

A numerical study of the interaction of various forcing mechanisms on the circulation of the Western Mediterranean Sea

George W. HEBURN

Naval Ocean Research and Development Activity,
NSTL, Mississippi (U.S.A.)

The circulation in the western Mediterranean Sea as viewed from in remotely sensed satellite data is complex and highly variable. Previous studies of the circulation based on surface and subsurface surveys (Allain, 1960; Ovchinnikov, 1966) have presented a rather simple and stable picture of the surface circulation of the western Mediterranean.

The primary physical forces exerting an influence on the circulation dynamics of the Mediterranean are surface wind stress, surface heat and mass flux, mass flux in and out via the Straits of Gibraltar and Sicily, and topographic constraints. While there are many features of the general surface circulation which appear to be directly related to one form of physical forcing or another, there are many more which can not be easily identified with a particular forcing mechanism.

Numerical model experiments using one- and two-active-layer reduced gravity and two-layer finite depth, primitive equations models on a β -plane have been conducted to examine the effects due to the various forcing mechanisms. Experiments have been conducted using each forcing mechanism separately and then in various combinations. The nominal inflow transport of Atlantic water for the experiments examining the effects of mass influx was set at 1.6 Sv and the nominal inflow transport of lower layer water was set at 1.2 Sv. The wind stress data sets used included a climatological wind data set developed by May (1982) and wind data from the Fleet Numerical Oceanography Center's regional atmospheric forecast model for the Mediterranean region, the Naval Operational Regional Atmospheric Prediction System (NORAPS). The heat flux data set used was a climatological heat flux data set developed by May (personnel communication).

The model equations are solved using variant of the Hurlburt and Thompson (1980) model with two major modifications: 1) the ability to handle realistic coastline geometry and 2) the addition of a radiation outflow boundary condition patterned after a modification of the one presented by Orlanski (1976). The horizontal resolution of the model is 0.1° by 0.05° . The upper layer for all model variants was set initially at 250m. The second layer depth for the two-active-layer reduced gravity model was initially set at 250m while in the finite depth version it was set to the total depth minus the upper layer depth.

The results from the various experiments show that the dynamics of the western Mediterranean are extremely complex and that attributing observed features to a particular forcing mechanism is near to impossible. The effects resulting from the various physical forcing mechanism interacting with each other are strongly non-linear.

References:

- Allain, C., 1960. Topographie dynamique et courants généraux dans le bassin occidental de la Méditerranée. *Revue des Travaux de L'Institut des Pêches Maritimes*, 24(1), 121-145.
- Hurlburt, H. E. and J. D. Thompson, 1980. A numerical study of loop current intrusions and eddy shedding. *J. Phys. Oceanogr.*, 10, 1661-1651.
- May, P. W., 1982. Climatological flux estimates in the Mediterranean Sea: I. Winds and Wind Stress. Naval Ocean Research and Development Activity, NSTL MS. NORDA Tech. Rep. 54, pp 56.
- Orlanski, I., 1976. A simple boundary condition for unbounded hyperbolic flows. *J. of Comp. Phys.*, 21, 251-269.
- Ovchinnikov, I. M., 1966. Circulation in the surface and intermediate layers of the Mediterranean. *Oceanology*, 6, 48-59.

Modélisation mathématique et numérique de la Méditerranée occidentale

J.M. BECKERS

Laboratoire de Mécanique des Fluides Géophysiques, Université de Liège,
B 5, Sart Tilman, 4000 Liège (Belgique)

La Méditerranée occidentale est une mer presque fermée; elle se prête par là même particulièrement bien à l'étude de processus et à une modélisation numérique complète: d'une part, tous les phénomènes hydrodynamiques d'océans y sont présents (méandres, fronts, upwellings, ...) et d'autre part, la taille du domaine permet l'utilisation d'un modèle 3D élaboré

Le modèle utilisé est développé à partir des équations de conservation primaires. L'approximation de Boussinesq et l'hypothèse d'équilibre hydrostatique constituent une première simplification. Ensuite, le choix de la fenêtre spectrale à étudier nous oblige à un filtrage des équations non-linéaires. Ce faisant, nous introduisons les flux turbulents. La modélisation de ces flux turbulents s'inspire de la diffusion moléculaire et demande le calcul d'une diffusion turbulente. Du modèle (k, ϵ) généralement proposé, nous pouvons tirer une série de modèles hiérarchiques dont

** un modèle qui retient l'énergie cinétique turbulente k comme variable d'état, mais qui lie la dissipation visqueuse à une longueur de mélange empirique,

** et un modèle algébrique local.

Le modèle retenu est celui de la longueur de mélange imposée a priori mais modifiée par la stratification.

Les équations nécessitent la connaissance de conditions limites (non-linéaires) adaptées à la fenêtre spectrale choisie. Le calcul des flux à l'interface air-mer demande donc une attention particulière.

La résolution numérique des équations passe par un changement de variable verticale. Nous proposons une nouvelle version du changement de variables σ élaboré par Phillips, que nous appellerons changement de variables (σ', σ''). Celui-ci préserve les avantages du changement de variables σ , tout en éliminant certains défauts. Le fond de la mer devient une ligne du maillage et transforme le domaine en un domaine à profondeur constante, alors que le maillage vertical près de la surface est uniforme horizontalement dans l'espace réel et y permet une résolution accrue sans resserrement exagéré près des côtes.

La méthode numérique employée est une méthode de volumes finis avec un maillage variable sur la verticale de l'espace (σ', σ''). L'itération temporelle s'opère par la méthode du mode-splitting pour le mode barotrope et un schéma semi-implicite sur la verticale pour le calcul 3D. Une particularité du modèle est la discrétisation des termes d'advection qui détecte la présence locale de gradients importants et adapte le calcul des flux afin de bien représenter des fronts.

Une discussion détaillée du modèle et les références peuvent être trouvées dans "Modélisation mathématique et numérique de la Méditerranée occidentale, travail présenté en vue de l'obtention du grade d'Ingénieur Civil Mécanicien (Mécanique-Physique), année académique 1987-1988 par BECKERS J-M., Université de Liège".

Equations du modèle :

$$\frac{\partial \mathbf{u}}{\partial t} + \nabla \cdot (\mathbf{u}\mathbf{u}) + \frac{\partial}{\partial x_3} (u_3 \mathbf{u}) + \mathbf{e}_3 \wedge \mathbf{u} = -\nabla q + \frac{\partial}{\partial x_3} (\nabla \cdot \frac{\partial \mathbf{u}}{\partial x_3})$$

$$\nabla \cdot \mathbf{u} + \frac{\partial u_3}{\partial x_3} = 0$$

$$\frac{\partial q}{\partial x_3} = b(T, S)$$

$$\frac{\partial T}{\partial t} + \nabla \cdot (T\mathbf{u}) + \frac{\partial}{\partial x_3} (Tu_3) = Q^T + \frac{\partial}{\partial x_3} (\tilde{\lambda}^T \frac{\partial T}{\partial x_3})$$

$$\frac{\partial S}{\partial t} + \nabla \cdot (S\mathbf{u}) + \frac{\partial}{\partial x_3} (Su_3) = Q^S + \frac{\partial}{\partial x_3} (\tilde{\lambda}^S \frac{\partial S}{\partial x_3})$$

$$\frac{\partial k}{\partial t} + \nabla \cdot (k\mathbf{u}) + \frac{\partial}{\partial x_3} (ku_3) = \Pi^k + \frac{\partial}{\partial x_3} (\tilde{\lambda}^k \frac{\partial k}{\partial x_3})$$

$$\Pi^k = \nabla \cdot \left[\frac{\partial \mathbf{u}}{\partial x_3} \right]^2 - \tilde{\lambda}^k \frac{\partial b}{\partial x_3} - \epsilon$$

$$\nabla = \mathbf{e}_1 \frac{\partial}{\partial x_1} + \mathbf{e}_2 \frac{\partial}{\partial x_2}$$

Variables d'état : \mathbf{u} : vitesse horizontale
 u_3 : vitesse verticale
 T : température
 S : salinité
 q : pression généralisée
 k : énergie cinétique turbulente