

SCENARIO D'EVOLUTION DE LA MER MEDITERRANEE POUR LE XXI^{eme} SIECLE

Samuel SOMOT, Florence SEVAULT, Michel DEQUE
CNRM/GMGEC, 42 av. Coriolis, 31000 Tlse
samuel.somot@meteo.fr

RÉSUMÉ

Un scénario de changement climatique de la mer Méditerranée a été réalisé avec une version Méditerranée du modèle OPA au 1/8° (OPAMED8, résolution 10 km). Il simule l'évolution de la Méditerranée sur 140 ans (1960-2099) d'après le scénario A2 de l'IPCC pour la partie 2000-2099. Dans cette simulation, le modèle OPAMED8 est forcé par des flux atmosphériques issus du modèle ARPEGE-Climat (version «Médias») zoomé sur le bassin méditerranéen (résolution 50 km). Notre scénario comprend tous les éléments nécessaires à la compréhension de l'évolution future de la mer Méditerranée au cours du XXI^{eme} siècle. En effet, les flux de surface (chaleur et eau), les fleuves, la zone tampon simulant l'Atlantique et la SST de rappel évoluent tous en fonction du scénario A2 (en mode anomalie).

Une simulation de contrôle de même durée et ayant le même point de départ a également été réalisée. Elle est stable en surface comme dans la masse pour la température et la salinité.

Dans le scénario, on observe l'augmentation de la température de surface (+2.5°C en moyenne sur la Méditerranée) et de la salinité de surface (+0.33 psu). La compétition entre ces deux effets se solde par une diminution de la circulation thermohaline, c'est-à-dire par une victoire de l'effet «température». Ce ralentissement de la circulation thermohaline entraîne une répartition spatialement inhomogène de l'augmentation de température (+1.0°C en moyenne) et de salinité (+0.18 psu) dans les couches profondes.

1 Introduction

Depuis quelques années, l'attention portée par les scientifiques au problème du réchauffement climatique ainsi que les progrès des modèles numériques de climat (convergence des prévisions sur le réchauffement, augmentation de la résolution spatiale) nous permettent d'étudier l'impact du réchauffement climatique prévisible pour le XXI^{eme} siècle à l'échelle régionale. Dans ce cadre, l'objectif de cette étude est de décrire un scénario d'évolution pour la mer Méditerranée sous l'hypothèse de réchauffement climatique (scénario A2 de l'IPCC). L'intérêt de la mer Méditerranée et de son devenir est double. Le premier est humain avec 133 millions d'habitants répartis le long de ses côtes et dont les besoins en eau sont déjà problématiques. L'intérêt est également scientifique. On peut se demander, par exemple, si le phénomène de circulation thermohaline méditerranéen résistera au réchauffement climatique et surtout quel pourrait être l'impact de son arrêt sur la température de surface de la mer et donc sur le climat des régions voisines. L'étude dynamique de la mer Méditerranée par des modèles de circulation générale océanique

nécessite une haute résolution spatiale pour le modèle lui-même mais également pour ses forçages atmosphériques. En s'inspirant de ces contraintes, on présente ici ce que l'on peut considérer comme le scénario d'évolution de la mer Méditerranée le plus réaliste à ce jour.

2 Présentation des simulations

2.1 Le modèle océanique

Le modèle océanique utilisé est une version Méditerranée au 1/8° (résolution spatiale: 9 à 12 km du nord au sud) de OPA (modèle de circulation générale de l'océan, développé au LODyC [7]). Ce modèle est appelé OPAMED8 dans la suite par comparaison à une version assez similaire au 1/16° utilisée au LODyC pour des études de plus courte durée [1].

OPAMED8 possède 43 niveaux verticaux, une zone tampon pour simuler l'océan Atlantique (rappel en 3D pour la température et la salinité) et un terme de rappel en surface pour la température uniquement. En mode climat présent, le rappel est fait vers une SST (Sea Surface Temperature) variant de manière interannuelle (Reynolds et Smith, 1994 [11]): la constante de rappel est de 8 jours. Pour la zone tampon, on utilise une climatologie saisonnière pour T et S (Reynaud et al., 1998 [10]). On travaille sous l'hypothèse de toit rigide et de non-frottement aux bords. Un spin-up de 20 ans est réalisé à partir de conditions initiales issues de la climatologie MEDATLAS-II [8].

2.2 Les forçages atmosphériques

Les besoins d'un forçage atmosphérique de haute résolution spatiale, de longue durée temporelle et tenant compte de la variabilité interannuelle, nous ont conduits à utiliser les sorties du modèle ARPEGE-Climat [5]. Dans cette étude, on utilise la version «Médias» d'ARPEGE-Climat: ce modèle est global, spectral et possède un zoom sur la région méditerranéenne (résolution spatiale maximale de 50 km). Ce modèle nous fournit les flux en surface quotidiennement: flux solaire, non-solaire, flux d'eau, et tension de vent. Les simulations avec ce modèle sont réalisées en mode forcé par des SST: Reynolds pour le climat présent et Reynolds plus des anomalies de SST pour la simulation de scénario (2000-2099). Ces anomalies sont issues de deux simulations couplées basse résolution (scénario A2 et contrôle) réalisées avec le modèle ARPEGE-Climat/OPA (Royer et al., 2002 [12]). Elles sont ensuite moyennées sur 30 ans en moyenne glissante tous les 10 ans afin de filtrer la variabilité haute fréquence. Le calcul des anomalies et l'impact du réchauffement climatique sur le climat de la région méditerranéenne grâce au modèle ARPEGE-Climat version «Médias» sont décrits par Gibelin et Déqué, 2003 [6].

2.3 Les autres forçages

Outre les flux océan-atmosphère, trois autres types de forçages sont à prendre en compte et à modifier en fonc-

tion du scénario retenu :

La SST de rappel : elle est la même que celle utilisée pour forcer ARPEGE-Climat «Médias» afin de toujours garder une cohérence entre flux et SST de rappel.

La zone Atlantique : on additionne des anomalies 3D de température et salinité à la climatologie Reynaud utilisée pour le rappel. Elles sont issues des mêmes simulations couplées basse résolution que pour la SST.

Les fleuves : aucun rappel en sel n’est imposé à la surface du modèle. Or les fleuves comptent pour une part importante du bilan hydrique (Fle = +0.27 m/an pour un bilan Eva-Pre-Fle = 1 m/an [2]). Nous avons donc décidé d’appliquer de manière explicite l’apport d’eau de chaque fleuve de la Méditerranée au point embouchure. Pour le climat présent, on utilise une climatologie mensuelle compilée par l’UNESCO (RivDis data base). Des paramétrisations adéquates sont utilisées pour les flux d’eau du Nil (afin de tenir compte du barrage d’Assouan) et de la mer Noire. Cette dernière est considérée en première approximation comme un fleuve se jetant en mer Egée [14]. Pour les scénarios de changement climatique, on calcule des anomalies sur chaque bassin versant à partir des pluies et de l’évaporation calculées par ARPEGE-Climat «Médias». Un modèle de routage des fleuves (TRIP [9]) est introduit afin de tenir compte de la distance entre le point où le bilan Eva-Pre est calculé et le point embouchure. Pour la mer Noire, ce sont les anomalies du bilan Pre+Fle-Eva intégré sur la surface de la mer Noire (terme > 0) qui sont utilisées. Ces anomalies sont appliquées comme facteurs multiplicatifs à la climatologie.

2.4 Les simulations

Dans la simulation de scénario qui débute en 1960, le modèle subit les forçages du climat présent jusqu’en 1999. Ensuite de 2000 à 2099, il subit les différents forçages (flux océan-atmosphère, fleuves, rappel en SST, océan Atlantique) décrits dans les sections 2.2 et 2.3 selon un scénario type A2 de l’IPCC.

La simulation de contrôle suit exactement le même chemin jusqu’en 1980. Ensuite, on répète 6 fois de plus, le même forçage i.e. les années 1960-1980. On obtient donc une simulation de 140 ans, de même durée que la simulation de scénario, mais avec un climat type climat actuel. Cette expérience numérique permet de mesurer la dérive, si elle existe, du modèle sur une longue période. De plus, la comparaison de la fin des deux simulations (2070-2099) nous permet de mettre en lumière l’impact du réchauffement climatique sur la mer Méditerranée en s’affranchissant de la dérive.

	SSS	S3D	SST (SSTR)	T3D
Med.	0.33	0.18	2.5 (2.5)	1.0
MedO.	0.23	0.19	2.4 (2.5)	1.1
MedE.	0.33	0.16	2.6 (2.5)	0.9
Adria.	0.61	0.48	2.7 (2.7)	2.1
Liguro-P.	0.28	0.17	2.5 (2.5)	1.1
Egée	0.70	0.38	2.7 (2.7)	1.7
Levantin	0.33	0.12	2.6 (2.6)	0.8

TABLE 1 – Anomalies (période 2070-2099) de la salinité de surface (SSS en psu), du contenu salin (S3D en psu), de la température de surface (SST en °C), de la température de surface vers laquelle on rappelle (SSTR en °C), du contenu salin et du contenu thermique (T3D en °C) entre le scénario et la simulation de contrôle pour différents sous-bassins de la Méditerranée. Le bassin Est (noté MedE.) ne contient ni l’Adriatique, ni la mer Egée. Est et Ouest sont délimités par le détroit de Sicile. Le bassin Liguro-Provençal est la partie nord-ouest du bassin ouest. Le bassin Levantin est l’extrême Est du bassin Est.

3 Résultats

3.1 Stabilité de la simulation de contrôle

La simulation de contrôle présente un comportement remarquablement stable pour toutes les variables étudiées. Par exemple, la température moyenne¹ de la Méditerranée dérive de seulement 0.1°C en 140 ans.

3.2 Evolution des champs de surface

La carte 1 montre les anomalies (scénario moins contrôle, pour la période 2070-2099) de SST (Sea Surface Temperature) et de SSS (Sea Surface Salinity) pour la mer Méditerranée. Les valeurs moyennes pour quelques sous-bassins résumées dans le tableau 1.

Pour la SST, on voit que les anomalies sont relativement homogènes spatialement : aucun bassin ne s’écarte jamais de plus de 8% de la valeur moyennée sur toute la Méditerranée (réchauffement de +2.5°C). De plus, la SST suit de manière très proche la SST de rappel issue de la simulation couplée basse résolution. Malgré l’apparition de structures de petites échelles à l’intérieur de chaque sous-bassin, on peut dire que notre simulation n’est pas réellement indépendante de la simulation couplée basse résolution concernant son réchauffement en surface. La réalisation de scénarios couplés régionaux, c’est-à-dire avec un couplage océan-atmosphère à haute résolution sur la mer Méditerranée (cf. Sevault et al., 2002 [13] pour la présentation d’un tel modèle), nous apportera une meilleure quantification du réchauffement en surface.

Le champ de SSS présente un comportement beaucoup plus intéressant avec des variations spatiales notables. La salinité augmente partout avec une moyenne de +0.33 psu

¹ Température potentielle moyennée sur toute la colonne d’eau en tenant compte du volume des mailles (T3D). Elle est équivalente au contenu thermique. On définira de même le contenu salin (S3D) comme la salinité intégrée sur toute la colonne d’eau.

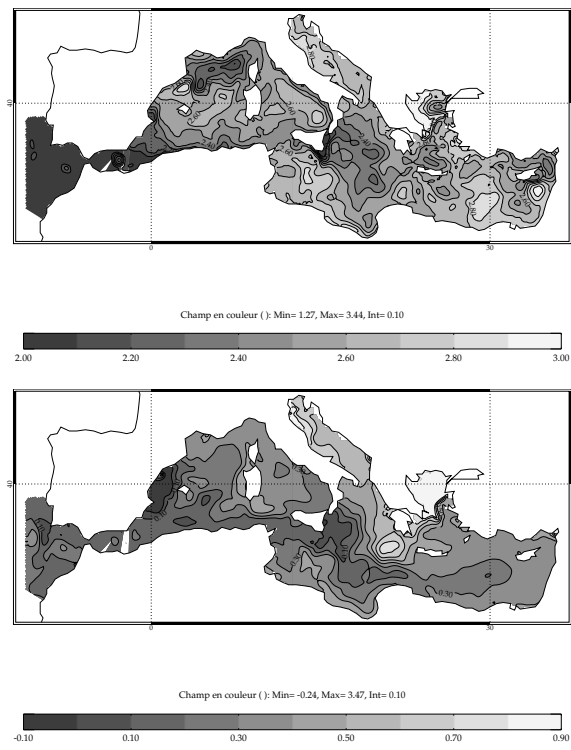


FIG. 1 – Anomalies moyennées sur la période 2070-2099 pour la SST (en haut, en °C) et pour la SSS (en bas, en psu) entre le scénario et le contrôle.

sur l'ensemble de la Méditerranée. Sur la carte 2D, on voit nettement un minimum d'augmentation le long du trajet de l'eau d'origine atlantique qui entre en Méditerranée par le détroit de Gibraltar. Ce minimum de SSS ne s'explique pas par la structure spatiale du flux d'eau car il est homogène spatialement. En revanche, il s'explique par le fait que la salinité de surface de l'Atlantique subit une hausse beaucoup plus faible que celle de la Méditerranée. Notons que les anomalies de SSS de l'Atlantique proviennent de la simulation couplée basse résolution.

Concernant le flux d'eau (Eva-Pre-Fle), la Méditerranée perd par sa surface une quantité d'eau équivalente à 0.72 m/an dans la simulation de contrôle et 0.94 m/an dans le scénario. La diminution du débit des fleuves représente 1/3 de cette anomalie et semble fortement corrélée avec les maxima de l'augmentation de SSS. En effet, ces maxima se situent en mer Adriatique et en mer Egée, bassins dans lesquels se jettent le Po et la mer Noire. Dans le cas de la mer Egée, l'effet d'une augmentation de la perte en eau par le flux Evaporation-Précipitations vient s'ajouter à la diminution du débit de la mer Noire.

La comparaison scénario-contrôle des champs 2D de SSS et de SST nous apprend que la circulation de surface a elle aussi subi une évolution remarquable mais elle fera l'objet d'une prochaine étude.

3.3 Ralentissement de la circulation thermohaline

Le critère le plus simple pour mesurer l'intensité de la convection profonde est la profondeur de la couche de mélange en hiver (Janvier-Février-Mars). Dans OPAMED8, on se base sur un critère en densité pour définir le bas de la couche. Ce type de critère est rarement satisfaisant mais, si on accorde peu de crédit à la valeur moyenne, on peut cependant se fier aux anomalies entre deux simulations. Pour des anomalies moyennées par bassin en hiver, on obtient les résultats suivants :

- Une diminution très importante (-66%) de la profondeur de convection du bassin Liguro-Provençal, lieu de formation de la WMDW (Western Mediterranean Deep Water).
- Une disparition également importante (-56%) de la convection dans le bassin Levantin, lieu de formation de la LIW (Levantine Intermediate Water).
- Une diminution faible (-11%) de la convection au sud de l'Adriatique, lieu de formation de l'ADW (Adriatic Deep Water) puis de l'EMDW (Eastern Mediterranean Deep Water) par mélange avec la LIW.
- La convection, également présente au sud de la mer Egée dans notre modèle, diminue de -21% dans ce bassin.

L'une des questions clé liées au réchauffement climatique pour la mer Méditerranée était le devenir de la circulation thermohaline (circulation dans le plan vertical) et du phénomène de convection hivernale. En effet, l'augmentation de la salinité et de la température de surface ont un effet opposé sur la densité. Dans notre simulation, qui ne représente qu'un des scénarios possibles d'évolution de la Méditerranée, la convection faiblit très nettement. L'effet température l'emporte donc sur l'effet salinité.

Par ailleurs, les variations spatiales de l'anomalie de SST étant très faibles, on s'attend à ce que les variations spatiales de la SSS discriminent les différents bassins. C'est bien ce qui se passe puisque les bassins où la salinité de surface augmente le plus sont ceux où la convection hivernale diminue le moins : mer Adriatique et mer Egée.

Afin d'illustrer l'impact que peut avoir une diminution de la convection profonde sur la circulation thermohaline, on a calculé les caractéristiques (température et flux en Sv) de l'eau circulant du nord au sud entre l'Espagne et la Sardaigne (41°N) sous 1000 m de profondeur en moyenne annuelle. Cette eau représente la veine de WMDW (Western Mediterranean Deep Water) exportée depuis son lieu de formation situé au nord de 41°N vers le reste du bassin ouest. On observe deux comportements. Tout d'abord le réchauffement de la WMDW qui passe d'une température comprise entre 12.1 et 12.4°C à une température comprise entre 13.0 et 14.0°C. Ce réchauffement s'accompagne d'une diminution du flux de WMDW produite et exportée vers le reste du bassin : on passe de 0.7 Sv à 0.1 Sv. Une diminution de 66% de la profondeur moyenne de

couche de mélange conduit donc à un arrêt presque complet de la circulation thermohaline sous 1000 m dans la partie ouest de la Méditerranée.

3.4 Modifications des masses d'eau

Le contenu thermique et le contenu salin augmentent pour la mer Méditerranée : +1.0°C et +0.18 psu. Le tableau 1 nous indique que les anomalies de température et de salinité ne se propagent pas de la même manière dans les différents bassins. La logique veut que la propagation soit plus rapide que la moyenne dans les bassins où la convection est plus profonde en moyenne et dans ceux où elle est le moins altérée. C'est ce qu'on vérifie à partir du tableau 1 en calculant le taux de transmission des anomalies de la surface vers la masse pour un bassin donné. Ce taux peut être défini comme le rapport de l'anomalie de T3D (ou S3D) sur l'anomalie de SST (ou SSS). On obtient un taux maximum pour l'Adriatique 78% (respectivement 79%) et minimum pour le bassin Levantin 31% (respectivement 36%). Dans les deux autres bassins importants pour la convection (Egée et Liguro-Provençal), ce taux prend des valeurs intermédiaires.

On peut mettre en parallèle la pente du contenu thermique et du contenu salin obtenue dans nos simulations à la pente observée sur la fin du XX^{ème} siècle (Béthoux et al., 1990 [3]) et attribuée au changement climatique par Béthoux et al., 1998 [4]. Béthoux et al., 1990, observent un réchauffement de $3.47 \cdot 10^{-3}$ °C/an et une augmentation de la salinité de $1.07 \cdot 10^{-3}$ psu/an, de 1959 à 1997 pour des profondeurs supérieures à 800 m dans le bassin ouest. Dans notre cas, si on se place sous 800 m dans le bassin ouest, on obtient sur 100 ans des pentes de $+7.9 \cdot 10^{-3}$ °C/an et $+1.4 \cdot 10^{-3}$ psu/an. On pourrait alors conclure que le comportement de la Méditerranée que nous prévoyons pour le XXI^{ème} siècle est la suite logique des observations de la fin du XX^{ème} siècle avec un phénomène d'accélération, surtout pour la température. Notons cependant que la forte valeur de la pente pour la température pourrait également provenir de l'absence d'une rétroaction réaliste de la convection hivernale sur la SST contrairement à ce que permettrait un modèle couplé régional.

4 Conclusions et perspectives

Pour la mer Méditerranée, le réchauffement climatique (Scénario A2 de l'IPCC) se traduit par une augmentation de la température et de la salinité de surface (valeurs moyennes de +2.5°C et +0.33 psu pour la fin du XXI^{ème}). La valeur de +2.5°C est fortement contrôlée par la SST de rappel dont les anomalies sont calculées à partir de simulations couplées basse résolution. Cette contrainte appelle la mise en place d'un scénario couplé haute résolution sur la Méditerranée.

Les effets pourtant opposés de l'augmentation de température et de salinité en surface entraînent une diminution importante de la circulation thermohaline pour le bassin Levantin et le bassin Liguro-Provençal. Pour les

autres sites classiques de formation d'eau profonde (mer Egée et mer Adriatique), la convection diminue nettement moins. Cela provient d'une augmentation plus importante de la salinité de surface causée principalement par la diminution des débits des fleuves.

Par ailleurs, les caractéristiques des différentes masses d'eau intermédiaires et profondes changent : la température moyenne sur toute la colonne d'eau augmente de +1.0 °C en moyenne sur la Méditerranée et la salinité de +0.18 psu. La répartition spatiale de la pénétration des anomalies de surface vers les couches plus profondes de la Méditerranée se fait en fonction de l'intensité de la convection hivernale dans chacun des bassins.

Références

- [1] Béranger, K., Mortier, L., Gasparini, G.P., Gervasio, L., Astraldi, M., Crépon, M., 2003: *The dynamics of the Sicily Strait: a comprehensive study from observations and models*. Deep Sea Research II, in press.
- [2] Béthoux, J.P., 1979: *Budgets of the Mediterranean Sea. Their dependance on the local climate and on the characteristics of the Atlantic waters*. Oceanologica Acta, vol. 2, pp. 157-163.
- [3] Béthoux, J.P., Gentili, B., Raunet, J., Tailliez, D., 1990: *Warming trend in the western Mediterranean deep water*. Nature, n. 347, pp. 660-662.
- [4] Béthoux, J.P., Gentili, B., Tailliez, D., 1998: *Warming and freshwater budget change in the Mediterranean since the 1940s, their possible relation to the greenhouse effect*. Geophysical Research Letters, vol. 25, n. 7, pp. 1023-1026.
- [5] Déqué, M., Drevet, C., Braun, A., Cariolle, D., 1994: *The ARPEGE-IFS atmosphere model: a contribution to the French community climate modelling*. Climate Dynamics, vol. 10, pp. 249-266.
- [6] Gibelin, A.L., Déqué, M., 2003: *Anthropogenic climate change over the Mediterranean region simulated by a global variable resolution model*. Climate Dynamics, vol. 20, pp. 327-339.
- [7] Madec, G., Delecluse, P., Imbard, M., Levy, C., 1998: *OPA 8.1, Ocean General Circulation Model, Reference Manual*. IPSL/LODYC, France, Note du Pôle de modélisation, n. 11, décembre 1998.
- [8] MEDAR/MEDATLAS Group, 2002: *MEDAR/MEDATLAS 2002 Database. Cruise inventory, observed and analysed data of temperature and bio-chemical parameters*. (4 CDrom, in print).
- [9] Oki, T., Sud, Y.C., 1998: *Design of the global river channel network for Total Runoff Integrating Pathways (TRIP)*. Earth Interactions 2.
- [10] Reynaud, T., Legrand, P., Mercier, H., Barnier B., 1988: *A new analysis of hydrographic data in the Atlantic and its application to an inverse modelling study*. International WOCE Newsletters, n. 32.
- [11] Reynolds, R.W., Smith, T.M., 1994: *Improved global Sea Surface Temperature Analysis Using Optimum Interpolation*. Journal of Climate, 7, pp. 929-948.
- [12] Royer, J.F. et al., 2002: *Simulation of climate changes during the 21st century including stratospheric ozone*. Comptes-Rendus Géosciences, vol. 334, pp. 147-154.
- [13] Sevault, F., Somot, S., Déqué, M., 2002: *Couplage ARPEGE-MEDIAS - OPA-MEDITERANEE. Les étapes*. Note de Centre, CNRM, GMGEC, n. 84.
- [14] Somot, S., Sevault, F., Douville, H., Déqué, M., 2001: *Etude hydrologique de la mer Noire et Paramétrisation des échanges avec la mer Egée*. Note de Centre, CNRM, GMGEC, n. 74.