

Análise das intensidades de vento estimadas pelo altímetro TOPEX/Poseidon e dados medidos *in situ* à bordo de navios para o Atlântico Sul Ocidental

DENISE VELHOTE¹
RENATO DAVID GHISOLFI¹

¹FURG - Fundação Universidade do Rio Grande Laboratório de Oceanografia Física
Caixa postal 474, 96201-900 Rio Grande, RS, Brasil
{denise, renato}@calvin.ocfis.furg.br

Abstract. The validation of the capability of spaceborne radar altimeters to estimate marine wind speed is dependent upon comparison of these quantities, as estimated by radar altimeters and conventional *in situ* measurements collected by ships. The present work discusses three cases where wind speed, estimated by TOPEX/Poseidon, are compared with *in situ* data. In this situation two data sets showed good agreement. Some likely reasons for it are proposed.

Keywords: wind speed, altimeter, TOPEX/Poseidon

1. Introdução

O Atlântico Sul é um oceano ainda pouco explorado, tornando-se alvo de pesquisas, somente a partir da década de 50. Consequentemente, ele possui um reduzido banco de dados, resultado da escassez de observações tanto a nível oceanográfico quanto meteorológico. Dentro desta perspectiva, o sensoriamento remoto surge, então, como uma ferramenta de extrema importância que viabiliza a aquisição de um grande volume de informações, contribuindo para uma melhor compressão dos processos oceânicos. De acordo com a visão sistêmica e interdisciplinar adotada atualmente, os satélites, altimétricos por exemplo, vêm permitindo um monitoramento constante dos oceanos em função da sua qualidade *quasi-sinótica*.

A principal proposta dos altímetros é a medição da topografia superficial do mar, porém devido a sua versatilidade, ele se encontra apto a quantificar parâmetros como intensidade do vento e altura significativa de ondas, em função das informações obtidas pela interação do pulso com a superfície do mar. O altímetro emite um curto pulso de radiação de microondas, sendo sua potência conhecida, na direção da superfície do mar à nadir que interage com a superfície do mar, e uma fração desta radiação incidente é refletida novamente em direção ao satélite. A radiação retroespalhada resulta principalmente de reflexões especulares da fração do espectro de ondas de superfície com comprimento de onda maior que o da radiação incidente. Assim, para ângulos de visadas próximos a nadir, a potência do retroespalhamento é inversamente relacionada a velocidade escalar do vento (Chelton e Wentz, 1986), pois ele está diretamente relacionado com as rugosidades de superfície.

Para realizar as comparações apresentadas neste trabalho foram utilizados dados de intensidade de vento estimados pelo radar altimétrico à bordo do satélite TOPEX/Poseidon (T/P) e dados coletados *in situ* à bordo de navios para. Neste sentido, pretende-se contribuir para a utilização de uma nova ferramenta no estudo da dinâmica oceanográfica da região Oeste do Atlântico Sul. Com esses dados validados, o conjunto de informações não se restringirá a dados pontuais isolados coletados em faróis e aeroportos que não retratam a realidade oceanográfica, visto não poderem ser extrapoláveis para o oceano aberto.

1.1. Caracterização da área de estudo

A região de estudo situa-se entre as latitudes de 25°S (Santos - Brasil) a 38°S (Mar del Plata - Argentina) e as longitudes de 52°W a 44°W, englobando tanto a província costeira como a oceânica do Atlântico Sul Ocidental.

A província oceânica possui uma hidrologia mais complexa que a região costeira devido a influência da Convergência Subtropical (que se estabelece pelo encontro das Correntes do Brasil e das Malvinas), cuja frente varia sazonalmente entre as latitudes de 30°S e 45°S no inverno e verão, respectivamente. Esta oscilação no posicionamento da frente é devido ao ciclo sazonal dos ventos do Atlântico Sul e possivelmente à latitude de separação entre a Corrente do Brasil e a costa, a qual apresenta uma marcada variabilidade interanual sendo forçada por ventos anômalos provenientes da Convergência (Garzoli e Giulivi, 1994).

Meteorologicamente, esta área é afetada por vários sistemas atmosféricos sinóticos e subsinóticos podendo-se destacar para a escala sinótica: sistemas frontais que se deslocam do Pacífico passando pela região sul do Brasil, sistemas associados a vórtices ciclônicos ou

cavados em altos níveis, sistemas que se organizam nesta área resultantes de frontogênese ou ciclogênese. Os sistemas frontais são importantes perturbações atmosféricas responsáveis por precipitações e mudanças de temperatura, os quais originam-se a partir de ondas baroclínicas das latitudes médias, deslocando-se predominantemente de oeste para leste. Os vórtices ciclônicos em altos níveis quando penetram na região causam instabilidade, precipitação e incremento na velocidade do vento. Muitas vezes, há ocorrência de ciclogênese associada a passagem dos vórtices em altos níveis. Outro fenômeno atmosférico rotineiramente observado na área em questão é a frontogênese, processo no qual o gradiente horizontal de densidade é intensificado concentrando as isopícnicas numa zona frontal.

Um estudo realizado por Lima Jr. et al. (*in press*) com 150 anos de dados coletados por navios mercantes sugere que a região de estudo está sob a influência de padrões de ventos que possuem uma marcada variação sazonal. Durante o verão dominariam os ventos de nordeste, que são bastantes estáveis soprando por longos períodos de tempo com intensidade moderada. Com a entrada do outono, o padrão mudaria significativamente passando a soprar os ventos de sul e sudoeste, caracteristicamente fortes e variáveis predominando, inclusive, por todo o inverno. No início da primavera recomençaria a influência do sistema dos ventos de nordeste.

2. Material e Métodos

Os dados altimétricos do satélite franco-americano TOPEX/Poseidon foram fornecidos pelo Jet Propulsion Laboratory (JPL) armazenados em *compact disc*. Os valores de restoespalhamento, que deram origem aos dados de intensidade de vento foram processadas na JPL utilizando o algoritmo modificado de Chelton e Wentz (Witter e Chelton,1991). Tendo em vista o caráter experimental do sensor Poseidon optou-se por utilizar somente as estimativas de vento computadas pelo altímetro da NASA, operando em duas frequências. O T/P possui um ciclo orbital de 10 dias e sua resolução espacial caracteriza-se por um espaçamento de 2.83° no equador (314 km) com uma taxa de amostragem, ao longo de cada trajetória, de aproximadamente 7 km por segundo.

No pré-processamento foram eliminados os valores *default* bem como os dados de velocidade de vento superiores a 25 m/s e menores que 0.5 m/s. Isto se deve ao fato de existirem problemas quanto a sensibilidade do instrumento para velocidades tão baixas, ao mesmo tempo que os algoritmos ainda não se mostraram adequadamente precisos para ventos cuja intensidade é

muito alta ou muito baixa (Chelton e Wentz,1986). Todos os dados de velocidade de vento utilizados neste trabalho foram padronizados em m/s e as coordenadas em graus. Na tentativa de minimizar a influência da costa, em função dos efeitos da arrebentação das ondas, foram excluídos todos os dados coletados em profundidades menores que 60 m.

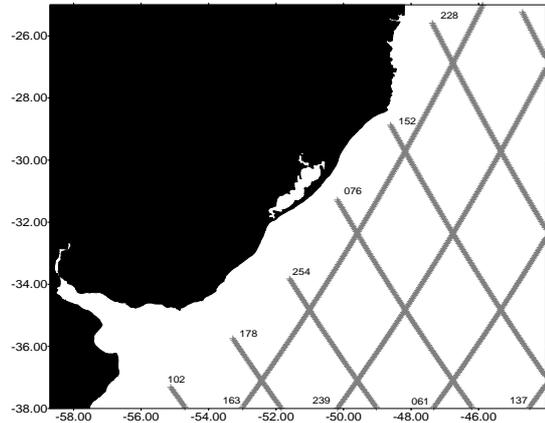


Figura 01. Trajetórias do satélite T/P presentes na área de estudo.

Nesta comparação foram utilizadas medidas de vento e de temperatura superficial do mar obtidas *in situ* à bordo do NOc. Ary Rongel, medidas de vento coletadas por navios e disponíveis no banco de dados do Banco Nacional de Dados Oceanográficos (BNDO) e dados de vento derivados das medições realizadas pelo satélite T/P. Também foram usados dados de altura geopotencial e ventos a 1000 mbar (intensidade e direção) provenientes do modelo de assimilação do National Meteorological Center (NMC), a partir dos quais foi possível realizar a caracterização da situação meteorológica vigentes durante a coleta dos dados .

A fim de realizar-se a comparação foram selecionados dados com simultaneidade espacial e temporal e a diferença entre as duas medidas (navio menos satélite) foi calculada para casos distintos. A simultaneidade temporal foi o aspecto mais difícil de conseguir visto que a resolução temporal do T/P é de 10 dias (AVISO,1992). Com o conjunto de dados disponíveis foram selecionadas as medidas do NOc. Ary Rongel para os dias 11, 12 e 13/11/93 e o ciclo 42 do T/P - trajetória 239 (12/11/93). Dos dados disponíveis no banco do BNDO foram escolhido o dia 18/01/94 correspondendo ao ciclo 49 - trajetória 163 (18/01/94) e os dias 6, 7 e 8/05/94 e o ciclo 60 do T/P - trajetória 152 (07/05/94).

Com o objetivo de caracterizar um padrão entre estes conjuntos de dados, foram graficadas as intensidades de vento do navio e do T/P em termos de latitude e longitude (plotagem espacial) para o dia com simultaneidade na tomada da medida, sendo

posteriormente estas plotagens estendidas para os três dias de dados coletados pelo navio, quando possível. Para melhor visualizar os padrões entre as curvas, os dados brutos foram submetidos a um filtro estatístico (Simple Moving Average - SMA). Para as curvas que apresentaram padrões similares foram calculadas regressões linear e polinomial e o coeficiente de correlação cruzada estimado. Interpolações lineares foram aplicadas aos dados brutos para padronizar os pares, viabilizando os cálculos de regressão e correlação, quando necessário.

3. Resultados e Discussão

Foram analisados três casos distintos, a primeira situação utilizou dados do NOc. Ary Rongel, correspondentes aos dias 11, 12, 13/11/93; enquanto a segunda e a terceira foram realizadas com os dados coletados por outros navios no dia 18/01/94 e nos dias 06, 07, e 08/05/94, respectivamente.

3.1. Caso 1: Comparação para os dias 11, 12 e 13/11/93

Este caso de estudo foi subdividido em dois momentos, pois as medições realizadas pelo T/P ocorreram apenas para o dia 12. Desta forma, iniciou-se as comparações com os dados do dia 12 sendo posteriormente estendidos para os 3 dias de dados coletados pelo navio.

3.1.1 Comparação para o dia 12/11/93

A trajetória 239 cobriu a região em questão no dia 12 às 11:30hs e o único dado apresentando com simultaneidade temporal ocorreu na altura da latitude de 37°S. A diferença para este par foi de 3.8 m/s, diminuindo para 3.675 m/s quando computado para 0,5° de dados (em torno deste ponto) e aumentando novamente para 4.05 m/s para 1° de dados. A diferença média dos valores de diferença fixou-se em 3.84 m/s.

Possivelmente o fato de não haver grandes variações quando é aumentado o número amostral esteja relacionado com o baixo desvio padrão apresentado pelos dados do T/P - 0.344 m/s, de modo que seus valores encontram-se mais constantes quando comparados às medições do navio. Tournade (1990) sugere que as variabilidades nas intensidades de vento não são bem representadas pelas medidas altimétricas, sendo a variância estimada muito menor que 20%; ou seja, o altímetro não estaria apto a estimar fidedignamente um processo tão randômico devido a sua resolução espaço-temporal de amostragem.

As plotagens espaciais sugerem uma similaridade nos padrões em termos latitudinais enquanto os gráficos

longitudinais apresentaram pouca relação (figura 02). Cabe ser observada a grande diferença nas escalas de intensidade entre os dados do navio e do T/P, possuindo este último valores de intensidade bem menores. Apesar da grande diferença apresentada no módulo, existe uma alta similaridade entre os padrões latitudinais, confirmada através do cálculo da regressão linear, atingindo um valor de correlação de 0.72 (figura 03).

3.1.2 Comparação para os dias 11, 12 e 13/11/93 simultaneamente

As plotagens espaciais, em termos latitudinais, apresentaram padrões com grandes similaridades confirmadas pelo alto coeficiente de correlação cujo valor foi 0.93 (figura 04).

Como subsídio para análise, as temperaturas superficiais medidas pelo navio durante os três dias de cruzeiro foram analisadas. Um forte gradiente de temperatura foi observado com um decaimento de aproximadamente 10°C em apenas 1° de latitude e 0,5° de longitude. Esta situação oceanográfica pode ser um indicativo da presença de um possível vórtice ciclônico na área. Como os perfis de temperatura e salinidade não encontraram-se disponíveis, não foi possível confirmar esta suspeita. Talvez isso não fosse um vórtice bem definido, mas apenas uma intrusão da Corrente das Malvinas na área.

Os mapas de altura geopotencial, a 1000 mbar, gerados com os dados do NMC caracterizaram um evidente processo de ciclogênese. No dia 11 (12 GMT) observou-se uma baixa pressão centrada sobre o continente sul-americano criando perturbações no campo geopotencial. Este centro dividiu-se em dois núcleos no dia 12 (00 GMT), um deles permaneceu sobre o continente e o outro deslocou-se para o oceano na altura do Rio da Prata. Em consequência, os ventos intensificaram-se, atingindo velocidades em torno de 20 m/s devido ao forte gradiente entre a alta, localizada no oceano, e a baixa no continente. No dia 12 (12 GMT) a baixa sobre o continente intensificou-se e o outro núcleo adentrou ainda mais no oceano diminuindo seu diâmetro, deslocando-se com uma velocidade estimada em torno de 65 km/h. Concluiu-se a situação no dia 13 (00 GMT) com o deslocamento do centro de baixa pressão para sudeste evidenciando-se seu aprofundamento.

Os campos de vento, também calculados a 1000 mbar, acompanharam essa evolução. Na área de interesse, os ventos mais intensos ocorreram para os dias 12 (00 GMT) e 12 (12 GMT) cujas direções predominantes foram norte e nordeste, respectivamente.

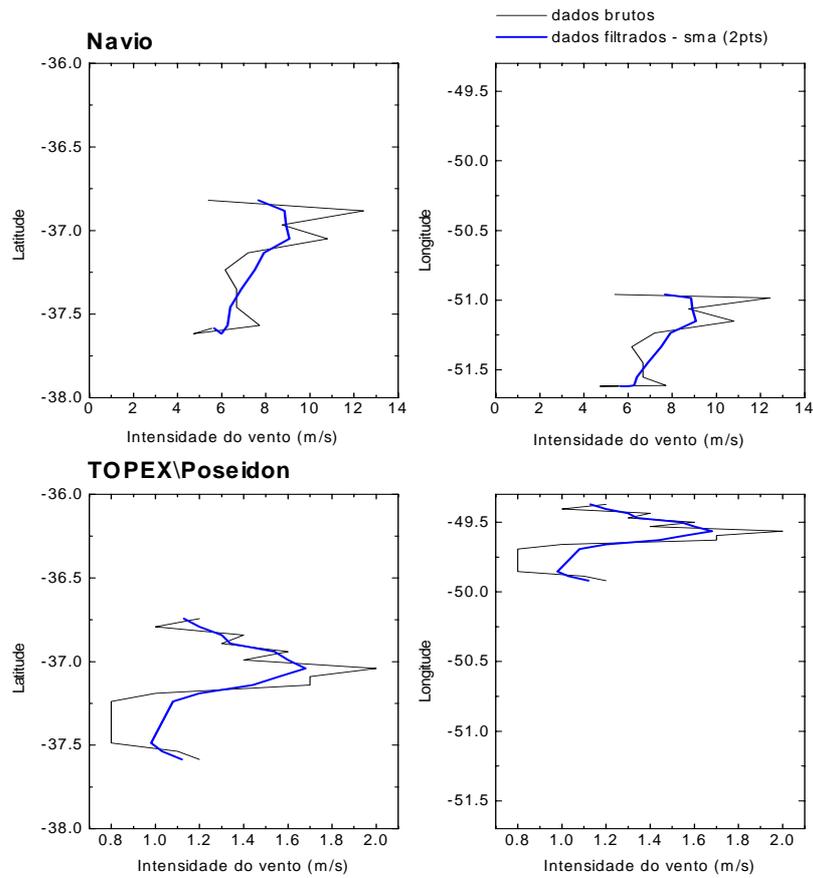


Figura 02. Plotagem espacial dos dados de vento medidos à bordo do navio e estimados pelo T/P para o mesmo dia de amostragem - 12/11/93

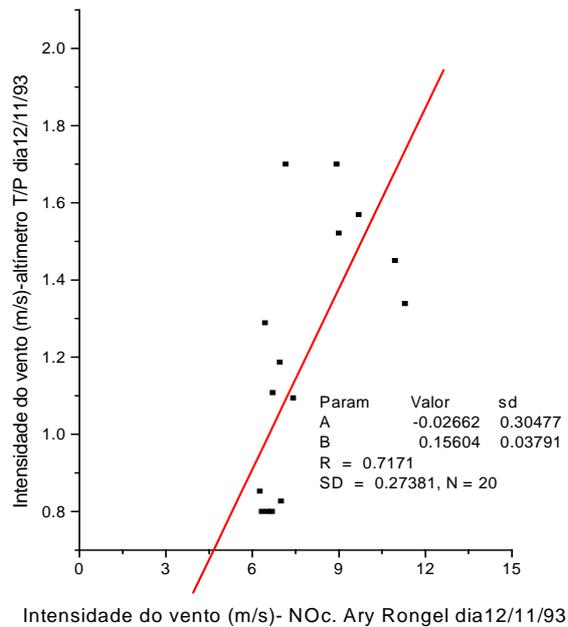


Figura 03. Regressão linear entre intensidades de vento medidas à bordo de navios e estimadas pelo T/P com um conjunto de 20 dados obtidos após a interpolação linear dos dados brutos, para o dia 12/11/93.

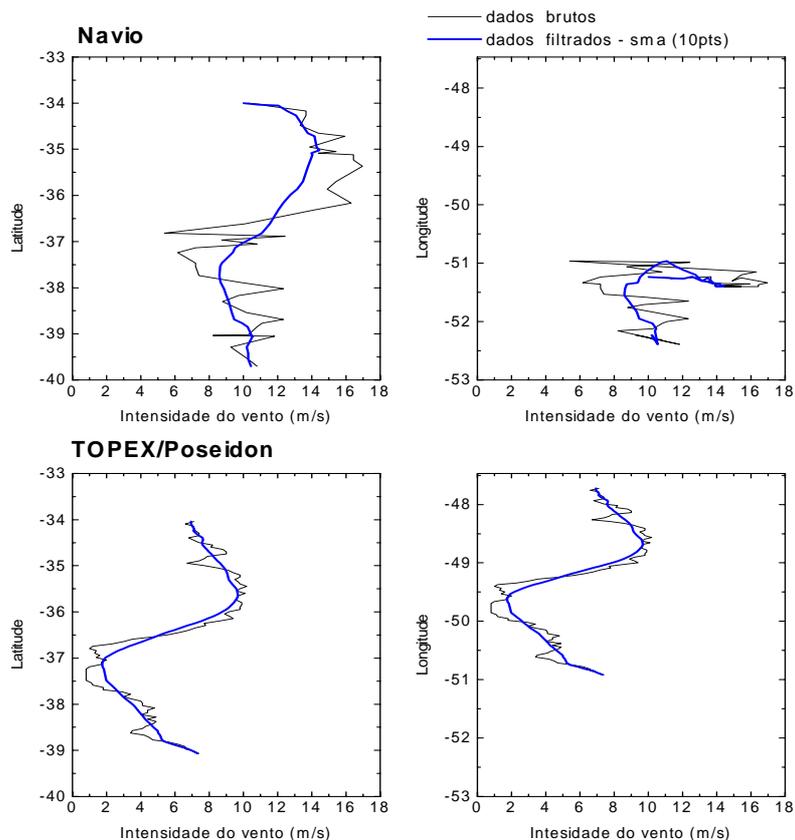


Figura 04. Plotagem espacial dos dados de vento medidos à bordo do navio e estimados pelo T/P. Os dados de navio abrangem os dias 11, 12 e 13/11/93.

Nesta situação específica os dados de vento do altímetro T/P subestimaram os ventos medidos *in situ* em torno de 4 m/s. Diferenças desta ordem podem estar relacionadas ao evento de ciclogênese vigente na área. Supõe-se que a defasagem de 2° em longitude possa estar condicionando as baixas velocidades medidas pelo altímetro, pois essas podem ter sido estimadas próximo ao núcleo do centro de baixa pressão, enquanto as medições do navio tomadas em direção as bordas deste. Como o oceano e a atmosfera estão em constante interação, a ocorrência de um possível vórtice ciclônico, evidenciado pela distribuição na temperatura superficial do mar, pode estar, de alguma forma, contribuindo para esta diferença.

Apesar da simultaneidade temporal e espacial, a comparação para o dia 12 apresentou uma menor correlação. Para este dia evidenciou-se nas plotagens das intensidades do vento do T/P que alguns dados foram perdidos em função dos baixos valores apresentados. Possivelmente essa menor correlação esteja relacionada ao reduzido conjunto de dados, o que possibilitou maiores oscilações nos padrões.

A comparação utilizando os dados do T/P e os obtidos pelo navio durante os três dias apresentou um

padrão com maior similaridade atingindo altas correlações, embora continue ocorrendo uma subestimativa dos ventos pelo altímetro. O T/P recebe informações trazidas pelo pulso de retorno a respeito da rugosidade do mar. Esta rugosidade está diretamente relacionada com o vento atuante na superfície, porém, outros fatores podem estar influenciando nesta rugosidade, como por exemplo, ondas dispersivas geradas em diversos centros de geração, as quais pouca relação apresentariam com as condições reinantes na área. Outro fator importante a ser considerado é a defasagem existente entre os processos atmosféricos e oceânicos, sendo de grande importância avaliar-se o tempo necessário para que um fenômeno ocorrido na atmosfera se reflita no oceano. Possivelmente outros fatores estejam envolvidos, mas a similaridade dos padrões e os coeficientes de correlação sugerem que o mesmo fenômeno esteja sendo observado pelas duas medidas.

3.2 Caso 2: Comparação para o dia 18/01/94

Novamente tem-se apenas um único ponto com simultaneidade espaço-temporal, aproximadamente em 31° S as 3:00 horas. A diferença computada foi em

torno de 0.008 m/s, demonstrando uma exatidão na estimativa do altímetro. Infelizmente os dados de navio não foram amostrados de hora em hora, o que impossibilitou computar-se diferenças com um maior conjunto amostral.

As plotagens dos padrões foram realizadas apenas latitudinalmente, pois a variação espacial ocorreu, predominantemente, sobre este eixo acompanhando o percurso da trajetória. De uma forma geral, essas plotagens apresentaram alguma semelhança como, por exemplo, uma considerável diminuição nas intensidades de vento em torno de 31°S. (figura 05). Porém, a amplitude de variação nas medidas do T/P foi menor

que a variação registrada pelo navio. O coeficiente de correlação da regressão linear foi de 0.8186.

No caso 2, a situação meteorológica era de grande estabilidade, podendo-se caracterizar o período de janeiro como um mês típico do período de verão. Embora deva-se considerar que outros fatores poderiam estar interferindo nestas medidas, tais como as máximas defasagens temporais de 20 horas e desvios espaciais superiores a 1.0°, a diferença para um único ponto mostrou-se quase inexistente e a correlação maior que 80%. Possivelmente, o coeficiente de correlação não tenha atingindo valores maiores em função do reduzido conjunto amostral (n navio=06), mesmo após a interpolação (n=20).

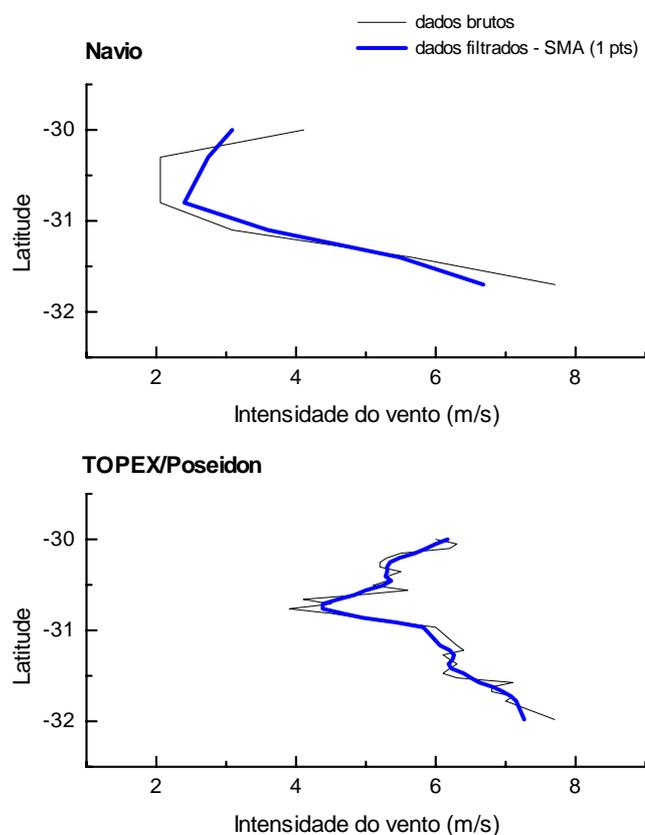


Figura 05. Plotagem espacial dos dados de vento medidos à bordo do navio e estimadas pelo T/P. Os dados de navio e do T/P abrangem o dia 18/01/94.

3.3 Caso 3: Comparação para os dias 6, 7 e 8/05/94

Seguindo o caso de estudo 1, este também encontra-se subdividido pois as medições realizadas pelo T/P ocorreram apenas para o dia 7, sendo as análises estendidas posteriormente, para os três dias de dados coletados pelos navios. Nesta situação tem-se mais de um navio coletando informações na área de interesse.

3.3.1 Comparação para o dia 07/05/94

O único ponto *in situ* com simultaneidade espaço-temporal (na altura dos 30°S - aproximadamente as 2:00 horas) apresentou uma diferença de 2.04 m/s com o dado do T/P. Pelo mesmo motivo do caso 2 não foi possível computar-se diferenças para um conjunto amostral maior e, dessa forma, mais representativo.

As plotagens espaciais foram confeccionadas apenas para o eixo longitudinal, pelo fato de ambos os conjuntos de dados distribuírem-se preferencialmente nesta direção. Nenhum padrão mostrou-se presente, o que foi confirmado pelo baixo e negativo coeficiente de correlação de -0.411.

3.3.2 Comparação para os dias 6, 7 e 8/05/94 simultaneamente

As plotagens espaciais não apresentaram nenhum padrão definido, o que refletiu-se num baixo valor de coeficiente correlação linear entre os dados do navio e os dados do T/P, -0.333. Frente a tal resultado computou-se o coeficiente de correlação polinomial na esperança de que o comportamento destes dados fosse ajustado por uma regressão polinomial, o que não ocorreu visto o coeficiente de correlação ter sido de 0.187.

Na análise de tais resultados deve-se, inicialmente, considerar as grandes defasagens espaciais entre os dois conjuntos, as maiores de todos os casos, em torno de 2.0° de latitude e 2.0° de longitude, com poucos valores concordantes com os eixos. Monaldo (1988) quantificou as diferenças esperadas entre medidas por bóias e estimativas altimétricas para intensidade de vento e altura significativa de ondas. Estas diferenças podem ser divididas em três categorias básicas: proximidade temporal, proximidade espacial e variabilidade amostral associada com o tempo e espaço.

Nem sempre é possível realizar comparações simultâneas, logo uma janela temporal com aceitabilidade deve ser estabelecida. No seu estudo Monaldo (*op cit.*) utilizou um janela de 30 min e considerou uma distância máxima de 50 km entre as medições. Mesmo quando disponíveis medições coincidentes e instrumentos operando em condições ideais, ele evidenciou diferenças nas estimativas associadas com o procedimento na tomada de cada medida, visto o campo de vento variar de largas escalas sinóticas até microescalas. Para condições sinoticamente estáveis ou levemente perturbadas medidas pontuais podem ser utilizadas sem restrições, porém em condições mais convectivas problemas podem ocorrer, pois os eventos de mesoescala são integrados de forma diferente pelas duas medidas (Philippe, 1989). Com base nestes categorias de erros Monaldo (1988), assumindo nenhum ruído no sistema altimétrico e algoritmos perfeitos, sugere que ainda assim as comparações revelariam diferenças da ordem de 1.3 m/s rms para as intensidades de vento.

Outro fator de extrema importância a ser considerado é a maturidade do mar que limita a estimativa da velocidade do vento pelo radar

altimétrico. Basicamente isso ocorre devido ao fato da fração em equilíbrio do espectro das ondas de gravidade, responder a uma mudança no vento local com um certo atraso. Este atraso corresponde ao tempo necessário para que o estado de equilíbrio se ajuste ao novo campo de vento; esta defasagem tem a mesma ordem da escala temporal na qual as interações não lineares acontecem (Glazman e Pilorz., 1990). Associada a quebra das ondas, os *whitecaps* (vulgarmente “carneirinhos”) formados em superfície possuem propriedades eletromagnéticas que diferem da água do mar. Como consequência, interferem na refletividade da superfície, que por sua vez, causam alterações no pulso de retorno do radar altimétrico. Para condições muito turbulentas a presença dessas feições tem grande importância nas medidas altimétricas, pois a refletividade da superfície, em altas frequências, será reduzida. Desta forma seu efeito não pode ser negligenciado para situações de ventos muito intensos (Zheng et al., 1983).

Ao analisar-se o caso 3 observou-se o predomínio de ventos intensos em torno de 10.5 m/s estimados pelo T/P. Talvez, feições como os *whitecaps* possam estar presentes na superfície devido, ao que parece ser, uma situação bastante dinâmica. Pode-se, também, ser questionada a performance do algoritmo modificado de Chelton e Wentz para altos valores de intensidade de vento (Dobson et al., 1987), que, somado as influências dos fatores descritos acima, podem estar acarretando erros nas estimativas de vento feitas pelo altímetro.

4. Conclusões e Sugestões

Nos três casos, as intensidades de vento estimadas pelo T/P subestimaram as medidas *in situ* à bordo dos navios. Tais diferenças estiveram diretamente relacionadas às defasagens espaciais e temporais entre os dois conjuntos de dados e a própria dinâmica atmosférica, diferente em cada um dos casos analisados. Ao mesmo tempo, deve-se considerar que este é um conjunto insuficiente de dados com os quais ainda não é possível chegar-se a uma validação definitiva.

Porém, apesar de todos os erros possivelmente embutidos em ambas as estimativas, os casos 01 e 02 obtiveram boas correlações, o que sugere estudos mais detalhados utilizando-se menores defasagens espaciais e temporais entre os dois conjuntos de dados.

Finalizando-se, é importante salientar que a utilização combinada dessas duas fontes de dados é uma forma de suprir a escassez deste tipo de informações (Servain et al., 1993) para a região oeste do Atlântico Sul.

5. Referências Bibliográficas

- AVISO (1992) - Aviso Users Handbook: Merged TOPEX/POSEIDON products. AVI-NT - 02-101- CN. edition 2. 208 págs.
- Chelton, D.B e Wentz, F.J. (1986). Further Development of an improved altimeter wind speed algorithm. *J. Geophys. Res.*, 91, C12, 14250-14260.
- Dobson, E.; Monaldo, F. and Golghirshi, J. (1987). Validation of Geosat Altimeter - Derived Wind speeds and significant wave height using buoy data. *J. Geophys. Res.*, 92, C10, 10719-10731.
- Garzoli, S.L e Giulivi, C. (1994). What forces the variability of the South Western Atlantic boundary currents? *Deep Sea Res.*, 41, n 10, 1527-1550.
- Glazman, R.E. e Pilorz, S.H. (1990). Effects of sea maturity on satellite altimeter measurements. *J. Geophys. Res.*, 95, C3, 2857-2870.
- Lima Jr., I.D, Garcia, C.A.E e Möller Jr., O.O. - Ocean Surface Process in the Southern Brazilian Shelf: characterization an seasonal variability. *Con. Shelf Res. (in press)*.
- Monaldo, F. (1988). Expect differences between buoy and radar altimeter estimates of wind speed and significant wave height and their implications on buoy-altimeter comparisons. *J. Geophys. Res.*, 93, C3, 2285-2302.
- Philippe, M.C. (1989). Coastal wind in the transition from turbulence to mesoscale. *J. Geophys. Res.*, 94, C6, 8055-8074.
- Servain, J., Gohin, F. e Muzellec, A. (1993). Wind field at sea surface determined from combined ship and satellite altimeter data. *J. Atmos. Oceanic Techn.*, 10, n 6, 880-886.
- Tournadre, J. e Ezraty, R. (1990). Local Climatology of wind and sea state by means of satellite radar altimeter measurements. *J. Geophys. Res.*, 95, C10, 18255-18268.
- Witter, D.L. e Chelton, D.B. (1991). A Geosat altimeter wind speed algorithm and a method for altimeter wind speed algorithm development. *J. Geophys. Res.*, 96, C5, 8853-8860.
- Zheng, Q.A.; Klemar, V.; Hayne, G.S. e Huang, N.E. (1983). The effect of oceanic whitecaps and foams on pulse-limited radar altimeters. *J. Geophys. Res.*, 88, C4, 2571-2578.