

Scénario d'évolution de la Mer Méditerranée pour le XXIème siècle: le modèle OPA-Méditerranée forcé par Arpège-Climat.

Florence Sevault, Michel Déqué, Samuel Somot.

17 février 2003

Table des matières

1	Introduction	1
2	Les flux d'Arpège-Climat	2
2.1	La simulation atmosphérique	2
2.2	Le bilan hydrique	3
2.3	Le bilan thermique	4
2.4	Le bilan de quantité de mouvement	6
3	Description de l'expérience océanique	6
4	Circulation générale	7
5	Température et salinité	7
5.1	Évolution de la température de surface	7
5.1.1	Bassin méditerranéen	7
5.1.2	Évolution interannuelle et comparaison des différents bassins	7
5.2	Évolution interannuelle du contenu thermique, et comparaison des différents bassins	13
5.3	La salinité	16
5.3.1	Évolution de la salinité de surface	16
5.3.2	Quelle conséquence pour le contenu salin ? Le cas du bas- sin Levantin	16
5.4	Un cas régional : le bassin de Méditerranée Ouest	20
6	Conclusion et perspectives	26

1 Introduction

Le projet de couplage du modèle Arpège-Climat en version "Médias", étirée sur la Méditerranée avec une version du modèle OPA limitée à la Méditerranée par le coupleur OASIS a commencé en septembre 2000. Après une phase de mise au point technique (voir Sevault et al., 2002) le modèle a fait l'objet de simulations forcées d'une dizaine d'années par des flux analysés par le CEPMMT,

puis par des flux simulés par Arpège-Climat. Les résultats ont été au-delà des espérances : stabilité numérique, faible dérive, temps de calcul acceptable. Nous sommes alors passés à la phase couplée avec une simulation de 30 ans sans aucun rappel. Le modèle montre un refroidissement hivernal en Méditerranée orientale, associé à une diminution des précipitations. Mais la dérive du système n'est pas incompatible avec une utilisation du modèle en mode climatique. Ces péchés de jeunesse méritent qu'on se penche plus sur le traitement de l'état initial et des fleuves, à défaut de jouer sur les modèles eux-mêmes.

En attendant les prochains développements, le modèle d'océan seul est utilisable pour des expériences de scénario et le but de cette note est de le démontrer. Le projet européen PRUDENCE, couvrant la période 2001-2004, a pour but l'étude du changement climatique d'origine anthropique sur l'Europe, avec un accent particulier sur les impacts (la moitié des participants n'appartient pas à la communauté météorologique). Le coordinateur est J. H. Christensen du DMI. La page html du site est www.dmi.dk/f+u/klima/prudence/. L'évolution des caractéristiques des eaux méditerranéennes est un exemple d'impact qui ne fait pas explicitement partie du projet PRUDENCE, mais qui fera l'objet du projet MedWater financé par le MEDD (Ministère de l'Ecologie et du Développement Durable).

L'expérience s'est donc faite en deux temps. Dans un premier temps on intègre le modèle d'atmosphère et on extrait les flux. Ce processus est détaillé dans la section 2. Dans un deuxième temps, on intègre le modèle de Méditerranée. Cette phase est présentée dans la section 3. Les sections suivantes décrivent les résultats.

2 Les flux d'Arpège-Climat

2.1 La simulation atmosphérique

Le moteur de la simulation océanique est constitué par les flux à l'interface mer-atmosphère. C'est à travers eux que le modèle de Méditerranée voit le cycle saisonnier, les fluctuations interannuelles, et la tendance séculaire due aux effets anthropiques. Le modèle voit trois types de flux, à savoir le flux d'eau, la quantité de mouvement et le flux de chaleur. Ce dernier est divisé en flux solaire et flux non-solaire.

Le calcul des flux, que l'on soit en mode couplé ou en mode forcé, est effectué par les paramétrisations physiques du modèle Arpège-Climat. Dans l'expérience qui nous intéresse, le modèle Arpège-Climat a été intégré pendant 140 ans avec un forçage variable constitué des températures de surface de l'océan (TSO) et des concentrations supposées homogènes de cinq gaz à effet de serre (dioxyde de carbone, oxyde nitreux, méthane et deux types de chloro-fluoro-carbones). Le forçage radiatif est complété par la distribution bidimensionnelle de concentration en aérosols sulfatés. Le modèle utilise la géométrie dite "Médias" avec une grille réduite de 120 latitudes, un découpage sur la verticale de 31 couches (celles de la réanalyse ERA15), une troncature spectrale T106, et un coefficient d'étirement de 3. Le pôle est situé en Mer Tyrrhénienne. La version du modèle est la version 22b, dérivée du cycle opérationnel 18T1.

La simulation se déroule en deux phases. Au cours des 40 premières années, les forçages proviennent de l'observation de 1960 à 1999 : mois par mois pour les

TSO (voir Reynolds, 1988), décennie par décennie pour les gaz à effet de serre, décennie par décennie en incluant le cycle saisonnier pour les aérosols. Au cours des 100 années suivantes, c'est à dire pendant le XXIème siècle, on utilise les forçages radiatifs proposés par le groupe d'experts international sur l'évolution du climat (GIEC) dans le cadre du scénario baptisé B2. En ce qui concerne les TSO, on superpose aux TSO mensuelles observées en boucle (1960-1999, 1960-1989, 1960-1989) des anomalies décennales (calculées à partir de moyennes trentennales mais en respectant le cycle saisonnier). Ces anomalies proviennent du scénario réalisé par GMGEC/UDC (Royer et al., 2002). Le calcul détaillé des anomalies, en particulier le traitement de la glace de mer se trouve dans Gibelin et Déqué (2002). Le modèle couplé a utilisé exactement les mêmes forçages radiatifs et la même version d'Arpège-Climat que le modèle étiré, mais pas la même géométrie. Du point de vue terminologie, l'expérience s'appelle DA9 jusqu'en 1999, puis DC9 au delà. Bien qu'il y ait une parfaite continuité entre les deux expériences, le changement de dénomination s'explique par le fait que d'autres scénarios peuvent être issus du 1er janvier 2000 à 00h de DA9 (en particulier le scénario A2 qui porte alors le nom de DE9, mais c'est une autre histoire).

Dans cette section on se focalisera sur deux périodes de la simulation : le contrôle (1960-1989) et le climat perturbé (2070-2099). L'analyse des différences entre ces deux climats extrêmes est facilitée par la maximisation du rapport signal sur bruit. On trouvera dans Gibelin et Déqué (2003) les principaux résultats concernant la modification du climat sur le globe et sur le bassin méditerranéen. Afin de préciser la réponse climatique en réduisant encore le rapport signal sur bruit, nous avons réalisé quatre simulations supplémentaires. Les deux premières (nommées DE3 et DE4) sont des simulations de la période 1960-1989¹. Les deux suivantes (nommées DC2 et DC7) sont des simulations de la période 2070-2099. Elles se distinguent de DA9 et DC9 respectivement par les conditions initiales. La situation de départ du 1er janvier 1960 (resp. 2070) est obtenue en prenant un 1er janvier postérieur de quelques années dans DA9 (resp. DC9), en lui donnant pour date le 1er janvier 1959 (resp. 2069) et en intégrant une année. On dispose ainsi de trois couples de simulations contrôle/perturbation dont la convergence des résultats assurera de la stabilité statistique de la réponse. En effet les fluctuations interannuelles peuvent masquer l'impact climatique même quand elles sont filtrées par une moyenne trentenaire.

2.2 Le bilan hydrique

Le changement climatique se traduit sur le bassin méditerranéen par un assèchement, tandis que le nord de l'Europe connaît une augmentation des précipitations d'hiver. L'application d'un test de Student s'appuyant sur les trois couples de simulations montre que, au seuil de confiance 99%, les pluies n'augmentent en hiver que sur l'Adriatique, tandis qu'elles diminuent sur le détroit de Sicile et le long des côtes algériennes et tunisiennes. En été, le seul impact significatif est une diminution le long des côtes espagnoles. En ce qui concerne l'évaporation, on note une augmentation en hiver sur tout le bassin oriental, ainsi que le long des côtes italiennes, en Adriatique et sur le golfe de Gênes. L'évaporation estivale augmente significativement partout. Il n'y a pas dans

¹En fait les intégrations vont jusqu'en 1999.

	DJF			JJA			An		
précipitations	-0.2	-0.1	-0.1	0.	0.	0.	-0.1	-0.1	-0.1
évaporation	-0.2	-0.3	-0.4	-0.3	-0.3	-0.3	-0.2	-0.2	-0.3
net hydrique	-0.4	-0.4	-0.5	-0.3	-0.3	-0.3	-0.3	-0.3	-0.4
rayt. solaire	1.6	1.6	0.9	2.4	2.1	2.6	2.1	2.0	1.8
rayt. thermique	2.2	2.2	2.3	5.4	5.4	5.3	3.5	3.5	3.3
chal. latente	-5.4	-10.0	-12.5	-8.3	-8.5	-9.1	-5.1	-8.1	-10.2
chal. sensible	4.4	3.9	1.5	0.5	0.5	0.4	2.0	1.5	0.5
net thermique	2.8	-2.2	-7.8	-0.1	-0.6	-0.8	2.5	-1.1	-4.5

TAB. 1 – Bilan d'eau ($mm/jour$) et de chaleur (W/m^2) sur la Méditerranée pour l'hiver, l'été et l'année. Les trois colonnes correspondent aux trois couples d'expériences. La colonne de gauche contient les flux qui ont servi à forcer le modèle d'océan.

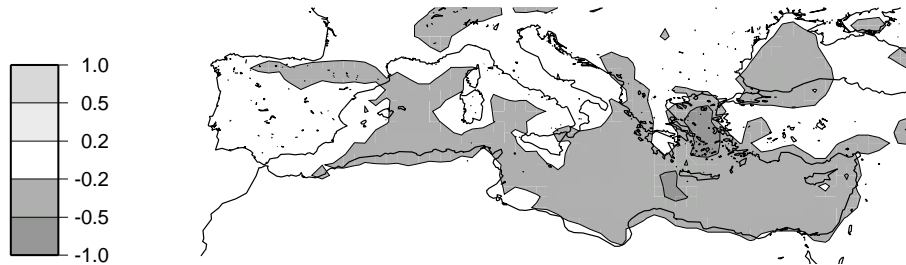


FIG. 1 – Bilan hydrique annuel de la différence DC9-DA9. Isolignes $\pm 0.2, \pm 0.5, \pm 1 mm/jour$

notre expérience de modification du forçage par le ruissellement des fleuves ni par le débit de la mer Noire.

Le fait que peu de régions soient concernées de manière significative n'est pas en contradiction avec le fait que le bassin dans son ensemble subisse un impact significatif. La table 1 montre les moyennes sur le bassin des flux de précipitation et d'évaporation pour l'hiver, l'été et l'année entière. Les trois couples de simulations sont présentés côte à côte pour s'assurer de la significativité des résultats. L'augmentation d'évaporation se traduit par un terme négatif, compte tenu des conventions d'Arpège-Climat. Le bilan en eau douce est donc déficitaire (salinisation de l'océan) de $0.3 mm/jour$ sur le bassin, soit un ordre de grandeur de 10% du bilan global actuel de la Méditerranée qui représente une perte d'environ 1 mètre d'eau par an.

La distribution géographique de l'impact sur le bilan hydrique (figure 1) montre que c'est en mer Egée que la perte d'eau est maximale.

2.3 Le bilan thermique

Il y a quatre sources ou puits de chaleur, comptés algébriquement, à l'interface.

Le rayonnement solaire augmente significativement (95%) sur l'est du bassin en hiver, notamment en mer Ionienne. En été, l'augmentation est significative

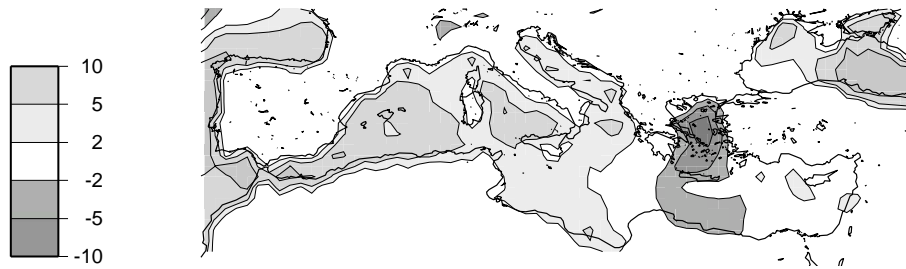


FIG. 2 – Idem figure 1 pour le bilan thermique. Isolignes $\pm 2, \pm 5, \pm 10 W/m^2$

sur la moitié nord, du golfe du Lion à la mer Egée en passant par l'Adriatique. En toute saison, cette augmentation est due à une diminution de nébulosité car l'évolution du rayonnement par ciel clair, dû à celle des aérosols, est négligeable.

Le rayonnement thermique augmente aussi, mais pas au même endroit. En hiver, c'est le bassin occidental qui est concerné, tandis qu'en été, c'est pour tout le bassin que l'augmentation est significative. L'augmentation de ce flux qui est négatif signifie que la surface émet moins de rayonnement infra-rouge. Les nuages jouent un rôle de rétroaction négative, car la diminution d'émission par ciel clair est encore plus élevée. Cette dernière est homogène et de l'ordre de $5 W/m^2$ en toute saison, ce qui fait que la rétroaction des nuages est plus importante en hiver. On constate que les nuages amplifient le réchauffement dans le spectre visible et le réduisent dans le spectre infra-rouge. Dans les deux cas, il s'agit donc des conséquences d'une diminution de nébulosité dont l'effet net radiatif est nul pour le bassin méditerranéen.

Comme on l'a vu pour l'évaporation, on obtient une diminution en valeur algébrique du flux de chaleur latente. La chaleur sensible, au contraire, augmente sur le bassin occidental en hiver et sur le bassin oriental en été. L'augmentation hivernale est plus marquée à cause de la moindre stabilité atmosphérique et des vents plus forts en cette saison.

La table 1 montre que les quatre postes du bilan et leur somme ne sont pas toujours estimés de manière fiable (au moins en ce qui concerne l'incertitude d'échantillonnage) à cause de l'amplitude modeste des impacts. C'est en hiver et pour les flux turbulents que les incertitudes sont les plus grandes. Il en résulte que le bilan positif (réchauffement l'océan) net de $2.5 W/m^2$ dans l'expérience forcée résulte de l'aléa des conditions expérimentales. Si on prend la moyenne des trois expériences, on obtient un bilan négatif de $-1 W/m^2$. Ces valeurs sont à comparer au bilan net pour le climat présent simulé de $-31.1 W/m^2$. En fait, nous ne devons pas nous inquiéter de la faiblesse de l'impact du flux de chaleur. C'est au contraire le signe que le modèle atmosphérique forcé est en équilibre avec les TSO qui lui sont imposées. Si on avait un important flux de chaleur positif, cela voudrait dire que la Méditerranée dans le modèle global basse résolution se serait moins réchauffée qu'une Méditerranée couplée au modèle étiré. Le réchauffement par l'accroissement de l'effet de serre est déjà intégré dans l'élévation de $2^\circ C$ de la TSO.

La figure 2 montre que le bilan thermique net sur l'année n'est pas uniforme, mais que la mer Egée perd de l'énergie tandis que la partie occidentale en gagne.



FIG. 3 – Idem figure 1 pour la tension en surface.

2.4 Le bilan de quantité de mouvement

Nous n’entrons pas dans les détails pour ce champ dont il est difficile de tirer des données synthétiques. Comme le montre la figure 3, la surface subit une anomalie de tension d’Est.

3 Description de l’expérience océanique

Le modèle OPA-Méditerranée reçoit en surface les flux d’Arpège-climat version maille variable de 1972 à 1999 (expérience DA9), puis de 2000 à 2099 (expérience DC9).

Les principales caractéristiques sont les suivantes :

- conditions initiales en température et salinité : climatologie saisonnière MODB-MED5 (Brasseur et al., 1996) interpolée sur la grille du modèle à l’est du détroit de Gibraltar, et la climatologie de Reynaud et al. (1998) à l’ouest de Gibraltar ;
- spin-up : de 1960 à 1971 ;
- zone tampon Atlantique à l’est du détroit de Gibraltar : rappel en température et salinité dans la masse vers la climatologie de Reynaud, avec une constante de temps allant de 3 jours à 100 jours d’ouest en est ;
- flux de forçage quotidiens : solaire (FS), non-solaire (FNS), tension de vent zonal et méridien (TAUX et TAUY), flux d’eau (WAT) issus d’Arpège-climat, puis interpolés sur la grille océanique par l’intermédiaire d’OASIS (Valcke et al., 2000) ;
- rappel en température de surface : moyennes hebdomadaires des observations de Reynolds de 1972 à 1999, puis ces mêmes observations auxquelles on rajoute des anomalies issues de l’expérience couplée réalisée par GM-GEC/UDC de 2000 à 2099 suivant le scénario B2 du GIEC ;
- rappel en salinité de surface : la salinité de la Méditerranée étant irréaliste dans le scénario UDC, on rappelle la température de surface océanique (TSO) vers la climatologie saisonnière de MODB-MED5 de façon à éviter une dérive de la salinité due à l’absence de ruissellement des fleuves dans cette version du modèle.

4 Circulation générale

La fonction de courant moyennée sur la première décennie de l'expérience (1972-1981) montre que la circulation générale en Méditerranée est respectée par le modèle (figure 4). On y retrouve les signatures anticycloniques du gyre d'Alboran entre Algérie et Espagne, de la circulation au large de la Libye, et du gyre de Merza-Matrouh au nord de l'Égypte, mais pas du gyre de Shikmona à l'extrémité sud-est du bassin Est. La circulation cyclonique est présente dans le bassin Levantin, la mer Ionienne, au sud de la mer Adriatique, ainsi que dans la moitié nord de la Méditerranée Ouest. Sur la dernière décennie de l'expérience, on observe un élargissement de la circulation cyclonique de la Méditerranée Est, réduisant nettement la circulation anticyclonique au nord de la Libye. Enfin la circulation cyclonique du bassin algéro-provençal est renforcée.

5 Température et salinité

5.1 Évolution de la température de surface

5.1.1 Bassin méditerranéen

La figure 5 permet de comparer le champ de température de surface (TSO) moyen sur les dix premières années de run avec le champ de climatologie MODB-MED5 : en hiver (janvier-février-mars ou jfm) le modèle est plus froid de 1.3°C en moyenne sur le bassin méditerranéen, bien que les valeurs de minimum et de maximum soient plus élevées (le maximum de 18.01°C pour la première décade provient de la zone de tampon Atlantique qui n'est pas prise en compte dans le calcul de la moyenne). Le champ moyen de TSO en hiver à la fin de la simulation (2090 à 2099) a augmenté de 2°C par rapport au début, de façon assez uniforme sur l'ensemble du bassin.

En été (juillet-août-septembre ou jas, figure 6) le champ moyen de TSO sur les dix premières années diffère assez peu de la climatologie. Le modèle est plus froid en mer Égée, mais en moyenne sur le bassin la différence est de 0.1°C . Les isolignes très rapprochées visibles sur le modèle près des côtes de Sicile et de Chypre peuvent être liées à des upwelling côtiers, que la forte résolution de la grille permet d'observer contrairement à la faible résolution de la climatologie. En moyenne sur la dernière décennie de l'expérience la température d'été a augmenté de 1.6°C .

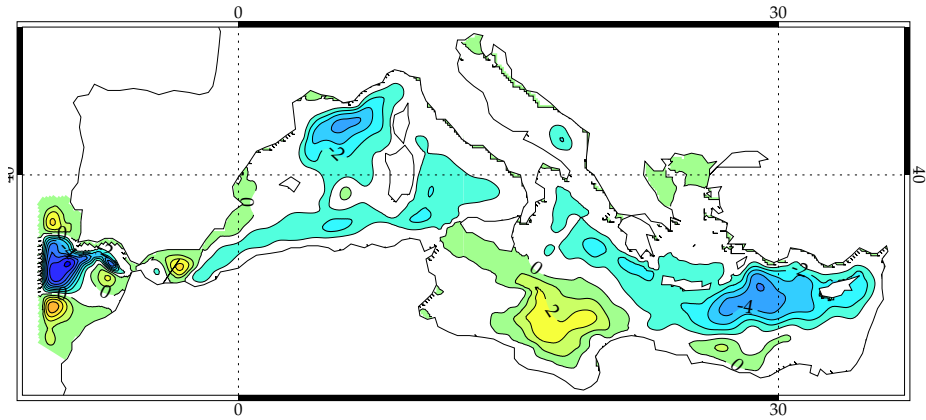
Les champs de TSO représentés sur les figures 5 et 6 permettent une vision en deux dimensions des gradients de température, mais pas un suivi de l'évolution interannuelle de la température de surface, ce que nous allons détailler dans le chapitre suivant.

5.1.2 Évolution interannuelle et comparaison des différents bassins

La moyenne annuelle de la température de surface a été calculée sur le bassin méditerranéen dans son ensemble ainsi que sur les principaux bassins qui le composent (figure 7) : Méditerranée Ouest, Méditerranée Est, mer Égée, mer Levantine, bassin Liguro-provençal, et mer Adriatique.

La température moyenne annuelle de surface augmente de façon assez régulière tout au long de l'expérience sur la Méditerranée globale (la zone de tampon

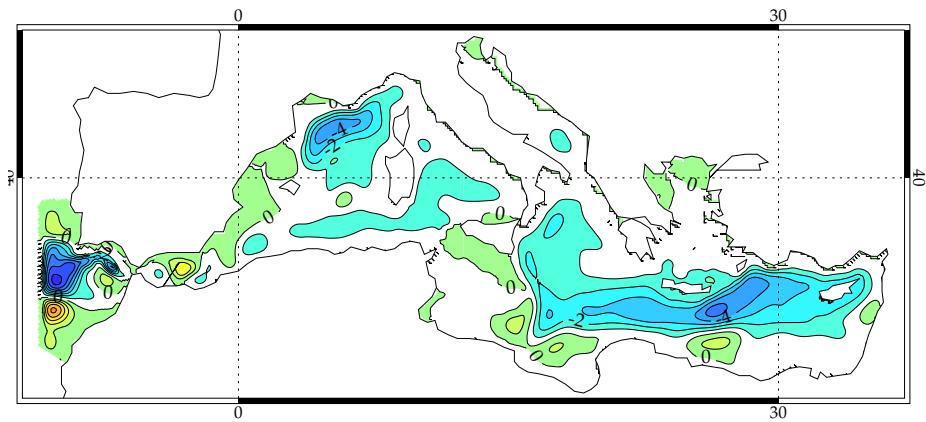
MED8-06.3 y1972-y1981 Fonction de courant (Sv)



(Sv): Min= -8.21, Max= 4.81, Int= 1.00



OM8-DC9 y2090-y2099 Fonction de courant (Sv)



(Sv): Min= -7.37, Max= 5.24, Int= 1.00

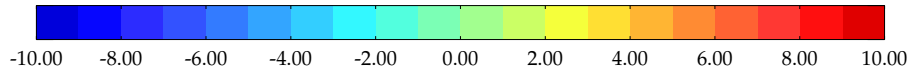


FIG. 4 – Fonction de courant en Sverdrup moyennée sur la première décennie en haut, sur la dernière décennie en bas.

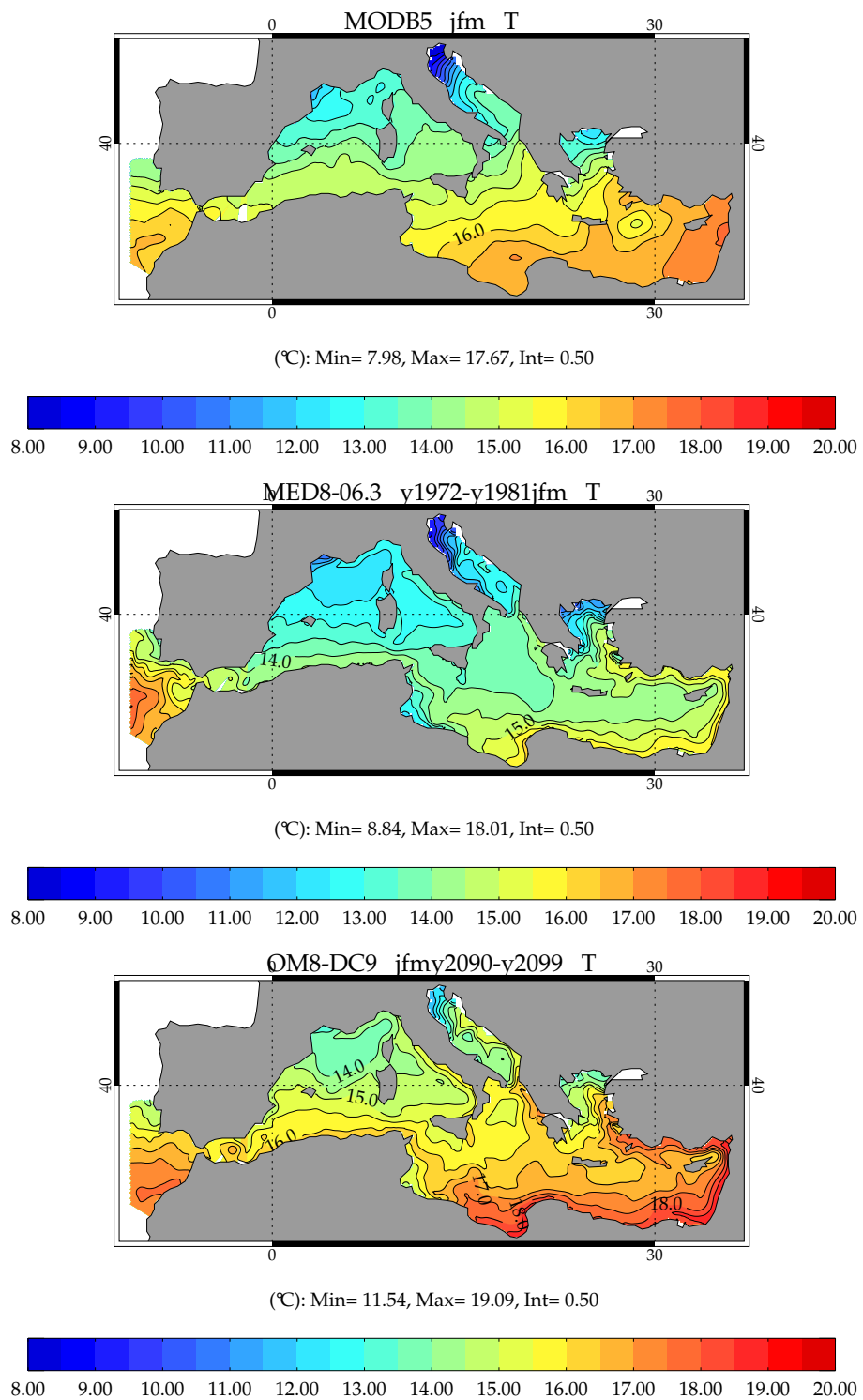


FIG. 5 – Température de surface en hiver pour la climatologie MODB-MED5 en haut, en moyenne sur la première décennie au milieu, sur la dernière décennie en bas.

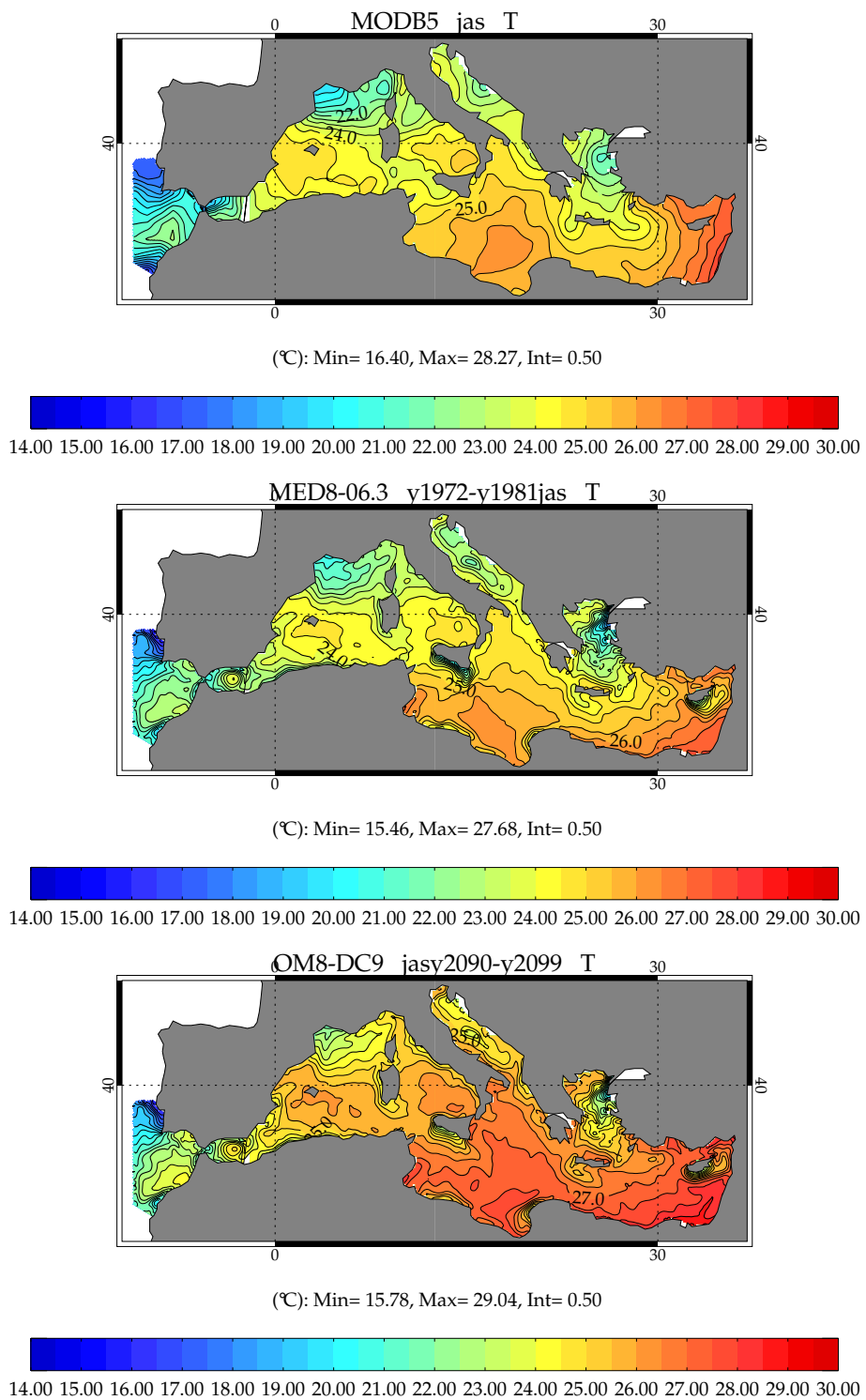


FIG. 6 – Température de surface en été pour la climatologie MODB-MED5 en haut, en moyenne sur la première décennie au milieu, sur la dernière décennie en bas.

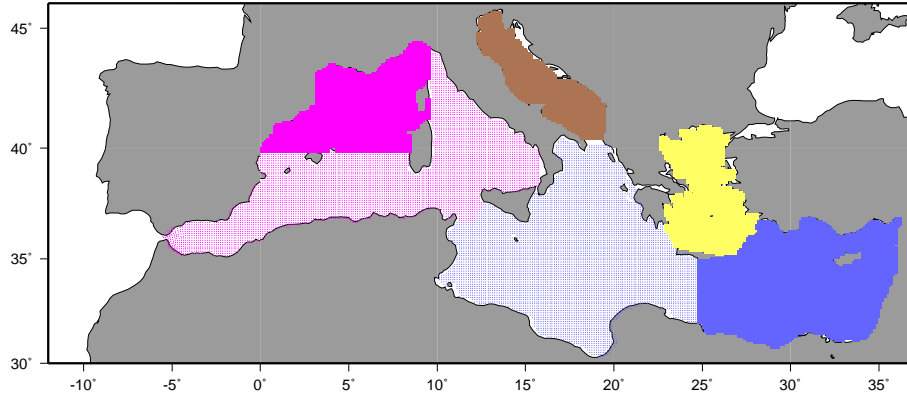


FIG. 7 – Découpage des différents bassins composant la mer Méditerranée : en rose Méditerranée Ouest, dont le bassin Liguro-provençal (uni), en bleu Méditerranée Est incluant le bassin Levantin (uni), en jaune la mer Egée, en marron la mer Adriatique.

bassin	moy. (°C)	écart-type (K)	pente (K/an)	résidus carrés moyens (K ²)	ΔT (°C)
Bassin méditerranéen	19.69	0.69	0.018	0.037	2.29
Méditerranée Est	20.66	0.71	0.018	0.043	2.29
Méditerranée Ouest	18.75	0.65	0.016	0.054	2.03
Adriatique	18.05	0.77	0.019	0.098	2.41
Égée	18.96	0.77	0.019	0.092	2.41
Levantin	21.21	0.73	0.018	0.054	2.29
Liguro-provençal	17.91	0.69	0.017	0.088	2.16

TAB. 2 – Caractéristiques de la température de surface par bassin.

étant enlevée du calcul), ainsi que sur les bassins Est et Ouest (cf. figure 8). Les quatre sous-bassins considérés présentent la même tendance. Le bassin Liguro-provençal reste le plus froid, on rencontre ensuite la mer Adriatique, la mer Egée puis le bassin Levantin dans l'ordre croissant.

La table 2 résume les résultats numériques concernant l'évolution des moyennes annuelles sur la période 1972-2009. On a calculé la pente de la droite de régression qui est quasiment la même pour tous les bassins. Dans tous les cas, elle est différente de zéro de façon significative (test de Student à 95%, non-montré). En suivant la pente ainsi calculée, la TSO augmente de 2.3°C sur la Méditerranée globale (ΔT). La moyenne des carrés des résidus représente la variance des écarts entre chaque courbe et la droite de régression. On voit là que les mers Adriatique et Egée présentent une plus grande variabilité interannuelle. Par contre les variances des moyennes annuelles de TSO de chacun des bassins ne sont pas différentes de façon significatives (test de Fisher-Snédecors à 95 %).

Enfin lorsque l'on sépare les deux périodes 1972-1999 et 2000-2009, les coefficients de régression ne sont pas différents de façon significative au sens d'un test de Student à 95%.

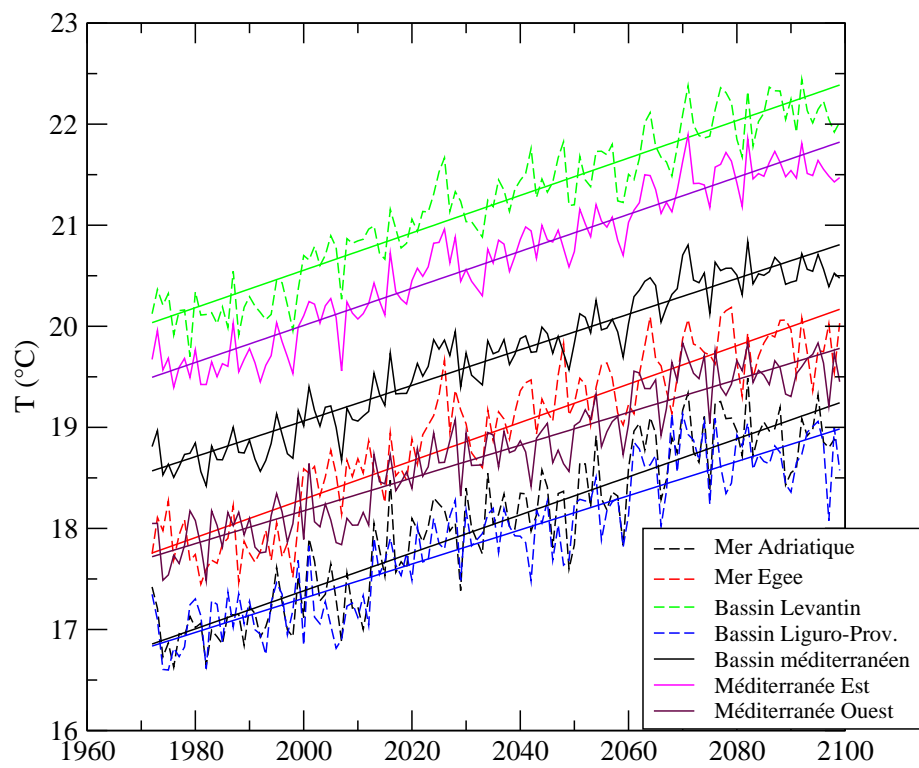


FIG. 8 – Evolution de la température de surface en moyenne annuelle selon les bassins.

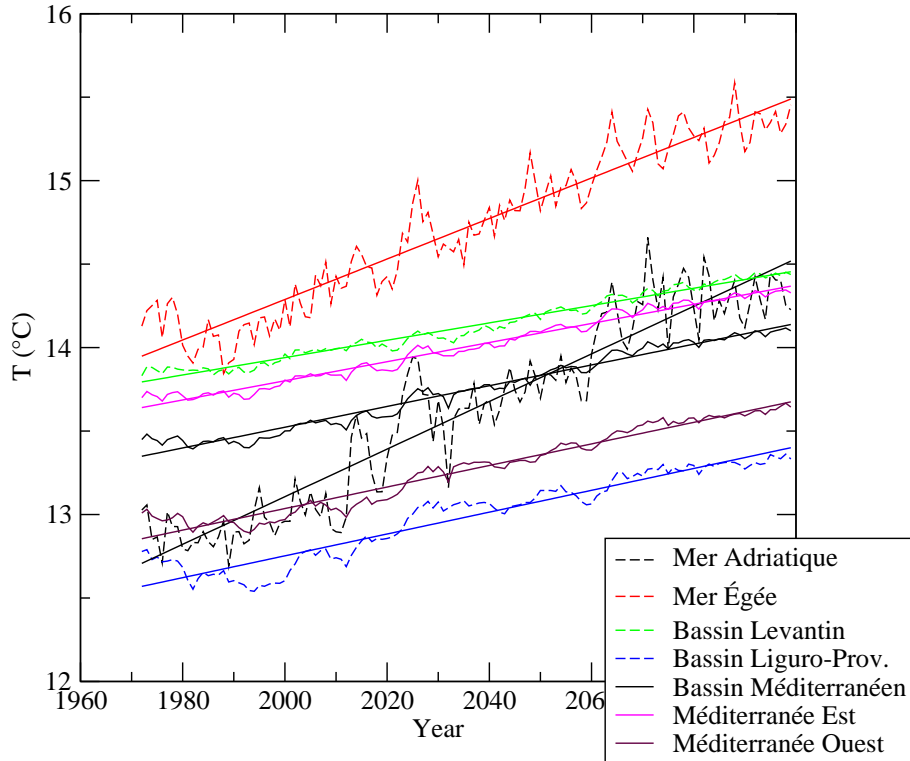


FIG. 9 – Evolution du contenu thermique ramené à une température moyenne selon les bassins.

5.2 Évolution interannuelle du contenu thermique, et comparaison des différents bassins

On calcule le contenu thermique sur toute la profondeur, en tenant compte du volume des mailles, et en excluant la zone de tampon Atlantique. On le ramène ensuite à une température en divisant par la masse volumique ($\rho = 1020m^3/kg$), et la chaleur spécifique ($Cp = 4000J/kg.^{\circ}K$).

Sur la figure 9, deux courbes se distinguent nettement : l'évolution de la température en mer Adriatique et en mer Égée. Elles augmentent plus rapidement, et avec plus de variations interannuelles. Leur variance est différente de façon significative par rapport à celle du contenu thermique du bassin Méditerranéen (test de Fisher-Snédecors à 95 %). Cela conduit à une augmentation en 127 ans respectivement de $1.78^{\circ}C$ pour la mer Adriatique, et $1.52^{\circ}C$ pour la mer Égée en suivant la pente de la droite de régression. Les contenus thermiques des bassins Est et Ouest évoluent de façon tout à fait similaire au bassin méditerranéen global, avec une augmentation en moyenne de $0.76^{\circ}C$ sur la durée de l'expérience en considérant la pente de $0.006^{\circ}C$ par an. Les bassins Liguro-provençal et Levantin suivent aussi la même évolution.

La table 3 reprend les valeurs numériques. Notons que les pentes des régressions sont toutes différentes de zéro de façon significative (test de Student, non-montré).

bassin	moy. (°C)	écart-type (K)	pente (K/an)	résidus carrés moyens (K ²)	ΔT (°C)
Bassin méditerranéen	13.74	0.23	0.006	0.001	0.76
Méditerranée Est	14.00	0.21	0.006	0.003	0.76
Méditerranée Ouest	13.26	0.24	0.006	0.003	0.76
Adriatique	13.61	0.56	0.014	0.034	1.78
Égée	14.72	0.47	0.012	0.019	1.52
Levant	14.12	0.20	0.005	0.001	0.63
Liguro-provençal	12.98	0.25	0.006	0.006	0.76

TAB. 3 – Caractéristiques du contenu thermique ramené à une température moyenne par bassin.

période	Adriatique	Egée	Méditerranée globale
1972-1999	0.0016	0.0036	3.10^{-5}
2000-2099	0.014	0.012	0.006

TAB. 4 – Coefficients de régression sur les périodes 1972-1999 et 2000-2099.

L'évolution plus lente du contenu thermique par rapport à la température de surface était prévisible, et due à l'inertie thermique de la masse d'eau. La faible profondeur de la mer Adriatique, au moins dans sa moitié Nord où les deux plus fortes dépressions culminent à 260 m de profondeur (dépressions de Pomo), pourrait expliquer une plus faible inertie thermique. En prenant pour référence l'article de Artegiani et al. (1997), on a sélectionné trois zones dans les trois sous-bassins qui forment la mer Adriatique : la partie nord avec une profondeur moyenne de 35 m, la seconde au milieu d'une profondeur moyenne de 140 m et incluant les deux dépressions de Pomo déjà citées, puis la partie sud qui descend jusqu'à 1200 m. Les profils de température calculés sur les quatre saisons au début de l'expérience (moyennes 1972-1981, figure 10 colonne de gauche profils noirs) sont cohérents avec la climatologie, sauf pour l'automne qui est en surface plus chaud que le printemps sur les trois sous-bassins. A la fin de l'expérience (moyennes 2090-2099, figure 10 colonne de gauche profils rouges), tous les profils se sont réchauffés, avec une différence plus grande au nord où la profondeur est la plus faible, ce qui confirme l'hypothèse avancée. On remarque par contre qu'au printemps en surface la température n'a pas changé, voire devient légèrement inférieure dans le sous-bassin nord. La salinité beaucoup plus élevée par rapport à la climatologie (37.1 psu contre 35.5 psu) peut induire un plus fort brassage avec les couches inférieures.

Pour la mer Égée, la profondeur varie de 1200 m au nord à 2500 m au sud près de la Crète, mais les études décrivant la masse d'eau en détail en la séparant de la Méditerranée Est sont rares.

Enfin, lorsque l'on sépare les périodes 1972-1999 et 2000-2099, les coefficients de régression portés sur la table 4 pour les bassins Egée, Adriatique et Méditerranée globale, sont différents de façon significative (test de Student à 95%).

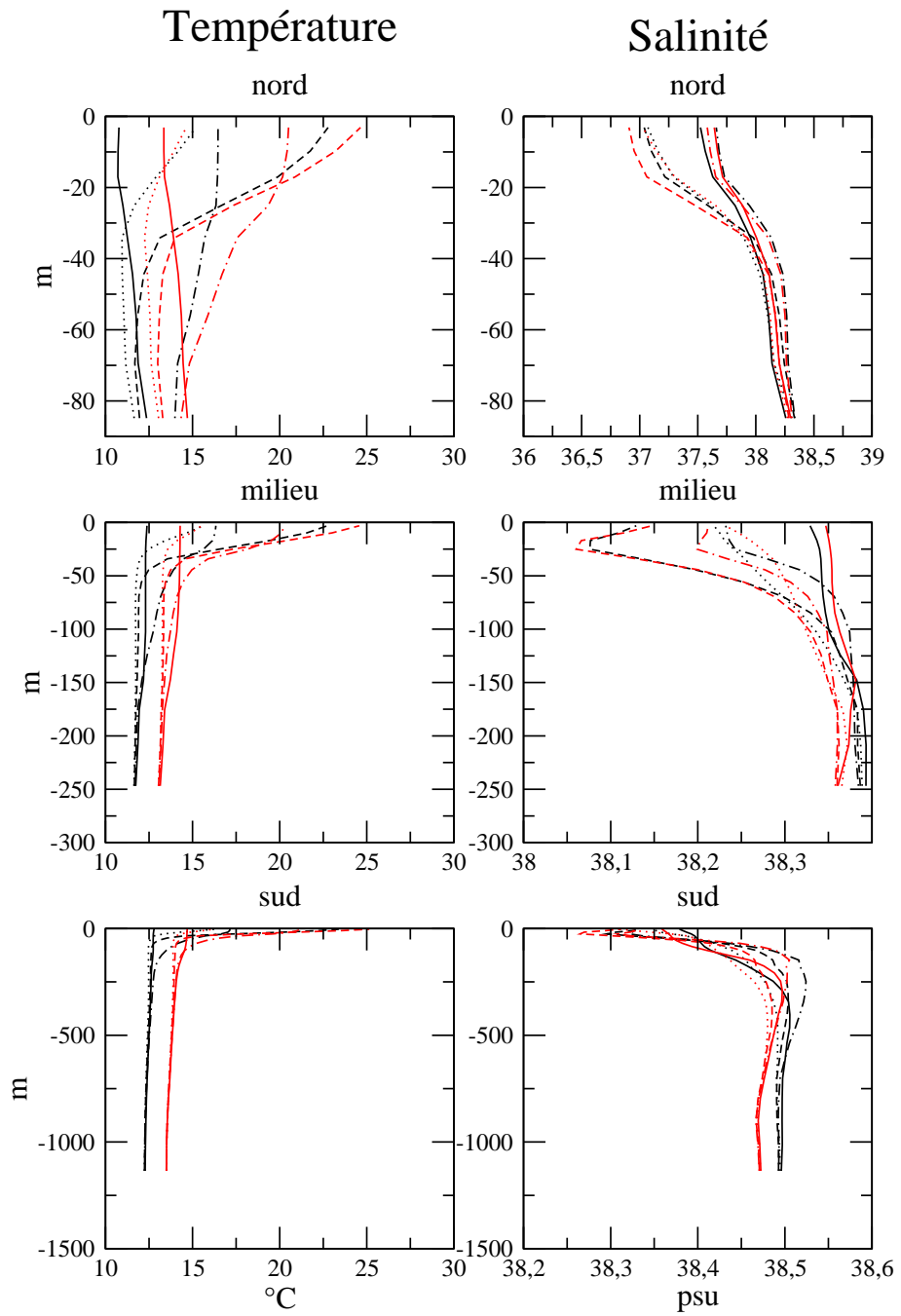


FIG. 10 – Profils de température et salinité de trois sous-bassins de la mer Adriatique pour 1972-1981 : noir, et 2090-2099 : rouge, hiver : continu, printemps : points, été : tirets, automne : tirets-points.

5.3 La salinité

5.3.1 Évolution de la salinité de surface

Durant cette expérience, la salinité de surface est rappelée vers la climatologie MODB-MED5. Les figures 11 et 12 permettent de contrôler les moyennes sur 10 ans en été et en hiver, au début et à la fin de la période d'étude.

Par contre, l'évolution interannuelle de la salinité de surface moyennée par bassins (figure 13) a permis de mettre en évidence deux erreurs dans l'interpolation temporelle de la climatologie saisonnière à un champ de forçage quotidien : en conséquence on observe un saut en 2000, dû au passage entre les deux expériences que l'on a enchaînées (DA9 et DC9), et le cycle annuel de la salinité qui sert de référence est aberrant.

En ce qui concerne le changement d'expérience en 2000, la figure 13 permet de visualiser le choc subi principalement sur le bassin Est et la mer Égée d'amplitude environ 0.15 PSU en 2000. Pour le bassin Levantin la perte est d'environ 0.1 PSU ce qui revient à un apport brutal d'eau douce. Un premier bug a été identifié et corrigé pour 2071, d'où le second choc visible sur certaines courbes. La salinité de surface climatologique qui sert au rappel n'est cependant pas entièrement corrigée à ce moment car il reste un problème sur le cycle annuel.

5.3.2 Quelle conséquence pour le contenu salin ? Le cas du bassin Levantin

Le bassin Levantin est une région importante pour tout le bassin Méditerranéen, car c'est entre la Crète et Chypre que se forme l'eau levantine intermédiaire : cette eau se propage ensuite dans toute la Méditerranée à une profondeur intermédiaire, apportant la principale contribution au flux d'eau chaude et salée qui sort dans l'océan Atlantique.

En profondeur, la salinité moyennée par couches du bassin Levantin subit également une diminution en été comme en hiver avec un peu de retard (cf. figure 14). Jusqu'à 400m, elle se stabilise à partir de 2020, puis la salinité augmente à nouveau à partir de 2040 dans la couche 150m-400m. Les couches inférieures continuent encore de se dessaler jusqu'en 2080, et il semble que la couche 400m-1500m se stabilise ensuite laissant penser que ce sera le cas un peu plus tard pour le fond.

Le profil de salinité en été moyenné sur les dix premières années (1972-1981) montre un maximum de salinité situé vers 500m, ce qui est un peu bas par rapport à la climatologie pour l'eau levantine intermédiaire (Lascaratos et al., 1993), et d'environ 38.85 psu, soit 0.1 psu de moins environ (cf. figure 15). S'il y a eau levantine, elle se distingue peu par rapport à la masse globale. Le choc de salinité de surface subi en 2000 induit une diminution de salinité de la couche superficielle jusqu'à 300m qui continue jusqu'à la fin. Le maximum de salinité augmente d'abord (2000-2009) pour ensuite diminuer (2090-2099). A la fin de l'expérience (2090-2099), la salinité diminue sous le maximum pour augmenter à nouveau vers une couche de fond plus dense.

Il semble qu'à la fin de l'expérience on ait retrouvé un nouvel état d'équilibre, mais la diminution brutale de salinité en 2000, associée à l'augmentation de température, ont produit une couche superficielle beaucoup moins dense. Le retard de diminution de la salinité dans les couches inférieures a pour conséquence une plus grande différence de densité vers le fond, d'où une quasi-disparition de la

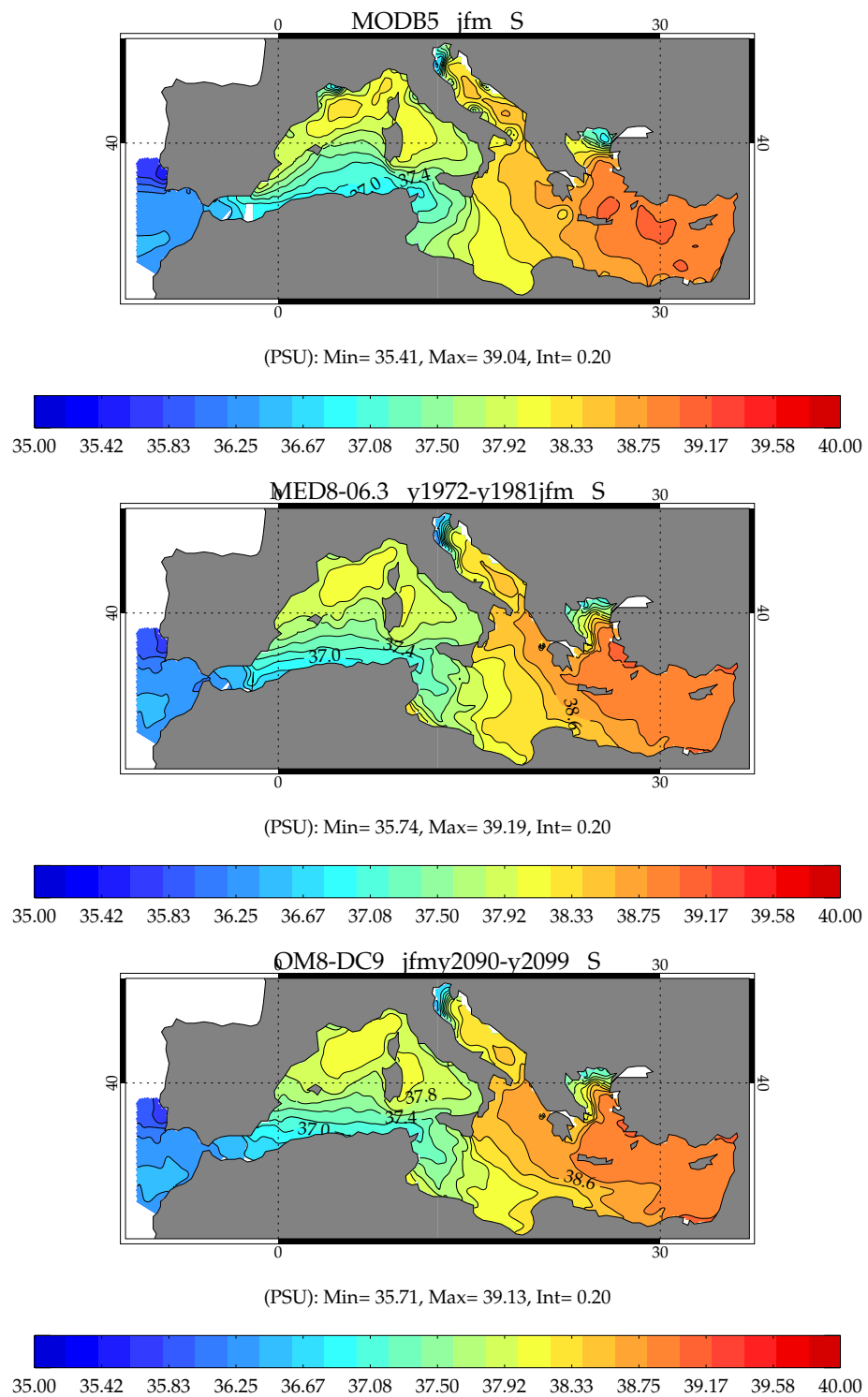


FIG. 11 – Salinité de surface en moyenne sur 10 ans en hiver (janvier-février-mars).

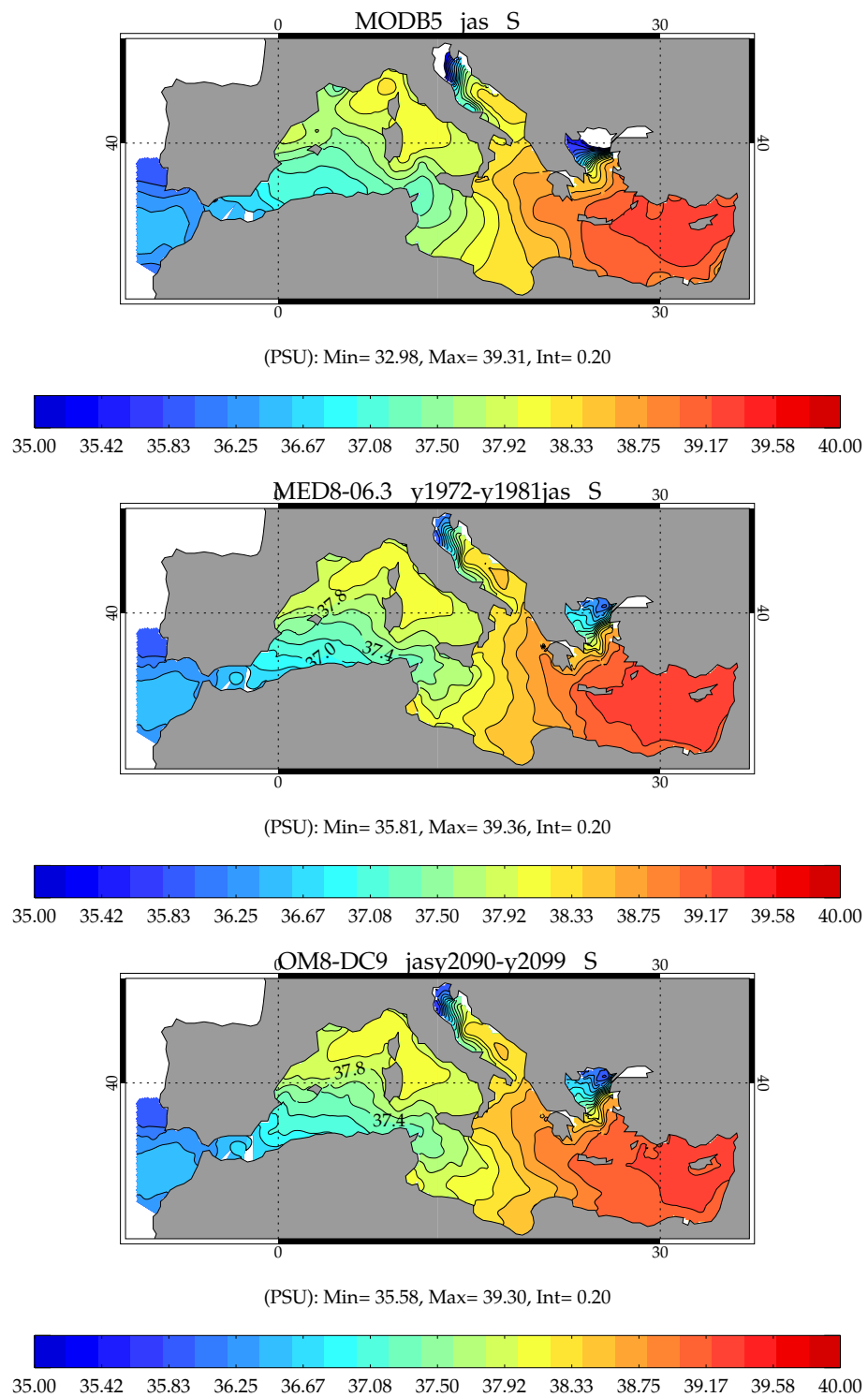


FIG. 12 – Salinité de surface en moyenne sur 10 ans en été (juillet-août-septembre).

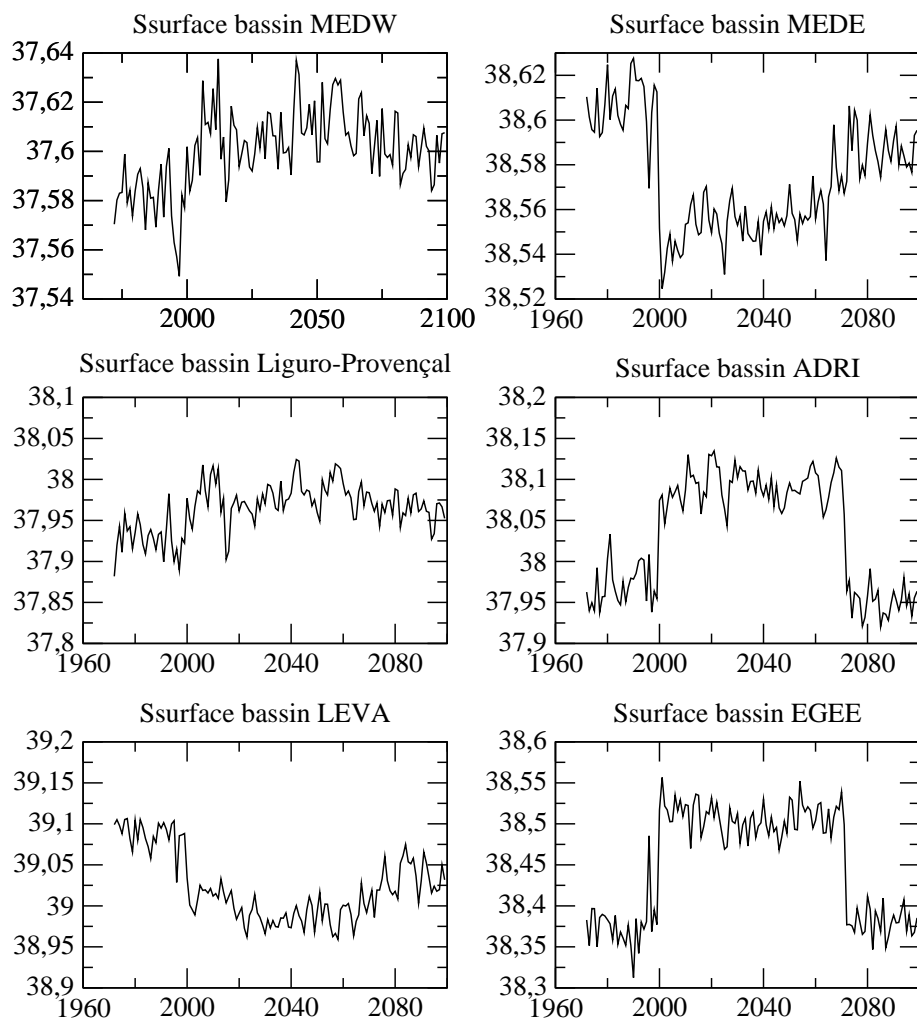


FIG. 13 – Evolution de la salinité de surface en moyenne annuelle selon les bassins.

convection en hiver, que l'on retrouve sur la figure 16 représentant la profondeur de la couche de mélange.

5.4 Un cas régional : le bassin de Méditerranée Ouest

Après s'être intéressé de façon partielle aux bassins Adriatique et Levantin, on va terminer par l'étude du bassin ouest, où la salinité de surface a été moins perturbée par les problèmes rencontrés lors de cette simulation.

Ce bassin est composé de trois masses d'eau principales :

- de la surface à 150 m de profondeur, l'eau de surface très sensible aux conditions extérieures, composée d'eau Atlantique modifiée ;
- l'eau levantine de 150 m à 500 m, venant de Méditerranée Est ;
- l'eau profonde de Méditerranée Ouest, produite par une convection profonde hivernale dans le bassin Liguro-provençal : la circulation cyclonique du bassin induit une remontée partielle d'eau levantine chaude et salée rendant la colonne d'eau moins stable ; un refroidissement conduit alors à une plongée vigoureuse d'eau de surface pouvant aller jusqu'à 800 m de profondeur.

On a déjà vu que la température de surface du bassin augmentait de 2.03°C sur la période, et le contenu thermique de 0.76°C .

L'évolution du contenu thermique moyenné par couche (figure 17) montre que la couche supérieure augmente faiblement jusqu'en 2010, puis plus rapidement jusqu'en 2099 avec une différence de 1.5°C entre le début et la fin de l'expérience. La température est alors plus élevée que la climatologie MODB-MED5 portée en pontillés. Les deux couches inférieures commencent à une température voisine, puis la couche intermédiaire 150m-600m évolue plus rapidement à partir de 2010. La différence finale est de 1.7°C pour la couche intermédiaire et 0.5°C pour le fond, avec un bassin significativement plus chaud que la climatologie.

C'est au niveau intermédiaire que la salinité évolue le plus (figure 17). De toutes façons le rappel en surface vers la climatologie interdit une évolution significative dans les premiers niveaux du modèle. Cependant elle est toujours plus basse que la salinité climatologique, quoique la différence soit moins marquée au fond qu'en surface, et on ne retrouve pas le maximum de salinité de l'eau levantine intermédiaire qui se traduit par une salinité climatologique de la couche intermédiaire plus élevée que celle du fond.

La convection hivernale a tendance à fortement diminuer au cours de l'expérience, comme le montre la figure 16, mais sa position géographique reste la même.

En se concentrant sur un domaine de 1° de latitude par 1° de longitude entourant la zone théorique de convection dont le centre "climatologique" se situe en (5°E , 42°N), on a tracé les profils de température et salinité pour les hivers moyens respectivement de 1972 à 1981 (noir), 2000 à 2009 (vert), et 2090 à 2099 (rouge), ainsi que pour la climatologie MODB-MED5 (bleu) (cf. figure 18). La salinité se retrouve à la fin plus élevée jusqu'à 1400 m de profondeur par rapport au début de l'expérience, et moins élevée dans le fond. Comme on l'a déjà évoqué pour la figure 17, on ne retrouve pas le maximum de salinité qui caractérise l'eau levantine intermédiaire.

Ce sont principalement les 750 premiers mètres qui accusent une augmentation importante de température, et le fond reste quasiment constant.

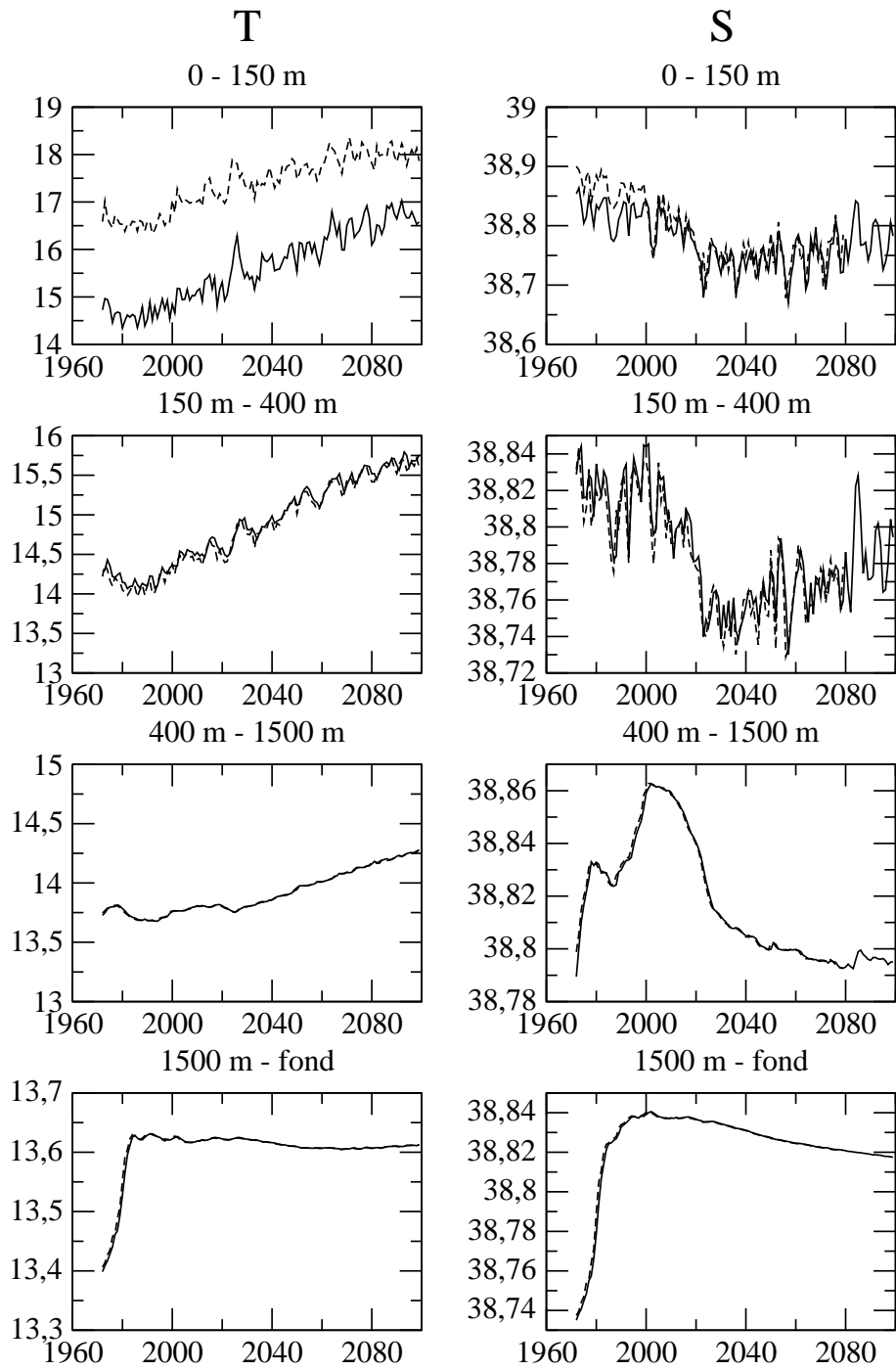


FIG. 14 – Évolution de la température et de la salinité du bassin Levantin moyennées par couches en hiver (continu) et été (tirets).

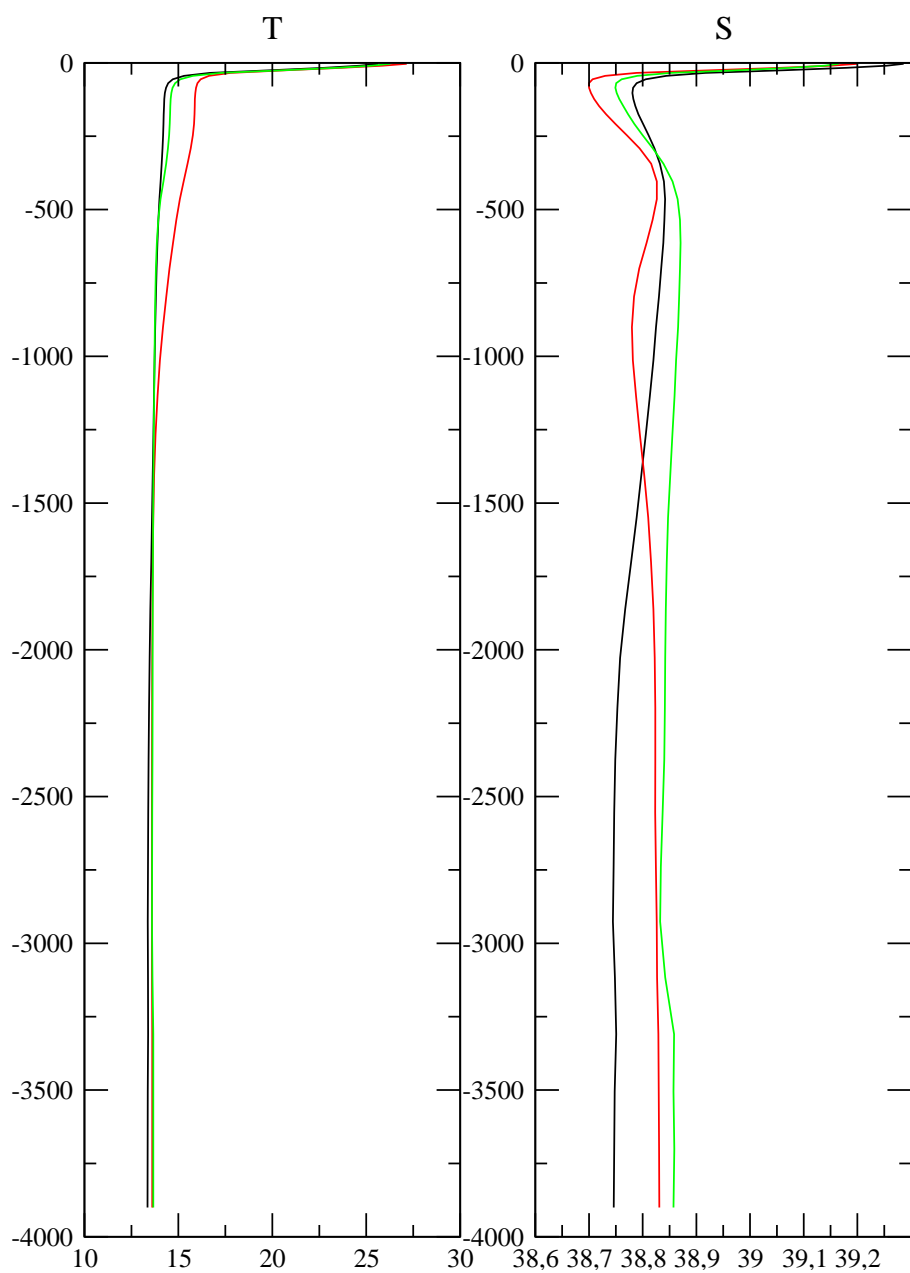
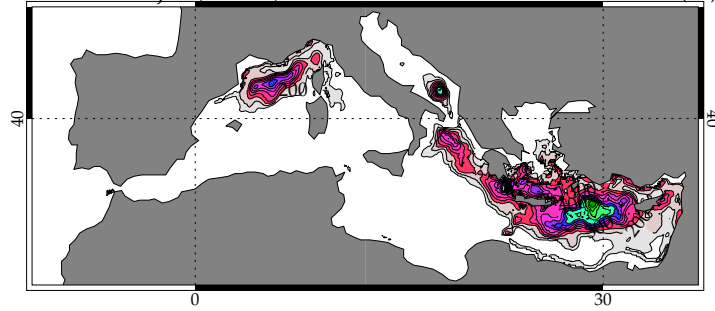
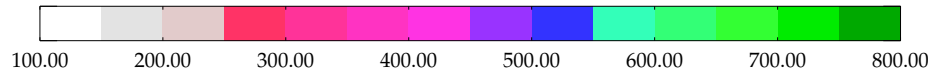


FIG. 15 – Profils de température et salinité du bassin Levantin en été, sur les périodes 1972-1981 (noir), 2000-2009 (vert), et 2090-2099 (rouge).

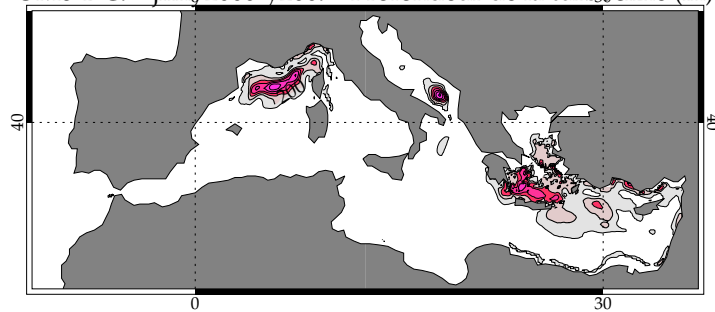
MED8-06.3 jfmy1972-y1981 Profondeur de la turbocline (m)



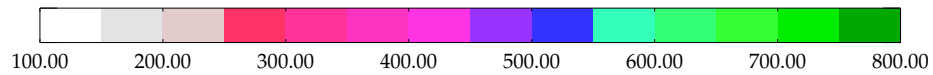
(m): Min= 9.99, Max= 815.48, Int= 50.00



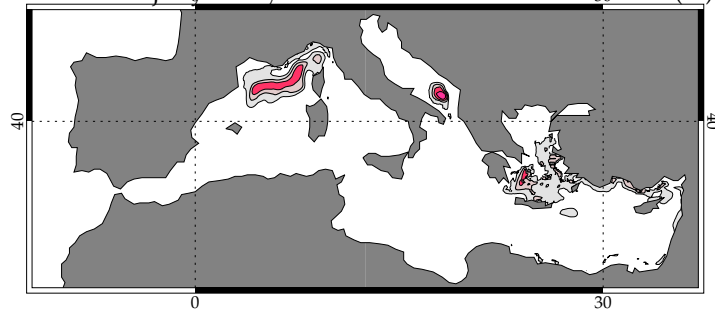
OM8-DC9 jfmy2000-y2009 Profondeur de la turbocline (m)



(m): Min= 11.05, Max= 460.09, Int= 50.00



OM8-DC9 jfmy2090-y2099 Profondeur de la turbocline (m)



(m): Min= 12.15, Max= 346.60, Int= 50.00

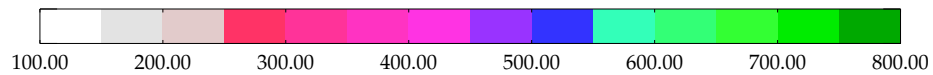


FIG. 16 – Profondeur de la turbocline en hiver sur trois périodes de 10 ans.

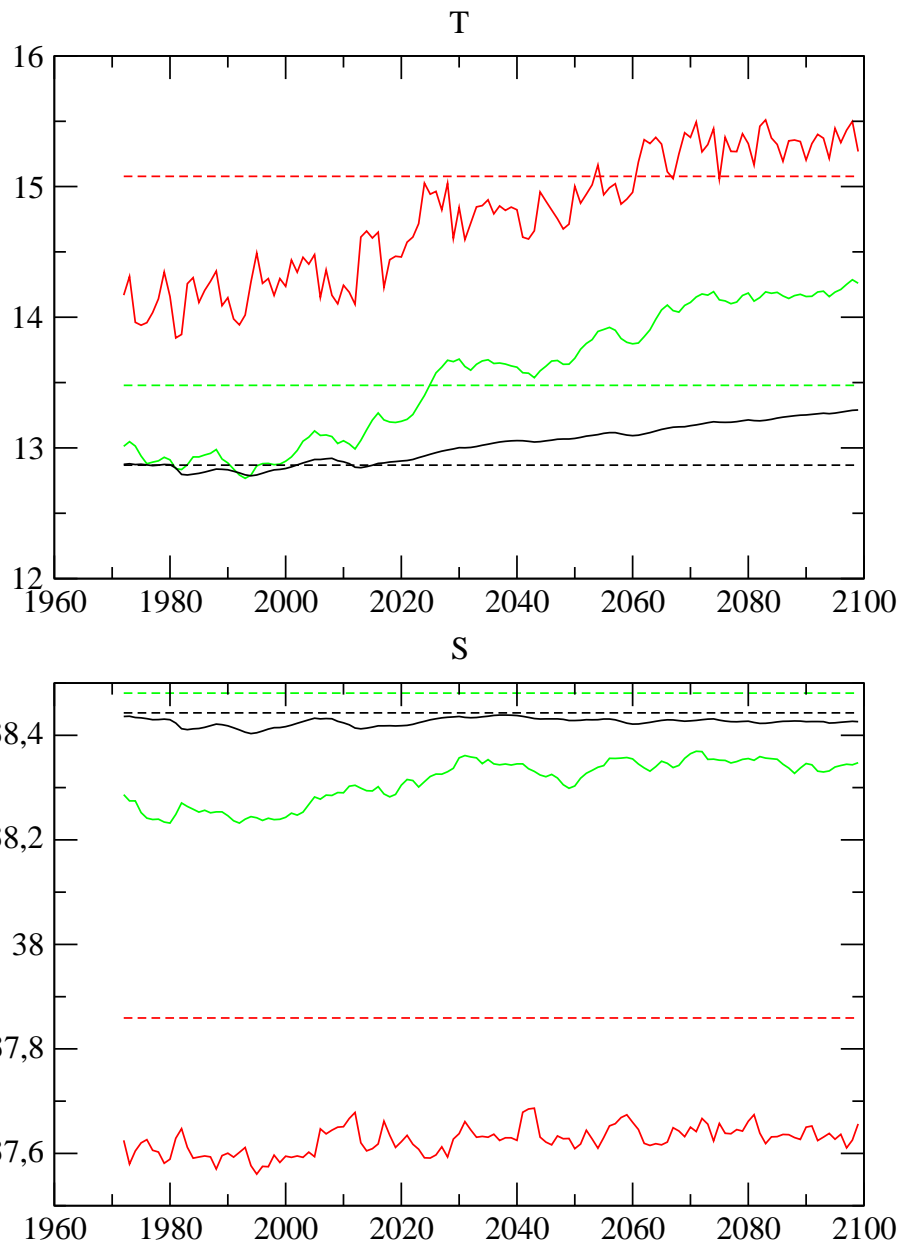


FIG. 17 – Évolution de la température et de la salinité du bassin Méditerranée Ouest par couches : surface-150 m (rouge), 150m-600m (vert), 600m-fond (noir), et climatologie MODB-MED5 (tirets).

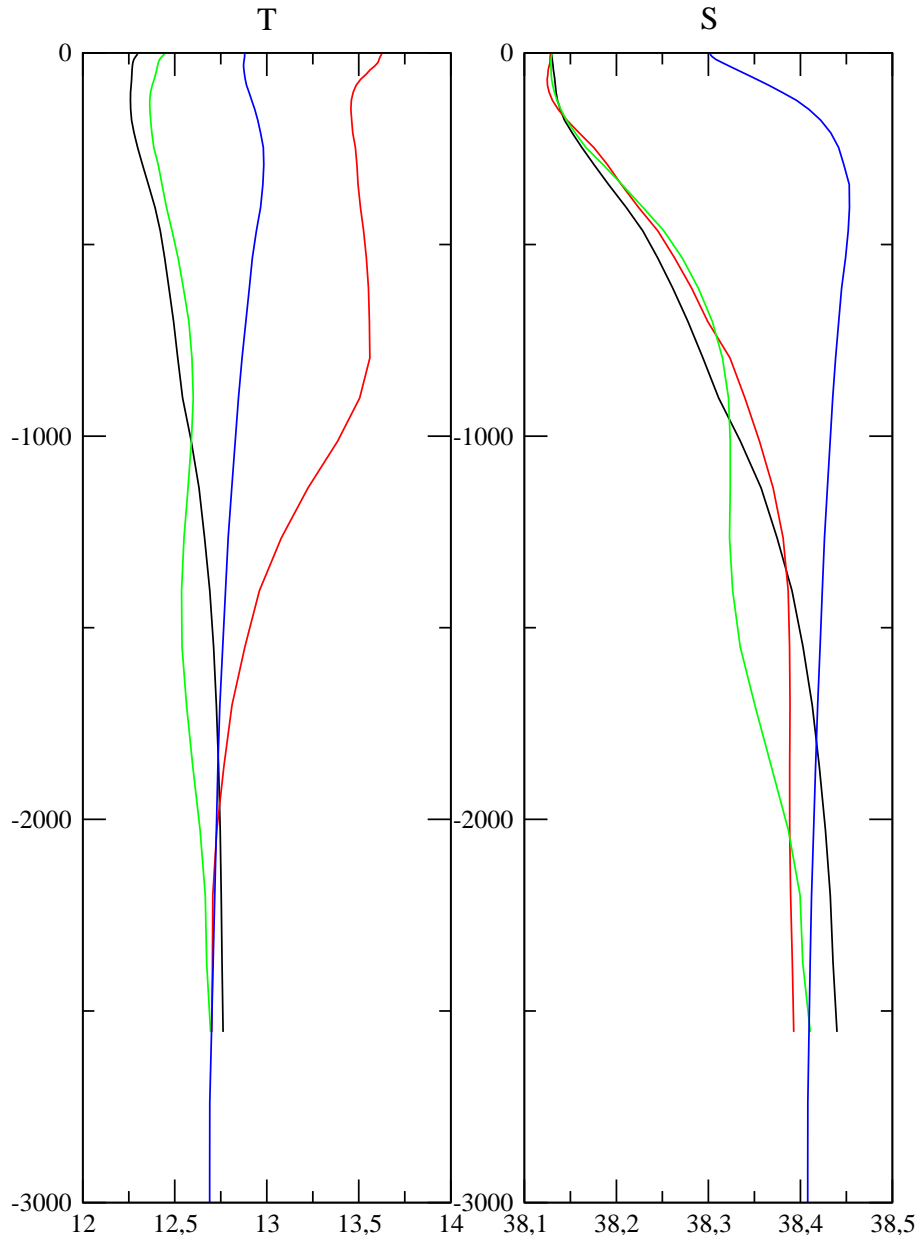


FIG. 18 – Profils de température et salinité autour de la zone de convection du bassin Liguro-provençal en hiver sur les périodes de 1972 à 1981 (noir), 2000 à 2009 (vert), et 2090 à 2099 (rouge), et climatologie MODB-MED5 (bleu).

Même si les coups de vents sont toujours présents en hiver, le rappel en salinité allié à une température qui augmente dans les couches de surface ne sont pas propices à entretenir une forte convection hivernale.

Dans le cadre d'une modification de climat, c'est l'eau profonde que l'on examine, car la variabilité est plus faible et la réponse plus lente aux évolutions

période	Contenu thermique	Salinité
1972-1999	-0.003	-0.001
2000-2099	0.004	$1.3 \cdot 10^{-5}$

TAB. 5 – Coefficients de régression sur les périodes 1972-1999 et 2000-2099 pour le contenu thermique et salinité de l’eau de fond du bassin Méditerranée Ouest.

en surface. L’évolution de la température de fond de la Méditerranée Ouest a été mise en avant pour la première fois dans Béthoux et al. (1990). Cette dérive chaude est ensuite attribuée au changement climatique (Béthoux et al. (1998)). La tendance calculée à partir de mesures de 1959 à 1997 à des profondeurs inférieures à 800 m est donnée de $3.47 \cdot 10^{-3} \text{ }^\circ\text{C}/\text{an}$ pour la température et $1.07 \cdot 10^{-3} \text{ psu}/\text{an}$ pour la salinité.

On a calculé les coefficients de régression de la température et la salinité en séparant les périodes 1972-1999 et 2000-2099, puis testé si la différence entre les deux est significative (test de Student à 95 %). La table 5 contient les coefficients. La différence est significative pour le contenu thermique. On peut donc considérer que la période 2000-2099 présente une réponse quasi-linéaire du modèle au forçage anthropique du scénario B2. Il est par conséquent justifié de comparer la pente obtenue avec celle de Béthoux (1998) et on peut considérer qu’elles sont équivalentes. Par contre on ne trouve pas de différence significative sur la salinité, ce qui est logique compte-tenu du rappel vers la climatologie, rappel que l’on souhaite supprimer dans les expériences futures. Cependant cela permet de vérifier que ce rappel n’empêche pas l’évolution de la température.

6 Conclusion et perspectives

Le modèle de Méditerranée a donc été intégré pendant 128 ans avec un quadruple forçage :

- des flux en surface présentant une forte variabilité interannuelle, mais une dérive faible et non significative en ce qui concerne les flux de chaleur ;
- un rappel dans la masse de température et de salinité constant dans la zone tampon ;
- un rappel en surface pour la salinité en principe constant, mais en fait erroné ; toutefois l’impact de l’erreur n’est pas considérable ;
- un rappel en surface pour la température dont l’évolution séculaire est la même que celle du modèle couplé global, à savoir 2.0 K en moyenne annuelle sur le bassin entre le début et la fin de l’expérience.

C’est essentiellement le quatrième terme qui pilote l’évolution lente des masses d’eau. On constate que le réchauffement en surface se propage en profondeur, malgré la stabilisation thermique. Suivant leur profondeur, les bassins se réchauffent à des vitesses différentes, ce que l’on constate en Adriatique et mer Egée. On note également une réduction de la convection dans le bassin Liguro-provençal, ainsi que dans le bassin Levantin, comme conséquence de la stabilisation verticale.

Bien que préliminaire, cette expérience nous apprend que le modèle de Méditerranée a un comportement tout à fait satisfaisant et nous pousse à ajouter l’impact sur la salinité qui va avoir tendance à déstabiliser la colonne d’eau.

L'étape suivante, avant d'en venir au scénario couplé, est la suppression du rappel en salinité et son remplacement par l'apport en eau douce des fleuves, ce qui permettra d'inclure dans le scénario l'effet du changement de débit dû au changement climatique. Elle comprendra également l'évolution de la zone de tampon Atlantique. Afin d'avoir un impact plus important des flux hydriques, et aussi parce que c'est le scénario de référence de PRUDENCE, nous utiliserons le scénario A2 du GIEC.

Références

- [1] Artegiani, A., Bregand, D., Paschini, E., Pinardi, N., Raicich, F., Russo, A., 1997 : *The Adriatic Sea general circulation. Part I : Air-Sea interactions and water mass structure*, Journal of Physical Oceanography, vol. 2, pp. 1492-1514.
- [2] Béthoux, J.P., Gentili, B., Raunet, J., Tailliez, D., 1990 : *Warming trend in the western Mediterranean deep water*, Nature, 347, pp. 660-662, oct. 1990.
- [3] Brasseur, P., Beckers, J.-M., Brankart, J.-M., Schoenauen, R., 1996 : *Seasonal temperature and salinity fields in the Mediterranean Sea : climatological analyses of historical data set*. Deep-Sea Research, 43(2), pp. 159-192.
- [4] Gibelin, A.L., Déqué, M., 2002 : *Un scénario à l'échelle de l'Europe pour le climat de la fin du XXIème siècle*. Note de Centre, CNRM, GMGEC, n.79.
- [5] Gibelin, A.L., Déqué, M., 2003 : *Anthropogenic climate change over the Mediterranean region simulated by a global variable resolution model*. Climate Dynamics, à paraître.
- [6] Lascaratos, A., Williams, R.G., Tragou, E., 1993 : *A mixed-layer study of the formation of Levantine Intermediate Water*, Journal of Geophysical Research, vol. 98, C8, pp 14739-14749, August 1993.
- [7] Reynaud, T., LeGrand, P., Mercier, H., Barnier, B., 1998 : *A new analysis of hydrographic data in the Atlantic and its application to an inverse modelling study*. International WOCE Newsletter, 32, pp. 29-31.
- [8] Reynolds, R.W., 1988 : *A real-time global sea surface temperature analysis*, J. Climate, 1, pp. 75-86.
- [9] Royer, J.F., Cariolle, D., Chauvin, F., Déqué, M., Douville, H., Hu, R.M., Planton, S., Rascol, A., Ricard, J.L., Salas y Melia, D, Sevault, F., Simon, P., Somot, S., Tyteca, S., Terray, L., Valcke, S., 2002 : *Simulation des changements climatiques au cours du XXIème siècle incluant l'ozone stratosphérique*, C.R. Geoscience 334 (2002), pp. 147-154.
- [10] Sevault, F., Somot, S., Déqué, M., 2002 : *Couplage Arpège-MEDIAS - OPA-Méditerranée. Les étapes*. Note de Centre, CNRM, GMGEC, n.84, mai 2002.
- [11] Valcke, S., Terray, L., Piacentini, A., 2000 : *OASIS 2.4, Ocean Atmosphere Sea Ice Soil, User's Guide*, CERFACS.