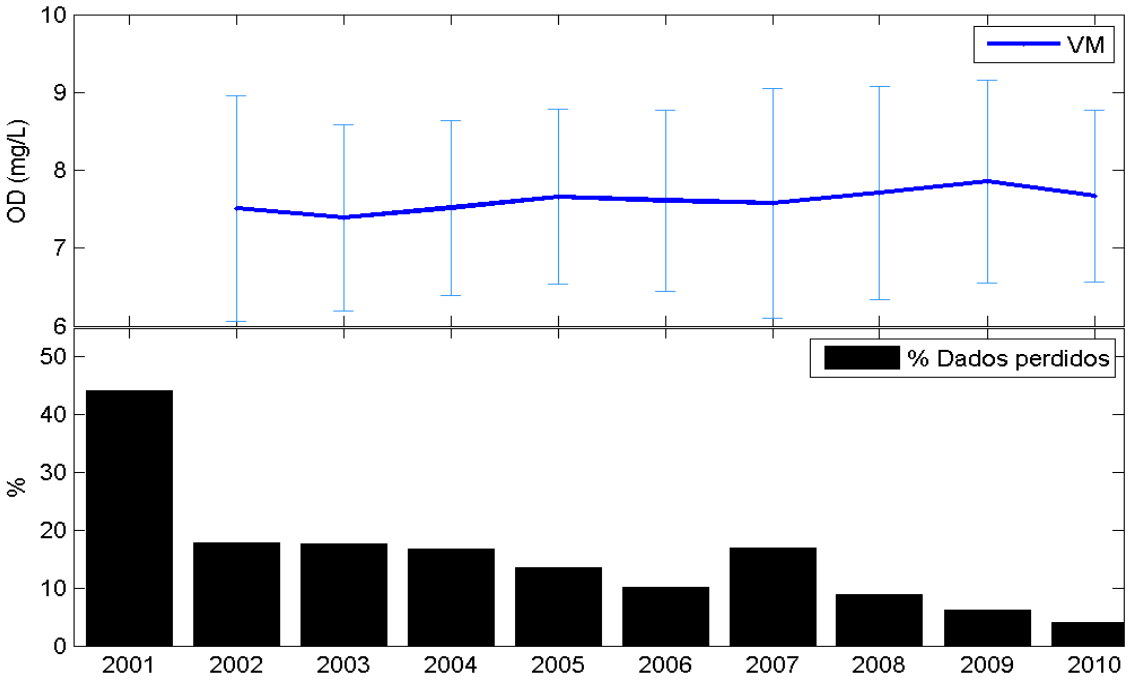

Figura 23 – Médias anuais e desvios padrão da concentração de oxigênio dissolvido para a estação VM. Anos com menos de 70% de dados foram excluídos.

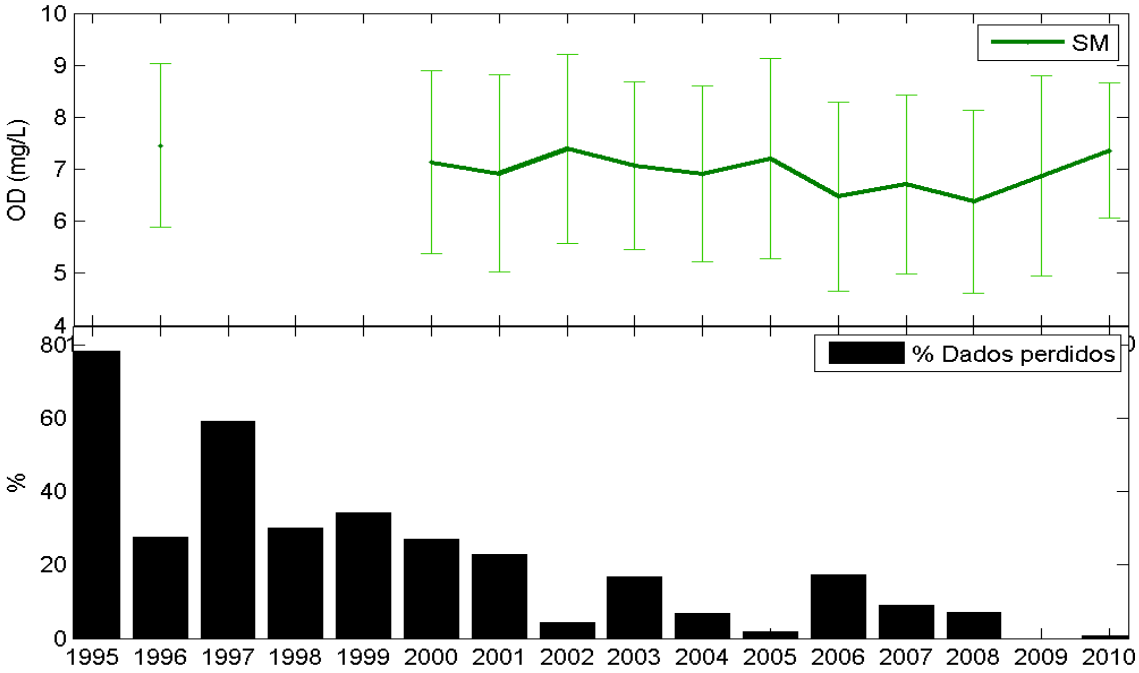

Figura 24 – Médias anuais e desvio padrão do oxigênio dissolvido para a estação SM. Anos com menos de 70% de dados foram excluídos.

A sazonalidade nas duas estações fica bem marcada através da climatologia das médias mensais (Fig. 5. Os maiores valores médios em VM e SM ocorrem respectivamente em dezembro (8 mg/L) e janeiro (8,3 mg/L). Os mínimos são observados em abril (7 mg/L) e julho (5,6 mg/L) para estas mesmas estações. A maior variância em VM ocorre em julho, enquanto que em SM esta ocorre em dezembro. Os valores médios de OD em junho e julho nas duas estações apresentam bastante diferença, pois os desvios não apresentam interseção.

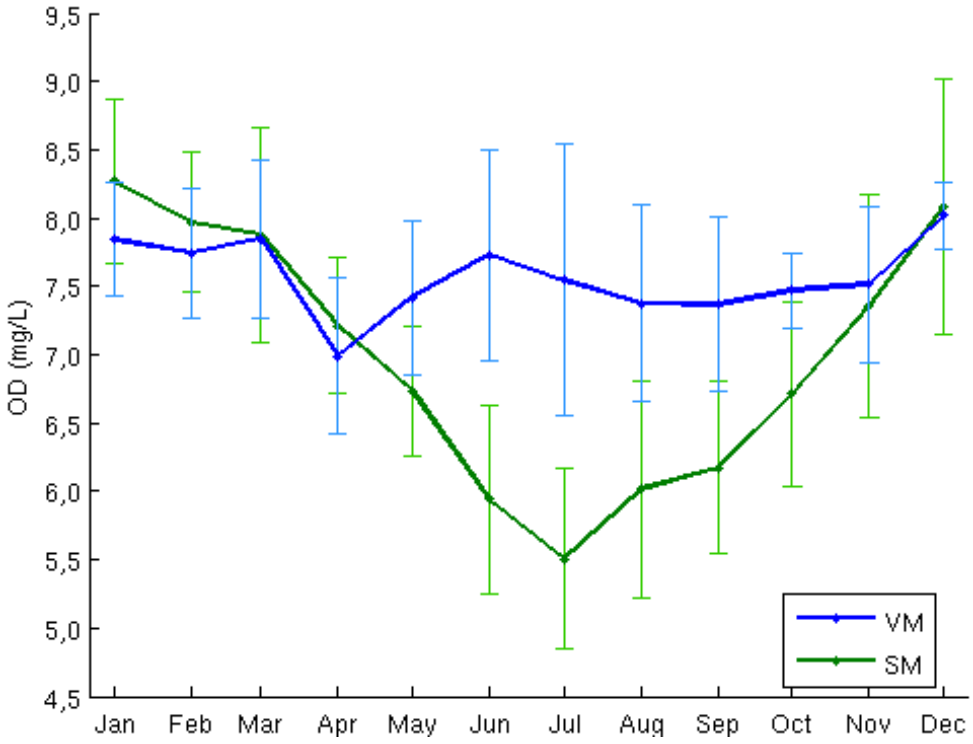

Figura 25 – Climatologia do oxigênio dissolvido para as estações VM e SM. Legenda: Linhas e barras são iguais à média e desvio padrão.

4.3. Identificação das forçantes

4.3.1. Análise Espectral

A análise espectral calculou as energias para diferentes frequências de oscilação dos dados de OD (Figura 26 A). Os períodos de oscilação mais importantes foram 1 ano, 24h, 12,4h, 8,2h e 6,2h, sendo que a maior energia se concentra no período de 24h. As frequências de 6,2h, 8,2h e 12,4h também obtiveram expressivos valores de energia, estando associadas às oscilações de maré quarto-diurnas (M4), terdiurnas (M3) e semi-diurnas (M2). Picos nos períodos de 1 ano, 92 dias e 14 dias foram evidenciados após o calcula da densidade de energia espectral que é igual à energia divida pela frequência de oscilação (Fig. 26 B).

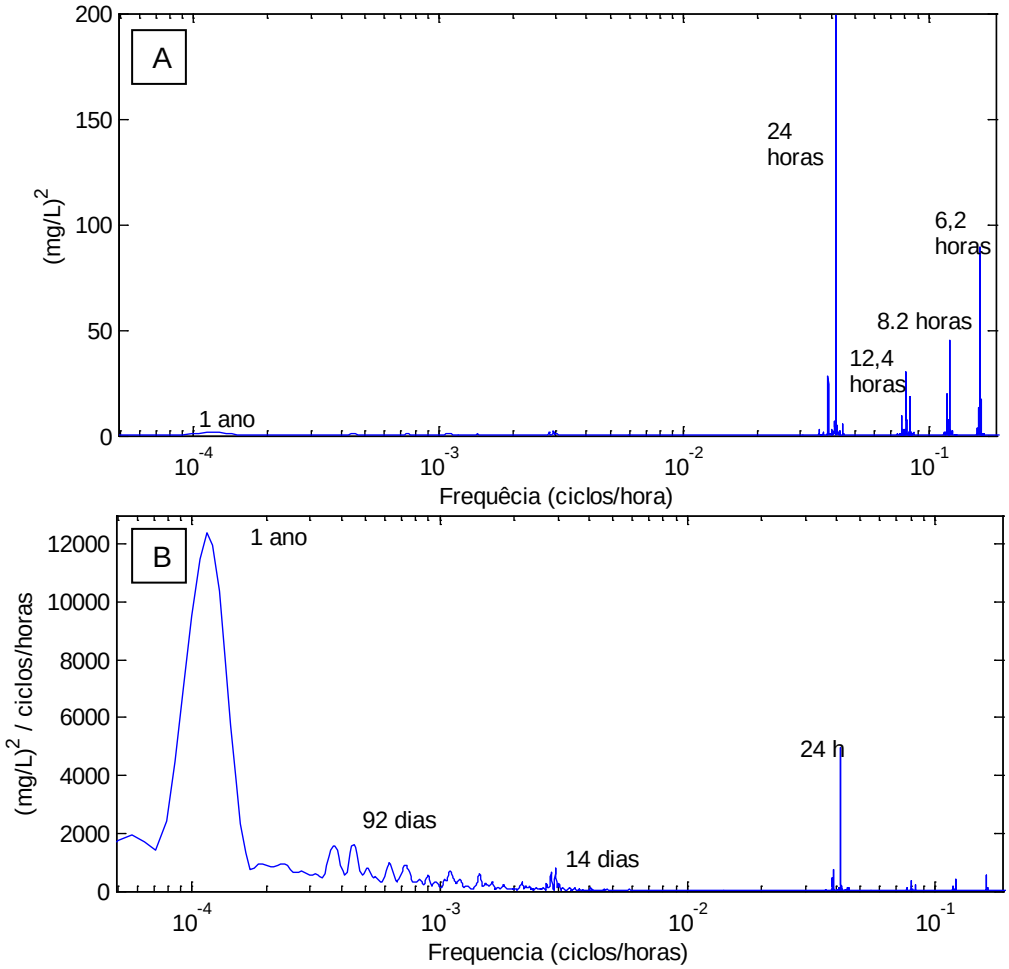

Figura 26 – Análise espectral das concentrações de OD em SM para o período de 1995 a 2010. (A) Energia e (B) densidade de energia espectral por frequência de oscilação.

Para a série de VM os períodos de oscilação mais importantes também foram os de 1 ano, 24h, 12,4h, 8,2h e 6,2h (Figura 27 A), porém estes apresentaram menores energias em relação à SM, com exceção da oscilação de 12,4h. Sendo esta, a onda mais energética em VM. Contudo, a oscilação de 24h foi bem menor em relação à de SM. Os períodos de 1 ano, 183, 72 e 14 dias foram evidenciados após o calculo da densidade de energia espectral para cada frequência de oscilação (Fig. 27 B).

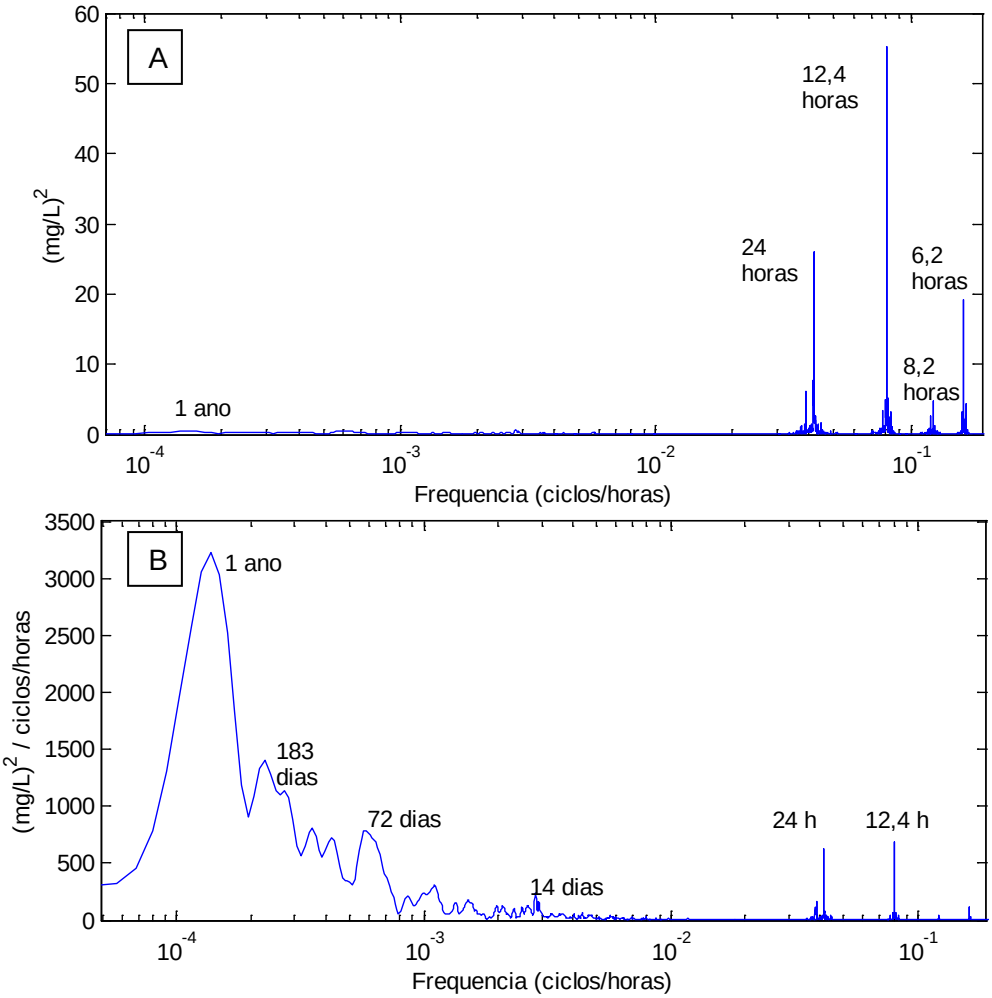

Figura 27 – Análise espectral das concentrações de OD em VM para o período de 2001 a 2010. (A) Energia e (B) densidade de energia espectral por frequência de oscilação.

4.3.2. Análise Harmônica

A análise harmônica das séries de OD extraiu as amplitudes de oscilação associadas aos principais constituintes da maré astronômica. Os períodos de oscilação mais expressivos, e suas amplitudes, são apresentados na Figura 28. As maiores amplitudes de oscilação são dos períodos diurno e semidiurno, somando um total de 3,5 e 3,8 mg/L para as séries de VM e SM, respectivamente. As amplitudes das oscilações associadas à maré astronômica representam 34% da variância das concentrações do OD em VM e 47% da variância em SM.

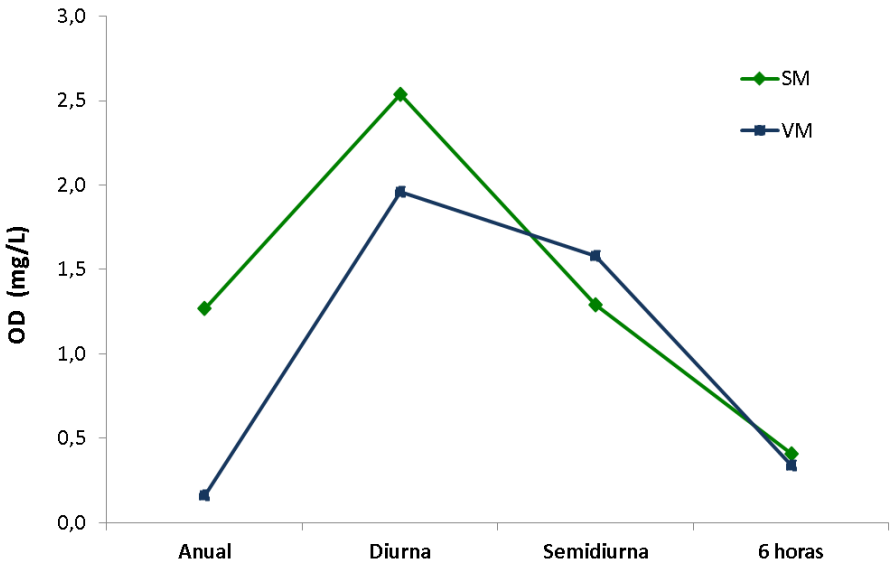

Figura 28 – Períodos e amplitudes de oscilação do OD previsto harmonicamente para as estações VM e SM.

As séries de OD reconstituídas harmonicamente reproduzem adequadamente a variabilidade do ciclo de maré, com uma boa correspondência de fase e amplitude para as duas estações (Fig. 29). Da mesma forma o ciclo anual é bem reproduzido (Fig. 30), incluindo a maior variabilidade no período de verão. Entretanto, as oscilações de maior frequência (intramareais) não são reproduzidas adequadamente (Fig. 29).

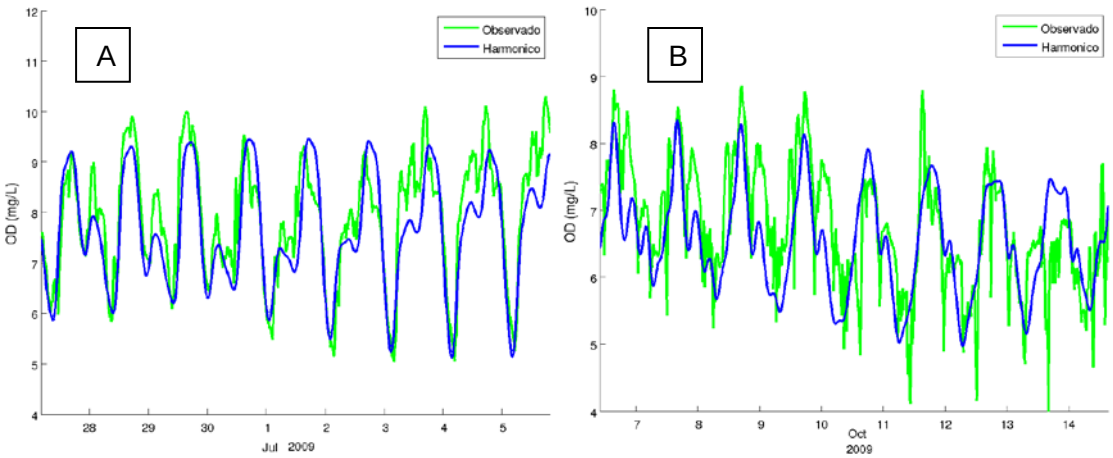

Figura 29 – Concentrações de OD observado e previsto para: (A) – VM dos dias 28 de junho a 5 de julho e (B) – SM dos dias 7 a 14 de outubro.

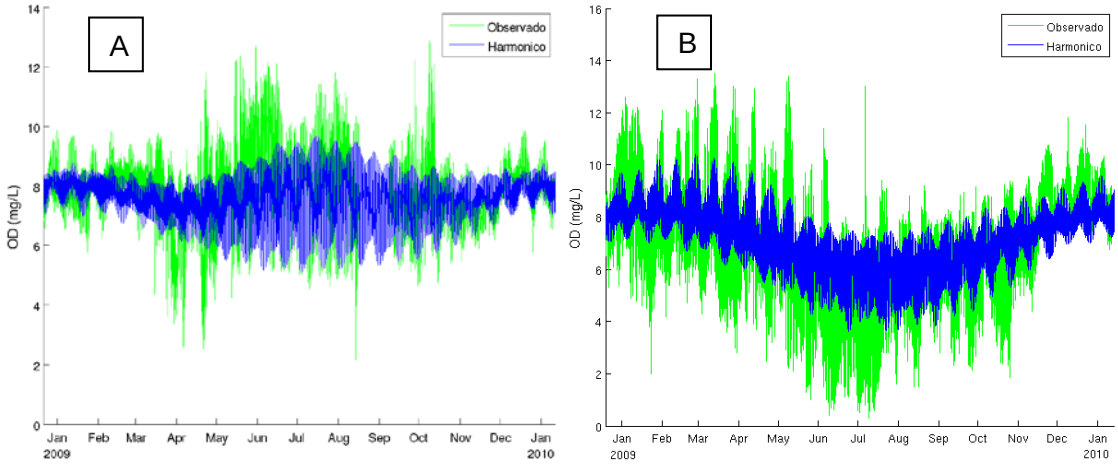

Figura 30 – Concentrações de OD observado e previsto para: (A) – VM e (B) – SM no ano de 2009.

4.3.3. Análise Espectral Cruzada

A análise espectral cruzada permitiu a identificação de três principais forçantes, a saber: maré, radiação e vento longitudinal à costa.

Os períodos de oscilações menores que um ano foram obtidos a partir do cruzamento séries temporais menores. O objetivo desses cruzamentos foi de utilizar um conjunto de dados contínuo e típico para cada época do ano. Foram utilizados, principalmente, o verão e o inverno de 2008, 2009 e/ou 2010, pois essas são estações que marcaram extremos na climatologia do O2.

Como antecipado pela análise espectral acima, para a maré foram evidenciados três principais períodos de oscilação com coeficientes de correlação relativamente altos: 6,2h, 12,4h e 24,8h (Tabela 1). Nota-se que os maiores coeficientes de correlação (VM – 0,84 e SM – 0,93) ocorrem no verão de 2009 no período 24,8h.

Tabela 1 – Resultados da análise espectral realizada entre a maré e OD para os dados das estações de verão e inverno de 2009 em VM e SM.

Estação	Intervalo de amostragem	Período de oscilação	Coeficiente de Correlação
VM	Verão de 2010	6,2h	0,61
		12,4h	0,62
		24,8h	0,84
	Inverno de 2009	6,2h	0,41
		12,4h	0,52
		24,8h	0,78
SM	Verão de 2010	6,2h	0,37
		12,4h	0,42
		24,8h	0,93

	Inverno de 2009	6,2h	0,16
		12,4h	0,32
		24,8h	0,61

A radiação apresentou dois principais períodos de forçamento, são eles: 24h e 1 ano (Tabela 2). Os maiores coeficientes de correlação observados para cada estação ocorrem no verão de 2009 (VM - 0,91 e SM - 0,95). No entanto, ao cruzar-se as séries temporais no inverno o coeficientes diminuem em SM (0,72) e VM (0,13). Para o período de um ano SM apresentou forte coeficiente de correlação (0,93). Contudo, em VM a correlação foi fraca, r=0,11.

Tabela 2 – Resultados da análise espectral realizada entre a radiação e OD para as os períodos de 2009, verão de 2009 e inverno de 2008 em VM e SM.

Estação	Intervalo de amostragem	Período de oscilação	Coeficiente de Correlação
VM	2009	24h	0,73
	Verão de 2009	24h	0,91
	Inverno de 2008	24h	0,13*
	Série completa	1 ano	0,11*
SM	2009	24h	0,88
	Verão de 2009	24h	0,95
	Inverno de 2008	24h	0,72
	Série completa	1 ano	0,93

*A correlação não foi estatisticamente significativa. Nível de confiança igual a 95%.

O vento longitudinal apresentou dois períodos de correlação em cada uma das estações (Tabela 3). Em VM, a correlação foi observada para o período de 200 dias com um coeficiente igual 0,60. Já para SM, o período de forte correlação foi de 1 ano com coeficiente de 0,74.

Tabela 3 – Resultados da análise espectral realizada entre o vento e OD para a série completa em VM e SM.

Estação	Intervalo de amostragem	Período de oscilação	Coeficiente de Correlação
VM	Série completa	200 dias	0,60
SM	Série completa	1 ano	0,74

4.4. Interpretação das forçantes

Após a realização das análises e observação dos dados foram encontrados 3 principais fatores controladores das variações do OD no estuário (Tabela 4) Em seguida, serão apresentadas como cada forçante atua sobre as concentrações do OD.

Tabela 4 – Principais forçantes controladoras das variações do OD e seus períodos de atuação.

Forçante	Período(s)
Maré	6,2h, 12,4h e 24,8h
Radiação solar	1 dia e 1 ano
Vento longitudinal à costa	1 ano
Nível médio d'água	Interanual

4.4.1. Maré

A maré foi a principal forçante do OD nos períodos de 6,2h, 12,4h e 24,8h. Esta age de duas formas: (i) promovendo uma mistura turbulenta, a qual transporta água de uma camada da coluna d'água para diferentes níveis verticais e (ii) gerando o transporte advectivo. Como é exposto abaixo, essas duas formas de atuação têm suas características no controle das concentrações do gás nos locais de monitoramento

4.4.1.1. Mistura Turbulenta

A mistura turbulenta provocada pelas correntes de maré foi o principal fator controlador das variações do OD no período de 6,2h. Ao observar as variações de nível d'água, magnitude das correntes e OD simultaneamente, notam-se quedas bruscas nos valores de OD em todas as baixas e preamares, quando as velocidades são reduzidas (Fig. 31). O fato destas depressões ocorrerem na estofa da maré indica a ocorrência de consumo local (na profundidade do sensor) de oxigênio, sem reabastecimento. O fenômeno parece estar associado à posição do sensor na coluna d'água. Supõe-se que este encontra-se, em maior parte do tempo, na zona afótica, onde os produtores primários não conseguem realizar a fotossíntese. Em momentos de fracas velocidades do fluxo a mistura turbulenta da água diminui e a água oxigenada na superfície não chega ao nível do sensor.

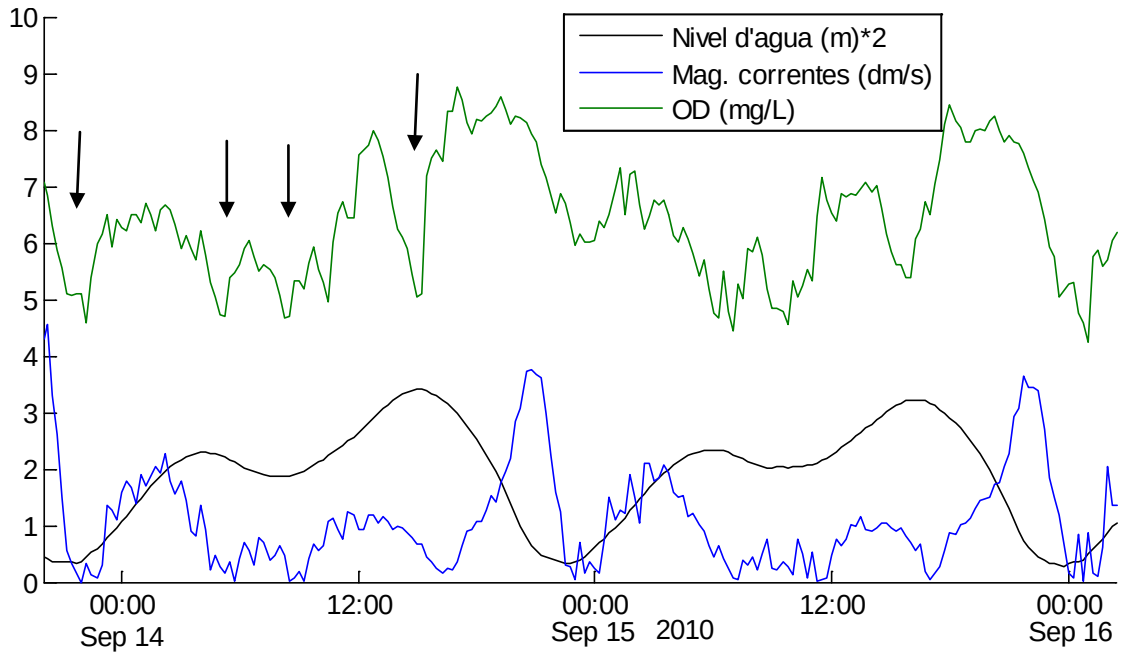

Figura 31 - Nível d'água, magnitudes das correntes e concentrações de OD em 14 e 15 de setembro de 2010 em SM.

De acordo com Wong (1989), mais de 90% da variância de correntes observadas em Elkhorn Slough é devido às marés diurnas e semidiurnas. Estas são mais fracas em instantes próximos às baixas e preamares e em contraponto, são mais intensas na meia maré (BREAKER et al., 2008). A linha vermelha da Figura 32 mostra que os menores valores médios ocorrem em instantes próximos às baixa e preamares – altura relativa de maré iguais a 0 e 1, respectivamente. Maiores valores de correntes são observados a meia maré. As correntes de vazante, após a mais alta preamar, são as mais intensas em SM. Em situação de sizígia (pontos verdes), quando a altura de maré é maior, as correntes tornam-se mais intensas em relação à quadratura (pontos azuis).

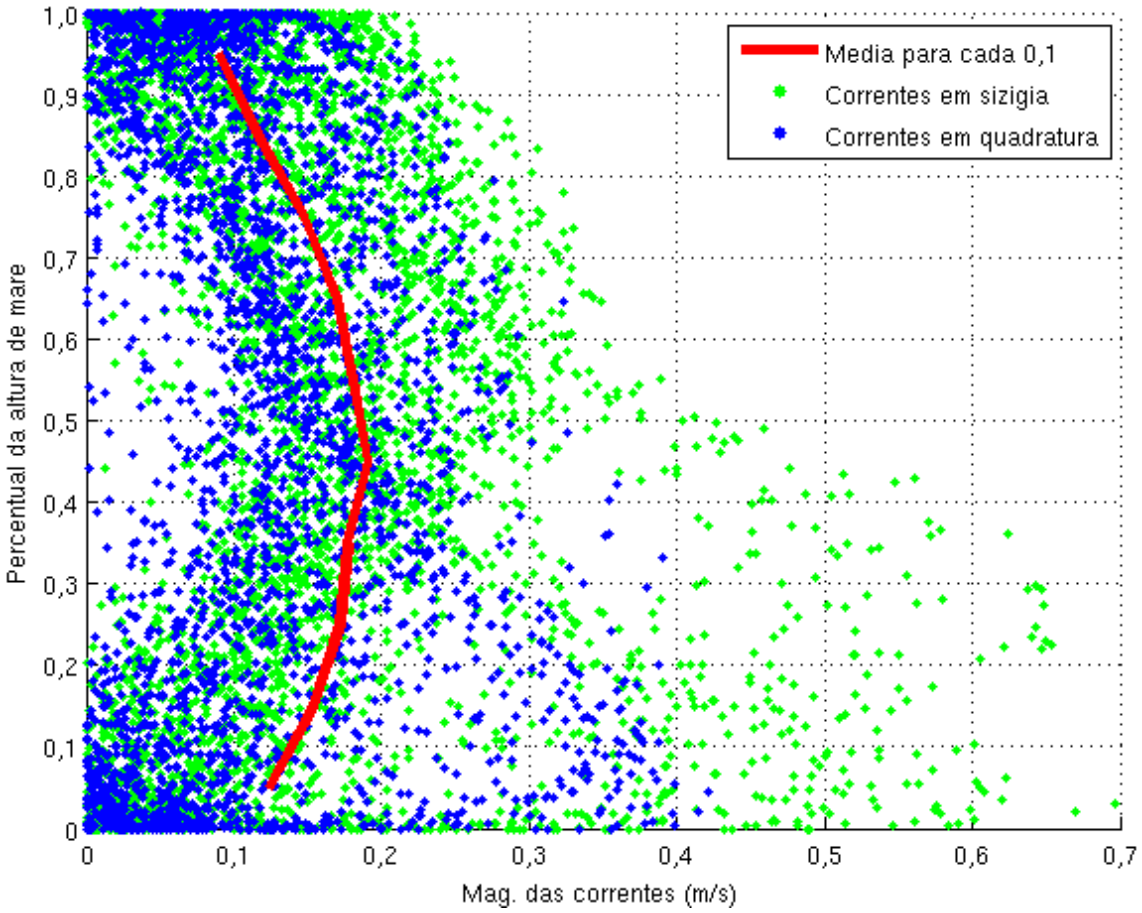

Figura 32 – Distribuição dos valores de magnitude das correntes de maré em sizígia e quadratura contra o percentual da altura para cada ciclo (6,2h) de maré no verão de 2010 em SM. Dados coletados em intervalos de 15 minutos. A altura de maré media em SM foi de 1,64 m. Acima disso considerou-se sizígia e abaixo quadratura.

As oscilações de alta frequência (supramareais) do OD foram eliminadas com a aplicação do filtro passa baixa com frequência de corte de 12h. A Figura 33 mostra o resultado do sinal filtrado em relação ao sinal original em dois ciclos de maré de setembro de 2010. A diferença do sinal observado para o filtrado, ou OD residual, deve refletir processos de consumo / produção na massa d'água, influenciados por processos turbulentos. Valores positivos do OD residual indicam concentrações maiores que a do sinal filtrado e o oposto aplica-se aos valores negativos.

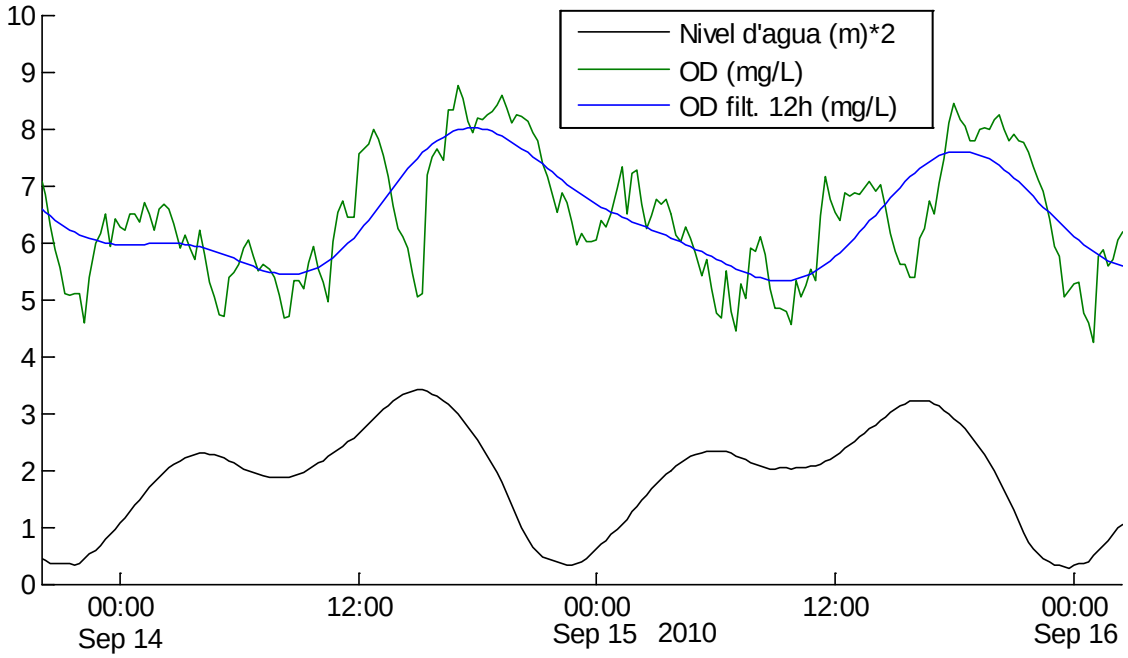

Figura 33 - Nível d'água, OD filtrado (12h passa-baixa) e OD em 14 e 15 de setembro de 2010 em SM.

A Figura 34 - A ilustra a relação do OD residual e o nível d'água relativo ao ciclo de maré quando a leitura foi feita em SM. Observa-se que os menores valores negativos ocorrem tanto nas baixas quanto nas preamares, que de acordo com a Figura 35 estão associadas a magnitudes de correntes menores que 0,1 m/s. Velocidades de correntes inferiores a este valor representam 60% dos registros de OD residual negativos. Em VM existe também uma tendência de menores valores negativos de OD residual no verão próximo às baixa e preamares, porém com magnitude inferior àquela observada em SM nas baixamares (Fig. 34 - B). Menores valores negativos de OD residual em VM sugerem uma melhor mistura das camadas d'água em momentos próximos às estofas e/ou a posição da sonda está em um local da coluna d'água mais iluminada da d'água do aquela em SM.

A distribuição dos valores residuais de OD também foi investigada para o inverno em SM, porém o padrão descrito acima não foi encontrado. Os valores residuais negativos de OD não parecem depender do momento da maré nessa época do ano (Fig. 34 - C). Dessa forma, supõe-se que o consumo na profundidade da sonda seja reduzido nessa época do ano devido a uma menor demanda biológica. Um padrão de OD residual similar ao do verão em VM é encontrado no inverno, porém em menor intensidade. Os valores de OD residual nas baixa e preamares, que no verão eram cerca de -1mg/L e -2mg/L, respectivamente, passam a valores de -0,3mg/L (baixamares) e -0,4mg/L (preamares) (Fig. 34 - D).

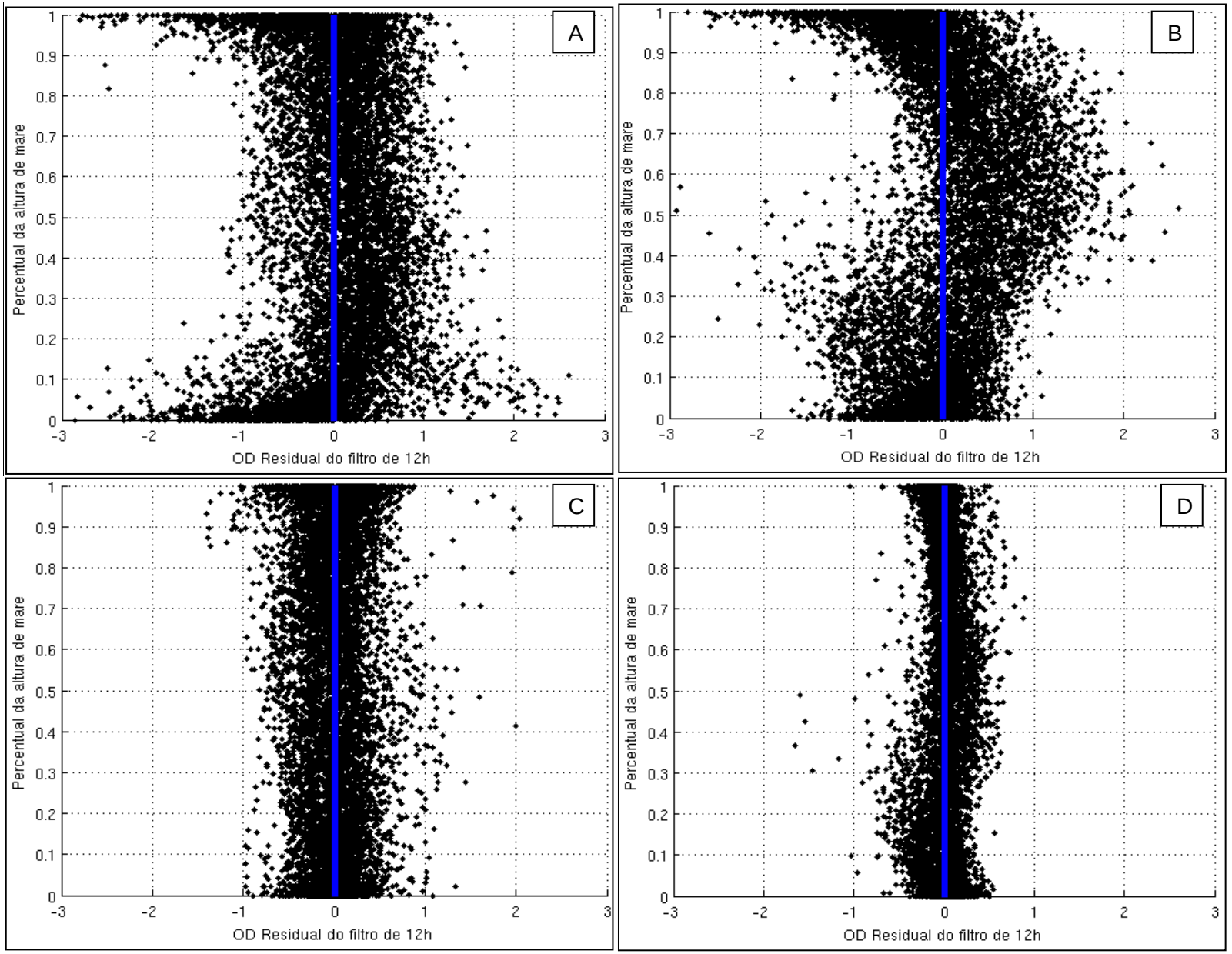

Figura 34 - Valores residuais de OD para um filtro de 12h x percentual da altura de maré no verão de 2010 em SM (A) e VM (B) e no inverno de 2009 em SM (C) e VM (D).

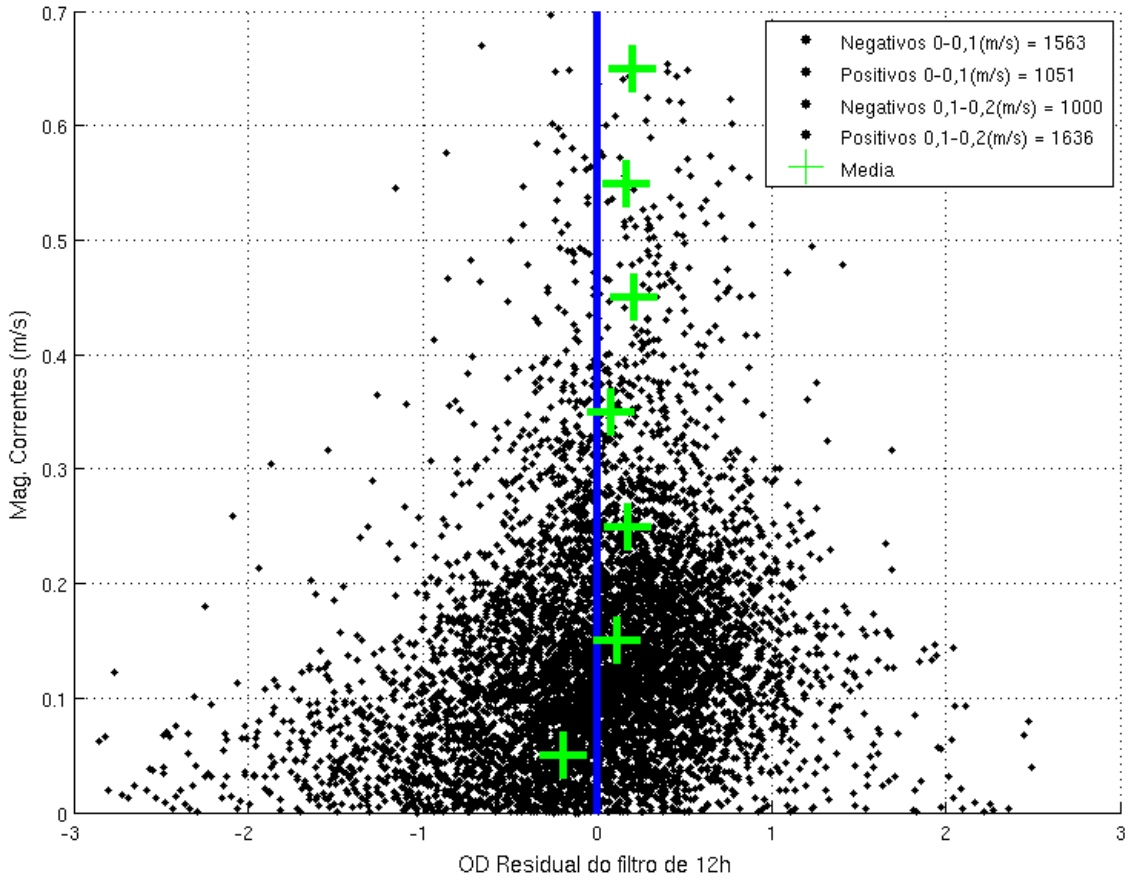

Figura 35 – Distribuição dos valores residuais de OD para um filtro de 12h contra a magnitude das correntes no verão de 2010 em SM. Dados coletados a cada 15 min. Legenda: Quantidade de pontos correspondente a cada setor do gráfico.

Com o intuito de testar a hipótese da mistura turbulenta, uma sonda foi instalada na superfície em SM no verão de 2012 para medições simultâneas em duas profundidades. A sonda de superfície foi fixada em uma boia para mantê-la nos primeiros centímetros da coluna d'água (Fig. 36). Os resultados (Figura 37) mostram que os valores de superfície são sempre maiores e que quedas pronunciadas do OD, em instantes próximos às baixa e preamares, ocorre apenas na sonda em profundidade.

Figura 36 – Sonda presa a uma boia na estação SM em momento de maré alta no dia 23 de agosto de 2012 às 9:02 da manhã.

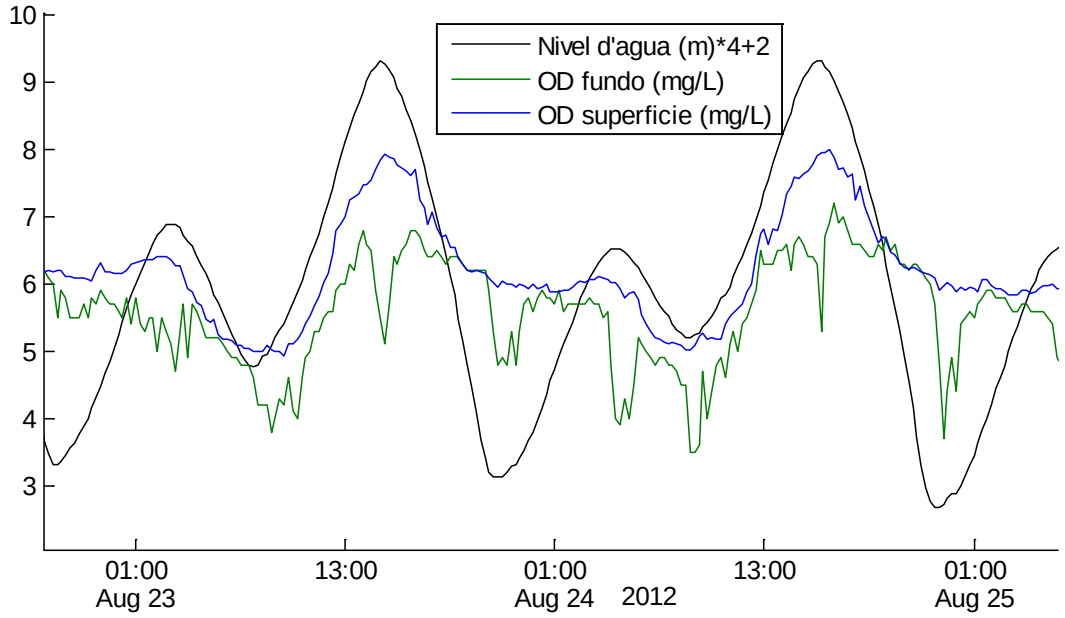

Figura 37 - Nível d'água, concentrações de OD próximo à superfície (azul) e a 0,5 m do fundo (verde) em 23 e 24 de agosto de 2012 em SM.

O verão de 2010 não foi atípico, e o mesmo padrão de distribuição do OD residual com o estágio de maré é observado nos demais anos. Porém, ocorrem diferenças na magnitude dos valores. Com o intuito de sintetizar os dados, foram calculados somatórios e médias do OD residual negativo para cada intervalo de 10% da altura

dos ciclos de maré semidiurnos (Fig. 38). Acredita-se que os anos de 1996 a 2000 tiveram uma tendência reduzida, devido às maiores quantidades de dados espúrios que foram eliminados (Figuras 21, 22 e 24).

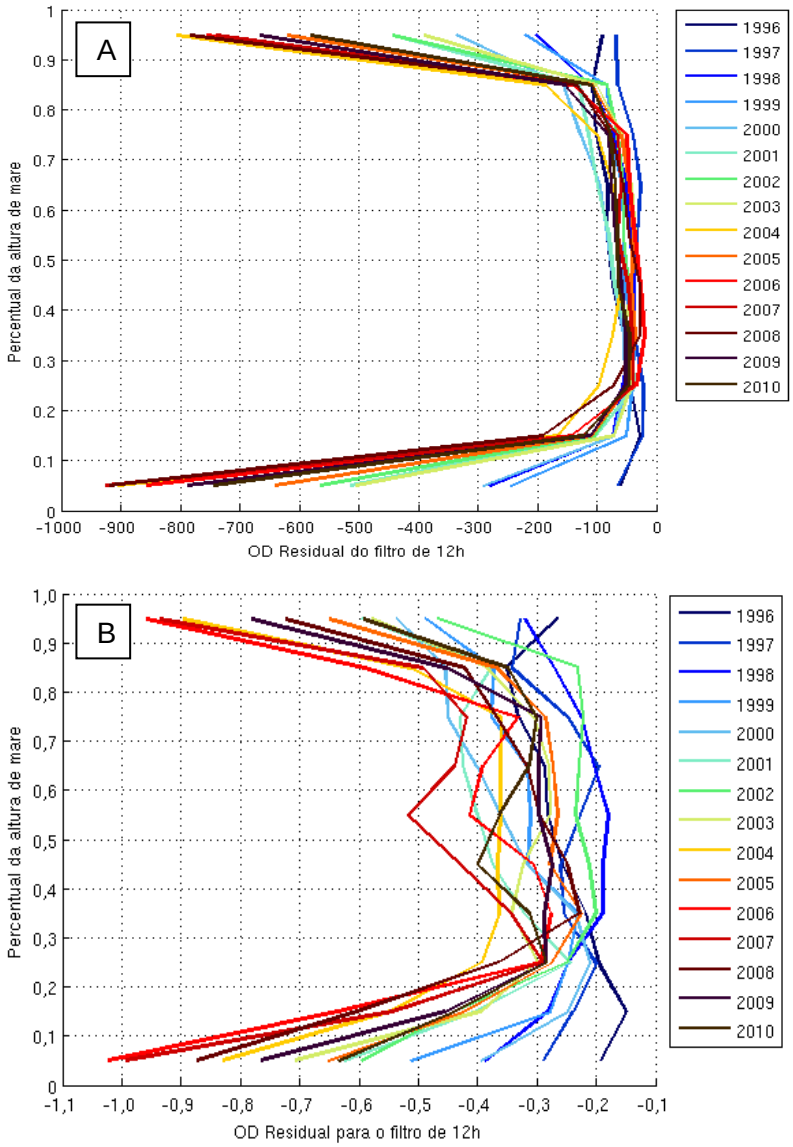

Figura 38 – (A) Somatório e (B) média dos valores residuais negativos de OD para um filtro de 12h a cada intervalo de 0,1 do percentual da altura de maré para os verões de 1996 a 2010 na estação SM.

Valores negativos de OD residual não necessariamente indicam baixos valores de concentração do OD (Figura 33). Para identificar a importância da velocidade do fluxo no estabelecimento de condições hipóxicas, valores de concentração de OD foram inseridos junto à representação da distribuição do OD residual frente à altura relativa do nível d'água no verão de 2009 (Fig. 39), o qual apresentou maior frequência de baixas concentrações, diferentemente do verão de 2010 como se vê na Figura 21. Observa-se que condições hipóxicas ocorrem preferencialmente próximo à baixa e

preamar, quando os valores negativos de OD residual são também elevados. Em VM, apesar de terem sido observados os menores valores de OD residual nas baixas e preamares, o fenômeno de consumo localizado não provoca hipoxia constantemente, pois somente no verão de 2001 a estação encontrou valores abaixo de 2 mg/l.

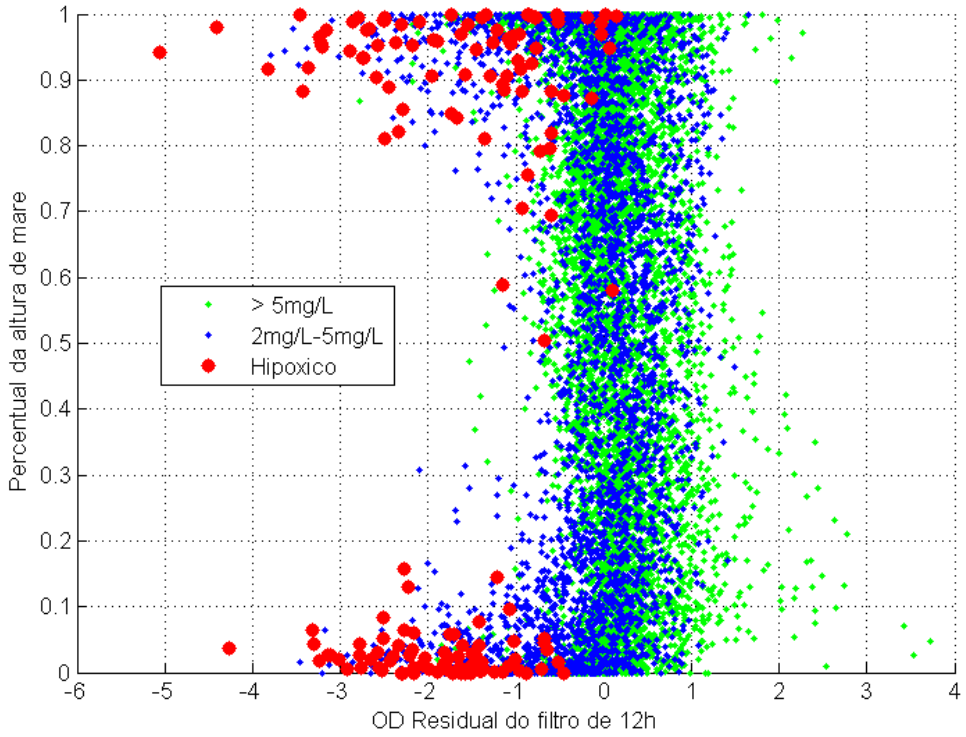

Figura 39 – Valores residuais de OD para um filtro de 12h contra o percentual da altura de maré e concentrações de OD no verão de 2009 em SM.

4.4.1.2. Transporte advectivo

Ao observar as variações de nível d'água e OD simultaneamente, nota-se que existe uma tendência de crescimento dos valores de OD com o aumento do nível d'água e decréscimo com a redução deste (Figura 33 e 40). O crescimento é bem marcado entre a mais baixa baixamar e a mais alta preamar, e explicado pela advecção de uma massa d'água mais oxigenada proveniente de locais mais a jusante da estação.

Quando confrontamos a média das concentrações de OD com as médias das concentrações nas marés mais altas (MHHW) e nas mais baixas (MLLW) nota-se a tendência de maiores valores OD nas marés altas em relação às baixas e à própria média do gás no verão amostrado (Fig. 41).

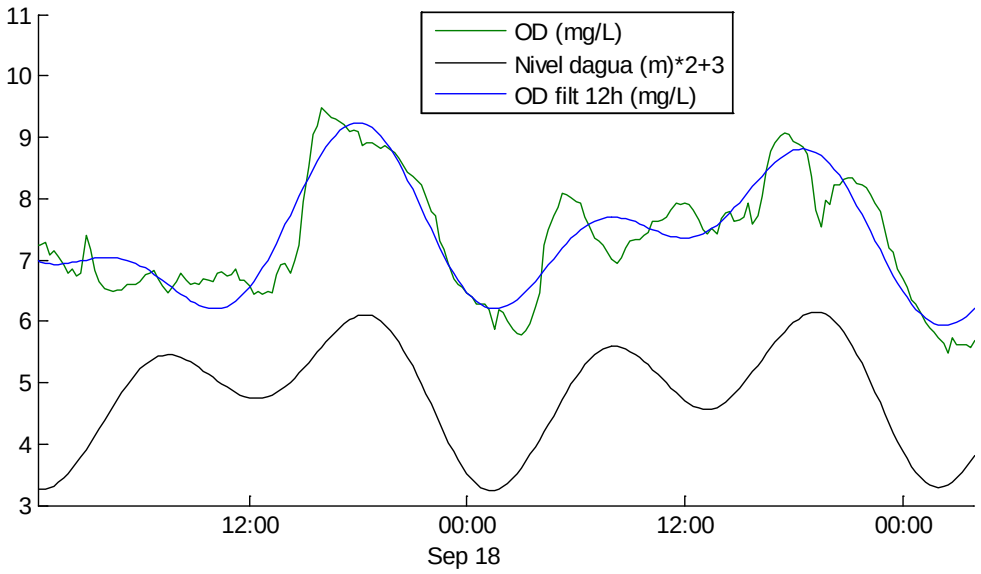

Figura 40 - Nível d'água, OD filtrado (12h passa-baixa) e OD em 17 e 18 de setembro de 2010 em VM.

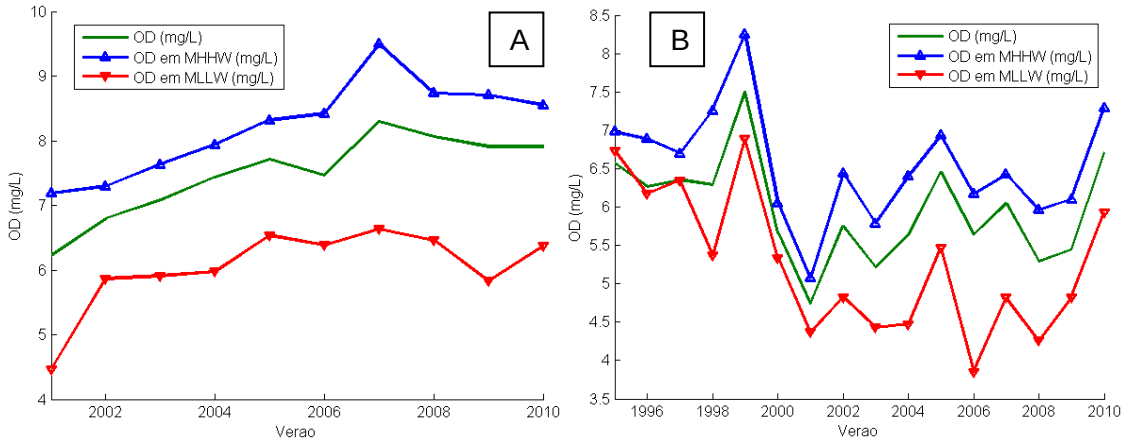

Figura 41 – Médias de OD nos verões em (A) VM e (B) SM nas mais altas preamares (MHHW) e mais baixas baixamares (MLLW).

A partir do dia 19 de agosto de 2010 foram adicionadas duas estações de amostragens no projeto de monitoramento da ESNERR. Uma estação à jusante de SM, denominada Rail Road Bridge (RB), fundeada na constricção que liga Parsons Slough ao canal principal, e outra estação a montante de SM, denominada de Whistlestop lagoon (WS), na retaguarda de uma embancamento e conectada a Parsons através de canos (Fig. 42).

Figura 42 – Localização geográfica das estações de qualidade da água Rail Road Bridge (RB), South Marsh (SM) e Whistlestop (WS). Fonte: Google Earth.

A Figura 43 apresenta os valores de oxigênio dissolvido para as três estações e de nível d'água para estação SM. Observa-se que na estação WS as concentrações do gás são as mais baixas dentre as três, e valores mínimos ocorrem próximo às menores baixamares. Os valores de OD se aproximam dos valores de OD das outras estações com a subida da maré.

A fim de verificar a tendência de variação do OD ao longo do dia no restante do verão de 2010 para as 3 estações, foi calculada a média dos registros a cada uma das 24 horas do dia (Fig. 44). Nota-se, em média, as mesmas características apresentadas anteriormente – crescentes concentrações de OD de WS para RB, ou seja, gradiente horizontal de OD. Contudo, as concentrações na estação WS, localizada em uma laguna muito rasa (~1,5 m), mostra um pico após o meio dia que chega a ultrapassar as concentrações de SM. Isto sugere que a radiação e da produção biológica de oxigênio exerçam uma grande influência neste local.

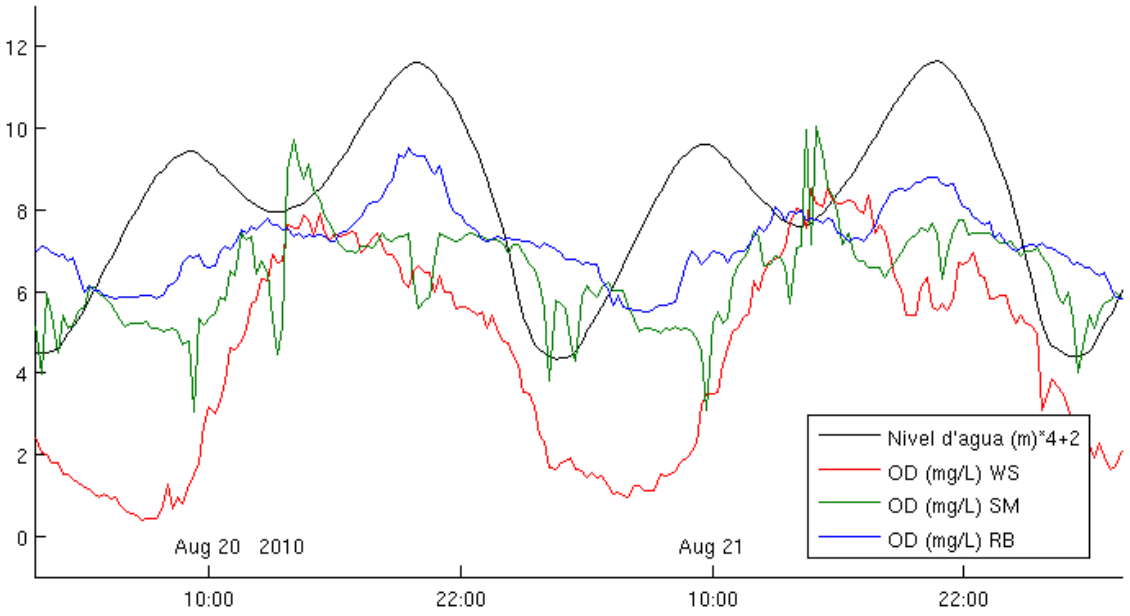

Figura 43 – Nível d'água e OD em Rail Road Bridge (RB), SM e Whistlestop (WS) em 20 e 21 de agosto de 2010.

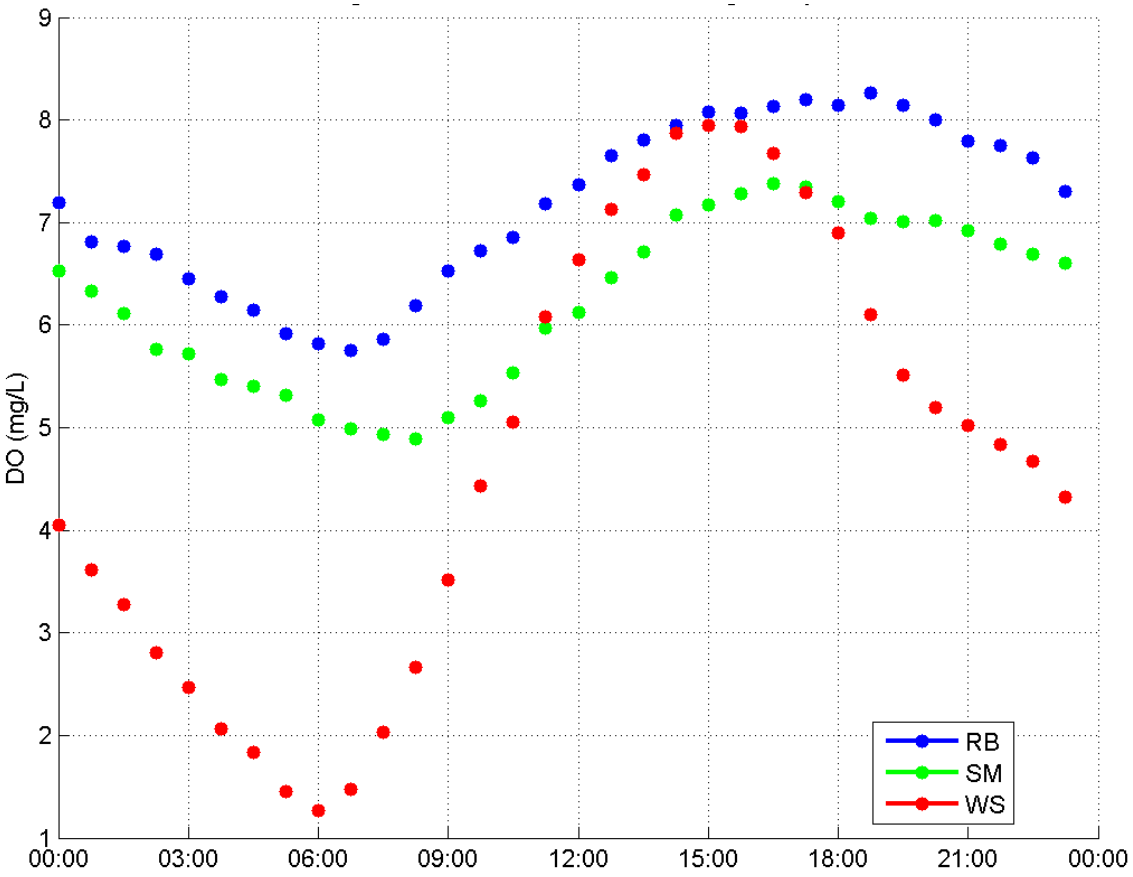

Figura 44 – Média do OD observado em cada 15 min. ao longo do dia entre as datas 19 de agosto e 21 de setembro de 2010 para as estações RB, SM e WS.

No inverno, as concentrações de OD parecem ser similares ao longo do estuário, como apresentado na climatologia do gás (Fig. 25), e assim pode-se dizer que a circulação não assume um papel importante nas oscilações do OD.

4.4.2. Radiação

A radiação apresentou-se como uma forçante importante no ciclo diário do OD. A luminosidade força o aumento das concentrações do OD após às 8h, estas atingem máximos, cerca de 8 mg/L, principalmente após o meio dia e tendem a decrescer depois das 18h (Fig. 45). Este comportamento é explicado pela chegada de radiação luminosa no início da manhã que incita a fotossíntese e gera o aumento das concentrações do gás. Após às 18h, com o pôr do sol, a produção primária cessa, restando apenas a respiração que causa o decréscimo das concentrações de O_2.

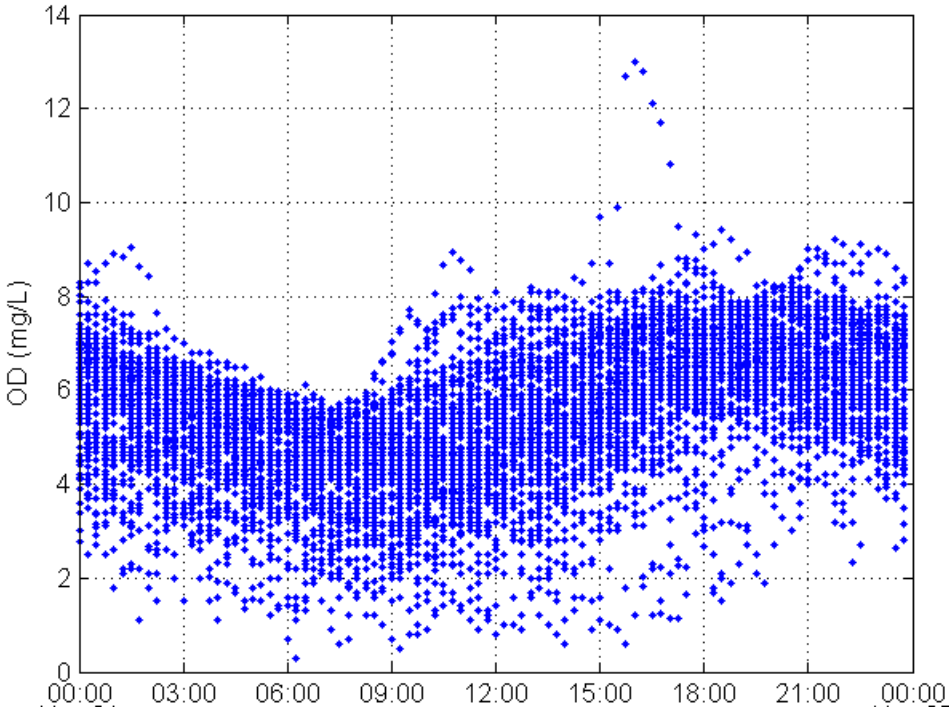

Figura 45 – Distribuição das concentrações de OD ao longo do dia observado em cada 15 min. no verão de 2009 em SM.

Este padrão encontrado no verão de 2009 foi observado, com certa variação interanual, em todos os verões. Os máximos foram encontrados no ano de 1999 com um vale de 6,0 mg/L e pico de 8,8 mg/L. O menor valor ocorreu em 2008 (3,6 mg/L) e o menor pico ocorreu 2002 (5,4 mg/L) (Fig. 46).

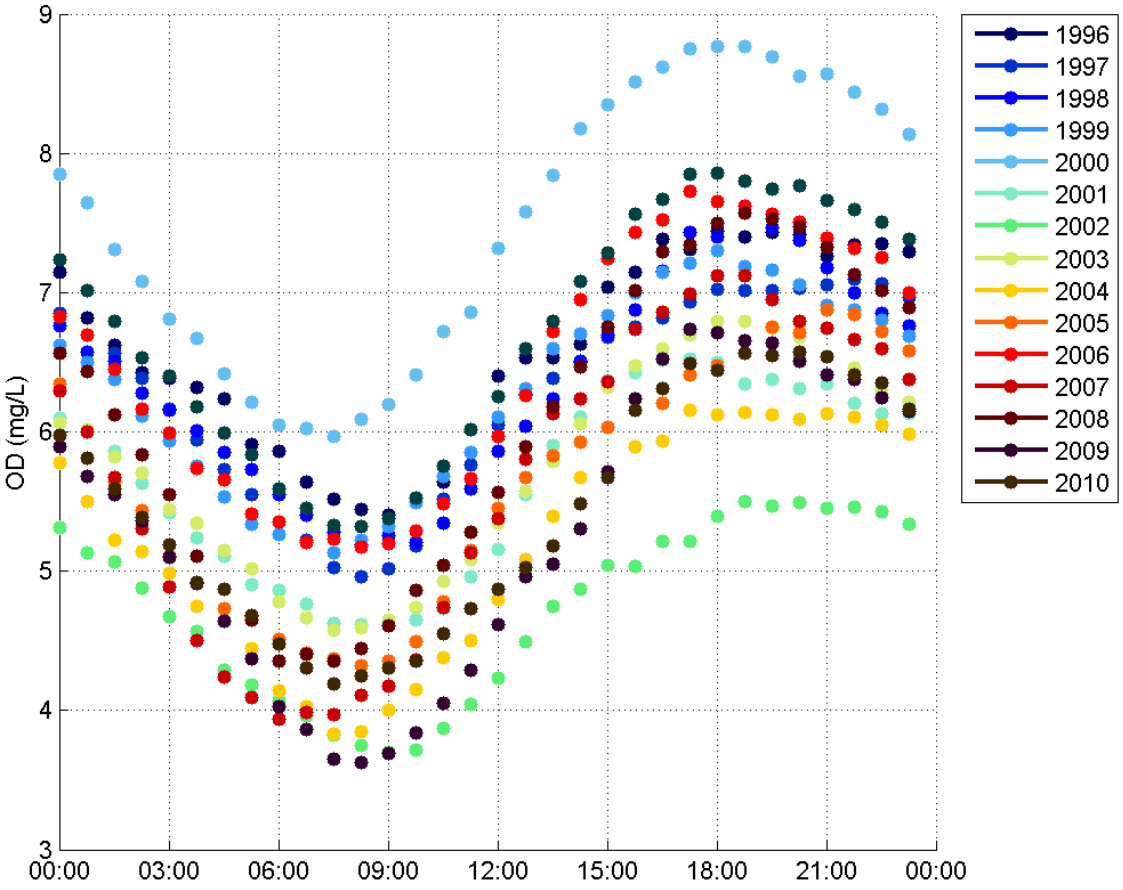

Figura 46 – Média do OD observado em cada momento do dia para os verões de 1995 a 2010 em SM. Legenda: Ano

No entanto, ao observar as variações de OD, radiação e nível d'água simultaneamente, notam-se momentos de grande consumo de OD mesmo em instantes próximos aos máximos de radiação (Fig. 47). Isto, mais uma vez, sugere que a sonda encontra-se numa região sem penetração da radiação solar, sem a possibilidade de ocorrer fotossíntese. Contudo, se compararmos os picos do gás anterior (seta vermelha da Figura 47) e posteriormente (seta preta da Figura 47) ao meio dia, notamos um aumento que pode ser creditado ao efeito da radiação acumulada ao longo do dia.

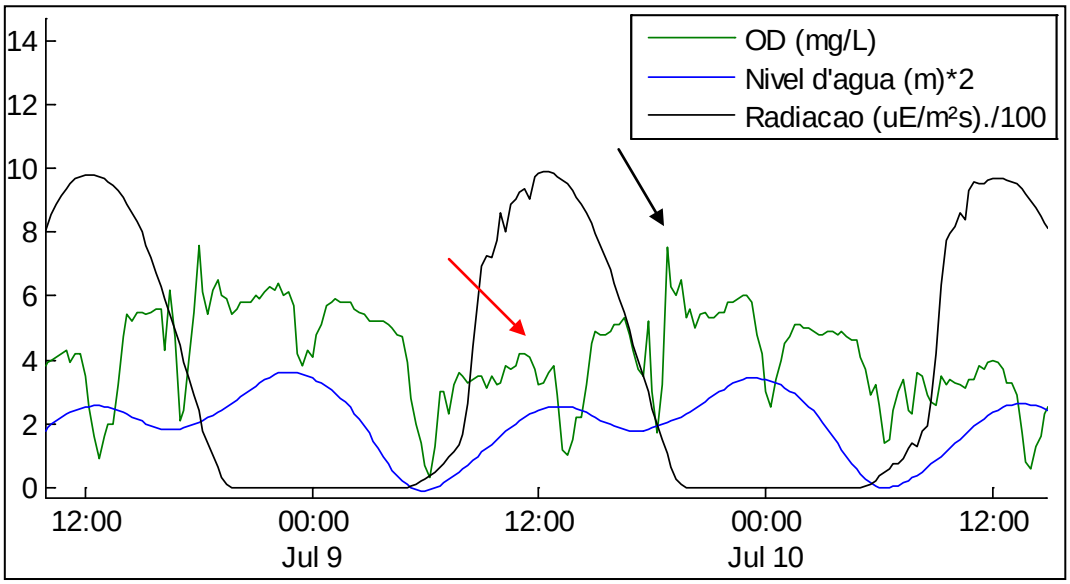

Figura 47 – Concentrações de OD, radiação e nível d'água nos dias 6 e 7 de julho de 2009.

Este padrão se confirma ao observamos as mesmas variáveis, numa situação de inverno (Fig. 48). As setas mostram os picos de OD, maior pico sendo provocado pela mistura com a água de superfície que possui maiores concentrações do gás após o meio dia.

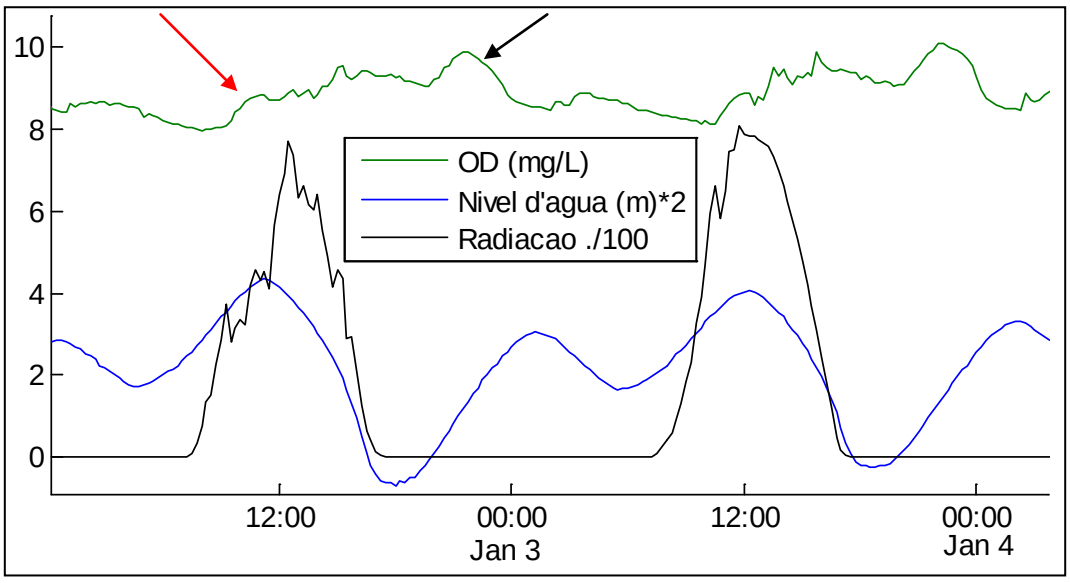

Figura 48 – Concentrações de OD, radiação e nível d'água nos dias 3 e 4 de janeiro de 2009.

No inverno a distribuição do OD ao longo do dia em SM não apresentou uma cava associada ao grande consumo que causa baixas concentrações às 8h. Acredita-se que o consumo de O_2 seja reduzido nessa época devido à uma menor demanda

biológica. No entanto, às 18h observou-se uma tendência de máximo, como observado no verão (Fig. 49).

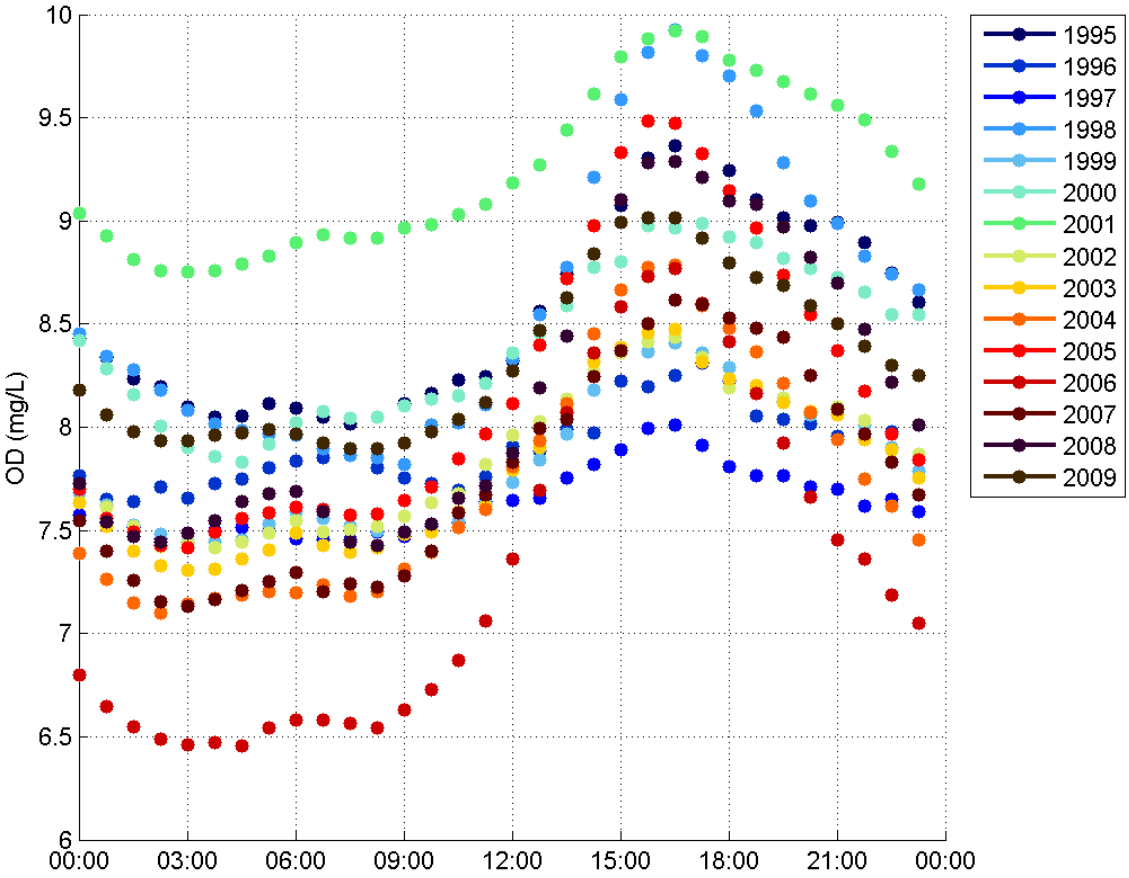

Figura 49 – Média do OD observado em cada momento do dia para os invernos de 1995 a 2009 em SM. Legenda: Ano

Nota-se que a radiação tem papel importante, apesar de secundário, na produção de oxigênio, pois a mesma provoca um pico do gás no verão e no inverno sempre após o meio dia.

De acordo com o relatório de gerenciamento ESNERR, existe a percepção de que a ausência de radiação solar e o menor volume de água na baixamar ao final das noites de verão são os maiores responsáveis pela ocorrência de momentos de hipoxia. Se isto realmente ocorre os valores instantâneos de OD nas noites de verão devem estar sempre abaixo de uma média diária. Para verificar se isso realmente foi feito o cruzamento das concentrações de OD em SM nos momentos de baixa e preamares e as horas do dia, (Figura 50) no verão de 2009. Observa-se que os valores hipóxicos (pontos vermelhos na Figura 50) ocorrem em ambos os momentos e que independem da hora do dia.

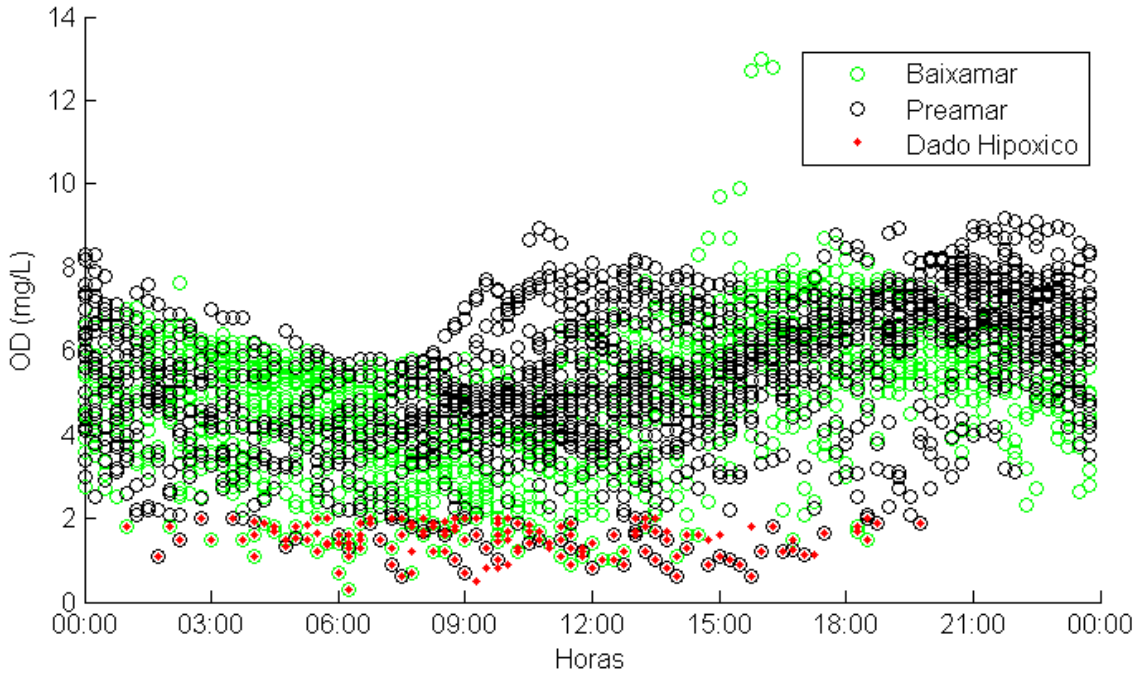

Figura 50 – OD nas baixas e preamares em cada 15min do dia no verão de 2009 em SM.

Portanto, a radiação no período de 1 dia apresenta papel importante, porém secundário, no controle do OD na profundidade monitorada pelo sensor, pois a mesma depende da mistura turbulenta para levar água oxigenada da superfície para a região da sonda. A radiação, por si só, não consegue evitar concentrações hipóxicas do gás, visto que as mesmas são observadas, em sua maioria, no período diurno.

A variabilidade anual da radiação promoveu distintas tendências nas concentrações de OD nas duas estações. O aumento da insolação no verão aumenta a produtividade primária que, consequentemente, deveria ocasionar um aumento nas concentrações de OD (LALLI & PARSONS, 1993). Este fenômeno não é, no entanto, observado em SM. Nesta estação ocorre uma tendência inversa, com as menores concentrações ocorrendo no verão (Figura 25). Em SM, a circulação é mais restrita, o tempo de residência é maior, assim como as concentrações de clorofila α (HUGHES, 2009). Dessa forma, apesar da maior produtividade no verão existe também uma maior demanda, a qual deteriora a concentração de O_2 fazendo com que as médias das concentrações do gás sejam menores nesta época do ano.

Em VM ocorre o oposto, porém com uma ressalva. Nesta estação as máximas concentrações de OD ocorrem no verão (Figura 21). Contudo, a média no verão não é superior à observada no inverno (Figura 25). Este fenômeno pode ser explicado pela chegada de águas menos oxigenadas, antes localizadas à montante, como as

observadas em SM, que acabam por reduzir a média das concentrações de OD nos meses de verão.

4.4.3. Vento longitudinal à costa

O vento longitudinal à costa é responsável por causar ressurgência (componente do vento paralelo à costa positiva ou ventos de NW) ou subsidência (componente do vento paralelo à costa negativa ou ventos de SE) através do Transporte de Ekman (HUYER, 1983). A ressurgência costeira é responsável por trazer águas mais frias e com baixos teores de oxigênio dissolvido (Hoffman et al., 2011).

O fenômeno acima é evidenciado ao notar-se a mínima concentração média de OD em abril na estação VM em concordância com a máxima velocidade do vento longitudinal à costa (Figura 10 e Figura 25). Após o mês de junho ocorre novamente uma redução das concentrações do gás acompanhando o novo aumento da intensidade do vento. A queda das concentrações de OD que se inicia em fevereiro, é ligeiramente acentuada entre março e abril, provavelmente respondendo à influência do vento. Como a queda das concentrações continua até julho, torna-se difícil dizer o quanto da queda em abril é efeito da advecção de água oceânica mais pobre em O_2.

Além de trazer águas com baixas concentrações de OD a ressurgência também promove o bombeamento de águas frias para superfície. Assim, o cavado observado na temperatura média mensal em abril na estação VM (Figura 14) é também explicado pelo cisalhamento eólico na plataforma. Em SM, novamente, observa-se apenas uma redução do padrão de crescimento dos valores de temperatura.

4.4.4. Nível médio d'água

A partir de discussões anteriores foi evidenciado que a sonda em SM encontra-se a maior parte do tempo na zona afótica e que o OD produzido na superfície chega na profundidade da sonda por efeito da mistura turbulenta. Assim sendo, pode-se supor que um maior nível médio d'água situe a sonda por mais tempo na zona afótica e dificulte mais o transporte turbulento do OD da superfície até sua posição, diminuindo os valores médios de OD.

Considerando-se apenas os períodos de verão em SM, o nível d'água médio foi de 1,03 m e a concentração média do OD foi cerca de 6 mg/L. Os valores máximo e mínimo dos níveis médios d'água ocorreram nos verões de 1997 (1,08 m) e 2010 (0,96

m), respectivamente. As concentrações médias do OD apresentaram grandes amplitudes no começo do monitoramento, atingindo um máximo de 7,5 mg/L em 1999 e mínimo de 4,7 mg/L em 2001 (Fig. 51). Inicialmente, não foi identificada nenhuma relação significante entre o nível d'água e o OD, porém a partir de 2005, é notada uma forte correlação inversa entre o nível d'água e o OD. Quando o nível médio d'água é mais alto, a concentração média do OD tende a ser mais baixa e vice-versa (Figuras 51 e 52). A maior perda de dados nos anos iniciais deve ter impactado a relação inversa observada nos anos finais (Figura 21 e Figura 24).

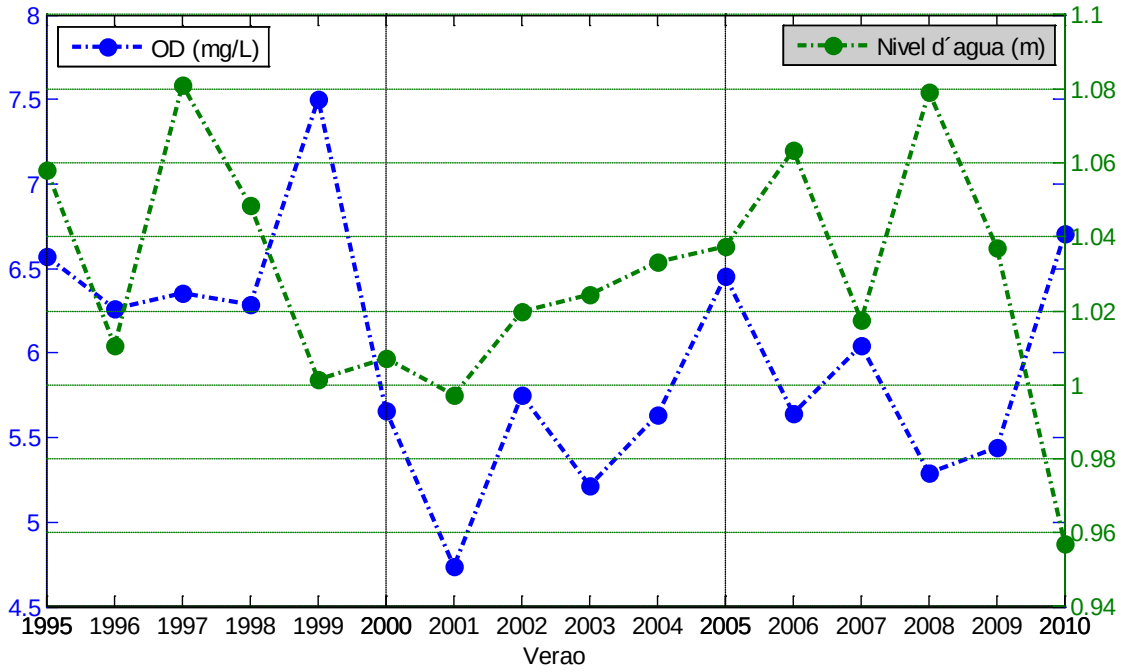

Figura 51 – Médias de verão do nível d'água e OD para estação SM.

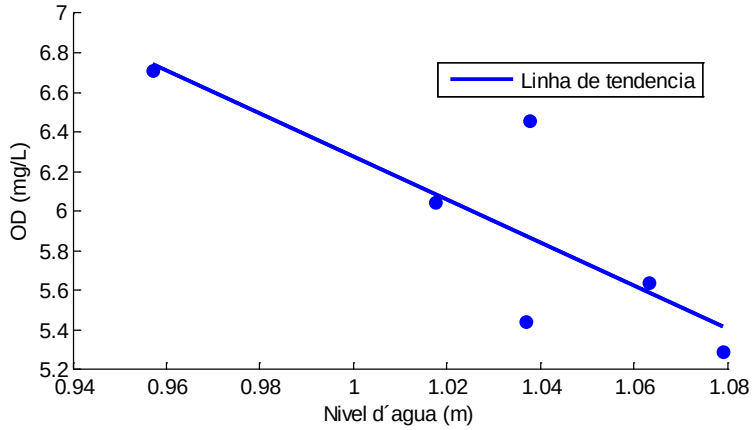

Figura 52 – Correlação linear entre as médias de verão do nível d'água e das concentrações do OD em SM de 2005 a 2010. Coeficiente de correlação igual a - 0,81 e p= 0,049.

Em VM, esta tendência também foi encontrada (Fig. 53), principalmente a partir de 2005, com exceção de 2010. Contudo, a correlação observada foi menor em relação à SM (Fig. 53), pois em VM foi notado em discussões anteriores que as concentrações do gás não são dependentes da mistura turbulenta quanto em SM (Figura 34).

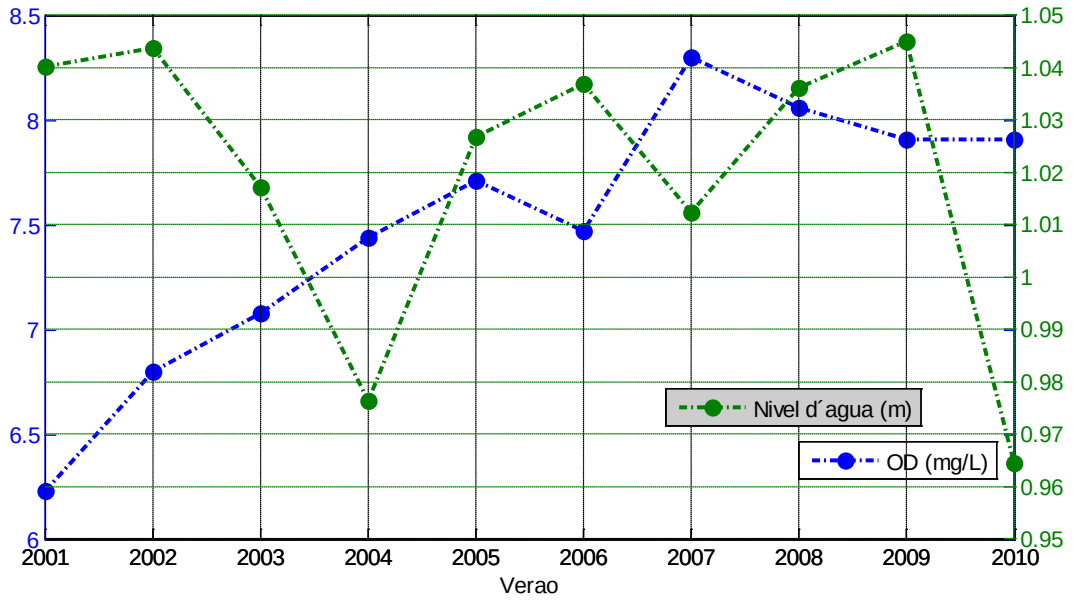

Figura 53 - Médias de verão do nível d'água e OD para estação VM.

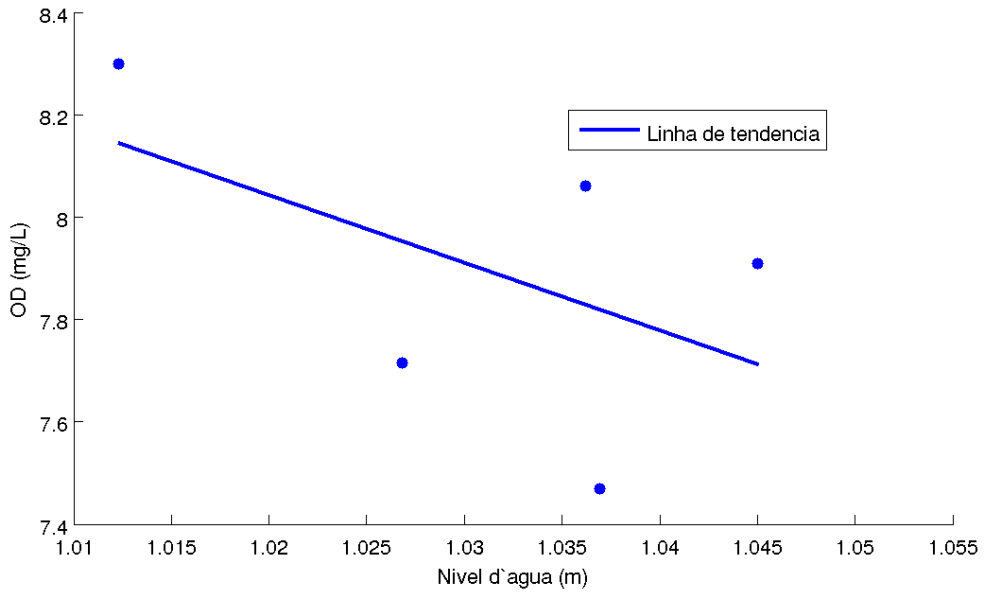

Figura 54 - Correlação linear entre as médias de verão do nível d'água e das concentrações do OD em VM de 2005 a 2009. Coeficiente de correlação igual a - 0,52 e p= 0,369.

5. Conclusões

No período de 6,2h a mistura turbulenta foi o principal controlador das concentrações do OD. Esta transporta água rica em OD para a região próxima ao fundo e quando a turbulência é reduzida, predomina o consumo sem reabastecimento, criando vales a cada 6,2h na série temporal do OD. Nos períodos de 12,4 e 24,8h o transporte advectivo de água regula as quantidades do gás. Na subida da maré ocorre aumento das concentrações, devido ao transporte de água rica em O_2 à montante de SM e o inverso na descida da maré. Este transporte advectivo gerado pela maré responde por até 34% (VM) e 47% (SM) da variabilidade do OD em intervalos de tempo semidiurnos e diurnos nas duas estações. Desta forma a previsão harmônica do OD deve ser adotada como o primeiro passo em exercícios de simulação das concentrações.

A radiação, no período de 1 dia, representa um papel importante nas concentrações do gás, criando máximos que tendem a ser observados sempre após o meio dia. O consumo de OD e a ressurgência apresentaram controle importante sobre o OD climatologicamente. No que diz respeito a variações interanuais, o nível médio d'água mostrou-se importante sobre as variações do OD.

O volume d'água é considerado um fator regulador importante das concentrações de OD pela gerência da ESNERR. As análises aqui realizadas mostram, no entanto, que a variabilidade do OD não responde positivamente ao maior volume d'água, mas sim à espessura da lâmina d'água acima do sensor e à velocidade das correntes, que causa a mistura turbulenta. Eventos de hipoxia ocorrem tanto nas baixas quanto nas preamares, e as médias anuais do oxigênio dissolvido no verão são menores quando temos um maior nível d'água, ou seja, maior volume de água. Portanto, o tamanho do estoque de OD não impede baixas concentrações do gás.

Foi observado que os valores de hipoxia tendem a ocorrer, majoritariamente, em momentos próximos às estofas de maré, os quais duram menos de uma hora. Portanto, apenas espécies muito sensíveis, como o linguado *Platichthys flesus* não suportariam a essas condições. Dessa forma, o tempo de exposição à hipoxia não parece ser um problema em SM. Entretanto, com a construção da barragem na entrada de Parsons Slough, que tem como consequência a redução das velocidades das correntes e aumento do nível d'água nessa região, pode ser que ocorra um aumento da duração dos eventos hipóxicos, com efeitos deletérios sobre a fauna da região a montante da barragem.

6. Referências

ARCHER, C.L.; JACOBSON; M.Z.; LUDWIG; F.L.; 2004. The Santa Cruz eddy. Part I: Observations and statistics. **Monthly Weather Review**. Vol. 133, pp 767-782.

Bertness, M.D.; Ewanchuk, P.D.; SILLIMAN, B.R.; 2002. Anthropogenic modification of New England salt marsh landscapes. **Proceedings of the National Academy of Science** 99:1395-1398.

BREAKER, L. C.; BROENKOW, W. W.; WATSON, W. E.; JO, Y.-H. 2008. Tidal and Nontidal Oscillations in Elkhorn Slough, CA. **Estuaries and Coasts**: J CERF (2008) 31:239–257.

BRICKER, S.B.; CLEMENT, C.G.; PIRHALLA, D.E.; ORLANDO, S.P.; FARROW, D.R.G. 1999. Effects of Nutrient Enrichment in the Nation's Estuaries. **National Estuarine Eutrophication Assessment**. 84 p. NOAA-NOS Special Projects Office. 84 p.

BRICKER, S.B., FERREIRA J. G., SIMAS, T., 2003. An integrated methodology for assessment of estuarine trophic status. **Ecological Modeling** 169:39-60.

CAFFREY, J. M., HARRINGTON, N., WARD, B., 2002. Biogeochemical processes in a small California estuary. 1. Benthic fluxes and pore water constituents reflect high nutrient freshwater inputs. **Marine Ecology Progress Series** 233:39-53.

CAFFREY, J., 2002 A. Biogeochemical Cycling, p. 215–232. Em: **Changes in a California estuary a profile of Elkhorn Slough**, Elkhorn Slough Foundation, Funded by NOAA Grant # NA770R0469.

CAFFREY, J., 2002 B. Climate, p. 25–28. Em: **Changes in a California estuary a profile of Elkhorn Slough**, Elkhorn Slough Foundation, Funded by NOAA Grant # NA770R0469.

CAFFREY, J.; W. BROENKOW. 2002. Hydrography, p. 29–42. Em: **Changes in a California estuary a profile of Elkhorn Slough**, Elkhorn Slough Foundation, Funded by NOAA Grant # NA770R0469.

CENR (Committee on Environment and Natural Resources), 2000., Integrated assesment of hypoxia in the Northern Gulf of Mexico. **National Science and Technology Council**, 58 p.

CLOERN, J.E., JASSBY, A.D. 2008. Complex seasonal patterns of primary producers at 23 the land–sea interface. **Ecology Letters** 11:1294–1303.

CLOERN, J.E., JASSBY, A.D., THOMPSON, J.K., HIEB, K.A. 2007. A cold phase of the East Pacific triggers new phytoplankton blooms in San Francisco Bay. **Proceedings of the National Academy of Sciences** vol. 104 no. 47 18561–18565.

EATON, A.D., FRANSON, M.A.H., 2005. Standard methods for the examination of water & wastewater. **American Water Works Association, Water Environment Federation**. American Public Health Association. 70 p.

ELKHORN SLOUGH TIDAL WETLAND PROJECT TEAM. 2007. **Elkhorn Slough Tidal Wetland Strategic Plan**. A report describing Elkhorn Slough's estuarine habitats, main impacts, and broad conservation and restoration recommendations. 100 pp.

EMERY W.J. E THOMPSON R.E., 2004. **Data Analysis Methods in Physical Oceanography**. 621 p.

ESNERR (Elkhorn Slough National Estuarine Research Reserve). 2011. **Elkhorn Slough Conservation: Why it's Important**. http://elkhornslough.org/conservation/why.htm (Acessado em 15/03/2011).

FONG, P., R.M. DONOHOE, J.B. ZEDLER, 1993. Competition with macroalgae and benthic cyanobacterial mats limits phytoplankton abundance in experimental microcosms. **Marine Ecology Progress Series** 100:97-102.

HARRIS, L.A., DUARTE, C.M., NIXON, S.W., 2006. Allometric laws and prediction in estuarine and coastal ecology. **Estuaries Coasts** 29:340–344.

HOFMANN, A. F.; PELTZER, E. T.; WALZ, P. M.; BREWER, P. G. 2011. Hypoxia by degrees: Establishing definitions for a changing ocean. **Deep-Sea Research Part I-Oceanographic Research Papers**, Vol. 58, pp. 1212-1226

HUGHES B, HASKINS J E WASSON K. 2010. Assessment of the effects of nutrient loading in estuarine wetlands of the Elkhorn Slough watershed: a regional eutrophication report card. **Elkhorn Slough Technical Report Series**: 1, 35 p.

HUGHES, B. 2009. Synthesis for management of eutrophication issues in Elkhorn Slough. **Elkhorn Slough Technical Report Series** 2009:1. 48 p.

HUYER, A. 1983. Coastal Upwelling in the California Current System. **Progress in Oceanography**. Vol. 12, pp. 259-284.

JOHNSON, K. 2008. Oxygen and nutrient dynamics in Elkhorn Slough: Impacts of management alternatives. Presentation. **Elkhorn Slough Tidal Wetland Project: Science Panel and Strategic Planning Team Meeting**. http://www.elkhornslough.org/tidalwetland/science.htm#092208 (Acessado em 15/03/2011).

LALLI C. M., PARSONS, T. R., 1993. **Biological Oceanography: An Introduction**. Second Edition. University of Britisli Columbia, Vancouver, Canada. 337 p.

LOS HUERTOS, M., SANSO, B. 2008. Seasonal and Long-term trends in Dissolved Oxygen, pH, and Salinity in Elkhorn Slough, California. Statistical **Analysis of Sixteen Years of Water Quality Data Project - Final Report**. 92 p 44-58.

MACK, P. 2003. Dissolved Oxygen and The Three S's. Sierra Club / **RPG River Monitoring Program**. 12 p.

MALZONE, C. M. 1999. **Tidal scour and its relation to erosion and sediment transport in Elkhorn Slough**. Dissertação, Moss Landing Marine Laboratories. San Jose State University. 73 p.

MONTAGNA, P. A., FROESCHKE, J., 2009. Long-term biological effects of coastal hypoxia in Corpus Christi Bay, Texas, USA. **Journal of Experimental Marine Biology and Ecology**. 381:S21–S30

NCDC (National Climatic Data Center), 1990. **Climatic Summaries for NDBC Data Buoys and Stations**, Published by National Data Buoy Center, Prepared by Naval Oceanography Command Detachment, Asheville, NC, Published by Commander, Naval Oceanography Command. Update 1.

NATIONAL OCEAN SERVICE. 1993. Tide Tables 1994. West Coast of North and South America. U. S. Department of Commerce, **National Oceanic and Atmospheric Administration**, Rockville, MD.

NELSON, C. S., 1977. Wind stress and wind stress curl over the California Current. **NOAA Technical Report**, U.S. Department of Commerce, NOAA/NMFS, 87 pp.

NILSSON, H.C. AND R. ROSENBERG, 2000. Succession in marine benthic habitats and fauna in response to oxygen deficiency: analysed by sediment profile-imaging and by grab samples. **Marine Ecology Progress Series**. 197:139-149.

PAWLOWICZ R., BEARDSLEY B., LENTZ S. 2002. Classical tidal harmonic analysis including error estimates in MATLAB using T_TIDE. **Computer & Geosciences** 28:929–937.

PORTNOY, J.W., 1991. Summer Oxygen Estuary Depletion in a Diked New England. Estuaries Vol. 14, No. 2, p. 122-129.

RABALAIS, N. N., GILBERT, D., 2009. Distribution and consequences of hypoxia. Em: **Watersheds, bays and bounded seas**. Island Press, Washington, DC, 209–226 p.

RABALAIS, N. N., TURNER, R.E., WISEMAN, W.J., 2002. Gulf of Mexico hypoxia, aka ‘‘The dead zone.’’ **Ann Rev Ecol Syst** 33:235–263.

RABALAIS, N.N., TURNER, R.E., 2001. Coastal hypoxia: Consequences for Living Resources and Ecosystems. Em: **Coastal and Estuarine Studies**: Vol. 58 464 p. AGU, Washington, DC.

RENAUD, M. L., 1986. Hypoxia in Louisiana coastal waters during 1983: Implications for fisheries. **Fish Bull** 84:19–26.

SCHWARTZ, D., 2002. Geology, p. 16–24. Em: **Changes in a California estuary a profile of Elkhorn Slough**, Elkhorn Slough Foundation, Funded by NOAA Grant # NA770R0469.

SHEN, J., T. WANG, J. HERMAN, P. MASON, AND G.L. ARNOLD. 2008. Hypoxia in a coastal embayment of the Chesapeake Bay: A model diagnostic study of oxygen dynamics. **Estuaries and Coasts** 31:652-663.

SHIELDS, E.A., WEIDMAN A., 2008. A Quantitative Approach to Characterizing Hypoxic Events. **Journal of Coastal Research**, Número 10055:50-58. DOI: 10.2112/SI55-003.1

SMITH, D.E., LEFFLER, M., MACKIERNAN, G., 1992. Oxygen Dynamics in the Chesapeake Bay: A Synthesis of Recent Research. **Maryland Sea Grant**, College Park, MD. 234 p.

SMITH, R. E., 1974. **The hydrography of Elkhorn Slough, a shallow California coastal embayment**. Monografia, Moss Landing Marine Laboratories. San Jose State University. 92 p.

VAN DYKE, E. E WASSON, K., 2005. Historical Ecology Habitat Change of a Central California Estuary: 150 Years of habitat change. **Estuaries**, 28(2):173-189.

VAQUER-SUNYER, R. AND DUARTE C.M., 2008. Thresholds of hypoxia for marine biodiversity. **Proceedings of the National Academy of Sciences** 105:15452-15457.

WATSON, W.E. 2005. **Elkhorn Slough tidal observations and predictions**. Monografia, Moss Landing Marine Laboratories, California State University, Sacramento. 134 p.

WONG, C. R., 1989. **Observations of Tides and Tidal Currents in Elkhorn Slough**. M.Sc. Thesis, San Jose State University, Moss Landing Marine Laboratories, Moss Landing, California, 124 p.