

# Solitões no oceano

José C. B. da Silva<sup>1,2</sup>, Jorge M. Magalhães<sup>1,2</sup>, Adriana M. Santos-Ferreira<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup> Faculdade de Ciências da Universidade do Porto, Rua do Campo Alegre, 687, 4169-007 Porto.

<sup>2</sup> Centro Interdisciplinar de Investigação Marinha e Ambiental, Terminal de Cruzeiros do Porto de Leixões, Matosinhos.

## 1. Introdução

Tal como as ondas de superfície que podemos encontrar na praia, existem também ondas que se propagam no interior do oceano. Estas ondas propagam-se como oscilações de densidade ao longo de interfaces horizontais (i.e. estratificação vertical da densidade), e são atualmente reconhecidas como uma componente fundamental na dinâmica do oceano. Tipicamente, nas latitudes médias e no verão, as águas dos primeiros 20 metros a 30 metros da superfície oceânica podem ser até 10 °C mais quentes do que as águas abaixo, e isto origina um gradiente térmico (denominado de termoclina) e consequentemente um gradiente de densidade (picnoclina), que serve de guia para a propagação destas ondas. À semelhança das ondas de superfície que devem a sua existência à diferença de densidades entre a água e o ar, as ondas internas (gravíticas) no oceano devem a sua existência às diferenças de densidade existentes ao longo da coluna de água. No entanto, como os gradientes verticais de densidade no seio da água do mar são muito inferiores aos da interface ar-mar, os períodos e amplitudes das ondas internas são muito superiores aos das “mais conhecidas” ondas de superfície. Por exemplo, ondas com amplitudes superiores a 200 metros são observadas frequentemente, principalmente em mares tropicais com elevados gradientes verticais de temperatura e/ou salinidade na picnoclina.

Os navegadores têm observado há séculos as manifestações superficiais das ondas internas no Mar de Andamão (ao largo da costa ocidental da Tailândia), sem saber contudo da existência dos deslocamentos (da ordem de 100 metros) das isopícnicas (isolinhas de igual densidade) associadas a estas ondas. As manifestações superficiais das ondas internas no mar de Andamão caracterizam-se por “bandas” onde se podem ver ondas de superfície com cerca de 2 metros de altura com forte rebentação e produção de espuma. Estas bandas com cerca de 1 km de largura e extensão longitudinal de dezenas de quilómetros perdem-se de vista no horizonte quando observadas de uma embarcação, e existem relatos desse fenómeno desde os primeiros livros de oceanografia como no livro de Maury publicado em 1861 [1].

No oceano, as ondas internas apresentam normalmente um carácter fortemente não linear, utilizando-se frequentemente o termo “ondas internas solitárias” ou solitões para descrever

o fenómeno. Essas ondas aparecem frequentemente em grupos de vários solitões (de até uma ou duas dezenas de ondas) que normalmente estão agrupadas com a onda de maior amplitude à frente de cada trem – i.e. hierarquicamente ordenadas por amplitudes verticais das oscilações das isopícnicas. Como veremos a seguir, essa característica pode ser explicada pela formulação matemática que tem sido utilizada para descrever as ondas internas não lineares.

Em 1895 Diederik Korteweg e Gustav de Vries (dois matemáticos holandeses) formularam uma equação não linear de ondas (conhecida como a equação de Korteweg and de Vries ou KdV) que descreve a propagação de ondas de amplitude finita na superfície de um fluido invíscido e incompressível. O estudo publicado por Korteweg & de Vries foi motivado pelas observações de um engenheiro Escocês, Sir Scott Russell, que observou pela primeira vez uma onda solitária na superfície de um canal pouco profundo de Edimburgo. Esta onda teria sido provocada pela desaceleração brusca de uma embarcação, e propagou-se por mais de um quilómetro pelo canal sem alterar a sua forma. O engenheiro Scott Russell chamou-lhe na altura (1834) “Onda de Translação”, e à semelhança desta observação foi recriado um solitão hidrodinâmico (que neste caso se propaga na superfície, i.e. interface ar-água conforme mostrado no esquema 2D da Figura 1) durante uma conferência internacional sobre solitões em Edimburgo – que é reproduzido na Figura 1.

Neste artigo fazemos uma breve apresentação de algumas das principais características dos solitões internos que se observam frequentemente no oceano, tanto na plataforma continental como também em águas profundas. Referem-se ainda dois dos possíveis mecanismos de geração dessas ondas na presença de correntes de maré, e apresentam-se alguns tópicos importantes em ciências oceânicas das ondas internas não-lineares. Finalmente, descreve-se brevemente um meio privilegiado de observação: sensores embarcados em satélites.

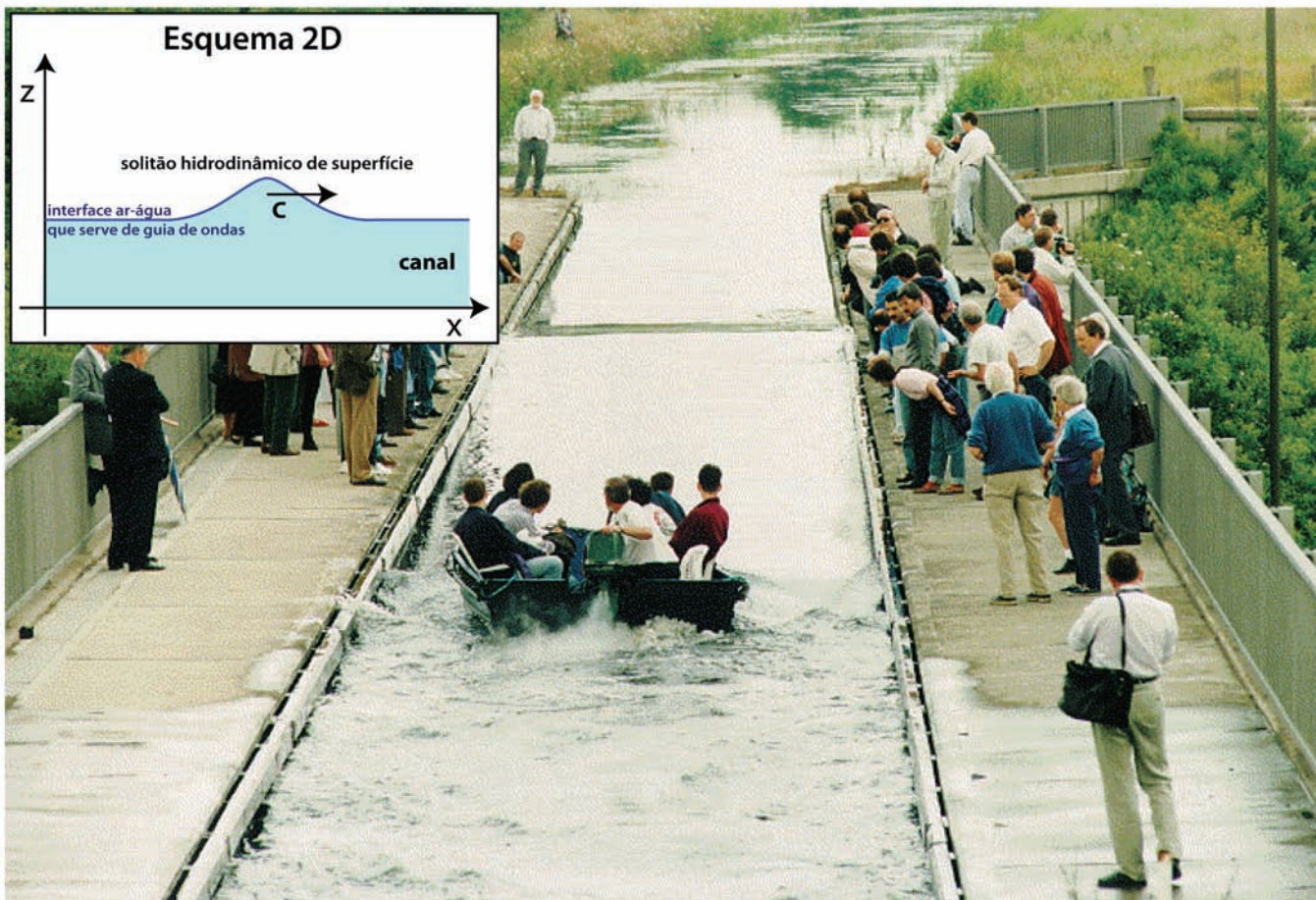


Figura 1 - Recriação da produção de um solitão hidrodinâmico (de superfície) num canal, à semelhança da observação de Sir Scott Russell (1834). A experiência foi realizada durante uma conferência internacional sobre solitões em Edimburgo (<https://the-gist.org/2012/07/how-a-scottish-naval-engineer-and-his-horse-discovered-solitons/>). O esquema 2D no topo-esquerdo mostra a propagação do solitão com a profundidade no eixo vertical ( $z$ ), e a direção de propagação no eixo horizontal ( $x$ ).

## 2. Ondas não-lineares

A formulação matemática da equação não-linear que admite soluções do tipo “solitão” é dada pela equação 1,

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + c_0 \frac{\partial \eta}{\partial x} + \alpha \eta \frac{\partial \eta}{\partial x} + \beta \frac{\partial^3 \eta}{\partial x^3} = 0 \quad (1)$$

em que  $c_0$  representa a velocidade de fase da onda linear associada,  $\alpha$  é o coeficiente do termo não linear (3.º termo da equação 1 em que o deslocamento  $\eta$  da interface aparece a multiplicar pela sua derivada espacial em ordem a  $x$ ), e  $\beta$  é o coeficiente do termo de dispersão. A equação 1 prevê o equilíbrio perfeito entre o termo da declividade não-linear (3.º termo) e o termo de dispersão linear (último termo do lado esquerdo da equação 1). Esse equilíbrio permite soluções que preservam a forma, e portanto a amplitude e velocidade da onda, cuja forma é dada por,

$$\eta = \eta_0 \operatorname{sech}^2 \left( \frac{x - ct}{L} \right) \quad (2)$$

onde  $L$  é uma medida da “largura” do solitão e  $c$  é a velocidade de fase não-linear, usualmente cerca de 20 % a mais da velocidade de fase da onda linear associada.

Durante muitas décadas as ondas solitárias e a teoria KdV foram consideradas meras curiosidades da teoria não-linear das ondas. No entanto, em 1965 Zabusky and Kruskal descobriram, através de simulações numéricas, que essas ondas conservavam a sua forma e velocidade após uma colisão ou interação. O assunto tornou-se ainda mais interessante na década de 80 do século passado, quando Osborne and Burch [2] propuseram que ondas internas não-lineares no mar de Andaman podiam ser descritas pela teoria KdV. A *ExxonMobil Corporation* (uma empresa de prospeção petrolífera) contratou Al Osborne para descobrir o que se passava com incidentes na prospeção de petróleo no mar de Andaman, que ocasionalmente danificava os cabos de extração, resultando em grandes prejuízos devido a “algo” que se passava nas profundezas do oceano. Al Osborne propôs que seriam ondas no interior do oceano que provocavam correntes cisalhadas (e consequentemente vorticidade) fortes que rompiam os cabos. Foi o trabalho científico de Osborne and Burch [2], baseado nas medições realizadas no Mar de Andamão durante os anos 70 do século passado que estabeleceu os fundamentos da ligação da teoria não-linear de ondas solitárias ao fenómeno de ondas internas no oceano. Foi a partir daí que a comunidade científica também se apercebeu que as ondas eram frequentemente observadas em imagens de satélite (Figura 2), fomentando assim o interesse no estudo destas ondas em várias regiões, e da sua dinâmica e importância no contexto do oceano.

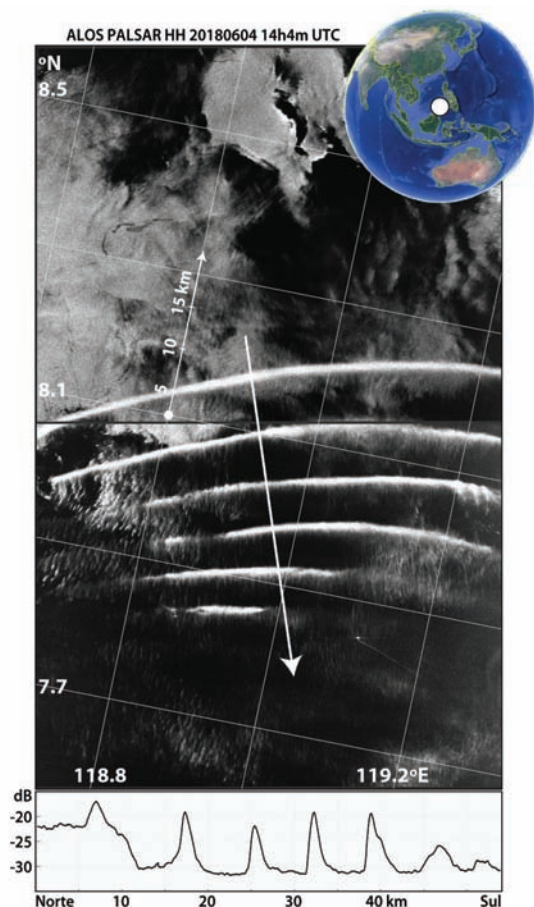


Figura 2 - (Em cima) Imagem de um Radar de Abertura Sintética (SAR) do Mar de Sulu na Indonésia de um trem de ondas solitárias internas (bandas longitudinais com várias dezenas de quilômetros de extensão). Seis solitões são visíveis na imagem, estando a onda de maior amplitude posicionada na primeira posição do trem (i.e. mais a Norte). (Em baixo) Secção da potência recebida pelo radar ao longo do perfil indicado na parte de cima (seta indica o sentido da esquerda para a direita na secção em baixo). As variações de potência do radar são indicadas em dBs, o que demonstra neste caso que as cristas das ondas são cerca de 20 vezes mais intensas na imagem do que o *background*.

### 3. Geração das ondas

Os trens de ondas internas não-lineares resultam frequentemente de correntes da maré astronómica (denominada de maré barotrópica em dinâmica de geofluidos), cujo escoamento sobre terreno submarino acidentado (e.g. montanhas e/ou cristas submarinas) causam oscilações de densidade que se propagam ao longo das isopícnicas com a frequência da maré. Essas oscilações, ou ondas, são denominadas de Marés Internas, e têm escalas de cerca de 100-200 quilómetros de largura e podem ter centenas de quilómetros de extensão. Durante a sua propagação a partir do local de geração, essas Marés Internas frequentemente desintegram-se em ondas não-lineares de alta frequência, i.e. os solitões ou trens de ondas internas solitárias que se veem em imagens como a da Figura 2. Essa passagem da energia para escalas espaciais mais pequenas (i.e. das marés internas para os solitões internos) deve-se ao aumento da não-linearidade, descrita por um parâmetro  $\alpha=A/H_t$ , em que  $A$  representa a amplitude da onda e  $H_t$  é a profundidade do chamado guia de ondas (neste caso a profundidade da camada da termoclina). Note-se que, com o aumento da não-linearidade,

pode não haver dispersão suficiente (representada pelo parâmetro  $\delta=(H_t/L)^2$  em que  $L$  é uma medida da escala horizontal das ondas) para compensar o equilíbrio necessário à equação 1. Isto origina uma declividade crescente da onda de maré interna que alcança novamente o equilíbrio apenas em comprimentos de ondas mais curtos, chegando-se a um ponto de desintegração em ondas de período mais curto, i.e. os solitões [3]. Esse desequilíbrio acontece por exemplo quando a profundidade da termoclina diminui significativamente ao longo da propagação da maré interna, como é o caso das ondas que se propagam em oceano profundo ao largo da foz do rio Amazonas [4]. Assim, durante a propagação da maré interna  $H_t$  diminui significativamente, aumentando a não-linearidade da onda descrita por  $\alpha$ . Para compensar, a dispersão não-hidroestática aumenta também fazendo com que  $L$  decresça por um fator da ordem de dez, até que o equilíbrio (i.e. a forma “permanente” das ondas) seja novamente alcançado através de ondas solitárias internas.

Quando as correntes no oceano são muito fortes, por exemplo na presença de uma corrente estacionária forte em fase com correntes de maré também fortes (da ordem de 1 m/s ou mais), o escoamento pode atingir o chamado estado supercrítico, dando origem a um mecanismo conhecido por “ondas de sotavento” – termo emprestado da meteorologia. Mas o que é um escoamento em estado supercrítico? Para caracterizar o estado hidráulico de um fluido estratificado em densidade utiliza-se um parâmetro designado por número de Froude (em homenagem ao engenheiro naval inglês William Froude). O número de Froude ( $F=U_f/c_0$ ) é um parâmetro adimensional que relaciona a velocidade do fluido ( $U_f$ ) com a velocidade ( $c_0$ ) de ondas internas (lineares) de pequena amplitude. A velocidade  $c_0$  é também designada de velocidade de fase das ondas internas. Quando  $F<1$  estamos no estado subcrítico, o que significa que a informação (i.e. as ondas) pode propagar-se na direção oposta à corrente. Quando  $F>1$  entramos no estado supercrítico, a informação só se pode propagar na mesma direção da corrente, i.e. na direção do “sotavento”, uma vez que a velocidade do fluido é superior à das ondas. Quando  $F=1$  dizemos que estamos no estado crítico, sendo que nesse caso uma perturbação na interface do fluido mantém-se estacionária (relativamente e.g. ao fundo do mar) e pode acumular energia através de ressonância. Essa situação ocorre usualmente quando o escoamento “encontra” uma variação pronunciada de profundidade, dando-se uma transição do estado subcrítico ( $F<1$  em águas mais profundas) para o estado supercrítico ( $F>1$  em águas menos profundas). Nessa situação, i.e. próximo de  $F=1$ , diz-se também que o escoamento é transcrito. No oceano, quando o escoamento estratificado encontra um colo ou banco submarino, a inclinação do fundo provoca

uma componente vertical da velocidade (para cima), sendo que as isopícnicas são também deslocadas na vertical. Esses colos ou bancos submarinos são também responsáveis pela entrada do escoamento em regime transcrito, sendo que muitas vezes o escoamento pode mesmo ser fortemente supercrítico ( $F \gg 1$ ). Nesses casos gera-se uma onda de sotavento estacionária a jusante do banco submarino, em forma de uma depressão das isopícnicas relativamente ao relevo submarino. Essa onda alcança uma velocidade de fase elevada relativamente ao fluido em movimento, de forma a ficar estacionária a jusante do colo submarino (ver Figura 3a onde a onda tem uma velocidade de fase relativamente ao fundo dada por  $\vec{C} = 0$ ). Quando as correntes de maré relaxam e mudam de sentido, o escoamento torna-se subcrítico, libertando-se assim a onda de sotavento que se propaga a montante do colo submarino (Figura 3b). Essa perturbação inicial, a que chamamos de onda de sotavento, pode então evoluir de forma não linear num trem de ondas solitárias não-lineares (Figura 3c), conforme proposto originalmente por Maxworthy [5] de acordo com a teoria KdV e observado no oceano [6].

A compreensão dos mecanismos de geração das ondas internas solitárias tem ocupado lugar de destaque no estudo dessas ondas no oceano, tendo as imagens de satélite sido um aliado importante na sua compreensão [4,6,7].

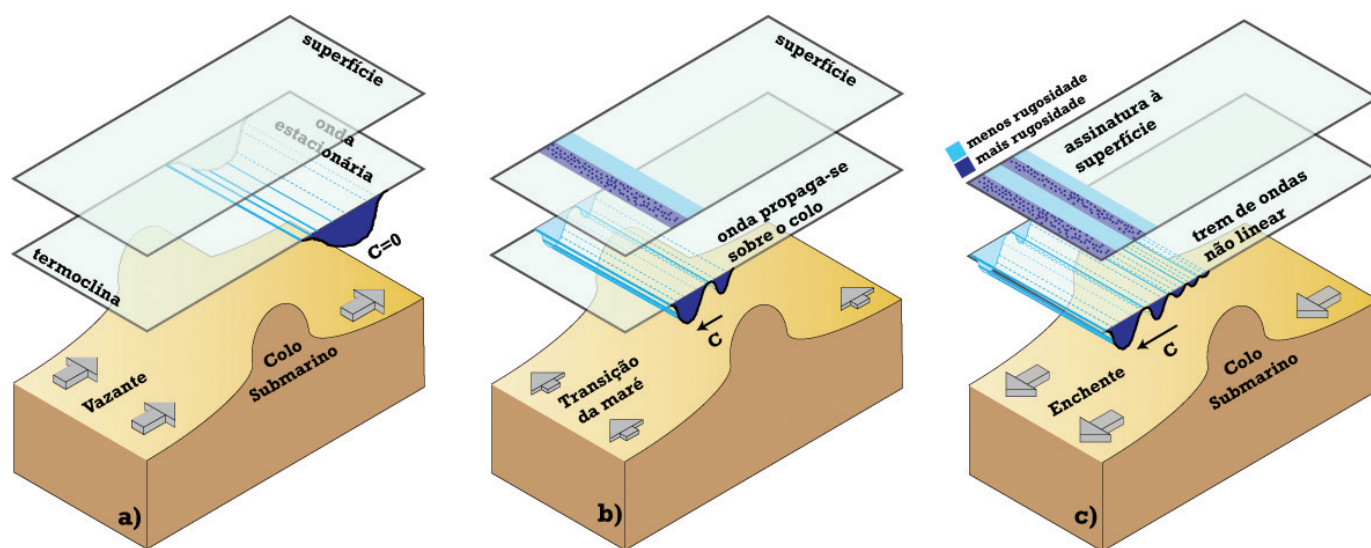


Figura 3 - Esquema ilustrativo da geração de ondas internas no oceano pelo mecanismo de onda de sotavento [5]. (a) Com o escoamento supercrítico sobre o colo submarino, a onda de sotavento primordial desenvolve-se a jusante do relevo submarino, mantendo-se estacionária (i.e.  $\vec{C} = 0$ ). (b) Quando a maré muda de direção e relaxa, a onda de sotavento aumenta de declividade e propaga-se com uma velocidade  $\vec{C}$  sobre o colo submarino. (c) A onda de sotavento desenvolve-se e transforma-se num trem de ondas não-lineares internas de forma consistente com a teoria de Korteweg-de Vries. Adaptado de Haury et al. [11].

#### 4. Relevância nas Ciências Oceânicas

As ondas internas solitárias no oceano ocupam um papel importante tanto na oceanografia física, como também em outras áreas muito variadas das ciências oceânicas em geral. As principais razões que levam

as ondas internas a influenciar uma série de processos dinâmicos no oceano estão relacionadas com as suas escalas – que vão até centenas de quilómetros de extensão e centenas de metros de amplitude – e com o facto de estas ondas serem praticamente omnipresentes tanto em oceano profundo como nas zonas costeiras. Curiosamente, as ondas internas também estão entre os fenómenos que são capazes de induzir na coluna de água as maiores velocidades verticais conhecidas no oceano (que podem ir até 0,5 m/s). Uma das consequências da magnitude destas velocidades verticais, é o facto de termos num oceano que é naturalmente estratificado na vertical, um processo praticamente contínuo que opera em grande parte do oceano para trocas na vertical.

Deste modo, surge com natural destaque a contribuição das ondas internas para a mistura entre a camada de água próxima da superfície (denominada camada de mistura em Ciências Oceânicas) e as massas de água mais profundas, sendo consequentemente relevantes para a estrutura térmica da superfície do oceano [8], em processos de troca de calor e gases atmosféricos na interface Ar-Oceano, e portanto na evolução do sistema climático terrestre. Note-se que este efeito de mistura introduzido pelas ondas internas deve-se também ao seu carácter altamente turbulento, tendo-se descoberto que os solitões internos no oceano podem gerar continuamente vorticidade e mesmo “rebentação” ao longo das grandes distâncias percorridas (de várias centenas de quilómetros) durante a sua propagação [9,10].

A biologia dos oceanos também está intimamente ligada às ondas internas através de uma série de processos di-

nâmicos. Estes processos são variados nas suas escalas espaciais e temporais, e os seus detalhes são algo complexos. Apesar de uma descrição exhaustiva estar além deste contexto, vale a pena rever a essência que os envolve. Nomeadamente, a mistura superficial e sub-superficial devido

aos solitões tem naturalmente consequências na evolução da biologia das águas superficiais. Por exemplo, Pingree *et al.* [12]. demonstraram que existe um aumento de biomassa (i.e. de zooplâncton e fitoplâncton) no Golfo da Biscaia relacionado com os solitões nessa região. Note-se que em geral, existe uma redistribuição de calor, de biomassa, e de nutrientes marinhos sempre que essas ondas exibem amplitudes apreciáveis (da ordem de algumas dezenas de metros), e que é causado por escoamento cisalhado e vorticidade associados às suas correntes [13]. Por outro lado, o aumento de biomassa pode ocorrer também devido ao aumento médio da intensidade da luz no meio marinho, já que a passagem de uma onda interna muda a distribuição vertical das partículas (deslocando-as para cima e para baixo) que são expostas a intensidades variáveis de luz visível (é de notar que a intensidade da luz decai exponencialmente no oceano da superfície para o fundo [14,15]). Deste modo, as ondas internas acabam por influenciar a fotossíntese na parte mais superficial da camada fótica ao longo da sua propagação (nomeadamente no caso do fitoplâncton), e naturalmente todos os processos que daí advêm para a biomassa do oceano.

Outra implicação importante das ondas internas não-lineares no oceano é a resuspensão sedimentar em zonas menos profundas. Quaresma *et al.* [16] revelou que na plataforma continental de Portugal os trens de solitões podem resuspender sedimentos até dezenas de metros acima do fundo marinho, podendo assim verificar-se transporte sedimentar e alteração da natureza do fundo nessas regiões menos profundas. A rebentação e dissipação de trens de solitões também foi observada de ser capaz de modificar a cor do oceano em imagens de satélite (e.g. New *et al.*, [17]), não se sabendo ainda em que medida essa alteração é maioritariamente relacionada com o transporte sedimentar, ou se existe aumento efectivo de produção primária devido à injeção de nutrientes em zonas mais fóticas.

De forma algo semelhante, os fortes escoamentos cisalhados ocasionados por estas ondas podem provocar danos em plataformas de extração de petróleo e/ou gás no oceano, sendo usual as companhias petrolíferas fazerem estu-

dos que antecedem à prospeção. Esses estudos, levam por vezes a sistemas de aviso denominados “*Early Warning Systems*”, que podem prever com precisão a passagem das ondas pelas plataformas *offshore*, possibilitando assim encerrar a extração sempre que se dê o aparecimento dos solitões mais intensos.

## 5. A observação dos solitões por satélite

Embora as amplitudes das ondas seja máxima ao longo da termoclina (local onde os gradientes verticais de densidade são máximos), as deformações das interfaces ocupam toda a coluna de água, desde a superfície até ao fundo oceânico. À superfície o deslocamento livre provocado pelos solitões internos é de apenas algumas dezenas de centímetros, facto que foi recentemente observado por satélite através de radares altímetro que conseguem medir com precisão centimétrica a distância à superfície do mar [18].

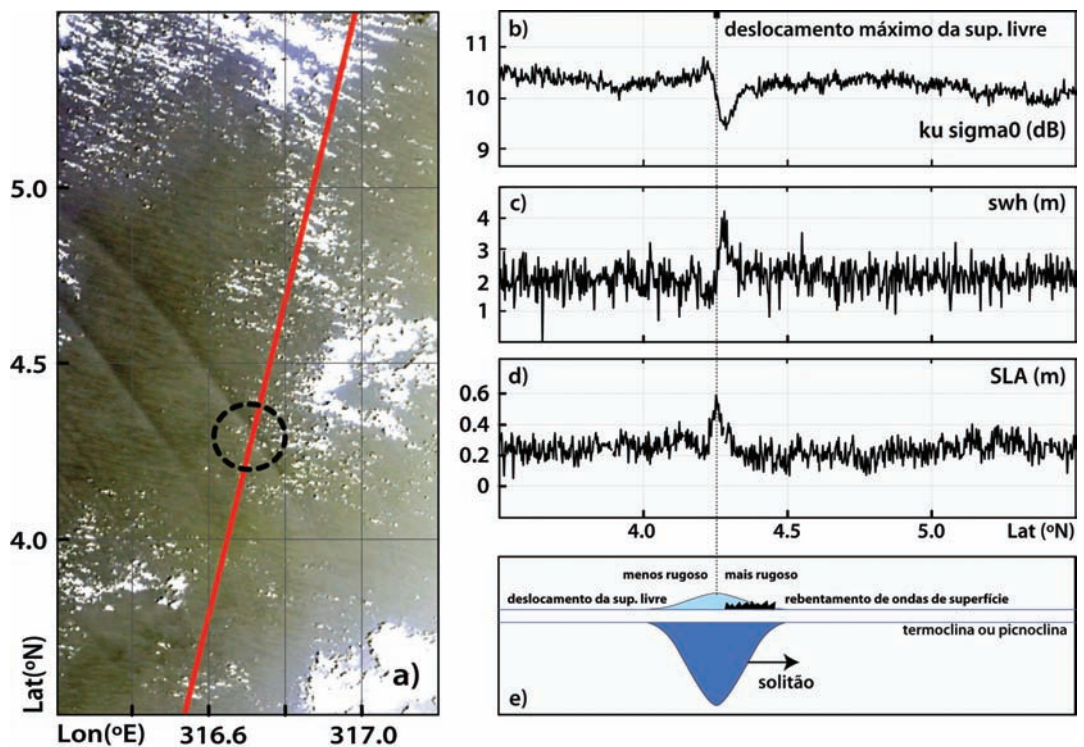


Figura 4 - Imagem OLCI do satélite Sentinel-3A adquirida a 11 de Outubro de 2017 às 12:54:29 UTC (Tempo Universal Coordenado) representada em a) em cores quase reais com a projeção da órbita na superfície oceânica representada a vermelho. b) Variação da potência do radar altímetro  $\sigma_0$  ao longo da trajetória (banda Ku) c) Variação da altura significativa das ondas (SWH). d) Anomalia da superfície do mar (SLA). e) Representação esquemática da elevação da superfície do mar e da localização da banda de alta rugosidade provocada pelas ondas internas.

Os novos radares altímetros que funcionam num novo modo que simula um radar de abertura sintética (chamados SAR – *Synthetic Aperture Radar*) são sensíveis não só à rugosidade da superfície oceânica, mas também ao deslocamento da superfície do mar, sendo capazes de medir pequenas anomalias de apenas alguns centímetros. No caso da missão Sentinel-3 da Agência Espacial Europeia (ESA) o altímetro SAR funciona em sinergia com o sensor OLCI (*Ocean and Land Colour Instrument*)

que obtém imagens no espectro do visível, semelhantes ao que veríamos com os nossos olhos se estivessemos em órbita da Terra (Figura 4a). Como o radar está apontado na direção do nadir (projeção da linha vermelha no oceano), pode ver-se na Figura 4b que um solitão interno tem uma assinatura superficial em rugosidade (Figura 4b, correspondente a variações de potência do radar altímetro), bem como na altura significativa das ondas (Figura 4c) e na anomalia de deslocamento da superfície livre (Figura 4d). Os deslocamentos (elevação) da superfície livre (i.e. a superfície do mar) são previstos pela teoria hidrostática, na presença de uma onda solitária de depressão (conforme esquematizado na Figura 4e). O solitão, que se manifesta pela intensa deformação das isopícnicas na direção do fundo (depressão), provoca movimentos horizontais e verticais de água menos densa da camada de mistura na direção do fundo, e de forma a manter-se o equilíbrio estático o nível da superfície livre tem de se elevar. Esse processo é exemplificado no diagrama esquemático da Figura 4e, e é da ordem de 20 cm a 40 cm para solitões de grande amplitude em águas oceânicas profundas.

Contudo, é a alteração da rugosidade da superfície do mar, que faz com que as ondas internas solitárias sejam visíveis em imagens de satélite como na Figura 4a. Correntes próximas da superfície induzidas pelo deslocamento das ondas produzem convergências e divergências de partículas que se movem em fase com as cristas e cavas das ondas internas. Essas zonas de convergência e divergência provocam variações de rugosidade à superfície (ver também a Figura 4e) através de interações com ondas de superfície centimétricas e decimétricas (e até com ondas de até alguns metros de comprimento, em casos extremos, com conseqüente rebentação) que aparecem perfeitamente definidas em imagens com resolução espacial apropriada, como é o caso dos radares SAR [19, 20] e imagens ópticas na zona de reflexão especular do sol na superfície da água (Figura 4a).

## 6. Notas finais

O carácter não-linear das ondas internas no oceano foi proposto formalmente na década de 80 do século passado, e desde então temos verificado um desenvolvimento crescente deste ramo da oceanografia física, que tem tido como base as observações in situ e por satélite bem como a modelação numérica avançada (modelos não-hidrostáticos e que incluem todos os termos não-lineares). Nos dias de hoje é possível com esses modelos simular e reproduzir as observações de ondas internas não-lineares com boa precisão, compreendendo-se relativamente bem os mecanismos que levam à geração dessas ondas. É também reconhecido pela comunidade científica

que as ondas internas não-lineares são uma componente fundamental na dinâmica do oceano. Estas ondas provocam as velocidades verticais mais intensas que se conhecem no oceano (até cerca de 1m/s), em mais de uma ordem de grandeza relativamente a outros fenómenos de submesoscala (escalas da ordem tipicamente de 10 – 30 quilómetros nas latitudes médias). São por isso relevantes para a estrutura térmica da superfície do oceano, em processos de troca de calor e gases atmosféricos na interface Ar-Oceano, e portanto na evolução do sistema climático terrestre. Esses processos que envolvem fluxos verticais de massa e energia condicionam muitos processos químicos e biológicos que integram o funcionamento dos ecossistemas marinhos. Assim, as ondas internas não-lineares no oceano têm interesse multidisciplinar. Igualmente relevante é o facto dos modelos climáticos globais projetarem um aumento da estratificação do oceano até ao final do século, que poderão limitar o provimento de nutrientes para as camadas fóticas e conseqüentemente afetar o fitoplâncton. Por outro lado, o aumento de estratificação implica ondas internas mais intensas e conseqüente maior mistura vertical, pelo que é agora um desafio conhecer melhor estas relações e qual o efeito que irá prevalecer. Pelas diversas razões acima apresentadas, e pela importância que as ondas internas não-lineares têm na conectividade entre as escalas mais longas e as escalas mais pequenas (i.e. turbulência), prevê-se que continuem a ser uma área de investigação privilegiada num futuro próximo.

## Agradecimentos

Jorge M. Magalhães é financiado pela FCT – Fundação para a Ciência e Tecnologia, ao abrigo dos programas UIDB/04423/2020 e UIDP/04423/2020.”

## Referências

- [1] Maury M.F., “The Physical Geography of the Sea and Its Meteorology”, Harper: New York, NY, USA, p. 457, (1861)
- [2] Osborne A.R. e T.L. Burch, “Internal Solitons in the Andaman Sea”, *Science*, 208, 451-460, (1980).
- [3] Gerkema T. e J. T. F. Zimmerman, “Generation of Non linear Internal Tides and Solitary Waves”, *J. Phys. Oceanogr.*, 25, 1081- 1094, 1995.
- [4] Magalhaes J. M., J. C. B. da Silva, M. C. Buijsman, e C. A. E. Garcia, “Effect of the North Equatorial Counter Current on the generation and propagation of internal solitary waves off the Amazon shelf (SAR observations)”, *Ocean Sci.*, 12, 243-255, <https://doi.org/10.5194/os-12-243-2016>, (2016).
- [5] Maxworthy T., “A note on internal solitary waves produced by tidal flow over a three-dimensional ridge”, *J. Geophys. Res.*, 84 (C1), 338-346, <http://dx.doi.org/10.1029/JC084iC01p00338>, (1979).
- [6] Da Silva J.C.B., M.C. Buijsman, e J.M. Magalhaes, “Internal waves on the upstream side of a large sill of the Mascarene Ridge: A comprehensive view of their generation mechanisms and evolution”, *Deep Sea Res.* 99, 87-104, (2015).

- [7] Da Silva J.C.B., K.R. Helfrich, "Synthetic aperture radar observations of resonantly generated internal solitary waves at Race Point Channel (Cape Cod)", *J. Geophys. Res.* 113, C11016, <http://dx.doi.org/10.1029/2008JC005004>, (2008).
- [8] Shroyer E.L., J.N. Moum, e J.D. Nash, "Mode 2 waves on the continental shelf: Ephemeral components of the nonlinear internal wave field", *J. Geophys. Res.*, 115, C07001, (2010).
- [9] Pinkel R., "Internal solitary waves in the warm pool of the western equatorial Pacific", *J. Phys. Oceanogr.*, 30, 2906-2926, (2000).
- [10] Klymak J. M., R. Pinkel, C.-T. Liu, A. K. Liu, e L. David, "Prototypical solitons in the South China Sea", *Geophys. Res. Lett.*, 33, L11607, (2006).
- [11] Haury L.H., M.G. Briscoe, e M.H. Orr, "Tidally generated internal wave packets in Massachusetts Bay", *Nature* 278, 312-317, <http://dx.doi.org/10.1038/278312a0>, (1979).
- [12] Pingree R.D., J.T. Mardell, e A.L. New, "Propagation of internal tides from the upper slopes of the Bay of Biscay", *Nature*, 321, 154-158, (1986).
- [13] Moum J.N., e J.D. Nash, "Seafloor Pressure Measurements of Nonlinear Internal Waves", *J. Phys. Oceanogr.*, 38, 481-491, <https://doi.org/10.1175/2007JPO3736.1>, (2008).
- [14] da Silva J.C.B., A.L. New, M. Srokosz, T. Smyth, "On the observability of internal tidal waves in remotely-sensed ocean color data", *Geophys. Res. Lett.*, 29, p.12 10.1029/2001GL013888, (2002).
- [15] Muacho S., J.C.B. da Silva, V. Brotas, e P.B. Oliveira, "Effect of internal waves on near-surface chlorophyll concentration and primary production in the Nazaré Canyon (west of the Iberian Peninsula)", *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 81, 89-96, (2013).
- [16] Quaresma L.S., J. Vitorino, A. Oliveira, J.C.B. da Silva, "Evidence of sediment resuspension by nonlinear internal waves on the western Portuguese mid-shelf", *Mar. Geol.*, 246, 123-143, (2007).
- [17] New A.L., J.M. Magalhaes, e J.C.B. da Silva, "Internal solitary waves on the Saya de Malha bank of the Mascarene Plateau: SAR observations and interpretation", *Deep-Sea Res. I*, 79, 50-61, <http://dx.doi.org/10.1016/j.dsr.2013.05.008>, (2013).
- [18] Santos-Ferreira A.M., J.C.B. da Silva, e M. Srokosz, "SAR-Mode Altimetry Observations of Internal Solitary Waves in the Tropical Ocean Part 2: A Method of Detection", *Remote Sens.*, 11, 1339, (2019).
- [19] da Silva, J. C. B., S. A. Ermakov, I. S. Robinson, D. R. G. Jeans, e S. V. Kijashko, "Role of surface films in ERS SAR signatures of internal waves on the shelf. 1. Short period internal waves", *J. Geophys. Res.*, 103, 8009-8031 (1998).
- [20] Alpers W, "Theory of radar imaging of internal waves", *Nature* 314, 245-247 (1985).



José C. B. da Silva, é licenciado em Física/ Matemática Aplicada pela Fac. De Ciências da Universidade do Porto, obteve o grau de Mestre em Detecção Remota, Processamento de Imagem e Aplicações pela Universidade de Dundee (Reino Unido), e é doutorado em Oceanografia pela Universidade de Southampton no Reino Unido. É professor associado na Universidade do Porto, e regente de disciplinas de oceanografia e deteção remota de diversos cursos de graduação e pós-graduação. As áreas de investigação cobrem sobretudo os processos dinâmicos de submesoscala e de pequena escala no oceano, e os mecanismos de geração de ondas internas no oceano baseado em medições convencionais de contacto, modelação numérica e observações por satélite.



Jorge M. Magalhães, é licenciado em Ciências Geofísicas pela Fac. De Ciências da Universidade de Lisboa, e doutorado em Engenharia geográfica pela Fac. De Ciências da Universidade do Porto. Actualmente é regente da disciplina de SAR Oceano na Fac. De Ciências da Universidade do Porto e é investigador contratado no Ciimar (Centro Interdisciplinar de Investigação Marinha e Ambiental, UID/MULTI/04423/2013). A sua investigação em oceanografia física abrange principalmente a detecção remota da superfície do oceano por satélite, e a modelação numérica de ondas internas solitárias. Publicou 20 artigos científicos indexados na área da oceanografia e trabalha actualmente com o *Stennis Space Centre* (NASA, EUA) na modelação de solitões nos mares tropicais do oceano Índico, onde espera esclarecer a sua contribuição para a mistura no oceano.



Adriana M. dos Santos-Ferreira, é licenciada em Ciências de Engenharia e Mestre em Engenharia Geográfica pela Fac. De Ciências da Universidade do Porto. Actualmente é bolsista da Fundação para a Ciência e Tecnologia (FCT) SFRH/BD/143443/2019 e desenvolve um projeto de doutoramento no Ciimar (Centro Interdisciplinar de Investigação Marinha e Ambiental). Os seus interesses de investigação incluem ondas internas e estruturas lagrangianas para fluidos no oceano.