

## MODELAÇÃO MATEMÁTICA DA HIDRODINÂMICA NA ZONA COSTEIRA DO NOROESTE DA PENÍNSULA IBÉRICA

José L. S. Pinho<sup>1</sup>; Rui C. M. B. Gomes<sup>2</sup>; José M. P. Vieira<sup>3</sup>; José S. A. Carmo<sup>4</sup>.

<sup>1</sup> Professor Auxiliar, [jpinho@civil.uminho.pt](mailto:jpinho@civil.uminho.pt), Departamento de Engenharia Civil, Universidade do Minho, Braga, Portugal

<sup>2</sup> Aluno de Mestrado, [ruibgomes@vizzavi.pt](mailto:ruibgomes@vizzavi.pt), Departamento de Engenharia Civil, Universidade do Minho, Braga, Portugal

<sup>3</sup> Professor Catedrático, [jvieira@civil.uminho.pt](mailto:jvieira@civil.uminho.pt), Departamento de Engenharia Civil, Universidade do Minho, Braga, Portugal

<sup>4</sup> Professor Auxiliar, [jsacarmo@dec.uc.pt](mailto:jsacarmo@dec.uc.pt), Departamento de Engenharia Civil, Universidade de Coimbra, Pinhal de Marrocos, COIMBRA, Portugal

### RESUMO

Neste artigo apresentam-se dois modelos da zona costeira do Noroeste da Península Ibérica: um modelo bidimensional (2DH) criado com o programa RMA2 e um modelo quasi-tridimensional (q3D) criado com o programa POM. Apresenta-se uma caracterização da informação utilizada para o estabelecimento da batimetria e contorno dos modelos. São ainda caracterizadas as condições de fronteira adoptadas para cada um dos modelos hidrodinâmicos. Os modelos apresentam potencialidades para simulação das correntes induzidas pela maré, vento, gradientes de massa volúmica e caudais fluviais. Apresentam-se alguns resultados obtidos para as correntes em diferentes cenários de actuação dos agentes anteriormente referidos.

### ABSTRACT

This paper presents two different hydrodynamic models for the Iberian Peninsula Norwest coastal zone: a two-dimensional (2DH) model implemented in the RMA2 program and a quasi-three-dimensional model implemented with the POM program. Data used for establishment of models bathymetry and boundary is also presented. Models boundary conditions assumptions are characterized. The models present capabilities for simulation of tide, wind, river discharges and density gradients induced currents. Some results obtained for the previous mentioned driving forces are presented.

Palavras-Chave: modelação matemática, hidrodinâmica, nw península ibérica.

### 1. INTRODUÇÃO

A Directiva Quadro da Água da União Europeia, constitui um instrumento de actuação extremamente ambicioso no domínio da água. A Directiva introduz o conceito de Região Hidrográfica que acrescenta à Bacia Hidrográfica uma faixa costeira com uma extensão de uma milha para além da linha de base costeira. Desta forma, o conhecimento dos principais processos físicos, químicos e biológicos das regiões costeiras, apresenta-se com uma importância acrescida para um correcto planeamento e gestão dos recursos hídricos. A modelação matemática constitui uma ferramenta de enormes potencialidades para o estudo da hidrodinâmica de zonas costeiras, contribuindo de forma eficiente para a gestão destes sistemas complexos. São muito diversos os problemas que se colocam às entidades responsáveis pela gestão dos recursos hídricos costeiros e que obrigam a um conhecimento profundo da hidrodinâmica dos sistemas a diferentes escalas espaciais e temporais. De facto, no caso de um derrame petrolífero, é desejável um adequado conhecimento da variação horária das correntes superficiais, para qualquer região oceânica em que possa ocorrer o acidente, para se poderem realizar previsões da evolução das trajectórias das manchas resultantes. Na definição da localização e características de um emissário submarino são determinantes as características das correntes locais predominantes. Na exploração de um sistema de produção aquícola adquirem relevância as eventuais variações sazonais da hidrodinâmica que implicam alterações nas condições ambientais locais.

A região costeira do NW da Península Ibérica (Figura 1) constitui o único sistema de afloramento costeiro do continente europeu.

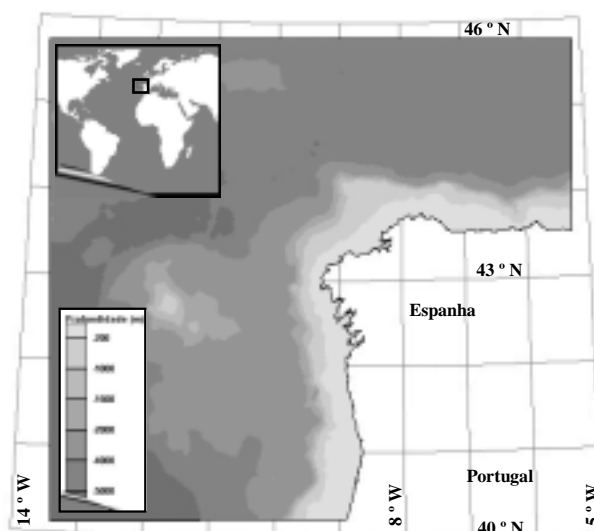


Figura 1 – Área de estudo: localização e batimetria.

Este afloramento justifica a elevada produtividade das águas costeiras desta região, sobretudo das rias galegas, as quais apresentam uma importância económica elevada. Esta zona tem sido objecto de diversos estudos de caracterização dos principais mecanismos de formação do afloramento costeiro (Álvarez-Salgado et al, 1993; Dale e Prego, 2002). Os ventos de norte ocorrem predominantemente desde Março-Abril até Setembro-Outubro, provocando o afloramento costeiro de Água Central do Nordeste Atlântico, responsável pela fertilização das águas costeiras (Figura 2). O centro de afloramento do Cabo Finisterra e o filamento das Rias

Baixas constituem estruturas características deste afloramento. Durante os restantes meses, os ventos predominantes são provenientes de sul e transportam água quente e salina de origem subtropical; é conhecida como a contracorrente costeira de Portugal.

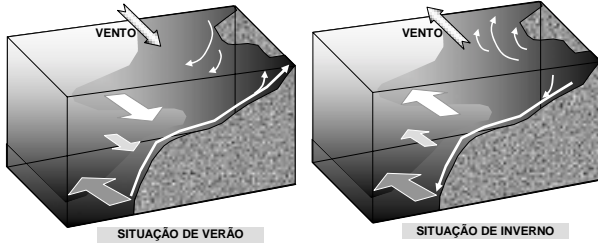


Figura 2 – Variação sazonal do esquema de circulação no NW da Península Ibérica.

Em estudos realizados à escala da bacia do Atlântico Norte (Frantantoni, 2001) verifica-se que na região em estudo as correntes superficiais de larga escala são relativamente fracas ( $< 15 \text{ cms}^{-1}$ ). A variabilidade do vento quer em intensidade quer em direcção origina mecanismos de circulação característicos de escalas temporais mais curtas do que as que anteriormente foram referidas.

A circulação oceânica e a circulação nas zonas costeiras em particular apresentam uma variedade de fenómenos distintos que se manifestam em escalas espaciais muito diferentes (Shchepftkin e O'Brien 1996). Assim, a tarefa de modelação de todos os processos físicos envolvidos na hidrodinâmica costeira revela-se muito difícil. No entanto, os modelos numéricos constituem uma ferramenta de enorme potencial na caracterização das correntes características de determinadas escalas espacial e temporal, dada a possibilidade de modelar separadamente cada um dos processos que estão na origem da formação das correntes.

Neste artigo apresentam-se dois modelos hidrodinâmicos do NW da Península Ibérica que se encontram em fase de implementação no Departamento de Engenharia Civil da Universidade do Minho. São brevemente apresentadas as formulações matemáticas em que se baseiam os modelos numéricos que estão a ser desenvolvidos e ilustram-se as suas potencialidades com a apresentação de alguns resultados obtidos nesta fase da sua implementação.

## 2. FORMULAÇÕES MATEMÁTICAS

O modelo hidrodinâmico 2DH aplicado no presente estudo é baseado nas equações de conservação da massa e da quantidade de movimento integradas segundo a direcção vertical:

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial [HU]}{\partial x} + \frac{\partial [HV]}{\partial y} = 0 \quad (1)$$

$$\frac{\partial U}{\partial t} + U \frac{\partial U}{\partial x} + V \frac{\partial U}{\partial y} = fV - g \frac{\partial \eta}{\partial x} - \frac{g}{\rho} \frac{\partial \rho}{\partial x} \frac{h + \eta}{2} + \frac{\rho_a k W_v^2 \cos \varphi}{h + \eta} - \frac{gU \sqrt{U^2 + V^2}}{(h + \eta)C^2} + \frac{\varepsilon}{\rho} \left( \frac{\partial^2 U}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 U}{\partial y^2} \right) \quad (2)$$

$$\frac{\partial V}{\partial t} + U \frac{\partial V}{\partial x} + V \frac{\partial V}{\partial y} = -fU - g \frac{\partial \eta}{\partial y} - \frac{g}{\rho} \frac{\partial \rho}{\partial y} \frac{h + \eta}{2} + \frac{\rho_a k W_v^2 \sin \varphi}{h + \eta} - \frac{gV \sqrt{U^2 + V^2}}{(h + \eta)C^2} + \frac{\varepsilon}{\rho} \left( \frac{\partial^2 V}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 V}{\partial y^2} \right) \quad (3)$$

onde,  $x$  e  $y$  são as coordenadas horizontais cartesianas,  $t$  é o tempo,  $U$  e  $V$  são a média vertical das componentes horizontais de velocidade,  $H \equiv h + \eta$  é a profundidade total ( $h(x,y)$  representa a elevação do fundo e  $\eta(x,y,t)$  é a elevação da superfície livre),  $\rho_a$  é a massa volúmica do ar,  $W_v$  é a velocidade do vento,  $\varphi$  é a direcção do vento,  $C$  é o coeficiente de Chezy e  $\varepsilon$  é o coeficiente de viscosidade turbulenta.

O modelo q3D resolve a seguinte forma das equações de conservação da massa e da quantidade de movimento (Mellor, 1998):

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial (uH)}{\partial x} + \frac{\partial (vH)}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial \sigma} = 0 \quad (4)$$

$$\frac{\partial}{\partial t} (uH) + \frac{\partial (uuH)}{\partial x} + \frac{\partial (vuH)}{\partial y} + \frac{\partial (wu)}{\partial \sigma} - fvH = -HP_1 + \frac{\partial}{\partial \sigma} \left( \frac{K_M}{H} \frac{\partial u}{\partial \sigma} \right) + HF_1 \quad (5)$$

$$\frac{\partial}{\partial t} (vH) + \frac{\partial (uvH)}{\partial x} + \frac{\partial (vvH)}{\partial y} + \frac{\partial (wv)}{\partial \sigma} - fuH = -HP_2 + \frac{\partial}{\partial \sigma} \left( \frac{K_M}{H} \frac{\partial v}{\partial \sigma} \right) + HF_2 \quad (6)$$

onde,  $\sigma$  representa a coordenada vertical (sistema de coordenadas sigma),  $u$  e  $v$  são as componentes horizontais da velocidade,  $w$  é a velocidade vertical transformada (fisicamente,  $w$  é a componente da velocidade normal às superfícies sigma),  $f$  é o parâmetro de Coriolis,  $P_1$  e  $P_2$  são os termos relativos ao gradiente horizontal de pressão,  $F_1$  e  $F_2$  são os termos de difusão horizontal, e  $K_M$  é a viscosidade vertical. O modelo é termodinâmico, considerando as seguintes equações de transporte para a temperatura potencial ( $\Theta$ ) e para a salinidade ( $S$ ):

$$\frac{\partial}{\partial t} (\Theta H) + \frac{\partial (u\Theta H)}{\partial x} + \frac{\partial (v\Theta H)}{\partial y} + \frac{\partial (w\Theta)}{\partial \sigma} = \frac{\partial}{\partial \sigma} \left( \frac{K_H}{H} \frac{\partial \Theta}{\partial \sigma} \right) + HF_\Theta \quad (7)$$

$$\frac{\partial}{\partial t} (SH) + \frac{\partial (uSH)}{\partial x} + \frac{\partial (vSH)}{\partial y} + \frac{\partial (wS)}{\partial \sigma} = \frac{\partial}{\partial \sigma} \left( \frac{K_H}{H} \frac{\partial S}{\partial \sigma} \right) + HF_S \quad (8)$$

em que,  $K_H$  é a difusividade vertical;  $F_\Theta$  e  $F_S$  são os termos de difusão horizontal de calor e sal, respectivamente. Os coeficientes de mistura vertical são calculados a partir de um momento de turbulência de 2ª ordem, baseado no transporte das quantidades escalares  $q^2$  e  $q^2l$ :

$$\frac{\partial}{\partial t} (q^2 H) + \frac{\partial (uq^2 H)}{\partial x} + \frac{\partial (vq^2 H)}{\partial y} + \frac{\partial (wq^2)}{\partial \sigma} = \frac{\partial}{\partial \sigma} \left( \frac{K_q}{H} \frac{\partial q^2}{\partial \sigma} \right) + \frac{2K_M}{H} \left[ \left( \frac{\partial u}{\partial \sigma} \right)^2 + \left( \frac{\partial v}{\partial \sigma} \right)^2 \right] + 2K_H \frac{g}{\rho} \frac{\partial \rho}{\partial \sigma} - 2 \frac{q^3 H}{B_l} + HF_{q^2} \quad (9)$$

$$\frac{\partial}{\partial t}(q^2 l H) + \frac{\partial(uq^2 l H)}{\partial x} + \frac{\partial(vq^2 l H)}{\partial y} + \frac{\partial}{\partial \sigma}(wq^2 l) = \frac{\partial}{\partial \sigma} \left( \frac{K_q}{H} \frac{\partial(q^2 l)}{\partial \sigma} \right) +$$

$$+ K_M E_1 \frac{l}{H} \left[ \left( \frac{\partial u}{\partial \sigma} \right)^2 + \left( \frac{\partial v}{\partial \sigma} \right)^2 \right] + K_H E_3 l \frac{g}{\rho} \frac{\partial \rho}{\partial \sigma} -$$

$$- \frac{q^3 H}{B_1} \left[ 1 + E_2 \left( \frac{l}{\kappa L} \right)^2 \right] + HF_i$$

onde,  $q^2$  é a energia cinética turbulenta,  $l$  é a escala espacial da turbulência,  $g$  é a aceleração da gravidade,  $\rho$  é a massa volumica da água,  $\kappa$  é a constante de Von-Karman, e  $F_q$ ,  $F_l$  são termos de difusão horizontal. Os valores das constantes  $B_1$ ,  $E_1$ ,  $E_2$  e  $E_3$  são apresentados em Mellor, 1998.

### 3. IMPLEMENTAÇÃO DOS MODELOS NUMÉRICOS

O domínio considerado é delimitado por duas fronteiras abertas em todo o seu desenvolvimento (fronteiras Oeste e Norte) e duas fronteiras parcialmente abertas (fronteiras Este e Sul). O modelo 2DH foi criado utilizando-se uma malha de 4664 elementos triangulares quadráticos (Figura 3). A batimetria foi definida a partir da base global de batimetria ETOPO2 (Smith e Sandwell, 1997) que apresenta uma resolução espacial de 2' e pela base global de linhas costeiras de alta resolução GSHHS (Wessel e Smith, 1996).

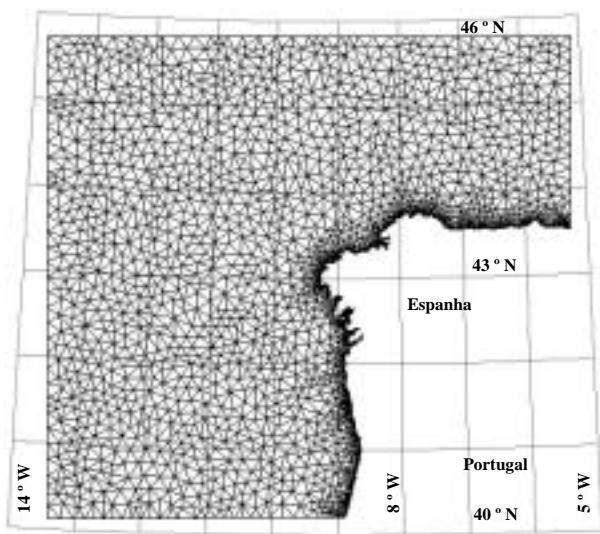


Figura 3 – Modelo hidrodinâmico 2DH: malha de elementos finitos.

No modelo q3D discretizou-se o domínio com uma malha rectangular de diferenças finitas com 46 alinhamentos verticais, 42 alinhamentos horizontais e 20 camadas na direcção vertical (Figura 4). O afastamento entre nós segundo esta direcção apresenta uma distribuição logarítmica junto à superfície livre.

Os modelos criados serão aplicados em três tipos de estudos distintos: i) na geração de campos de correntes para a modelação do transporte de manchas de derrames acidentais de petróleo, ii) em estudos de interacção entre águas interiores e águas costeiras e iii) na reprodução do mecanismo de afloramento costeiro no Noroeste da Península Ibérica.

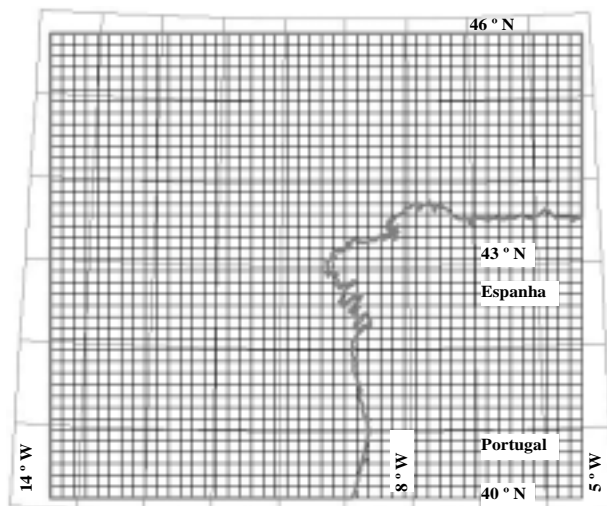


Figura 4 – Modelo hidrodinâmico q3D: malha de diferenças finitas.

Foram realizadas diferentes simulações cujos principais objectivos foram estabelecer uma metodologia para definição das condições de fronteira e proceder a uma análise de sensibilidade dos resultados a alguns dos parâmetros envolvidos. Estão em curso as tarefas de calibração e validação dos modelos recorrendo a séries de dados relativos a sistemas derivantes, que foram lançados na região em estudo, e a estimativas das elevações da superfície livre no domínio, baseadas em observações da superfície oceânica através de instrumentos colocados a bordo de satélites.

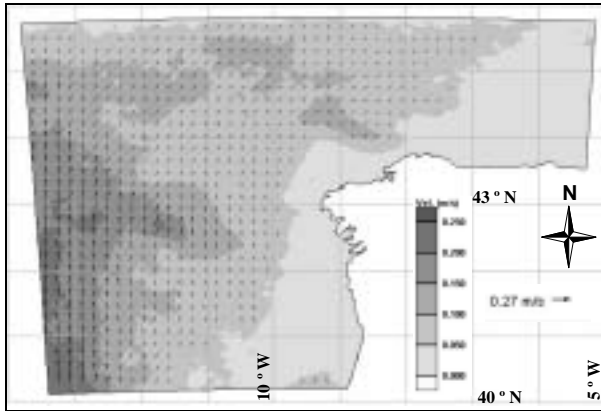
### 4. RESULTADOS

O modelo 2DH revela-se adequado ao estudo de correntes de larga escala, em que a variabilidade vertical inerente à circulação oceânica possa ser desprezada. Para este tipo de simulações, optou-se por considerar que as fronteiras paralelas à direcção dominante da corrente funcionam como fronteiras fechadas (fluxo nulo segundo a direcção perpendicular à fronteira). Assim, nas fronteiras perpendiculares abertas é imposto o nível da superfície livre numa das fronteiras e o caudal na outra.

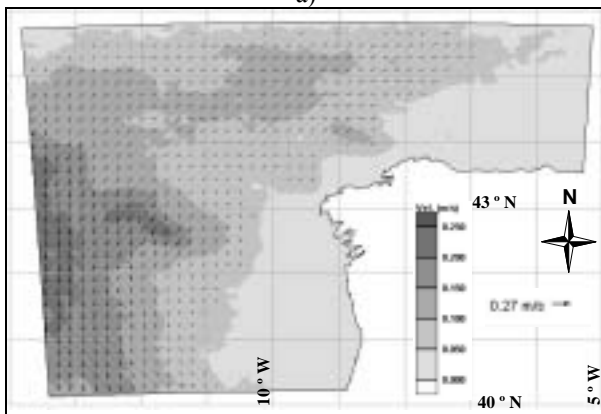
Na Figura 5 são apresentados os resultados para duas simulações em que se consideram correntes de sentido predominante: a) sul-norte e b) norte-sul. O valor imposto para o caudal é de 1500 Sv. A distribuição de velocidade ao longo da fronteira associada ao caudal imposto assume-se variável em função da profundidade.

Foram ainda realizadas outras simulações com o modelo 2DH tendo como objectivo delimitar espacialmente as regiões cuja hidrodinâmica é especialmente influenciada pela acção da maré e pelos caudais fluviais.

No que se refere à simulação das correntes de maré, foi imposta na fronteira Oeste do domínio uma variação da superfície livre, considerando uma maré de amplitude média do tipo semi-diurno (componente M2).



a)



b)

Figura 5 – Modelo hidrodinâmico 2DH - corrente: a) Sul-Norte e b) Norte-Sul..

Na Figura 6 apresenta-se o resultado obtido numa sub-região do domínio modelado para as velocidades máximas de vazante. Estas ocorrem junto da linha de costa (como seria de esperar), apresentando valores pouco significativos na generalidade do domínio.

As áreas de influência dos caudais fluviais foram avaliadas de forma indirecta, recorrendo-se a um modelo de transporte de massa para quantificar o gradiente horizontal de salinidade resultante das descargas fluviais (considerando as correntes induzidas pelos caudais médios diários do mês de Fevereiro e que a salinidade é, respectivamente, de 35,0 psu e de 0,0 psu no domínio e nas entradas correspondentes aos rios). Naturalmente que os resultados obtidos com esta metodologia dependem das condições de mistura em cada situação. No entanto, este procedimento permite obter uma estimativa da área de influência de cada uma das descargas fluviais. Na Figura 7 apresenta-se a distribuição de salinidade (nas regiões em que é inferior a 35 psu) para dois dos rios que desaguam nesta região. É evidente o carácter local das correntes induzidas pelas descargas dos rios na plataforma costeira.

Finalmente, apresentam-se alguns resultados preliminares obtidos com o modelo q3D para uma simulação hidrodinâmica induzida pela acção de uma tensão tangencial sobre a superfície livre (uniforme ao longo do domínio e constante ao longo do tempo) devida à actuação do vento.

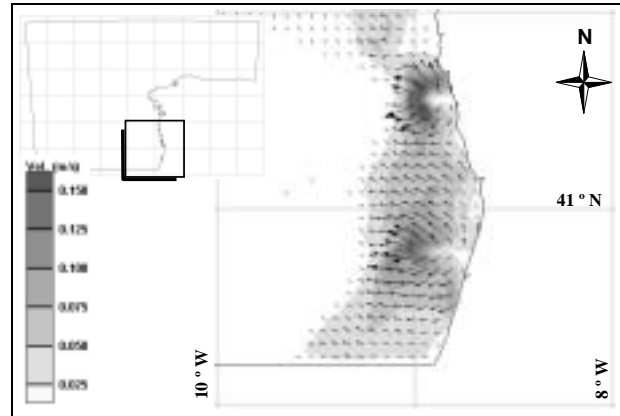


Figura 6 – Modelo hidrodinâmico 2DH: correntes de maré.

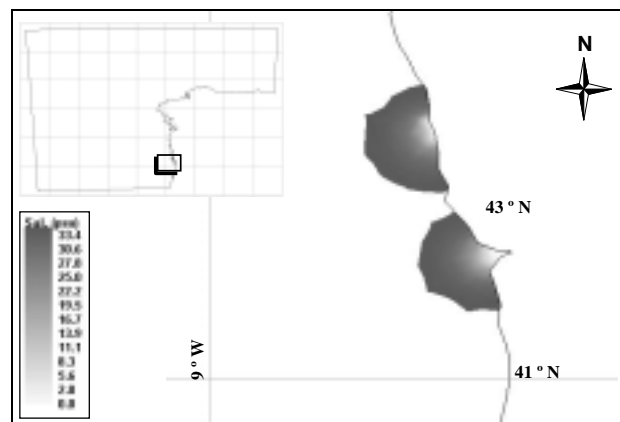
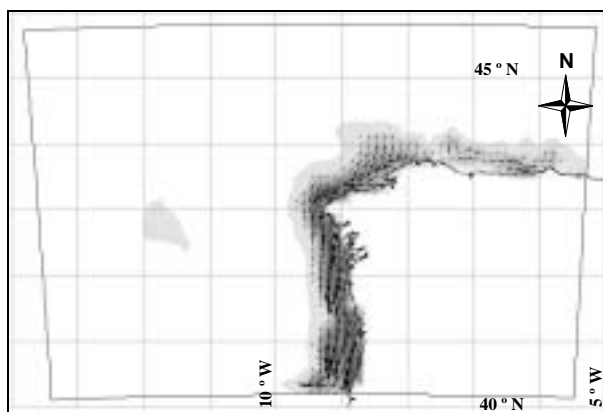
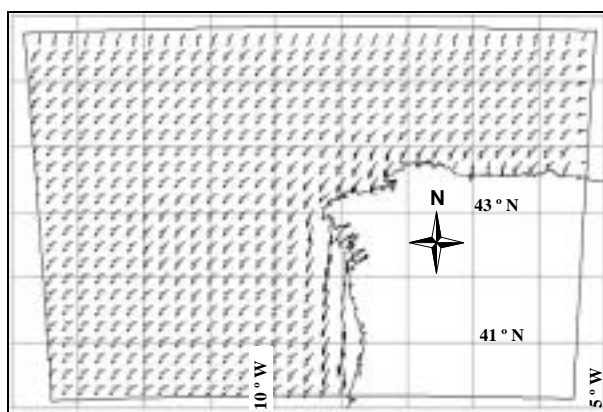


Figura 7– Modelo hidrodinâmico 2DH: plumas de salinidade induzidas pelas descargas de caudais fluviais.

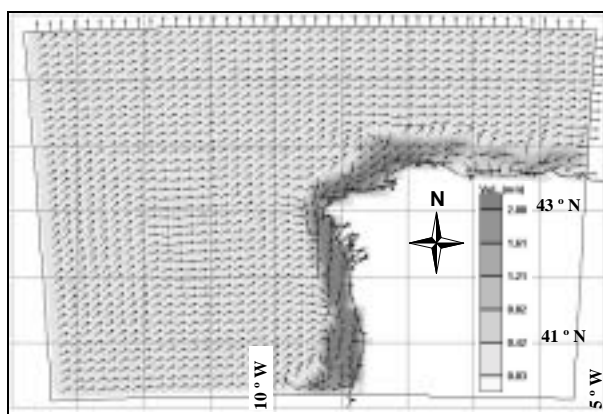
Considerou-se uma simulação com uma duração de 8 horas, a partir do repouso, em que a tensão superficial é de 0,02 Pa segundo a direcção Norte-Sul. Na simulação realizada ignorou-se a estrutura termodinâmica (transporte de calor e sal) e considerou-se um parâmetro de Coriolis constante em todo o domínio (calculado para a latitude intermédia). Na Figura 8 a) apresentam-se as velocidades médias (segundo a direcção vertical) das correntes no instante correspondente ao final da simulação (8 horas). As velocidades médias são nulas na generalidade do domínio à excepção das regiões menos profundas próximas da linha de costa. As velocidades apresentam um desvio para a direita da direcção de actuação do vento (devido à aceleração de Coriolis), que é evidente pelos resultados apresentados na Figura 8 b) correspondentes às velocidades calculadas em duas camadas distintas (camada superficial e camada 5 que corresponde a 1% da profundidade local). Para o mesmo instante mas na camada 10 (23% da profundidade) é notória a inversão da corrente, conforme se apresenta na Figura 8 c) (salienta-se que a escala de representação dos vectores velocidade nesta última figura é distinta da utilizada nas anteriores). O mecanismo de circulação induzido pelo vento de Norte, traduzido pelos resultados apresentados, é próximo do referido e apresentado anteriormente na Figura 2.



a)



b)



c)

Figura 8 – Modelo hidrodinâmico q3D - correntes induzidas pelo vento: a) velocidades médias segundo a direcção vertical, b) velocidades para as camadas 1 e 5 (1% da profundidade) e c) velocidades para a camada 10 (23% da profundidade).

## 5. CONCLUSÃO

Foram apresentados de forma sucinta dois modelos hidrodinâmicos do NW da Península Ibérica que se encontram numa fase de implementação.

Apresentaram-se resultados de diferentes simulações, que evidenciam as potencialidades dos modelos na caracterização de correntes associadas a escalas espaciais e temporais diferenciadas, com interesse para o desenvolvimento de diferentes tipos de estudos:

problemas de transporte superficial, estudos de interacção entre águas interiores e costeiras, e mecanismos de afloramento costeiro.

Estão em curso a realização das tarefas de calibração e validação dos modelos, utilizando-se séries de dados provenientes de diferentes técnicas de observação das correntes oceânicas.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Álvarez-Salgado, X.A., Rosón, G., Pérez, F.F., Pazos, Y., 1993. Hydrographic variability off the Rías Baixas (NW Spain) during the upwelling season. *Journal of Geophysical Research* 98, 14447-14455.
- Dale A. W. e Prego R., 2002. Physico-biogeochemical controls on benthic-pelagic coupling of nutrient fluxes and recycling in a coastal inlet affected by upwelling. *Marine Ecology Progress Series* 235, 15-28.
- Fratantoni D. M., 2001. North Atlantic surface circulation during the 1990's observed with satellite-tracked drifters. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 196, No. C10, 22067-22093.
- Mellor, G., 1998. Users Guide for a Three-Dimensional, Primitive Equation, Numerical Ocean Model, Princeton University, Princeton, USA.
- Shchepftkin A. F. e O'Brien J. J., 1996. A Physically Consistent Formulation of Lateral Friction in Shallow-Water Equation Ocean Models. *Monthly Weather Review*, Vol 124. No.6., 1285-1300.
- Smith, W. H. F. e Sandwell, D. T., 1997. Global Sea Floor Topography from Satellite Altimetry and Ship Depth Soundings, *Science Magazine*, vol. 277, issue 5334.
- Wessel, P. e Smith, W. H. F., 1996. A Global Self-consistent, Hierarchical, High-resolution Shoreline Database, *J. Geophys. Res.*, 101, 8741-8743.