

UNIVERSITÉ PIERRE ET MARIE CURIE - PARIS VI -

THESE

Spécialité : Océanographie Physique

---

**La Circulation Thermohaline de la Mer Méditerranée  
sous des Climats Présent et Futur**

---

Présentée par **Alexandra Bozec**

Pour obtenir le grade de

DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ PIERRE ET MARIE CURIE -PARIS VI-

Soutenue publiquement le 27 Janvier 2006

---

**Devant le Jury composé de :**

Dr. Laurent Li .....Directeur de Thèse (LMD)  
Dr. Pascale Bouruet-Aubertot .....Co-Directrice de Thèse (LOCEAN)  
Dr. Ali Harzallah.....Rapporteur (INSTM)  
Pr. Philippe Fraunié.....Rapporteur (LSEET)  
Pr. Alain Saliot.....Examineur (LOCEAN)  
Pr. Alain Colin de Verdière.....Examineur (LPO)  
Dr. Sabrina Speich.....Examineur (LPO)  
Dr. Masa Kageyama.....Invitée (LSCE)  
Dr. Michel Crépon.....Invité (LOCEAN)



---

---

## Remerciements

---

J'aimerais tout d'abord dédier cette thèse à ma famille. Cette thèse est aussi leur réussite. Je les remercie donc tous les trois pour leurs soutiens incondtionnels malgré les forts moments de doute.

Au cours, de mon séjour au LODYC puis au LOCEAN, j'ai eu la chance de travailler au sein de trois équipes différentes. Chronologiquement, je remercie Jean-Philippe Boulanger qui m'a accueilli, littéralement les bras ouverts, en stage au LODYC ainsi que tous les anciens membres de l'équipe ECUME de la tour 26, Christophe, Sébastien, Matthieu, Charles et tous les autres. J'aimerais remercier plus particulièrement Gurvan Madec qui m'a donné ma chance et m'a "appris les bases du métier". Ses conseils me suivront tout au long de ma vie professionnelle. Je remercie l'ensemble de l'équipe système OPA, Edmée, Robinson, Christian et Claire avec qui j'ai travaillé avec beaucoup de plaisir, mais parfois aussi avec un peu de la frustration du développeur, sur le code OPA. J'ai ensuite intégré l'équipe Méditerranée afin d'effectuer ma thèse et pour cela je remercie chaleureusement mes directeurs officiels et officieux, Laurent Li, Pascale Bouruet-Aubertot et bien sûr « Mr Méditerranée » Michel Crépon pour leur disponibilité et leur gentillesse. Merci à Karine, Laurent M., et Bahjat de m'avoir fait découvrir avec enthousiasme les subtilités de la Mer Méditerranée et à travers ces trois ans de thèse m'ont ainsi permis de développer une réflexion scientifique plus poussée. Merci beaucoup aux nombreux membres du Jury d'avoir participé à cette aventure et en particulier au Pr Alain Saliot d'avoir bien voulu présider ce jury ainsi qu'au Dr. A. Harzallah et au Pr. P. Fraunié pour leur rapport pertinent sur ce manuscrit. Je remercie également chaleureusement Nicolas Larousse et Daniele Iudicone avec qui j'ai eu le grand plaisir de partager un bureau. Merci à Nicolas pour sa grande gentillesse et son soutien technique sur mon principal outil de travail : l'ordinateur. Merci à Daniele pour son soutien scientifique et amical, qui se poursuit encore maintenant depuis Naples. Enfin, un grand MERCI à tous les thésards, rameurs volontaires embarqués dans la même galère, Julie D., Bahjat, Clément 4, Julie L., Thomas, Clément 5 et Sébastien pour les pauses-pommes et les nombreuses discussions, qu'elles aient été scientifiques ou non.

Pour finir, j'aimerais remercier tous ceux qui sans le savoir ont influencé mes choix et m'ont finalement guidé jusqu'ici.



<b>Remerciements</b>	<b>i</b>
<b>Liste des Acronymes</b>	<b>vii</b>
<b>Résumé</b>	<b>ix</b>
<b>Abstract</b>	<b>xi</b>
<b>1 Introduction</b>	<b>1</b>
<b>2 Les Caractéristiques de la Mer Méditerranée</b>	<b>5</b>
2.1 Présentation de la Mer Méditerranée . . . . .	5
2.2 La Circulation de la Mer Méditerranée . . . . .	6
2.2.1 Circulation du Bassin Ouest . . . . .	8
2.2.2 Circulation du Bassin Est . . . . .	10
2.3 Formation des Masses D'eau . . . . .	13
2.3.1 Le Mécanisme . . . . .	13
2.3.2 Les Masses D'eau . . . . .	13
2.4 Les Principaux Détroits . . . . .	17
2.4.1 Le Détroit de Gibraltar . . . . .	17
2.4.2 Le Détroit de Sicile . . . . .	18
2.4.3 Le Détroit d'Otrante . . . . .	18
2.5 Changement de la Circulation Thermohaline de La Méditerranée Est ou L'Eastern Mediterranean Transient . . . . .	19
2.5.1 Formation d'une Nouvelle Masse d'Eau en Mer Égée . . . . .	19
2.5.2 Diminution de la Formation de Masse d'Eau en Mer Adriatique . . . . .	20

2.5.3	Évolution du Phénomène . . . . .	22
<b>3</b>	<b>Le Modèle de circulation océanique Méditerranéen : MED8</b>	<b>23</b>
3.1	Présentation de MED8 . . . . .	23
3.2	La Grille de MED8 . . . . .	24
3.3	Bathymétrie . . . . .	25
3.4	Paramètres de la Configuration . . . . .	28
3.5	Les Climatologies Disponibles . . . . .	30
<b>4</b>	<b>Validation de MED8 sous Différents Forçages Atmosphériques</b>	<b>33</b>
4.1	Caractérisation des Différents Forçages . . . . .	33
4.1.1	Les Vents . . . . .	34
4.1.2	Le Forçage Thermodynamique . . . . .	34
4.2	Les Simulations . . . . .	37
4.2.1	Circulation de Surface . . . . .	39
4.2.2	Transformation des Masses d'Eau . . . . .	40
4.2.2.1	Bilan de Chaleur et de Sel . . . . .	40
4.2.2.2	Taux de Formation de Masse d'Eau Induit par les Forçages Atmosphériques	40
4.2.2.3	Impact sur la Convection . . . . .	43
4.3	Validation du Modèle Forcé par ECMWF . . . . .	45
4.3.1	Bilan Dynamique et Thermodynamique sur les différentes couches . . . . .	45
4.3.2	Circulation . . . . .	48
4.3.3	Le Transport aux Détroits . . . . .	52
4.3.4	Validation de la Profondeur de Couche de Mélange . . . . .	52
4.4	Conclusions . . . . .	54
<b>5</b>	<b>Impact du Flux Solaire Pénétratif sur la Formation de Masse d'Eau</b>	<b>57</b>
5.1	Introduction . . . . .	59
5.2	Model Description . . . . .	61
5.3	Validation of the simulation . . . . .	62
5.3.1	ECMWF atmospheric forcing . . . . .	62
5.3.2	Oceanic circulation . . . . .	64
5.3.2.1	Surface currents . . . . .	65
5.3.2.2	Mixed-layer depth . . . . .	65
5.4	Water Mass Formation . . . . .	67
5.4.1	Revised Tzipermann method . . . . .	67
5.4.1.1	Penetrative solar flux . . . . .	67

---

5.4.1.2	The revised diagnosis computation . . . . .	68
5.4.1.3	Impact of the penetrative solar flux in the diagnosis of water mass formation . . . . .	70
5.4.2	Revised estimate of mixing of water masses . . . . .	72
5.4.2.1	The Annual Budget . . . . .	72
5.4.2.2	The Seasonal Budget . . . . .	74
5.4.3	Water mass budgets in the mixed layer and in the ocean interior . . . . .	77
5.5	Conclusions . . . . .	80
<b>6</b>	<b>Variabilité Interannuelle de la Circulation Thermohaline sous le Climat “Présent”</b>	<b>83</b>
6.1	Introduction . . . . .	85
6.2	Ocean model response under two atmospheric forcing . . . . .	87
6.2.1	MED8-ECMWF and MED8-ERA40 forcing . . . . .	88
6.2.1.1	Winds . . . . .	88
6.2.1.2	Net heat flux and virtual salt flux . . . . .	90
6.2.2	Mixed layer depth . . . . .	91
6.3	The 50 year simulations . . . . .	93
6.3.1	Characterization of the atmospheric forcing of MED8-REF and MED8-RANDOM	93
6.3.2	Overview of the MED8-REF and MED8-RANDOM simulations . . . . .	95
6.3.2.1	Thermohaline properties . . . . .	95
6.3.2.2	Water mass formation . . . . .	96
6.4	Anomalous event in the Aegean Sea in MED8-RANDOM . . . . .	99
6.4.1	Overview of the atmospheric forcing and evolution of thermohaline properties .	99
6.4.2	Convection in the Aegean Sea . . . . .	100
6.4.3	Water masses in the Aegean Sea . . . . .	100
6.4.4	Water mass budget in the Aegean . . . . .	103
6.5	Discussion . . . . .	108
<b>7</b>	<b>Circulation Thermohaline sous des Scénarii de Climat “Futur”</b>	<b>111</b>
7.1	Introduction . . . . .	111
7.2	Construction des Forçages Atmosphériques . . . . .	112
7.2.1	Les Simulations . . . . .	112
7.2.2	Les Flux . . . . .	114
7.2.3	Les Vents . . . . .	115
7.3	Résultats des Simulations Scénarii . . . . .	115
7.3.1	Bilan de Chaleur et de Sel . . . . .	115

---

## TABLE DES MATIÈRES

---

7.3.2	Convection et Formation des Masse d'Eau . . . . .	119
7.3.2.1	Convection . . . . .	119
7.3.2.2	Formation de Masse d'Eau . . . . .	119
7.3.3	Évolution de la Température et de la Salinité . . . . .	121
7.3.3.1	Température de Surface . . . . .	121
7.3.3.2	Distribution Verticale de la Température et de la Salinité . . . . .	121
7.3.4	Transports aux Détroits . . . . .	124
7.3.4.1	Gibraltar . . . . .	126
7.3.4.2	Sicile . . . . .	126
7.3.4.3	Otrante . . . . .	127
7.4	Analyse de l'Augmentation de la Salinité de Subsurface . . . . .	128
7.4.1	Conséquences en Mer Adriatique . . . . .	129
7.4.2	Conséquences en Mer Égée . . . . .	129
7.5	Évolution des Masses d'eau . . . . .	130
7.5.1	Définition des Masses d'eau . . . . .	130
7.5.2	Caractéristiques des Nouvelles Masses d'eau . . . . .	131
7.6	Conclusions et Discussion . . . . .	133
<b>8</b>	<b>Conclusions et Perspectives</b>	<b>137</b>
8.1	Conclusions . . . . .	137
8.2	Perspectives . . . . .	140
	<b>Annexe A : Salinité de Surface</b>	<b>143</b>
	<b>Annexe B Chapitre : Regional Atmospheric, Marine Processes and Climate Modelling</b>	<b>147</b>
	<b>Annexe C : Interannual Variability of water formation derived from a high-resolution model of the Mediterranean circulation</b>	<b>173</b>
	<b>Bibliographie</b>	<b>203</b>



---

## Liste des Acronymes

---

<b>AW</b>	Atlantic Water
<b>ADW</b>	Adriatic Deep Water
<b>AMC</b>	Asia Minor Current
<b>ASW</b>	Adriatic Surface Water
<b>CDW</b>	Cretan Deep Water
<b>CIW</b>	Cretan Intermediate Water
<b>CTH</b>	Circulation ThermoHaline
<b>DMG</b>	Dernier Maximum Glaciaire
<b>EMDW</b>	Eastern Mediterranean Deep Water
<b>EMT</b>	Eastern Mediterranean Transient
<b>EOW</b>	Eastern Overflow Water
<b>ISW</b>	Ionian Surface Water
<b>LDW</b>	Levantine Deep Water
<b>LIW</b>	Levantine Intermediate Water
<b>MAW</b>	Modified Atlantic Water
<b>NADW</b>	North Adriatic Deep Water
<b>POEM</b>	Physical Oceanography of the Eastern Mediterranean
<b>SSS</b>	Sea Surface Salinity ou salinité de surface de la mer
<b>SST</b>	Sea Surface Temperature ou température de surface de la mer
<b>WMDW</b>	Western Mediterranean Deep Water



La circulation thermohaline (CTH) de la mer Méditerranée est soumise à deux principales variabilités du forçage atmosphérique. La première découle d'événements atmosphériques intenses localisés en temps et en espace comme l'Eastern Mediterranean Transient (EMT). Cette variabilité est qualifiée de "décennale". La seconde dépend du climat global de la Terre et met en jeu des échelles de temps et d'espace plus longues. Elle est donc qualifiée de "climatique".

Dans cette thèse, nous étudions la CTH de la Mer Méditerranée sous ces deux types de variabilité en utilisant un modèle numérique océanique de la Mer Méditerranée de résolution  $1/8^\circ$  (MED8). Tout d'abord, afin de quantifier les changements de la CTH, un diagnostic de bilan de masses d'eau est mis en place. L'impact de la pénétration en profondeur du flux solaire sur la formation de masses d'eau est ensuite analysé. Cet impact est majeur au cours du printemps et de l'été conduisant à une destruction significative des eaux formées en hiver. L'étude de la variabilité "décennale" est alors entreprise en forçant MED8 avec une distribution aléatoire des analyses haute-résolution ECMWF. Durant les dix dernières années de la simulation une succession d'hivers froids sur la Mer Égée déclenche une convection anormale. L'analyse détaillée de cet événement révèle une formation d'eau très dense ( $> 29.3 \sigma_\theta$ ) et un renversement de la circulation thermohaline de la Mer Égée. Cette simulation en climat "présent" nous sert alors de simulation de contrôle pour l'étude de la variabilité "climatique". Cette étude vise à caractériser les changements de la CTH dans le contexte du changement climatique (scénario A2 de l'IPCC). Trois expériences de sensibilité sont réalisées en utilisant les anomalies atmosphériques de trois modèles couplés globaux (IPSL, CNRM et GFDL) en mode scénario. Les résultats montrent une augmentation de la température du bassin comprise entre  $0.3^\circ\text{C}$  (IPSL) et  $0.5^\circ\text{C}$  (GFDL) et une augmentation de salinité entre 300 et 800m. En outre l'intensité de la circulation thermohaline décroît de 10 à 20% et la formation d'eau profonde est interrompue.



The thermohaline circulation (THC) of the Mediterranean Sea is controlled by two main atmospheric variabilities. The first one results from strong atmospheric events localized in space and time as the Eastern Mediterranean Transient (EMT). This variability is defined as “decadal”. The second one depends on the global climate of the Earth and involves longer space and time scales. This variability is referred to as “climatic”.

In this thesis, we study the THC of the Mediterranean Sea under both variabilities using a numerical oceanic model of the Mediterranean Sea of resolution  $1/8^\circ$  (MED8). First, a diagnosis for water mass formation is set up in order to quantify changes. The impact of the penetration of the solar flux on water mass formation is then analyzed. This impact is of importance during spring and summer leading to a significant destruction of the waters formed in winter. The study of the “decadal” variability is then conducted by forcing MED8 with a random distribution of the high-resolution ECMWF analysis. During the last ten years of the simulation, a succession of cold winters over the Aegean Sea leads to anomalous convection. The detailed analysis of this event reveals the formation of very dense waters ( $> 29.3 \sigma_\theta$ ) and a reversal of the THC in the Aegean Sea. This simulation under “present” climate conditions is then used as a control simulation for the study of the “climatic” variability. The aim of this study is to characterize the THC changes in the context of climate change (A2 scenario of the IPCC). Three sensitivity experiments are thus realized using the atmospheric anomalies of global coupled models (IPSL, CNRM et GFDL) realizing scenario experiments. The results show an increase in the basin temperature ranging between  $0.3^\circ\text{C}$  (IPSL) and  $0.5^\circ\text{C}$  (GFDL) and an increase of the salinity between 300 and 800m. The intensity of the THC is also decreased by 10 to 20% and deep water mass formation is interrupted.



# CHAPITRE 1

---

## Introduction

---

La Mer Méditerranée, située à la frontière entre l’Afrique et l’Europe, est influencée par un climat tempéré au Nord et par un climat aride au Sud et à l’Est. Le bilan d’évaporation positif fait de cette mer semi-fermée un bassin de concentration. Ce déficit en eau est comblé par l’apport d’eaux Atlantiques par le détroit de Gibraltar. Ces eaux se propagent alors en surface vers l’Est dans le bassin Méditerranéen se mélangeant aux eaux environnantes. En hiver, sous l’action d’un intense forçage atmosphérique sur le bassin Levantin, la Mer Adriatique et le Golfe du Lion, elles se transforment en eaux intermédiaires et profondes. Ces eaux s’écoulent alors vers l’Ouest en profondeur vers le détroit de Gibraltar. Cette circulation thermohaline (CTH ci-après) est contrôlée par le gradient de densité à Gibraltar entre les eaux Atlantiques (chaudes et peu salées) entrant dans le bassin en surface et les eaux Méditerranéennes (froides et très salées) s’écoulant ensuite dans l’Océan Atlantique en profondeur. La signature de l’eau Méditerranéenne, chaude et salée par rapport aux eaux environnantes, a été détectée en Mer du Groenland et du Labrador (site de formation de la North Atlantic Deep Water). Des changements de propriétés des eaux Méditerranéennes auraient alors un impact sur la circulation thermohaline globale (*Mauritzen et al., 2001*). Avec un temps de résidence des eaux profondes de l’ordre de 1000 ans, la variabilité de la CTH de l’océan globale s’avère difficile à étudier. En Méditerranée, ce temps est estimé à une centaine d’années (*Stratford et Williams, 1997*). Possédant de plus une zone géographique bien délimitée, la Méditerranée est donc un bassin idéal pour l’étude de la variabilité de la circulation thermohaline. Les résultats peuvent alors nous donner des indications sur la variabilité de la circulation thermohaline globale.

Les propriétés de la circulation thermohaline de la Méditerranée n’ont pas toujours été les mêmes. En effet, durant les 100 000 dernières années, la Méditerranée a été soumise à une succession de

périodes glaciaires et interglaciaires provoquant des modifications de sa CTH. Les exemples les plus connus sont le Dernier Maximum Glaciaire (-21000 ans, climat froid et sec) et la période Holocène (-8000 ans, climat chaud et humide). Dans le cas du Dernier Maximum Glaciaire, une grande partie des eaux ont été piégée dans les calottes glaciaires abaissant le niveau de la mer d'environ 120 m par rapport au niveau actuel. Les observations déduites de différents proxys et d'analyses de sédiments montrent une augmentation de la salinité de la Mer Méditerranée associée à une forte baisse de la température (*Bigg, 1995*). Des simulations de la CTH de la Méditerranée sous ce climat ont montré la formation d'eau profonde dans le Golfe du Lion et le Bassin Levantin et une absence en Mer Adriatique (*Myers et al., 1998*). Dans le cas de l'Holocène, des analyses de sédiments ont mis en évidence la formation de Sapropels <sup>1</sup> dénotant un milieu anoxique et donc un arrêt de la formation d'eau profonde (*Rohling et Hilgen, 1991*).

La CTH de la Mer Méditerranée présente aussi une variabilité à une plus courte échelle de temps. En effet, durant les 20 dernières années, la comparaison des données récoltées dans le bassin Est par les campagnes POEM de 1987 et 1995 ont montré un fort changement dans les propriétés des eaux profondes du bassin. De nombreuses études ont alors mis en évidence un basculement du site de formation d'eau profonde de la Méditerranée Est allant de la Mer Adriatique vers la Mer Égée (*Roether et al., 1996; Lascaratos et al., 1999*). Cet événement a été nommé l' "Eastern Mediterranean Transient" (EMT). Bien que ce phénomène ait été provoqué principalement par une anomalie locale de forçage atmosphérique, les masses d'eaux formées par l'EMT se sont propagées au reste du bassin Est et, passant le détroit de Sicile, au bassin Ouest (*Klein, 2003*). Une étude des propriétés des masses d'eau à Gibraltar par *Millot (2002)* a également montré un changement des propriétés du flux sortant susceptible d'être relié à l'EMT. Ce changement de CTH peut alors avoir un impact global.

Nous observons donc une variabilité de type "décennale" et une variabilité de type "climatique" de la CTH Méditerranéenne. Dans le contexte du changement climatique, deux questions se posent alors :

- Un événement du type EMT peut-il se reproduire et si oui quels seraient les mécanismes susceptibles de nous amener à ce phénomène et quelles en seraient les conséquences ?
- Quel serait le comportement de la CTH Méditerranéenne sous le climat prévu pour la fin du XXIème siècle ?

De nombreuses études numériques ont tenté de reproduire l'EMT (*Demirov et Pinardi, 2002; Nittis*

---

<sup>1</sup>Couche de sédiments noirs contenant de la matière décomposée déposée sous un régime d'eaux stagnantes



---

*et al., 2003; Wu et al., 2000*). Pour cela, les auteurs ont essayé de reproduire au mieux les conditions atmosphériques présentes sur la Mer Égée durant cette période en corrigeant les flux atmosphériques pour obtenir une circulation océanique réaliste.

Dans le contexte du changement climatique, de nombreuses d'études atmosphériques ont été menées sur l'Europe et le bassin Méditerranéen (*Jones et al., 1995, 1997; Gibelin et Déqué, 2003*). Celles-ci ont mis en évidence une augmentation de la température de l'air d'environ 2 à 3°C et une diminution des précipitations d'environ 0.2 à 0.3 mm/j. Cependant, l'impact de tels changements atmosphériques sur la CTH de la Méditerranée a été relativement peu étudié. Seule une étude de *Thorpe et Bigg (2000)* utilisant un modèle de résolution 1/4° présente des résultats sur le comportement de la CTH sous un forçage atmosphérique de type changement climatique (augmentation de CO<sub>2</sub>). Cependant, l'évolution des flux atmosphériques dans leur étude montre une augmentation des précipitations, ce qui en contradiction avec les études plus récentes (*Gibelin et Déqué, 2003*) montrant une baisse significative de celles-ci.

Dans le cadre de cette thèse, nous essaierons donc de quantifier les changements de la circulation thermohaline en la soumettant à des forçages atmosphériques correspondant à une variabilité de type "décennale" ou "climatique". Pour cela, nous utiliserons un modèle numérique océanique d'une résolution 1/8° de la Mer Méditerranée (MED8).

Le plan de cette étude se fera alors de la manière suivante :

La description des principales caractéristiques de la CTH de la Mer Méditerranée d'après les observations sera tout d'abord présentée dans le **chapitre 2**. Puis, dans le **chapitre 3**, une présentation du modèle océanique MED8 que nous utiliserons pour toutes nos simulations sera effectuée.

Le chapitre 4 est dédié à la validation du modèle sous différents forçages atmosphériques. En effet, la CTH est fortement influencée par le forçage atmosphérique. L'orographie accidentée présente sur l'ensemble du pourtour de la Méditerranée est un problème pour les modèles atmosphériques, en particulier pour la résolution des vents locaux tels que le Mistral dans le Golfe du Lion et les Vents Étésiens en Mer Égée. Des études ont montré l'importance de la résolution de la circulation atmosphérique sur le déclenchement de la convection et la formation de masse d'eau (*Samuel et al., 1999; Horton et al., 1994; Béranger et al., 2005*). Trois modèles atmosphériques, ERA40, ECMWF et LMDz, sont alors analysés et utilisés comme forçage atmosphérique du modèle MED8. Le forçage le plus apte à reproduire la formation d'eau profonde est ensuite choisi pour poursuivre l'étude. Une validation de MED8 utilisant ce forçage est alors détaillée.

Afin de quantifier au mieux la formation de masses d'eau, un diagnostique est mis en place. Le

taux de formation de masse d'eau est déterminé à partir du flux de chaleur à la surface selon la méthode proposée par *Walín (1982)*. Cette méthode a ensuite été améliorée par l'intégration du flux de sel (*Tziperman, 1986*) et a été appliquée à la Méditerranée par *Tziperman et Speer (1994)*. Le calcul ne prend cependant pas en compte la pénétration du flux solaire sur les premières dizaines de mètres de l'Océan. Dans le **chapitre 5**, nous présentons donc un diagnostic révisé prenant en compte cette pénétration du flux solaire ainsi qu'une analyse de son impact sur les transformations de masse d'eau en Méditerranée.

Les outils nécessaires pour l'analyse des deux variabilités sont alors mis en place. L'analyse de la variabilité "décennale" est alors entreprise dans le **chapitre 6**. Pour cela, deux simulations de 50 ans sont réalisées. La première simulation est une simulation de contrôle forcée par des champs atmosphériques perpétuels. La seconde est forcée par une distribution à tendance froide des années de forçage atmosphérique disponibles. Ce forçage est caractérisé par une succession d'hivers froids sur la Mer Égée durant les dix dernières années de simulation. Ceci nous permet alors d'étudier la sensibilité du bassin et d'analyser les différents mécanismes impliqués dans la génération de l'événement transitoire qui apparaît.

Pour l'étude de la variabilité "climatique" (**chapitre 7**), les résultats de température de surface et de couverture de glace de trois modèles couplés globaux réalisant le scénario A2 selon la classification de l'IPCC (*Rapport IPCC, 2001*) sont utilisés comme données d'entrée du modèle atmosphérique LMDz. Afin de pouvoir faire des simulations océaniques comparables avec la simulation "climat présent", nous appliquons les anomalies des forçages atmosphériques construites dans LMDz sur la distribution réaliste d'années du forçage "climat présent". Trois simulations océaniques de 50 ans sont alors réalisées. Dans cette étude, nous nous intéressons à l'état thermohalin du système et non à la transition entre le climat "présent" et "futur". Cet état est alors quantifié par l'analyse du taux de formation de masse d'eau, par les changements de propriétés des eaux et en particuliers de celles du flux sortant Méditerranéen à Gibraltar.

Enfin, dans le **chapitre 8**, nous concluons sur les différents aspects de la CTH de la Méditerranée et les perspectives découlant des travaux de cette thèse.

---

## Les Caractéristiques de la Mer Méditerranée

---

Dans ce chapitre, nous décrivons les différents aspects de la circulation thermohaline de la Méditerranée. Pour cela, nous présentons les caractéristiques du bassin en terme de circulation, de convection, de masses d'eau et de transports aux différents détroits. Une description de l'EMT est ensuite présentée.

### 2.1 Présentation de la Mer Méditerranée

La Mer Méditerranée est située à la frontière entre l'Europe et l'Afrique. Cette situation géographique la soumet à différents climats : un climat tempéré pour ses côtes européennes et un climat aride voire désertique le long des côtes Africaines et Moyen-Orientales (Fig. 2.1). Sa partie Sud est située à la position extrême de la partie descendante de la cellule de Hadley ce qui explique le climat désertique de la région. Une légère variation de la position de cette cellule peut ainsi avoir des conséquences considérables sur le climat du bassin Méditerranéen. Situé à la convergence de deux plaques tectoniques, le bassin Méditerranéen possède une orographie accidentée. Ainsi la plaque africaine se rapproche de plus en plus de la plaque eurasiennne soulevant les reliefs situés sur les côtes Nord de la Méditerranée. Au Sud-Ouest, nous pouvons voir le massif de l'Atlas se déployer le long des côtes du Maghreb (Fig 2.1), puis plus au Nord, les Pyrénées, le Massif Central et les Alpes en France. Ces trois dernières chaînes montagneuses, très rapprochées, forment deux canaux de circulation où le vent s'engouffre gagnant ainsi en intensité sur le Golfe du Lion. Ces vents, le Mistral (par le couloir Rhodanien) et la Tramontane (entre le massif central et les Pyrénées), jouent un rôle prépondérant dans le préconditionnement de la formation d'eau profonde dans le Golfe du Lion (voir section 2.3.1). En Mer Adriatique, nous retrouvons la même configuration entre les Alpes Autrichiennes et les Alpes Dinariques créant un passage pour les vents continentaux soufflant du Nord-Est ou "vent Bora" re-

froidissant fortement les eaux situées au nord de la Mer Adriatique. Plus à l'est, les vents Étésiens provenant de Russie soufflent du Nord-Est entre les montagnes Turques et Grecques sur le nord de la Mer Égée avant de s'infléchir vers le Sud-Est au niveau de la mer de Crète.

La Mer Méditerranée peut être divisée en deux principaux sous-bassins possédant des caractéristiques très différentes. Le bassin Ouest est formé de la Mer d'Alboran, du bassin algérien, du bassin Liguro-Provençal et enfin du bassin Tyrrhénien (Fig. 2.1). Le bassin Ouest est directement relié au détroit de Gibraltar et donc à l'océan global. Cette particularité soumet les eaux de ce bassin aux fluctuations des caractéristiques des eaux Atlantiques entrantes. Les eaux du bassin Ouest sont plus froides et moins salées que celles du bassin Est. Ce dernier se compose du bassin Ionien, de la Mer Adriatique, du bassin Levantin et de la Mer Égée. Soumis à un climat beaucoup plus continental et aride, l'évaporation au dessus de cette région est importante, amenant à une salinité moyenne de plus de 38.45 en surface.

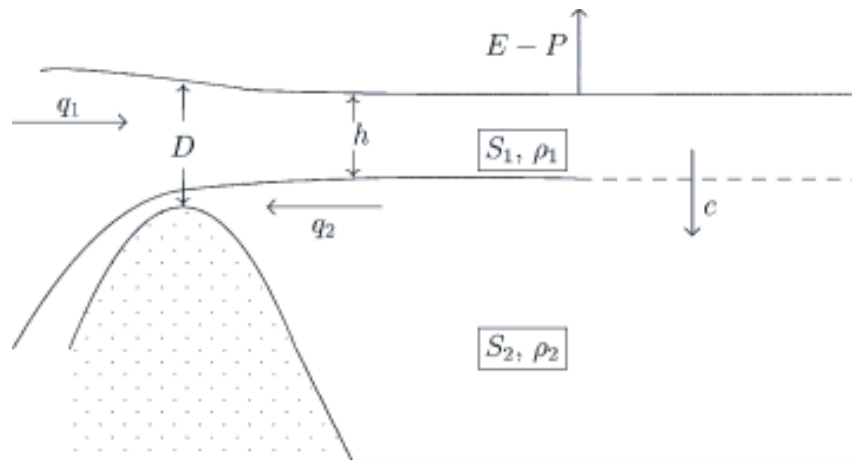
La forte évaporation due au climat aride auquel est soumis la Méditerranée est à l'origine de la densité plus importante de ses eaux comparées à celles originaires de l'Océan Atlantique. Cette particularité fait de la Mer Méditerranée un bassin de concentration (Fig. 2.2). La conservation du sel est assurée à travers les échanges à Gibraltar impliquant les eaux moins salées de l'Atlantique ( $S_1 = 36.2$ ) et les eaux plus salées ( $S_2 = 38.4$ ) sortant de la Méditerranée en profondeur (*Tchernia, 1978*). Le bilan d'évaporation net, positif sur le bassin, provoque une perte de masse d'eau équivalente à 0.61 m/an sur l'ensemble du bassin (*Bryden and Kinder, 1991*). Cette perte est compensée par l'apport d'eau de la Mer Noire en Mer Egée et de l'Océan Atlantique par le détroit de Gibraltar. La Méditerranée présente également un déficit de chaleur d'environ 7 W/m<sup>2</sup> en moyenne annuelle (*Béthoux, 1979*). Ce déficit est compensé par les échanges entre les eaux plus chaudes Atlantiques pénétrant dans le bassin en surface ( $q_1$ ) et les eaux plus froides sortant en profondeur au détroit ( $q_2$ ) (Fig 2.2). Durant sa progression dans la Mer Méditerranée, l'eau Atlantique transfère un flux de chaleur positif vers l'atmosphère.

## 2.2 La Circulation de la Mer Méditerranée

En conséquence de sa situation géographique (bassin semi-fermé), la Mer Méditerranée possède sa propre circulation thermohaline. Cette circulation est principalement contrôlée par le gradient de densité entre l'Océan Atlantique et la Mer Méditerranée. Ainsi, la CTH peut tout d'abord être décrite par sa branche chaude : le flux Atlantique entrant. Durant leur périple à travers le bassin Méditerranéen, les eaux Atlantiques deviennent plus denses sous l'influence du forçage atmosphérique. Ces modifications conduisent à la formation d'eaux profondes et intermédiaires qui alimentent à leur



**Fig. 2.1:** Carte de la Mer Méditerranée ainsi que ses sous-bassins. Les flèches marquent les couloirs de vent. Elle présente une extension longitudinale d'environ 4000 km sur une extension latitudinale de 800 km et s'étend d'environ 7°W à 37°E en longitude et de 29°N à 46° en latitude.



**Fig. 2.2:** Schéma illustrant les bilans de chaleur, de volume et de sel en Méditerranée.  $E-P$  : Bilan Evaporation-Précipitation;  $q_1$  et  $q_2$ , transport entrant et sortant du bassin;  $S_1$  et  $S_2$ , salinité des couches de surface et profonde;  $\rho_1$  et  $\rho_2$  densité des couches de surface et profonde;  $D$  profondeur à Gibraltar;  $h$  hauteur de la couche de surface et enfin  $c$  convection. (Extrait de Myers et Haines, 2002).

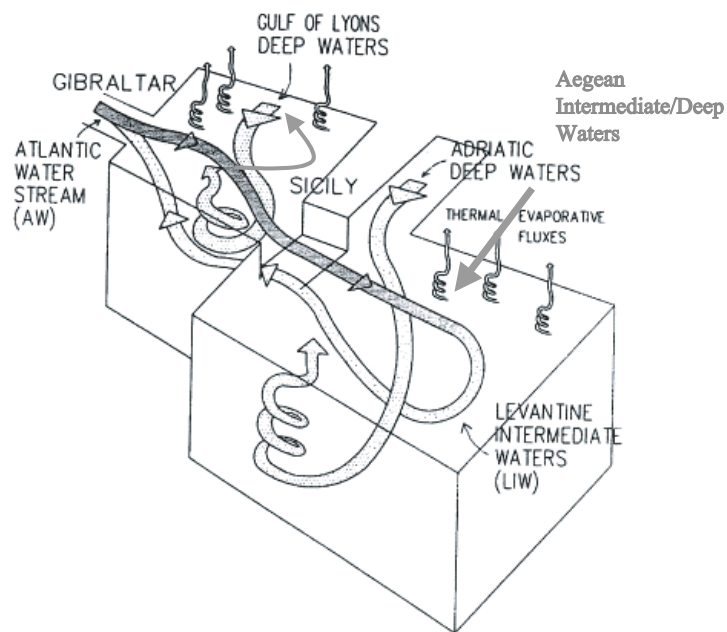
tour la branche froide de la CTH (Fig 2.3). Associées à cette branche principale zonale, il existe deux sous-branches de circulation mais cette fois méridiennes : l'une dans le bassin Ouest et l'autre dans le bassin Est. Ces sous-branches n'ont pas une moindre importance car elles sont alimentées par la formation d'eau profonde.

Suivant le schéma classique, trois masses d'eau sont formées en Méditerranée : l'eau Levantine intermédiaire ou Levantine Intermediate Water (LIW), l'eau Adriatique profonde ou Adriatic Deep Water (ADW) qui se transforme ensuite en eau profonde de Méditerranée Est ou Eastern Mediterranean Deep Water (EMDW) durant son transfert vers le fond du bassin Ionien, et enfin l'eau profonde de Méditerranée ouest ou Western Mediterranean Deep Water (WMDW) (Fig. 2.3). Toutes ces masses d'eaux contribuent à la branche froide de la CTH. Le temps de renouvellement des eaux profondes a été estimé à 100 ans et celui de la LIW à 10-20 ans (*Stratford et Williams, 1997*). Ces formations de masses d'eau ont montré d'importants changements dans les récentes décennies. En effet, ce schéma classique de la CTH Méditerranéenne a été récemment révisé après les observations collectées durant les campagnes POEM (Physical Oceanography of the Eastern Mediterranean, *Malanotte-Rizzoli and Robinson, 1988*) et MATER (*Klein et al., 1999*). Plus précisément, elles ont mis en évidence la formation d'une nouvelle masse d'eau dans la Mer Égée, assez dense pour remplacer la EMDW sur le fond du bassin Ionien, précédemment alimenté par la ADW. De nombreuses études ont décrit cet événement appelé "Eastern Mediterranean Transient" ou "Big Transient" (*Lascazatos et al., 1999*) (voir section 2.5). Elles ont montré, entre autres, que cet événement transitoire pouvait découler du forçage atmosphérique anormalement fort au-dessus de la Mer Égée durant cette période (*Samuel et al., 1999* ; *Rupolo et al., 2003*). Nous voyons ainsi que la convection océanique dépend fortement du forçage atmosphérique et de sa variabilité.

### 2.2.1 Circulation du Bassin Ouest

En 1999, C. Millot nous présente deux schémas décrivant la circulation de surface et à 200m du bassin Ouest grâce aux données récoltées au cours des campagnes effectuées durant les années 1980-90 et de données satellitales. Ces schémas présentés figures 2.4 et 2.5, nous montrent une circulation globalement cyclonique, avec une circulation vers l'Est le long des côtes Sud du bassin et vers l'Ouest le long des côtes Nord.

Tout d'abord en surface (Fig. 2.4), l'eau Atlantique entre dans le bassin Méditerranéen par le détroit Gibraltar et la gyre d'Alboran (*Vargas-Yañez et al., 2000*). Elle s'écoule ensuite le long des côtes algériennes, formant le courant algérien. L'instabilité de ce courant conduit à la création de tourbillons anticycloniques. Au niveau du détroit de Sicile, le courant se sépare en deux branches : l'une passe



**Fig. 2.3:** Schéma de la circulation thermohaline de la Mer Méditerranée montrant la branche principale zonale formant les eaux intermédiaires et les branches secondaires méridiennes formant les eaux profondes (Extrait de Lascaratos et al., 1999).

le détroit tandis que l'autre entre dans le bassin Tyrrhénien en longeant les côtes de Sicile et d'Italie jusqu'au détroit de Corse. Cette dernière rejoint la gyre Liguro-Provençale formée par le courant Liguro-Provençal et le front Nord-Baléaire. Poursuivant son chemin le long des côtes Espagnoles, le courant retourne vers la mer d'Alboran avant d'être repris par le courant Algérien. L'intérieur du bassin est ponctué de tourbillons anti-cycloniques et cycloniques générés par les instabilités des courants ou par le vent comme le tourbillon situé à l'Est de la Corse.

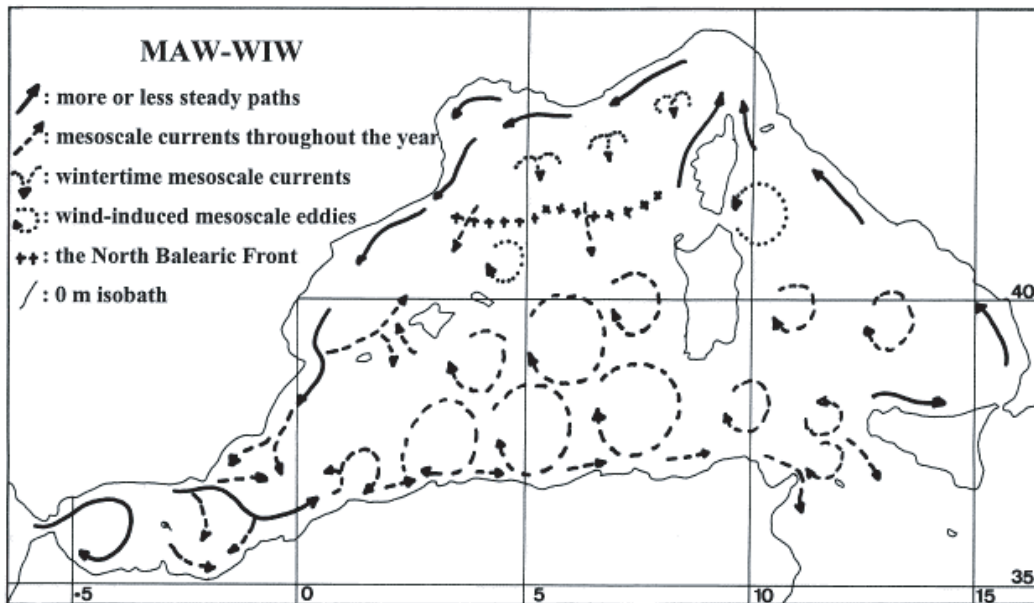


Fig. 2.4: Circulation de surface du bassin Ouest (Millot, 1999)

En profondeur, à 200m (Fig. 2.5), la signature des courants de surface comme le courant Liguro-Provençal au Nord et le courant Algérien sur les côtes Sud reste très marquée (Fig 2.5). Nous retrouvons également les tourbillons entre les Baléares et la Sardaigne toujours présents à cette profondeur. Au détroit de Sicile, la LIW formée dans le bassin Levantin pénètre dans le bassin Ouest. Elle s'écoule ensuite dans le bassin Tyrrhénien le long des côtes Est. Contournant la Corse par le Nord et la Sardaigne par le Sud, elle pénètre ensuite dans le Golfe du Lion, site de formation de la WMDW (voir Tab 2.1).

## 2.2.2 Circulation du Bassin Est

Alors que l'ensemble de la communauté Méditerranéenne s'accorde sur les principales caractéristiques de la circulation du bassin Ouest (Figs 2.4 and 2.7), il existe une controverse concernant la circulation du bassin Est. Analysant des images satellites infrarouges, *Hamad et al. (2005)* nous montrent un écoulement passant le détroit de Sicile et se divisant ensuite en deux courants distincts : l'un vers le



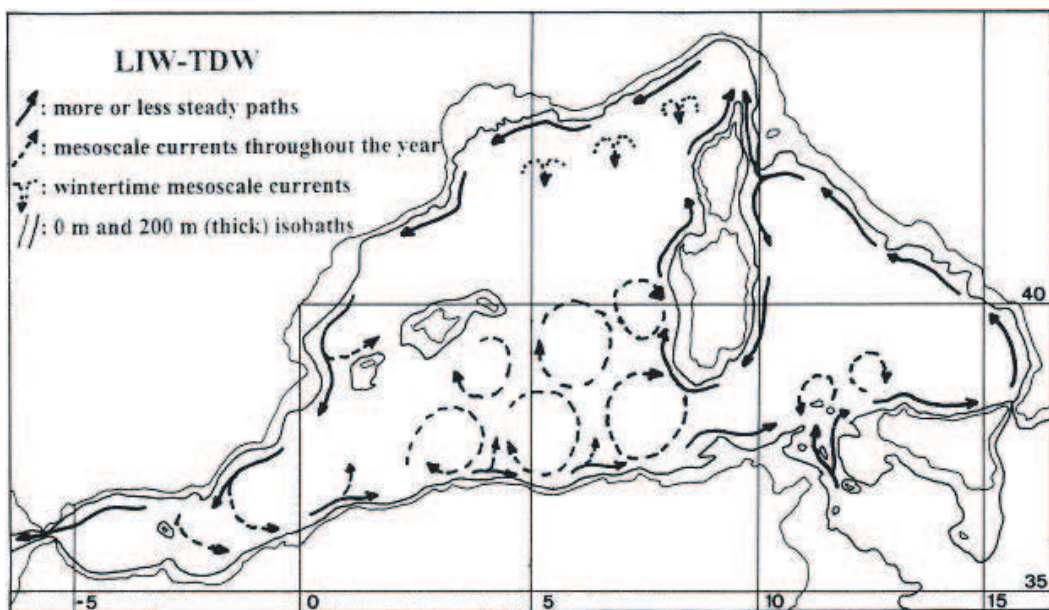


Fig. 2.5: Circulation à 200m du bassin Ouest (Millot, 1999)

nord du bassin Ionien et l'autre vers l'Est longeant les côtes Nord africaines, jalonnées de structures tourbillonnaires, jusqu'aux côtes moyennes-orientales. Certaines de ces structures sont quasi permanentes telles la gyre de Mersa-Matruh ( $\Sigma L_W$ ) et de Shykmona ( $\Sigma L_E$ ). Le courant progresse ensuite vers le Nord longeant les côtes du Liban et de la Syrie puis forme le courant d'Asie Mineure (Asia Minor Current : AMC). Il s'écoule alors vers l'Ouest contournant l'île de Chypre toujours en suivant la côte jusqu'à la région de Rhodes, site de formation de la LIW (Gyre de Rhodes). Le courant poursuit ensuite vers l'Ouest, passant soit au Nord soit au Sud de la Crète suivant la présence ou non du tourbillon de Ierapetra (I). Le courant remonte ensuite vers le Nord jusqu'à la Mer Adriatique.

Cette description est en accord avec les premiers schémas de la circulation Méditerranéenne établis par Nielsen (1912) ou Lacombe et Tchernia (1972). Cependant, elle s'oppose au schéma proposé suite aux campagnes POEM (1985-1995). En effet, plusieurs études décrivent l'existence d'un courant passant par le centre des bassins Ionien (Atlantic Ionian Stream) et Levantin (Mid-Mediterranean Jet (MMJ)) (Fig 2.7, Robinson et Golnaraghi, 1994). Les variations saisonnières de ce courant montreraient alors en hiver une circulation contournant effectivement Chypre. Cependant, en été, une circulation moins intense avec une inflexion du courant vers l'Ouest se mettrait en place au Sud-Est de l'île (Fig 2.7). Ainsi, il apparaîtrait clairement une gyre au large de Rhodes s'étendant des îles grecques à Chypre en Hiver et se rétractant en été (Fig 2.7).

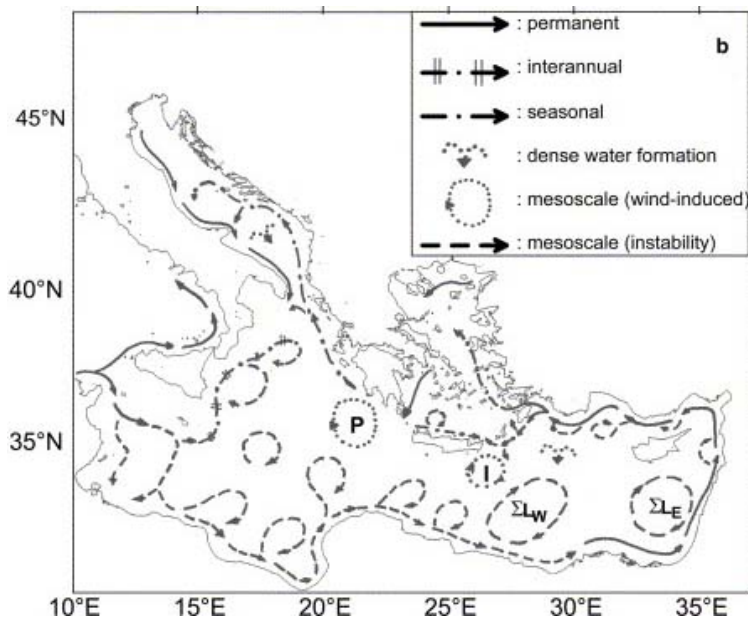


Fig. 2.6: Schéma de la circulation de surface du bassin Est proposé par Hamad et al. (2005)

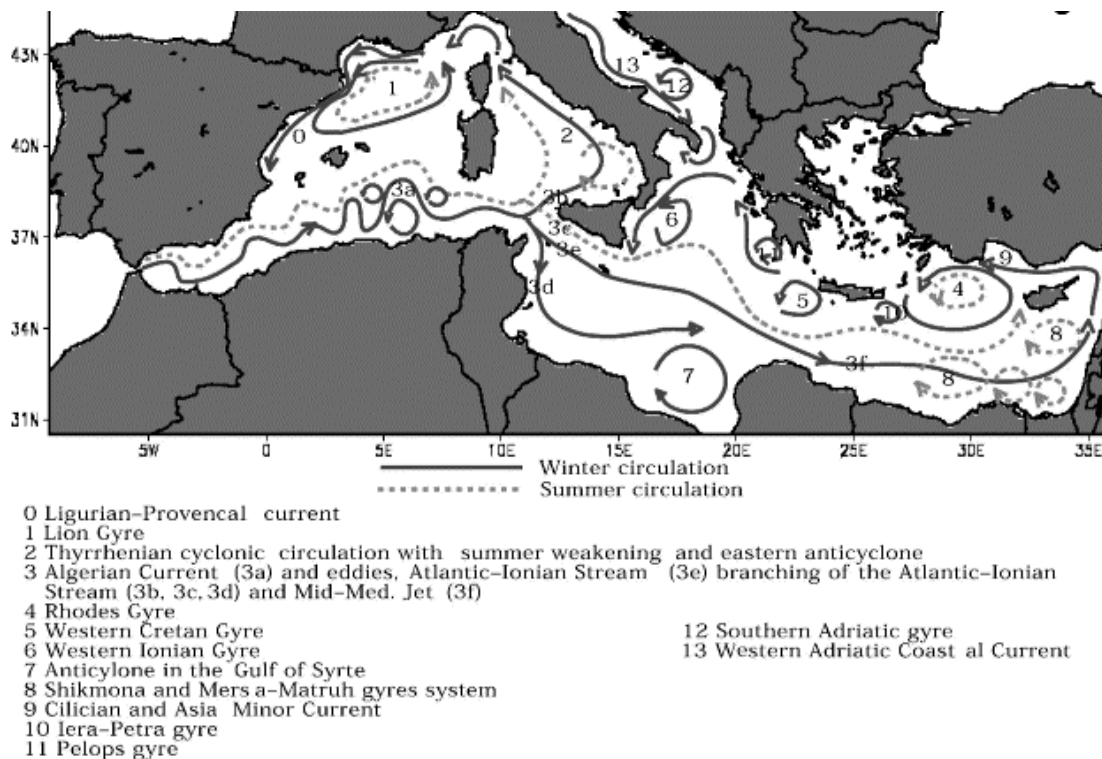


Fig. 2.7: Schéma de la circulation de surface du bassin Méditerranéen décrit par Pinardi et Masetti (2000) suite aux observations des campagnes POEM.

## 2.3 Formation des Masses D'eau

### 2.3.1 Le Mécanisme

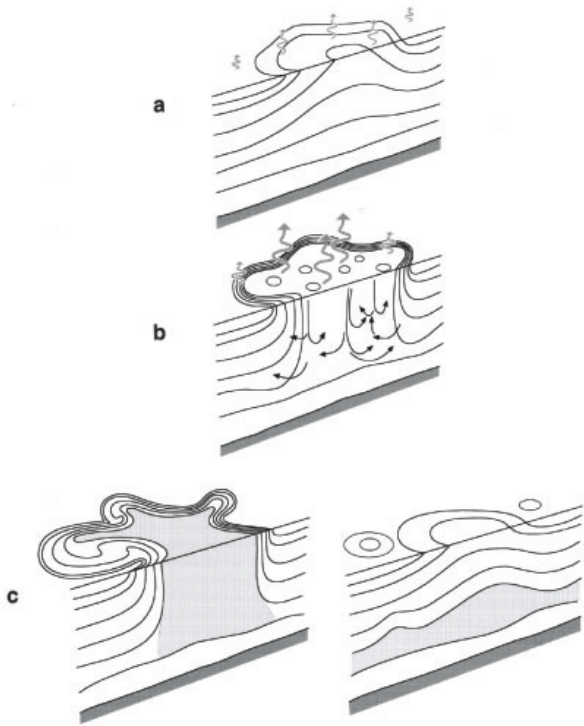
Comme nous l'avons vu précédemment, la Mer Méditerranée possède sa propre circulation thermohaline. Celle-ci est contrôlée par le gradient de densité entre l'eau entrante et sortante du bassin. Ce gradient de densité résulte des transformations que subit l'eau Atlantique durant sa progression dans le bassin Méditerranéen. Entrant par le détroit de Gibraltar, l'eau Atlantique, peu salée, se mélange alors avec l'eau environnante plus salée et acquiert alors une densité supérieure à celle des eaux sous-jacentes. Ces transformations se produisent lors d'événements convectifs ayant lieu en hiver dans des régions spécifiques et sous des conditions atmosphériques particulières conduisant à un refroidissement de la surface et à une augmentation de la salinité. Ces régions sont le Golfe du Lion, le Sud de la Mer Adriatique, la gyre de Rhodes et depuis quelques années la Mer de Crète.

Étant le principal moteur de la circulation thermohaline, ce mécanisme de formation de masses d'eau a été beaucoup étudié notamment dans le Golfe du Lion (*MEDOC Group, 1970; Gascard, 1978; Schott et Leaman, 1991; Madec et al. 1991 et 1996*). Reprenant la synthèse faite par *Marshall et Schott (1999)*, la figure 2.8 nous montre le déroulement d'un événement convectif. Tout d'abord, l'action du vent conduit à la formation d'un tourbillon cyclonique ( $< 100$  km) et la remontée à la surface des eaux peu stratifiées de l'océan intérieur (Fig. 2.8 a). C'est ce que l'on appelle la *phase de pré-conditionnement*. Ensuite, pendant l'hiver, l'évaporation due au vent ainsi qu'une forte perte de chaleur sur cette structure cyclonique modifient les caractéristiques des eaux proches de la surface. Celles-ci deviennent plus denses que les eaux sous-jacentes marquant le déclenchement de la convection. Celle-ci se manifeste par l'apparition de nombreuses cheminées dont l'extension horizontale est de l'ordre de 1 km (Fig 2.8 b et d). Ces cheminées mélangent alors fortement les eaux de la gyre créant une masse d'eau homogène sur une partie de la colonne d'eau (Fig. 2.8 c). Dans le même temps, les instabilités de la structure cyclonique peuvent créer des tourbillons (10 km). Ceux-ci assurent le transport des eaux de la périphérie vers l'intérieur de la structure cyclonique (Fig. 2.8 d). Parallèlement, la diminution de l'intensité du forçage atmosphérique contribue à la restratification sur des échelles de temps allant de la semaine au mois.

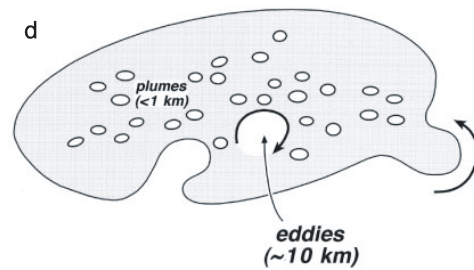
### 2.3.2 Les Masses D'eau

Nous présentons dans cette section les caractéristiques des différentes masses d'eau présentées section 2.2. Ces caractéristiques sont rappelées dans le tableau 2.1.

L'eau Atlantique ou Atlantic Water (AW) entre en surface par le détroit de Gibraltar. Cette eau



**Figure 3.** Schematic diagram of the three phases of open-ocean deep convection: (a) preconditioning, (b) deep convection, and (c) lateral exchange and spreading. Buoyancy flux through the sea surface is represented by curly arrows, and the underlying stratification/outcrops is shown by continuous lines. The volume of fluid mixed by convection is shaded.



**Figure 4.** Lateral scales of the key phenomena in the water mass transformation process: the mixed patch on the preconditioned scale created by plumes together with eddies that orchestrate the exchange of fluid and properties between the mixed patch and the stratified fluid of the periphery. The fluid being mixed is shaded; the stratified fluid is unshaded.

**Fig. 2.8:** Schémas de la convection selon Marshall et Schott, 1999

se propage ensuite dans le bassin Méditerranéen se mélangeant aux eaux environnantes. Elle est alors appelée Modified Atlantic Water ou **MAW**.

Dans le Golfe du Lion, la combinaison d'un fort Mistral et d'une perte de chaleur pouvant atteindre  $1000 \text{ W/m}^2$  conduit à la formation de Western Mediterranean Deep Water ou **WMDW** d'une densité potentielle de  $\sigma_0=29.1 \text{ kg/m}^3$  (Lascaatos et al., 1999). La convection peut alors s'étendre jusqu'au fond du bassin Liguro-Provençal (environ 2500m) (MEDOC Group, 1970). Cependant, l'intensité de cette formation varie fortement d'une année sur l'autre. En effet, des convections profondes ont été détectées en 1969, 1970 et 1975 mais pas en 1972 (Schott et Leaman, 1991).

En Mer Adriatique, la North Adriatic Deep Water ou **NADW** est formée dans la partie nord du bassin (profondeur < 100m) sous l'effet d'un fort vent venant du Nord-Est (Vent Bora) et d'un refroidissement important en hiver (Malanotte-Rizzoli, 1991). Une seconde masse d'eau profonde est formée au Sud de la Mer Adriatique. La circulation moyenne cyclonique se traduisant par une remontée

---

des isopycnes vers la surface favorise le déclenchement d'événements convectifs en Hiver (*Poulain, 2001*). La forte perte de chaleur sur la zone en cette saison provoque une convection jusqu'à 1200m (fond du bassin Adriatique) et crée une masse d'eau de densité  $\sigma_0=29.16 \text{ kg/m}^3$  nommée Adriatic Deep Water ou **ADW** (*Manca et al., 2002*). L'ADW est ensuite exportée hors du bassin Adriatique à travers le détroit d'Otrante (seuil à 800m) puis s'écoule vers le fond du bassin Ionien en suivant le talus continental du sud de l'Italie pour devenir l'Eastern Mediterranean Deep Water ou **EMDW** d'une densité d'environ  $\sigma_0=29.18 \text{ kg/m}^3$  (*Malanotte-Rizzoli et al., 1997*).

La **LIW** est formée dans la Gyre de Rhodes à une profondeur variant de 200 à 800m. Toutefois, certaines observations ont montré des convections plus profondes de l'ordre de 1000 à 1500m dans cette même région. Cette nouvelle masse d'eau est nommée Levantine Deep Water ou **LDW** (*Gertman et al., 1994*). La LIW est ensuite exportée vers l'Ouest du bassin en profondeur. Ainsi, plusieurs études ont montré que les taux de formation de masse d'eau sont influencés par la présence de la LIW dans les régions du Golfe du Lion et de la Mer Adriatique (*Schott et al., 1994*; *Roether et al., 1994*).

La Mer Égée est également devenue un site de formation de masse d'eau. La formation de Cretan Intermediate Water ou **CIW** à une profondeur de 300-500m a été mise en évidence par *Schlitzer et al. (1991)*. Les conditions atmosphériques anormalement fortes associées à une circulation quelque peu différente de la littérature durant les années 1985 à 1995 ont provoqué la formation d'eau plus dense : la Cretan Deep Water ou **CDW**. Celle-ci d'une densité d'environ  $\sigma_0=29.3 \text{ kg/m}^3$  plongea ensuite sur le fond du bassin Ionien et Levantin et remplaça la EMDW (Voir section 2.5).

Masses d'eau	T (°C), S et $\sigma_0$ (kg m <sup>-3</sup> )	Localisation	Références
AW : Atlantic Water	T= 16, S=36.2	Gibraltar	<i>Baringer &amp; Price, 1997</i>
WMDW : Western Mediterranean Deep Water	T=12.7, S=38.4, $\sigma_0$ =29.1	Golfe du Lion	<i>Rohling and Bryden, 1992</i>
	T=12.9, S= 38.43	Golfe du Lion	<i>Testor &amp; Gascard, 2003</i>
ADW : Adriatic Deep Water	T=13, S=38.65	Détroit d'Otrante	<i>Gacic et al., 1996</i>
NADW : North Adriatic Deep Water	T=11.35°C, S=38.3, $\sigma_0 > 29.2$	Mer Adriatique	<i>Artegiani et al., 1997</i>
LIW : Levantine Intermediate Water	T=15.2-15.5, S=39.1-39.2, $\sigma_0$ =29.15	Gyre de Rhodes	<i>Sur et al., 1992</i>
	T=13.9-14.1, S=38.77, $\sigma_0$ =29.07	Détroit de Sicile	<i>Manzella et al, 1988</i>
	T=13.1, S=38.5, $\sigma_0$ =29.06	Baléares	<i>Rohling et Bryden, 1992</i>
LDW : Levantine Deep Water	T=14., S=38.85, $\sigma_0$ =29.16	Gyre de Rhodes	<i>Gertman et al., 1994</i>
EMDW : Eastern Mediterranean Deep Water	T= 13.6, S=38.72, $\sigma_0$ =29.15	Fond du bassin Ionien	<i>Malanotte-Rizzoli &amp; Hecht, 1988</i>
	T=13.3, S=38.66, $\sigma_0$ =29.18	Fond du bassin Ionien	<i>Schlitzer et al., 1991</i>
	T= 13.6, S=38.8, $\sigma_0$ =29.2	Fond du bassin Ionien (après l'EMT)	<i>Roether et al., 1996</i>
CIW : Cretan Intermediate Water	T=14.02, S=38.985, $\sigma_0$ =29.15	Mer de Crète (avant l'EMT)	<i>Schlitzer et al., 1991</i>
	T=14.84, S=39.06, $\sigma_0$ =29.14	Mer de Crète (après l'EMT)	<i>Klein et al., 1999</i>
CDW : Cretan Deep Water	T=14.01, S=39.04, $\sigma_0$ =29.31	Passage Crétois	<i>Klein et al., 1999</i>

**Tab. 2.1:** Classification et caractéristiques des différentes masses d'eaux de la Mer Méditerranée.

## 2.4 Les Principaux Détroits

Les autres éléments importants de la circulation Méditerranéenne sont les détroits. Ceux-ci contrôlent en effet la distribution des masses d'eau dans les différents sous-bassins. Nous allons donc regarder les caractéristiques des trois principaux détroits de la Mer Méditerranée que sont : le détroit de Gibraltar, qui contrôle l'arrivée de l'eau Atlantique et la sortie de l'eau Méditerranéenne du bassin, le détroit de Sicile, interconnexion entre le bassin Est et le bassin Ouest, puis le détroit d'Otrante, passage des eaux profondes nouvellement formées entre l'Adriatique (siège de la formation de l'eau profonde du bassin Est) et le bassin Ionien.

Transport ( $1 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{s} = 1 \text{ Sv}$ )	Gibraltar	Sicile	Otrante
<i>Bryden and Stommel, 1984</i> (CH)	1.59		
<i>Bormans and Garrett, 1989</i> (CH)	1.2		
<i>Baringer and Price, 1997</i> (OD)	0.7		
<i>Garret et al., 1996</i> (BM)	0.84		
<i>Astraldi et al., 1996</i>		1.1 ± 0.58	
<i>Béthoux, 1980</i>		1.27	
<i>Manzella et al., 1988</i>		1.5 en Hiver	
		3.2 en Eté	
<i>Poulain et al, 1996</i>			0.3
<i>Astraldi et al. (Vetrano et al.), 1999</i>			1.15
<i>Vilibic et al., 2002</i>			0.34

**Tab. 2.2:** Transport aux détroits de Gibraltar, de Sicile et d'Otrante. Les lettres entre parenthèses indiquent la méthode utilisée pour obtenir le transport. CH : Contrôle Hydraulique, BM : Bilan de chaleur et de sel en Méditerranée, OD : Observations directes.

### 2.4.1 Le Déroit de Gibraltar

Le détroit de Gibraltar est un canal peu profond avec un seuil à 300m et d'une largeur moyenne de 20 km reliant la Mer Méditerranée à l'Océan Atlantique. Le débit varie fortement sous l'action conjuguée de la marée, des fluctuations de pression atmosphérique et du gradient de densité entre les eaux Atlantiques entrantes et Méditerranéennes sortantes (*Candela, 2001*). Alors que la marée et les fluctuations de pression atmosphérique jouent des rôles importants à des échelles de temps variant de la journée au mois, la variabilité basse fréquence est principalement contrôlée par les échanges de masses d'eau à Gibraltar. La difficulté de mesures directes (OD) sur des échelles de temps suffisamment longues dans cette région a amené la communauté à déduire ce transport de mécanismes tels que la théorie du contrôle hydraulique (CH) du détroit ou du bilan de chaleur et de sel sur la Mer Méditerranée (BM). La théorie du contrôle hydraulique est utilisée pour expliquer le mécanisme des échanges à Gibraltar

(*Farmer et Armi, 1988*). D'après cette théorie, l'intensité des échanges est gouvernée par la différence de salinité entre les eaux Atlantiques et Méditerranéennes et l'épaisseur respective des deux couches au détroit. D'après la seconde méthode, nous pouvons déduire simplement le transport à Gibraltar en faisant le bilan de chaleur et de sel du bassin Méditerranéen. En effet, la Méditerranée est une mer semi-fermée. Dans un état stable, son contenu thermique et salin ne varie pas sur une longue échelle de temps. Ainsi, le transport net de chaleur et de sel à Gibraltar est égal au bilan sur la Méditerranée. La diversité des méthodes a donc conduit à une large gamme de transport à ce détroit (voir Tab 2.2). Ces estimations montrent alors des transports de 0.7Sv (*Baringer and Price, 1997*) à 1.59Sv (*Bryden and Stommel, 1984*).

### 2.4.2 Le Déroit de Sicile

Tout comme le détroit de Gibraltar, la stratification du détroit de Sicile est similaire à celle d'un système bi-couche. La couche de surface peut-être assimilée à la MAW pénétrant dans le bassin Ionien en surface tandis que l'Eastern Overflow Water (EOW) composée de LIW et de EMDW s'écoulant vers le bassin Ouest constitue la couche profonde de ce système. Le détroit de Sicile est toutefois plus large (150 km) et plus profond (seuil à 360m) que Gibraltar et possède une bathymétrie plus complexe. En effet, le détroit est divisé en deux canaux d'une profondeur de 430m sur le côté Sicilien et de 360m du côté Tunisien contraignant fortement la circulation profonde du détroit (*Béranger et al., 2004*; *Herbaut et al., 1996*). En surface, la circulation est caractérisée par une forte variabilité à méso-échelle ce qui rend l'estimation du transport complexe. Ces estimations sont comprises entre 1.1 Sv (*Astraldi et al., 1996*) et 2.35 Sv (*Manzella et al., 1988*) (voir Tab 2.2).

### 2.4.3 Le Déroit d'Otrante

Situé au Sud de l'Italie, le détroit d'Otrante sépare la Mer Adriatique du bassin Ionien (Fig 2.1). D'une largeur de 75 km et d'une profondeur minimale de 800m, la circulation du détroit met en jeu cinq masses d'eau différentes. Tout d'abord, l'ADW, formée dans le Sud de la Mer Adriatique (voir section 2.3.1) ainsi que la NADW constituent les couches les plus profondes du détroit. L'Ionian Surface Water ou ISW, provenant du bassin Ionien, tout comme la LIW, à une profondeur plus intermédiaire, entrent dans la Mer Adriatique par l'Est du détroit favorisant la formation d'ADW dans le gyre Adriatique. Enfin, la dernière masse d'eau impliquée dans la circulation d'Otrante est l'Adriatic Surface Water ou ASW. Celle-ci est également formée en hiver dans le Nord de la Mer Adriatique par les eaux peu salées des fleuves provenant du Massif des Alpes tel que le Pô. Elle s'écoule ensuite vers le Sud en suivant le talus continental à l'Ouest du bassin. Le transport associé à ce détroit est de l'ordre de 0.3



Sv. Cependant, certaines études ont montré un transport atteignant 1.15 Sv (voir Tab 2.2).

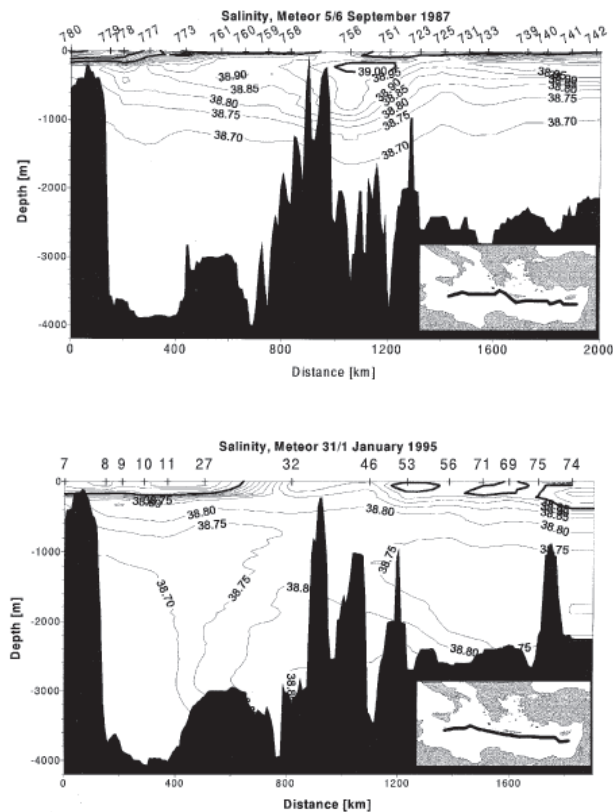
## 2.5 Changement de la Circulation Thermohaline de La Méditerranée Est ou L’Eastern Mediterranean Transient

Comme nous le décrivions dans la section 2.2, l’analyse des données des campagnes POEM de 1987 et de 1995 a mis en évidence la présence d’une nouvelle masse d’eau au fond du bassin Est. Entre autres caractéristiques, cette masse d’eau possède une densité suffisamment importante pour remplacer l’EMDW (provenant de l’eau profonde produite en Mer Adriatique) au fond du bassin Ionien (Fig 2.9). De nombreuses études ont décrit ce phénomène appelé “l’Eastern Mediterranean Transient” ou “Big Transient” (*Roether et al., 1996; Lascaratos et al., 1999; Klein et al., 1999; Malanotte-Rizzoli et al., 1999*). La Mer Egée avait déjà été pressentie comme site de formation d’eau profonde (*Malanotte-Rizzoli et Hecht, 1988; Theocharis et al., 1999*). Cependant, les observations n’avaient permis de détecter que la formation d’eaux intermédiaires (CIW : Tab 2.1). Durant la période 1987-1995, une masse d’eau d’une densité potentielle supérieure à  $\sigma_0=29.3 \text{ kg/m}^3$ , la CDW, est formée en Mer de Crète. Elle traverse ensuite les détroits de l’arc Crétois (Antikithira, Kithira, Kassos et Karpathos) et plonge jusqu’à sa profondeur d’équilibre au fond du bassin Est avec une salinité de 38.8 (Fig 2.9) et une densité de plus de  $\sigma_0=29.2 \text{ kg m}^{-3}$ .

Ainsi la circulation thermohaline de la Mer Méditerranée Est est passé d’un régime à “un moteur” de formation d’eau profonde à un régime à “deux moteurs”. Ce dernier devient alors le principal acteur de la circulation avec un taux de formation d’eau profonde (CDW) correspondant à un transport aux détroits de Crète de 1 Sv entre 1988 et 1995. Le transport classique au détroit d’Otrante est évalué à environ 0.3 Sv d’ADW mais ce transport a fortement diminué durant cette période comme nous le verrons dans la section 2.5.2. La présence de cette CDW au fond du bassin Est et l’importance du taux de formation de cette eau ont amené la communauté Méditerranéenne à la conclusion que la circulation thermohaline du bassin Est est entrée dans un régime transitoire.

### 2.5.1 Formation d’une Nouvelle Masse d’Eau en Mer Égée

Ce “Transient” résulte de la combinaison de plusieurs facteurs atmosphériques et océaniques. En effet, une forte augmentation de la salinité est observée dans le bassin Egée durant la période de l’EMT (Fig 2.10 b). Cette augmentation résulte en partie de la forte baisse des précipitations sur la région de l’Est Méditerranéen durant cette période. Les années 1989-1990 ont en effet été les années les plus sèches du siècle sur la Mer Egée (*Tselepidaki et al., 1992*). Cette sécheresse a également été alliée à une réduction du transport d’eau peu salée venant de la Mer Noire comme décrit par *Zervakis et al.*

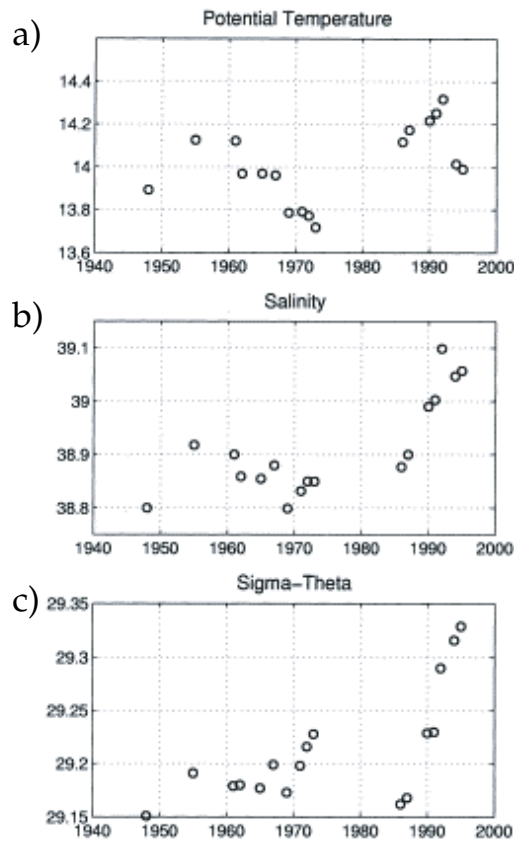


**Fig. 2.9:** Section de salinité le long du bassin Est a. durant la campagne Meteor 1987 et b. durant Meteor 1995 (Lascaratos et al., 1999).

(2000). Durant la même période, plusieurs hivers très froids s'abattent sur la mer Egée en 1987, 1992 et 1993 faisant baisser la température des eaux de fond du bassin de  $0.35^{\circ}\text{C}$  en 3 ans (Theocharis et al., 1999; voir Fig 2.10 a). Cette hausse de la salinité (+0.1 sur les eaux de fond) combinée à la forte baisse des températures ont amené à la formation d'eau dense en mer de Crète d'une densité pouvant atteindre  $\sigma_0=29.4 \text{ kg m}^{-3}$  (Fig 2.10 c). L'écoulement de cette eau à travers les détroits de l'arc Crétois tels que Kithira et Karpathos a également augmenté (Tsimplis et al., 1999), déversant dans le bassin Levantin et Ionien la CIW et la CDW nouvellement formées.

## 2.5.2 Diminution de la Formation de Masse d'Eau en Mer Adriatique

Dans le même temps, le taux de formation d'eau dense en Mer Adriatique a considérablement baissé. Cette diminution du taux de formation est directement relié à la baisse de la salinité des masses d'eau entrant dans la Mer Adriatique durant l'EMT. En effet, les travaux de Roether et al. (1996) puis de Malanotte-Rizzoli et al. (1999) ont mis en évidence une redistribution verticale de la salinité dans le bassin Ionien. Moins salées sur les 250 premiers mètres, les eaux du bassin Ionien



**Fig. 2.10:** Evolution de a) la température moyenne, b) la salinité moyenne et c) de la densité moyenne à 1000m calculée à partir des stations disponibles dans la Mer de Crète pour chaque campagne. Les données sont prises de MODB-MED5 (Brasseur et al. 1996) et des campagnes PACERS conduites en Mer de Crète par l'Institut de Biologie Marine de Crète (Lascaratos et al., 1999).

présentent une salinité plus élevée en 1991 qu'en 1987 en dessous de cette profondeur. En profondeur, l'augmentation de salinité est associée à l'arrivée des nouvelles masses d'eau telles que la CIW et la CDW dans le bassin Ionien. En effet, la CDW est plus dense et plus salée que la EMDW. Elle a donc remplacé cette dernière sur le fond du bassin Ionien, contraignant cette dernière à s'élever vers une profondeur moindre et donc à se mélanger à la LIW ou à la CIW plus salée. En surface, l'analyse de fonctions de courant déduites des campagnes POEM a montré un changement de circulation dans le bassin Ionien favorisant la recirculation de la MAW peu salée vers le Nord et non vers le bassin Levantin comme décrit dans la littérature (voir section 2.2.2). De la même façon, ils ont noté la présence du tourbillon Pelops (noté (P) Fig 2.6) jouant le rôle de barrière dynamique vis à vis de la LIW s'écoulant vers la Mer Adriatique. Ces deux phénomènes ont alors favorisé la désalinisation des eaux entrant dans la Mer Adriatique et donc la baisse de la formation d'eau profonde.

Entre 1987-1995, l'eau profonde du bassin Est a donc été alimentée par la CDW de la Mer Égée et non plus par l'ADW de la Mer Adriatique.

### 2.5.3 Évolution du Phénomène

D'après *Théocharis et al. (2002)*, ce changement dans la circulation thermohaline Méditerranéenne se poursuit encore aujourd'hui mais dans des proportions moindres. Même si de la CIW et parfois de la CDW se forment encore dans la Mer Égée, ces masses d'eaux restent confinées dans le bassin. De plus, la Mer Adriatique a repris un taux de formation d'ADW et un transport à Otrante normal. Les traces de cet événement se sont toutefois propagées vers le bassin Ouest (Gasparini, communication personnelle) mais également jusqu'au détroit de Gibraltar où une augmentation de la salinité du flux sortant a été observée (*Millot, 2002*).

---

 Le Modèle de circulation océanique Méditerranéen : MED8
 

---

Pour étudier la circulation thermohaline de la Méditerranée, nous avons été amené à développer une configuration Méditerranéenne de résolution  $1/8^\circ$ . Dans ce chapitre, nous allons décrire les principales caractéristiques de cette configuration telles que la bathymétrie, la grille et les paramétrisations physiques utilisées.

### 3.1 Présentation de MED8

Une haute résolution spatiale est nécessaire aux modèles de circulation océanique de la Mer Méditerranée, car le rayon de déformation interne est compris entre 5 et 15 km dans la région. Ainsi, une résolution d'au moins  $1/16^\circ \cos\phi$  (6 à 8 km) est nécessaire pour résoudre la dynamique méso-échelle. Cette résolution est toutefois incompatible avec le temps de calcul nécessaire pour des simulations longues. Ceci explique pourquoi une résolution de  $1/8^\circ \cos\phi$  (12 à 14km, eddy-permitting) a été choisie par une grande partie de la communauté Méditerranéenne (Wu et al., 2000 ; Demirov and Pinardi, 2002) pour réaliser des études sur la variabilité interannuelle de la circulation thermohaline.

Une configuration de cette résolution, MED8, a donc été développée au sein du Laboratoire d'Océanographie Dynamique et de Climatologie (LODYC, Paris) afin d'étudier la variabilité interannuelle à décennale de la Méditerranée. MED8 est basé sur le modèle OPA (*Madec et al., 1998*) et résout les équations primitives correspondant à l'équation de quantité de mouvement (3.1) sur le plan  $\beta$  dans le cadre de l'approximation hydrostatique (3.2), à l'hypothèse d'incompressibilité (3.3), à la conservation de la chaleur (3.4) et du sel (3.5) et enfin à l'équation d'état (3.6). Ces équations sont projetées sur un repère orthogonal de vecteurs unitaires  $(\mathbf{i}, \mathbf{j}, \mathbf{k})$ ,  $\mathbf{k}$  étant le vecteur vertical dirigé vers le haut et les vecteurs  $(\mathbf{i}, \mathbf{j})$  orthogonaux à ce dernier. Nous définissons  $\mathbf{U} = \mathbf{U}_h + w\mathbf{k}$  avec  $\mathbf{U}_h$

composantes horizontales de la vitesse. Ces équations se présentent alors sous la forme :

$$\frac{\partial \mathbf{U}_h}{\partial t} = - \left[ (\nabla \times \mathbf{U}) \times \mathbf{U} + \frac{1}{2} \nabla (\mathbf{U}^2) \right]_h - f \mathbf{k} \times \mathbf{U}_h - \frac{1}{\rho_0} \nabla_h p + \mathbf{D}^{\mathbf{U}} \quad (3.1)$$

$$\frac{\partial p}{\partial z} = -\rho g \quad (3.2)$$

$$\nabla \cdot \mathbf{U} = 0 \quad (3.3)$$

$$\frac{\partial T}{\partial t} = -\nabla \cdot (T\mathbf{U}) + D^T \quad (3.4)$$

$$\frac{\partial S}{\partial t} = -\nabla \cdot (S\mathbf{U}) + D^S \quad (3.5)$$

$$\rho = \rho(T, S, p) \quad (3.6)$$

avec  $\nabla$  opérateur de dérivation vectoriel dans la direction  $(\mathbf{i}, \mathbf{j}, \mathbf{k})$ ,  $t$  le temps,  $z$  la coordonnée verticale,  $\rho_0$  la densité de référence,  $p$  la pression,  $g$  l'accélération gravitationnelle,  $f$  l'accélération de Coriolis telle que  $f = 2\boldsymbol{\Omega} \times \mathbf{k}$  avec  $\boldsymbol{\Omega}$  vecteur de vitesse angulaire de la Terre. Enfin,  $\mathbf{D}^{\mathbf{U}}$ ,  $D^T$  et  $D^S$  sont des paramétrisations des phénomènes sous-mailles et incluent pour la température et la salinité un terme de relaxation vers la climatologie.

## 3.2 La Grille de MED8

Basée sur une grille de type C selon la classification d'*Arakawa* (Fig. 3.1), la grille de la configuration MED8 (394×160) est un sous-échantillonnage de la grille MED16 (788×319). Cette dernière est elle-même issue de la configuration Proche Atlantique Méditerranée (PAM) développée au sein du projet français MERCATOR (*Drillet et al., 2000; Siefridt et al., 2002; Béranger et al., 2004*). Cette parenté nous laisse un domaine s'étendant de 12°W à 38°E en longitude et de 29°N à 46°N en latitude (Fig 3.2), formé d'une grille régulière entre 4°W et 37°E (avec un pas de 1/8° en longitude sur 1/8° cos $\phi$  en latitude) et d'une grille déformée à partir de Gibraltar jusqu'au proche Atlantique. Une autre singularité découle de cette ascendance. En effet, les profondeurs maximales de la partie Atlantique (~5600m) et la Méditerranée (~4000m) étant sensiblement différentes, deux grilles verticales sont implémentées afin de discrétiser au mieux la topographie de chaque bassin. Dans la zone tampon

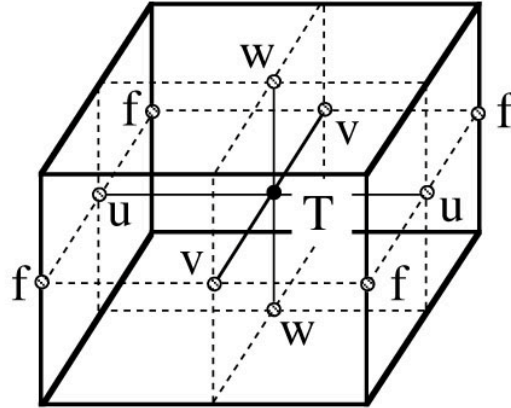
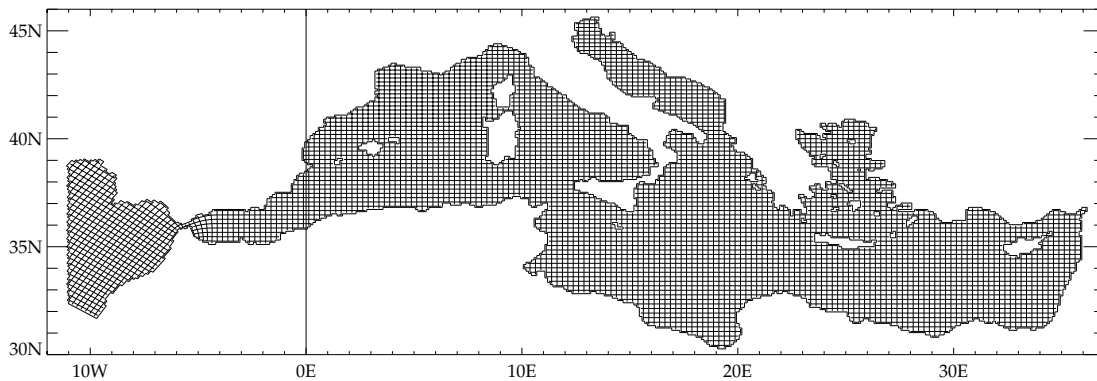


Figure II.1 : Arrangement of variables.  $T$  indicates scalar points where temperature, salinity, density, pressure and horizontal divergence are defined,  $(u,v,w)$  indicates vector points, and  $f$  indicates vorticity points where both relative and planetary vorticities are defined.

**Fig. 3.1:** Schéma de la grille  $C$  du modèle OPA (Extrait de Madec et al., 1998).



**Fig. 3.2:** Grille MED8. Cette grille est montrée avec un point sur deux sur la longitude et la latitude.

(partie Atlantique), les 43 niveaux verticaux sont distribués par des couches d'une épaisseur de 3m en surface à 300m en profondeur. En Méditerranée, l'épaisseur de ces couches s'échelonne de 3m en surface à 200m sur le fond (Table 3.1). Afin de ne pas créer de singularités à la frontière entre les deux domaines (Gibraltar), les 18 premiers niveaux (403m) de la grille méditerranéenne et atlantique sont identiques.

### 3.3 Bathymétrie

La bathymétrie de la Mer Méditerranée est complexe. Dans le bassin Ouest, la topographie est formée de grandes étendues de plaines bordées d'un plateau continental très proche des côtes. La profondeur maximale est de 2800m et se situe dans le bassin algérien. Le bassin Est présente une bathymétrie plus accidentée avec de grandes régions formées de plateaux continentaux peu profonds

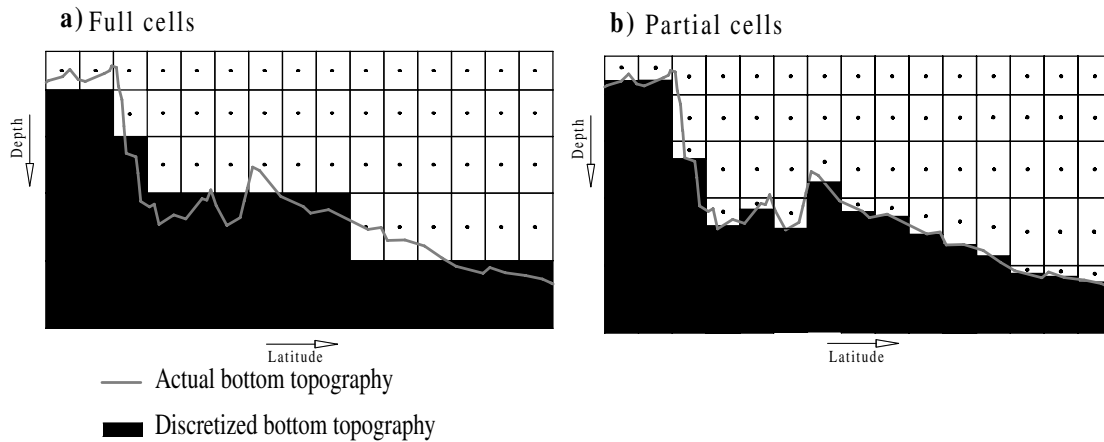
Niveaux	gdeptmed (m)	gdepwmed (m)	gdeptatl (m)	gdepwatl (m)
1	3.13	0.00	3.13	0.00
2	9.77	6.27	9.77	6.27
3	17.02	13.17	17.02	13.17
4	25.09	20.81	25.09	20.81
5	34.15	29.35	34.15	29.35
6	44.39	38.98	44.39	38.98
7	56.06	49.90	56.06	49.90
8	69.42	62.38	69.42	62.38
9	84.83	76.72	84.83	76.72
10	102.65	93.28	102.65	93.28
11	123.35	112.48	123.35	112.48
12	147.47	134.82	147.47	134.82
13	175.60	160.86	175.60	160.86
14	208.45	191.26	208.45	191.26
15	246.79	226.75	246.79	226.75
16	291.51	268.17	291.51	268.17
17	343.54	316.42	343.54	316.42
18	403.92	372.49	403.92	372.49
19	464.56	432.09	473.69	437.43
20	535.20	498.92	553.93	512.30
21	613.80	573.48	645.69	598.17
22	700.73	656.21	749.94	696.07
23	796.26	747.41	867.53	806.89
24	900.52	847.29	999.14	931.42
25	1013.53	955.93	1145.22	1070.22
26	1135.20	1073.30	1305.99	1223.64
27	1265.28	1199.20	1481.39	1391.75
28	1403.44	1333.37	1671.11	1574.36
29	1549.25	1475.42	1874.60	1771.05
30	1702.20	1624.86	2091.11	1981.16
31	1861.76	1781.19	2319.74	2203.84
32	2027.35	1943.84	2559.47	2438.15
33	2198.40	2112.23	2809.24	2683.04
34	2374.33	2285.79	3067.99	2937.43
35	2554.60	2463.95	3334.65	3200.26
36	2738.70	2646.20	3608.25	3470.51
37	2926.16	2832.04	3887.86	3747.23
38	3116.54	3021.01	4172.64	4029.52
39	3309.46	3212.71	4461.85	4316.60
40	3504.57	3406.76	4754.82	4607.77
41	3701.56	3602.85	5050.98	4902.41
42	3900.17	3800.68	5349.83	5199.97
43	<b>4100.16</b>	<b>4000.01</b>	<b>5650.94</b>	<b>5500.00</b>

Tab. 3.1: Profondeur en mètres des niveaux Méditerranéen et Atlantique aux points T et W .



(< 100m) tels ceux de la Mer Adriatique et de l'Est de la Tunisie et des régions de fosses abyssales telles le bassin Ionien où la profondeur maximale excède 5000m. A l'inverse du bassin Ouest, le talus continental du bassin Est descend plus graduellement vers les plaines abyssales.

Dans le modèle, cette bathymétrie peut être représentée par différents systèmes de coordonnées verticales : les coordonnées  $z$  (en marche d'escalier) et les coordonnées  $z$  avec les "partial steps" (Pacanowski et Gnanadesikan, 1998). En coordonnées  $z$ , les niveaux sont calculés suivant une équation analytique et la profondeur du dernier niveau mer est prise au niveau prédéfini le plus proche. Dans la configuration "partial steps", cette profondeur est égale à la profondeur réelle. Ainsi, la hauteur de chaque cellule est recalculée afin de mieux appréhender la bathymétrie réelle (Fig 3.3).



**Fig. 3.3:** a) Paramétrisation de la bathymétrie full steps, b) Paramétrisation de la bathymétrie partial steps. (Pacanowski et Gnanadesikan, 1998)

Afin de comparer ces deux coordonnées, la bathymétrie de *Smith et Sandwell (1997)* est interpolée sur la grille MED8 (Fig 3.4). Bien que les principales caractéristiques de la topographie soient prises en compte avec les coordonnées  $z$ , nous obtenons une meilleure résolution horizontale avec les "partial steps". Dans le bassin Ouest, nous obtenons ainsi une meilleure représentation du fond avec une plaine à 2700m avec les "partial steps" au lieu de 2500m avec la méthode classique. Dans le bassin Est, le fond du bassin Ionien est ramené à une profondeur de 4100m au lieu de 3800m. Cette profondeur reste toutefois moins importante que la profondeur réelle du fait de la résolution de MED8. Nous obtenons ainsi une meilleure résolution de la bathymétrie avec des contours plus réguliers sur l'ensemble du bassin Méditerranéen (Fig 3.4). Nous poursuivrons donc l'ensemble de cette étude en utilisant les coordonnées  $z$  avec des "partial steps".

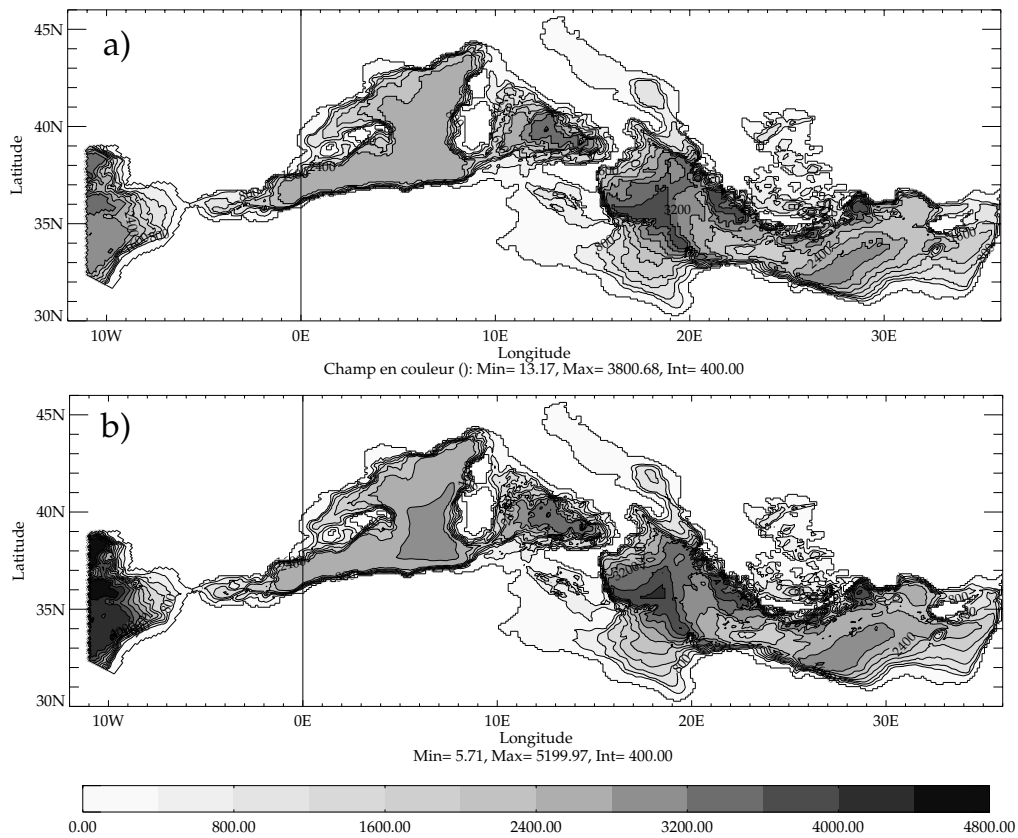


Fig. 3.4: Bathymétrie a) en coordonnées  $z$  et b) en *partial steps* interpolée sur MED8.

### 3.4 Paramètres de la Configuration

La résolution du modèle nous permet d'utiliser un pas de temps de 1200s. Un opérateur biharmonique est appliqué sur les traceurs et la dynamique avec une diffusion et une viscosité latérales égaux à  $2.5 * 10^{10} m^4/s$ . Sur la verticale, la diffusivité turbulente ainsi que la viscosité sont calculées à partir d'un schéma de fermeture turbulente d'ordre 1.5 (TKE) (*Blanke et Delecluse, 1993*) d'une valeur initiale de  $1 * 10^{-5} m^2 s^{-1}$ . Nous utilisons par ailleurs un accroissement de cette diffusion verticale dans les zones où la stratification est instable (i.e. les zones de convection). Dans ces zones, la densité des eaux de surface devient plus importante que la densité des eaux sous-jacentes créant ainsi une instabilité verticale. Un accroissement de la diffusion permet alors un meilleur mélange vertical. Combinée avec TKE, cette paramétrisation nous permet d'améliorer la convection dans le modèle.

Bien qu'il soit possible de prendre en compte la surface libre dans le modèle OPA, elle n'a pas encore été adaptée à la configuration Méditerranéenne, c'est pourquoi les simulations réalisées durant cette étude se feront en *toit-rigide*. Vingt-deux îles sont également présentes dans cette configuration telles la Sardaigne et la Corse pour le bassin Ouest, la Crête et Chypre pour le bassin Est ainsi que les nombreuses îles de la Mer Egée. Un schéma d'advection de type "Monotonic Upstream-centered

Scheme for Conservation Laws” (MUSCL) est appliqué (*Lévy et al. 2001*). Ce schéma calcule les tendances en température et en salinité selon un schéma “upstream” dans le bassin et “centré” sur les frontières latérales.

Bien que des formules bulks aient été intégrées dans le modèle, ces formules n’ont pas été testées sur la région Méditerranéenne. Pour cette raison, nous forçons le modèle avec des flux atmosphériques et des tensions de vent **journaliers**. Ces flux sont le flux de chaleur total, le flux solaire et le flux de sel défini comme étant le bilan évaporation moins précipitation. Le flux solaire est redistribué sur les premiers niveaux verticaux selon un coefficient pénétratif défini par *Jerlov (1968)*. Afin d’avoir un bilan de chaleur sur le bassin Méditerranéen plus proche des observations, un coefficient de rétroaction est ajouté à flux de chaleur atmosphérique selon la méthode décrite par *Barnier et al. (1995)* : L’équation d’évolution de la température est donnée par l’équation suivante :

$$\frac{\partial T}{\partial t} = Advection + Diffusion + F \quad (3.7)$$

Avec F un terme source proportionnel au flux de chaleur en surface tel que :

$$F = \frac{Q_{net}}{\rho_0 C_p \Delta z} \quad (3.8)$$

Avec  $\rho_0$ , densité neutre,  $C_p$  capacité calorifique,  $\Delta z$  dimension verticale et  $Q_{net}$  flux de chaleur net. A ce flux de chaleur est ajouté un terme de rétroaction de la forme :  $-\left(\frac{\partial Q_{net}}{\partial T}\right)_{T^{clim}} (T^{clim} - T)$ . Avec  $T^{clim}$  température climatologique. Dans notre modèle, le coefficient  $\frac{\partial Q_{net}}{\partial T}$  est équivalent à  $-10 \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-1}$  en hiver à  $-40 \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-1}$  en été pour le flux de chaleur. La température de surface climatologique est la température de surface (SST) correspondant aux flux atmosphériques. Le flux de chaleur net est donc défini comme étant le flux de chaleur atmosphérique plus le terme de rétroaction. La salinité est rappelée vers une salinité de surface climatologique grâce à un coefficient de relaxation équivalent à  $-40 \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-1}$  est également appliqué (Voir Annexe A). Le flux virtuel de sel inclut alors le flux de sel ainsi que ce coefficient constant de relaxation.

Afin de préserver les propriétés de l’eau entrant dans le bassin Méditerranéen à Gibraltar, une zone tampon, située sur la partie Atlantique de la grille, est rappelée vers la climatologie en surface et en profondeur. Une climatologie mensuelle de 31 rivières est également utilisée, incluant le Rhône, le Pô et le Nil (*Vörösmarty et al., 1996*). La Mer Noire n’étant pas incluse dans la grille du modèle, elle est assimilée à un fleuve.

### 3.5 Les Climatologies Disponibles

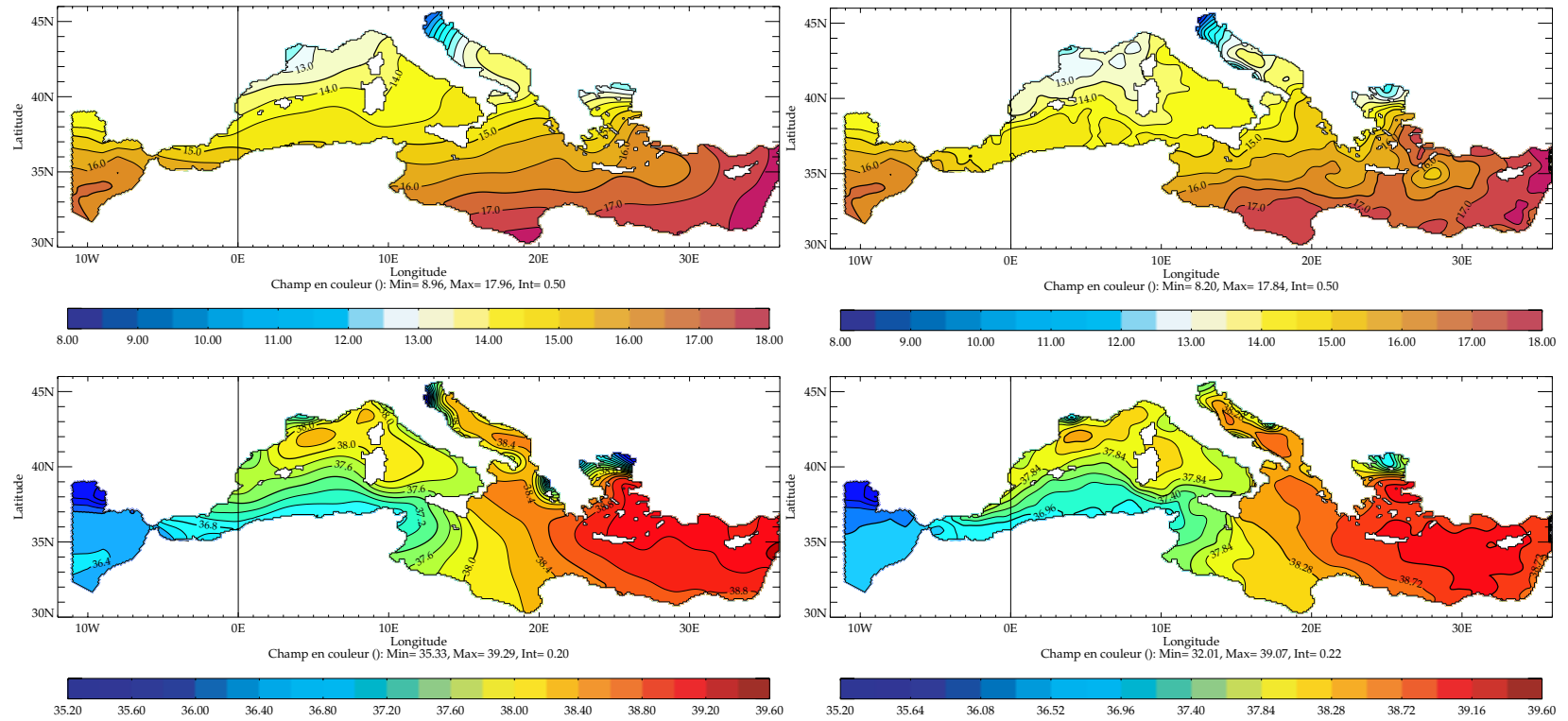
Deux climatologies sont disponibles pour réaliser les simulations. Celles-ci sont utilisées pour l'initialisation du modèle en Température et en Salinité mais également dans la zone tampon. Ces deux climatologies ont été créées à partir des données de mouillages, de section, de satellites et autres. La première MODB4 est une climatologie saisonnière incluant les données recueillies avant l'EMT (*Brasseur et al., 1996*). La seconde MEDATLAS est une climatologie mensuelle incluant les changements dus à cet événement (*MEDAR/MEDATLAS, 2002*).

La géographie de bassin semi-fermé de la Mer Méditerranée se reflète dans les caractéristiques thermohalines de surface des deux climatologies. Le bassin Ouest alimenté par les eaux de l'Océan Atlantique est plus froid et moins salé que le bassin Est subissant une forte évaporation et un renouvellement de ses eaux plus faible que dans l'Ouest. On note que ces deux climatologies présentent des températures et des salinités de surface très similaires (Figs 3.5 et 3.6).

En hiver (Fig 3.5) les principales structures de T et S présentent les mêmes caractéristiques avec toutefois une température plus chaude pour MEDATLAS sur les côtes Est du bassin. La salinité de la Mer Adriatique et de la Mer Égée est plus basse dans MEDATLAS que dans MODB4. Ceci s'explique par une meilleure prise en compte des apports fluviaux tels que le Pô (Nord de l'Adriatique) et la Mer Noire (Mer Égée) dans cette climatologie.

En été, nous retrouvons également des structures similaires (Fig 3.6). On peut noter toutefois que MODB4 est plus chaud sur la côte Est et également moins salé. Dans le bassin Ouest, le flux atlantique d'une salinité de 36.8 se propage plus difficilement dans le courant algérien. Le bassin se retrouve donc plus salé que dans la climatologie MEDATLAS.

Ainsi, ces deux climatologies prenant en compte des états de la Méditerranée avant et après l'EMT, nous permettront de tester le modèle dans ces différentes configurations de circulation thermohaline.



**Fig. 3.5:** *Température et Salinité de MEDATLAS (a, b) et MODB (c, d) interpolées sur la grille MED8 en Hiver.*

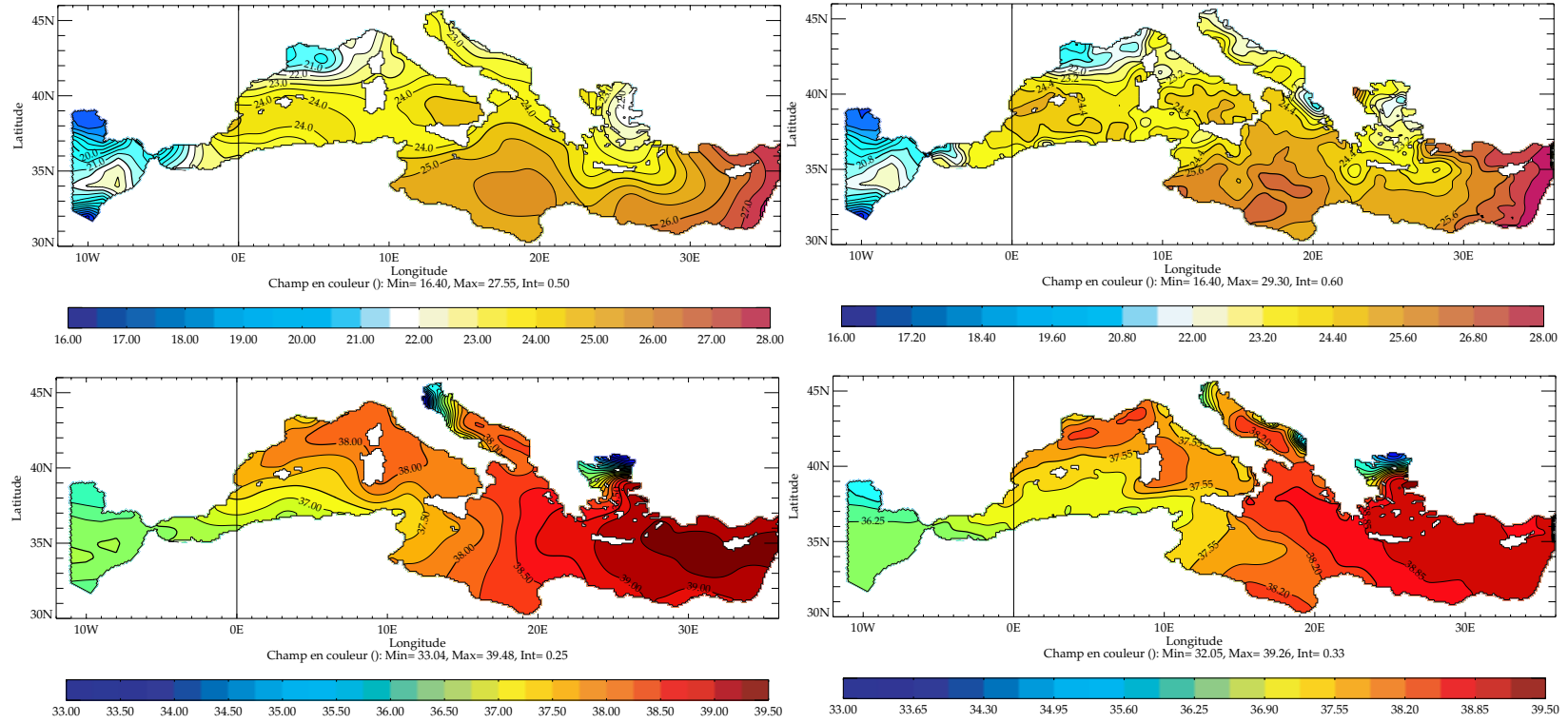


Fig. 3.6: Température et Salinité de MEDATLAS (a, b) et MODB (c, d) interpolées sur la grille MED8 en Eté.

---

## Validation de MED8 sous Différents Forçages Atmosphériques

---

La résolution des modèles atmosphériques est une caractéristique critique sur la Méditerranée compte tenu de l'importance des vents locaux tels que le Mistral dans le Golfe du Lion et les vents Étésiens en mer Egée (*Béranger et al., 2005; Castellari et al., 2000*). Le but de ce chapitre est donc de trouver un forçage adapté au bassin Méditerranéen et de le valider sur le modèle océanique MED8. Dans une première partie, nous allons comparer trois forçages atmosphériques et leurs impacts sur la circulation thermohaline du modèle MED8. Dans une seconde partie, nous validerons la simulation la plus réaliste en terme de circulation, de transport aux principaux détroits et de profondeur de convection.

### 4.1 Caractérisation des Différents Forçages

Nous allons tester trois forçages pour estimer l'impact de la résolution atmosphérique sur la circulation thermohaline de MED8. Parmi ces trois forçages, deux proviennent du Centre Européen de Prévisions Météorologiques à Moyen Terme (ECMWF) en Angleterre : les réanalyses ERA40 d'une résolution moyenne de 125 km, disponibles sur la période allant de 1987 à 2000 et les analyses ECMWF de haute résolution (60 km) mais uniquement disponibles à partir de l'année 1998 jusqu'à 2002. Les sorties de la configuration haute résolution (192×145) du modèle LMDz zoomé sur la Méditerranée constituent le troisième forçage. L'utilisation de ce dernier forçage nous permettra, de plus, d'évaluer le modèle LMDz sur le bassin Méditerranée en vue de la réalisation de scénarii climatiques comme nous le verrons dans le chapitre 7. Ce forçage, de résolution intermédiaire (80 km) par rapport à celle d'ERA40 et ECMWF, n'a cependant pas bénéficié d'assimilation. Il a été construit à partir d'une simulation de 5 ans forcée par la SST de 1980 à 1985. La dénomination des années de forçage sera

Forçages	Dates	Résolution	Assimilation
ECMWF	Août 1998 - Août 2002	60 km	OUI
ERA40	Août 1987 - Août 2000	125 km	OUI
LMDz	Août 1980 - Août 1985	80 km	NON

**Tab. 4.1:** *Caractéristiques des forçages atmosphériques*

donc de 1980-1985. Les caractéristiques de ces différents forçages sont rappelées dans le tableau 4.1.

#### 4.1.1 Les Vents

Nous présentons, ici, les caractéristiques des champs de vents des trois forçages atmosphériques (ECMWF, ERA40 et LMDz) basées sur l'amplitude des rotationnels et des cartes saisonnières de vents. La comparaison de ces trois jeux de données se fera de manière qualitative, les périodes respectives de ces forçages étant distinctes.

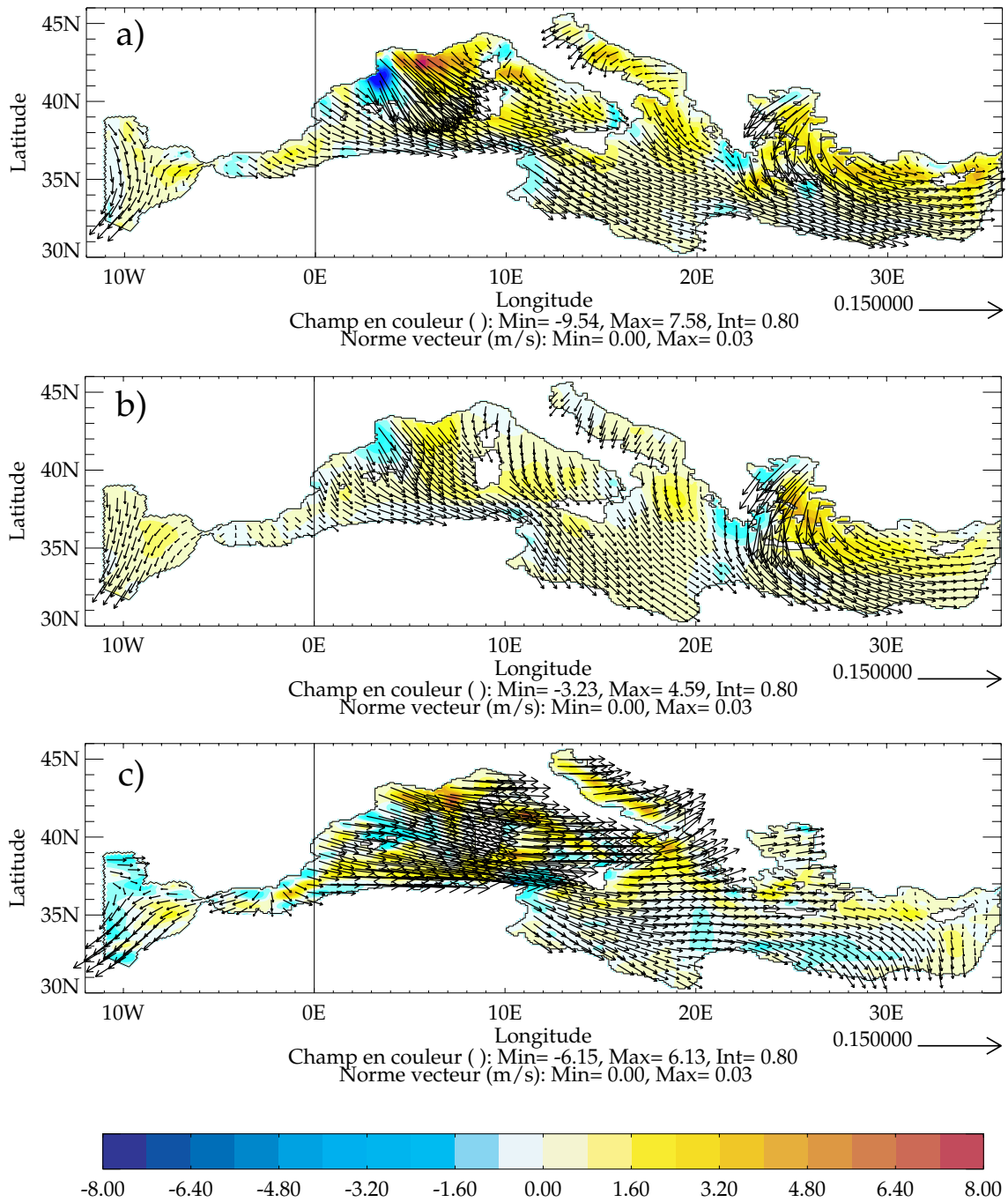
La structure spatiale des vents moyennés sur la période hivernale de Janvier à Mars est illustrée figure 4.1. Dans le bassin Ouest, le Mistral joue un rôle important dans la convection profonde (*ME-DOC group, 1970*). Alors que ce vent est bien représenté avec le modèle atmosphérique haute résolution ECMWF (Figure 4.1 a), son intensité est plus faible dans ERA40 du fait d'une résolution moindre (Figure 4.1 b). Cependant, la structure spatiale de ce vent est comparable aux observations. Ceci n'est pas le cas pour le forçage LMDz dont la circulation est zonale sur tout le bassin Ouest avec une intensité plus faible qu'ECMWF (Figure 4.1 c). Dans le bassin Est, les vents froids et secs venant du Nord-Est -les vents Etesiens- sont très importants sur la mer Egée et le bassin Levantin. Leurs structures cycloniques soufflant du Nord de l'Egée vers le Nord-Ouest du bassin Levantin sont bien reproduites par ECMWF et ERA40 alors que la circulation reste, comme auparavant, zonale pour LMDz. Cette mauvaise représentation s'explique par le fait que l'orographie accidenté, en particulier le canal du Rhône et la vallée joignant la Mer Noire et la Mer Égée, est mal résolue même dans la version zoomée sur le bassin Méditerranéen de LMDz.

#### 4.1.2 Le Forçage Thermodynamique

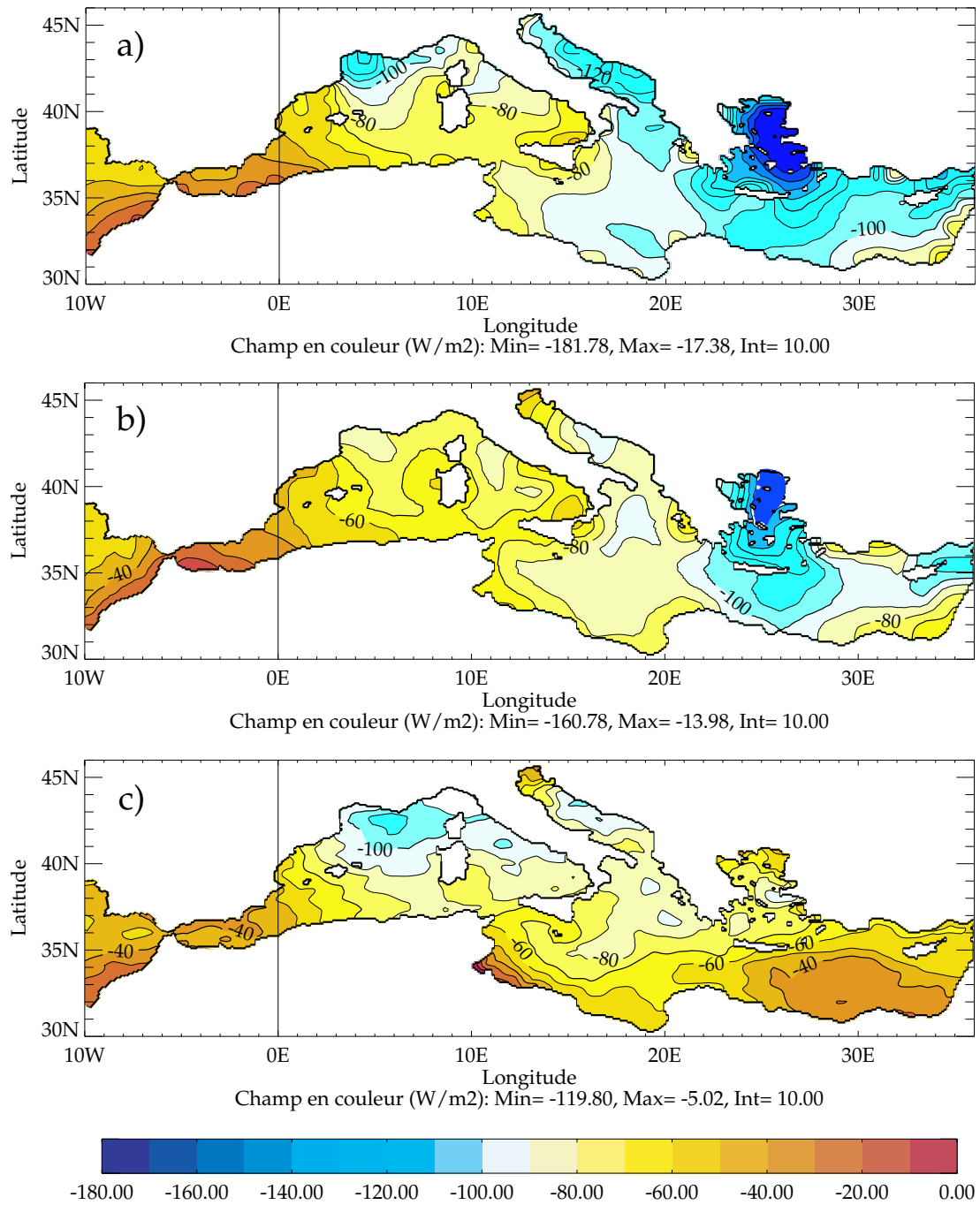
Les flux de chaleur et de sel sont également une composante importante des forçages atmosphériques. Nous comparons donc ces flux pour chacun des forçages.

La figure 4.2a représente le flux de chaleur en hiver pour ECMWF. Celui-ci présente des minima sur les principales zones de convection décrites dans le chapitre 2 : le Golfe du Lion, la Mer Adriatique, le bassin Levantin et la Mer Égée. Cependant, ces pertes de chaleur sont telles que la moyenne annuelle du flux de chaleur est de  $-27 \text{ W/m}^2$  (Tab. 4.2). Pour ERA40, en revanche, cette perte est plus modérée





**Fig. 4.1:** Moyenne sur tous les hivers des tensions de vents des forçages a) ECMWF, b) ERA40, c) LMDz. Les vecteurs représentent les tensions de vent ( $N/m^2$ ) et le rotationnel des tensions de vent ( $\times 10^7$   $N/m^3$ ) est représenté en couleur.



**Fig. 4.2:** Flux de chaleur ( $W/m^2$ ) moyenné en hiver pour a) ECMWF (1998-2002), b) ERA40 (1987-2000) et c) LMDz (1980-1985)

avec une moyenne annuelle de  $-11 \text{ W/m}^2$  plus proche de la valeur observée par *Béthoux (1979)* de  $-7 \text{ W/m}^2$ . Toutefois, seule la Mer Égée présente une perte de chaleur supérieure à  $100 \text{ W/m}^2$ . Le Golfe du Lion ainsi que la Mer Adriatique ne subissent une perte que de  $80 \text{ W/m}^2$  relativement faible pour pouvoir engendrer de la convection profonde (Fig. 4.2 b). Enfin, le forçage LMDz présente un flux similaire à ECMWF dans le bassin Ouest avec une perte de chaleur maximale sur le Golfe du Lion de  $120 \text{ W/m}^2$  (Fig. 4.2 c). En revanche, les pertes de chaleur du bassin Est restent inférieure à  $80 \text{ W/m}^2$  menant ainsi à une moyenne annuelle de  $+ 22 \text{ W/m}^2$  très supérieure aux observations et dénotant un fort biais chaud.

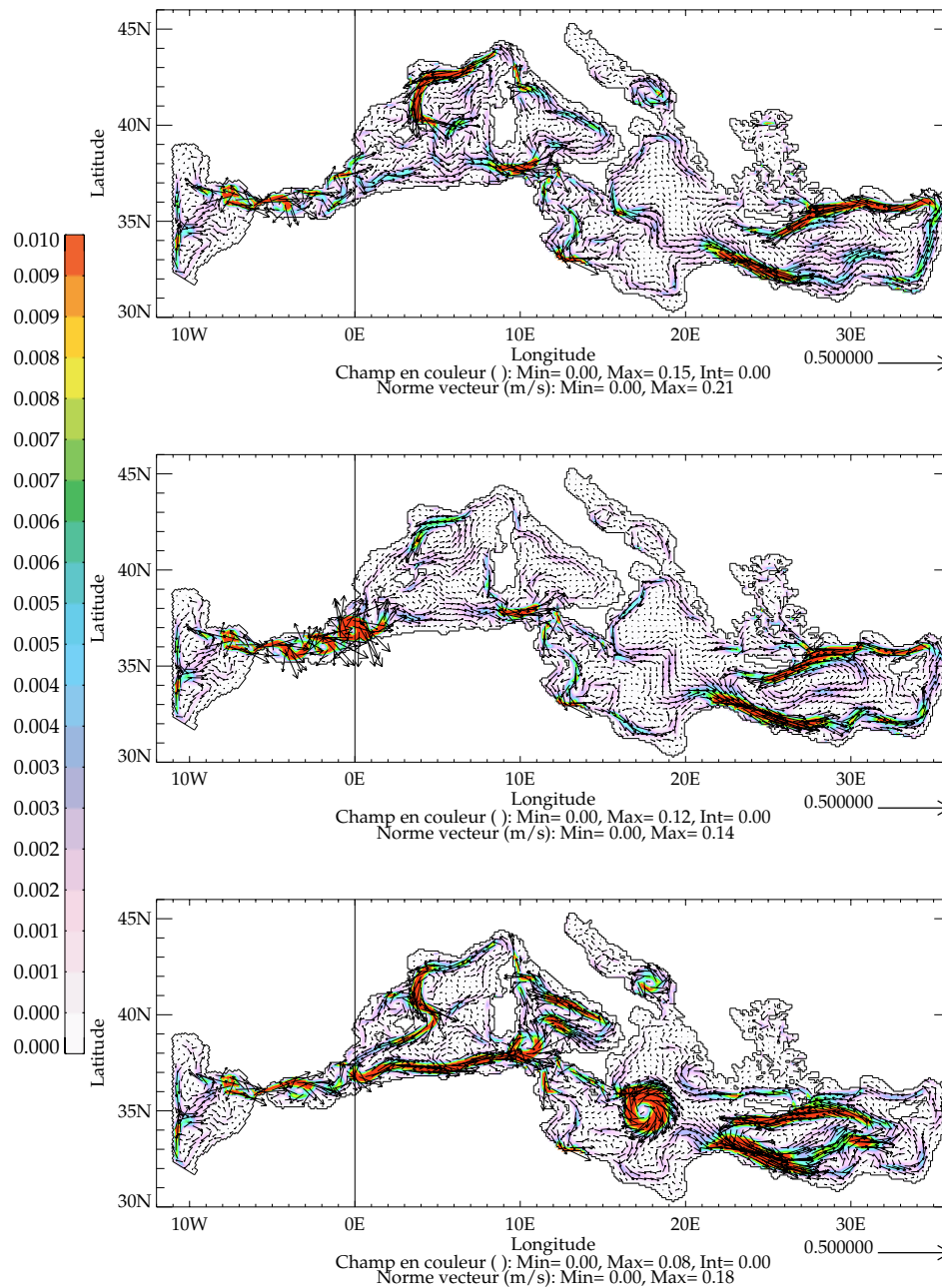
	Flux de Chaleur ( $\text{W/m}^2$ )	Flux de sel (mm/j)
ECMWF	$-27.4 \pm 121.7$	$1.58 \pm 0.95$
ERA40	$-10.9 \pm 112.7$	$1.43 \pm 0.79$
LMDz	$22.68 \pm 120.1$	$2.3 \pm 0.61$

**Tab. 4.2:** Bilan annuel de flux de chaleur climatologique et de sel des flux atmosphériques et leurs écart-types.

Le bilan d'évaporation net (évaporation moins précipitations moins apports fluviaux : E-P-R) est relativement similaire entre ECMWF avec  $1.58 \text{ mm/j}$  et ERA40 avec  $1.43 \text{ mm/j}$  (Tab. 4.2). Par contre, dans LMDz, le bilan de  $2.3 \text{ mm/j}$  est plus proche des observations données par *Garrett et al. (1993)* de  $2.5 \text{ mm/j}$ .

## 4.2 Les Simulations

Chaque simulation débute en Août de la première année et se termine en juillet de la dernière année. Le mois d'Août étant un mois où l'énergie cinétique est la plus faible, les perturbations dues au démarrage initial sont alors minimisées. La simulation utilisant les forçages ECMWF haute résolution est nommé MED\_ECMWF et son état initial est déduit de la climatologie MEDATLAS (*MEDAR/MEDATLAS, 2002*) (Voir tableau 4.3). La simulation commence par deux cycles de 4 ans de 1998-2002, le premier cycle tenant lieu de spin-up. ERA40 est utilisé pour la simulation MED\_ERA40. La période de simulation est de 1987-1997 avec la climatologie MODB4. Le spin-up est réalisé en forçant le modèle avec l'année Août 1989-Août 1990 pendant 3 ans. Enfin, la dernière simulation LMDZ145 utilisant les forçages du modèle LMDz se déroule sur la période 1980-1985 et comme pour MED\_ERA40, l'état initial de la simulation est donné par MODB4. Un run forcé par l'année 1980-1981 pendant 3 ans est effectué afin de stabiliser le modèle.



**Fig. 4.3:** Circulation moyenne en hiver à 35m sous les forçages a) ECMWF, b) ERA40 et c) LMDZ. Les courants (m/s) sont représentés par les vecteurs et l'énergie cinétique ( $m^2/s^2$ ) est définie selon la barre de couleur.

	MED_ECMWF	MED_ERA40	LMDZ145
Années atmosphériques	1998-2002	1987-2000	1980-1985
Etat Initial	MEDATLAS	MOB4	MOB4
Rappel SST	SST ECMWF	SST ERA40	SST LMDZ
Rappel SSS	MEDATLAS	MOB4	MOB4
Spin-up	1998-2002	3 ans 1989-1990	3 ans 1980-1981

**Tab. 4.3:** Paramètres des simulations utilisant un pas de temps de 1200s, un coefficient de viscosité et de diffusion de  $2.5 \times 10^{-5}$ , coefficient de rétroaction de  $-40 \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-1}$  en été et  $-10 \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-1}$  en hiver pour le flux de chaleur et un coefficient de relaxation équivalent à  $-40 \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-1}$  pour le flux de sel.

### 4.2.1 Circulation de Surface

Les trois simulations présentent des circulations de surface globalement cycloniques mais décrivant plus ou moins bien les principales structures évoquées dans la section 2.2. Dans le bassin Ouest, nous pouvons noter la présence de la gyre d’Alboran puis du courant Algérien le long des côtes Sud du bassin (Fig 4.3). L’énergie cinétique le long de ce courant dans la simulation LMDZ145 est plus importante par rapport aux valeurs trouvées dans les simulations MED\_ERA40 et MED\_ECMWF. Ceci dénote un caractère “jet” du courant algérien dans LMDZ145 que nous ne retrouvons pas dans MED\_ERA40 où son intensité est plus faible. Dans MED\_ECMWF, le courant présente des méandres. Cette dernière description est plus en accord avec *Millot (1999)*. Plus au Nord se dessine la gyre Liguro-Provençale et son infléchissement au Nord-Est des Baléares. Bien définie avec ECMWF et LMDz, son intensité et son extension zonale sont plus faibles avec ERA40. Au détroit de Sicile, la MAW se sépare bien en deux branches : l’une longeant les côtes de Tunisie et de Libye, l’autre passant par le centre du bassin Ionien (Atlantic Ionian Stream). Cette dernière est cependant bloquée dans la simulation LMDZ145 par un tourbillon de forte intensité au centre du bassin Ionien. Cette structure a déjà été observée par *Hamad et al. (2005)*. Toutefois, son intensité dans la simulation est supérieure à celle observée (Fig. 4.3 c). Dans le bassin Levantin, ECMWF et ERA40 reproduisent une circulation côtière décrite par le schéma de *Hamad et al. (2005)* avec un fort jet le long des côtes nord correspondant au courant d’Asie Mineure (Figs 4.3 a et b). Dans LMDZ145, la branche principale du courant se détache rapidement de la côte à 28°E et s’écoule vers l’Est dans le centre du bassin. Elle s’infléchit ensuite au Sud-Est de Chypre (Fig. 4.3 c). La branche secondaire, de faible intensité, reste dans un schéma de circulation côtière. En Mer Adriatique, nous pouvons distinguer clairement la gyre Adriatique au Sud du bassin dans MED\_ECMWF et LMDZ145. Cependant, cette circulation cyclonique est de faible intensité dans le Sud du bassin dans MED\_ERA40.

En résumé, les structures principales de la circulation sont mieux décrites dans MED\_ECMWF et

MED\_ERA40. Cependant, la circulation de surface est globalement plus faible dans MED\_ERA40 que dans MED\_ECMWF et LMDZ145.

## 4.2.2 Transformation des Masses d’Eau

### 4.2.2.1 Bilan de Chaleur et de Sel

Dans cette section, nous allons analyser les bilans de chaleur et de sel dans les simulations océaniques. Pour cela, nous définissons le flux de chaleur net comme étant le flux de chaleur atmosphérique plus le coefficient de rétroaction et le rappel (Voir Section 3.4). De même, le flux virtuel de sel est défini comme le flux d’évaporation moins les précipitations moins les apports fluviaux incluant la rétroaction et le rappel (EMPR).

	Flux de Chaleur Net ( $W/m^2$ )	Flux EMPR (mm/j)
ECMWF	$-2.80 \pm 130.0$	$0.60 \pm 1.35$
ERA40	$-1.77 \pm 115.6$	$1.03 \pm 1.22$
LMDz	$3.35 \pm 123.8$	$0.61 \pm 1.25$

**Tab. 4.4:** Bilan du flux de chaleur net ( $W/m^2$ ) et du flux virtuel de sel (mm/j) et leurs écart-types.

Ainsi, les flux de chaleur nets (moyennés sur leurs périodes respectives) de MED\_ECMWF et MED\_ERA40 donnent des valeurs de  $-2.792 W/m^2$  et  $-1.77 W/m^2$  respectivement. Le flux de chaleur de LMDZ145 obtient une valeur de  $+3.35 W/m^2$ , en contradiction avec les observations indiquant une perte de flux de chaleur net d’environ  $7 W/m^2 \pm 3 W/m^2$  (Garrett et al, 1993).

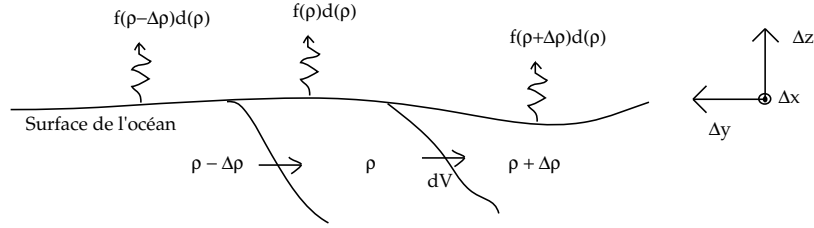
Comme pour les flux de chaleur net, les résultats du bilan EMPR ont le même ordre de grandeur pour chaque forçage. Ainsi, la moyenne de la série temporelle MED\_ERA40 (Tableau 6.2) nous donne une valeur d’EMPR de  $1.03 mm/j$  supérieure à la moyenne de MED\_ECMWF ( $0.60 mm/j$ ) et LMDZ145 ( $0.61 mm/j$ ). Pourtant, même le bilan de MED\_ERA40 est en-dessous des valeurs observées qui, d’après Myers et Haines (2000) sont comprises entre  $1.80 mm/j$  et  $2.13 mm/j$  sur la Méditerranée.

En conclusion, bien que la perte de flux de chaleur soit relativement faible pour MED\_ERA40, l’évaporation est plus réaliste, mais cela sera-t-il suffisant pour former de l’eau dense? Avec une évaporation comparable à MED\_ECMWF, LMDZ145 a un flux de chaleur net positif sur le bassin ce qui pourrait poser des problèmes pour la formation d’eaux intermédiaires et profondes.

### 4.2.2.2 Taux de Formation de Masse d’Eau Induit par les Forçages Atmosphériques

Afin d’appréhender l’impact de ces flux de chaleur net et virtuel de sel sur la formation d’eaux intermédiaires et profondes, nous avons calculé le flux de flottabilité associé aux forçages atmosphériques en suivant la méthode proposée par Walin (1982).

En 1982, Walin proposa une méthode pour calculer le taux de formation de masses d'eau dû aux forçages atmosphériques. Celui-ci était calculé grâce au flux flottabilité en surface résultant du flux de chaleur. Plus tard, *Tziperman (1986)* inclut dans ce flux de flottabilité la contribution du flux virtuel de sel. Cette méthode nous fournit une borne supérieure au taux de formation de masse d'eau. Une application de cette méthode sur la Mer Méditerranée est ensuite présentée par *Tziperman et Speer (1994)*.



**Fig. 4.4:** Schéma décrivant le mécanisme de formation de masse d'eau par les interactions air-mer avec  $\rho$  la densité,  $f(\rho)$ , le flux de densité,  $S=\Delta x \times \Delta y$  la surface,  $dV$  la variation de Volume.

Le bilan de volume d'une eau comprise entre  $\rho$  et  $\rho + \Delta\rho$  est donné selon la nomenclature de la figure 4.4 par :

$$dV = \frac{\partial f(\rho)}{\partial \rho} \Delta x \Delta y \quad (4.1)$$

avec  $\Delta x \Delta y$  la surface et  $f(\rho)$  le flux de densité défini par :

$$f(\rho) = \left[ -\frac{\alpha}{C_p} Q_{net} + \beta S(E - P) \right] \delta_{[\rho, \rho + \Delta\rho]} \quad (4.2)$$

Avec  $Q_{net}$  flux de chaleur à la surface en  $W/m^2$ , E-P (évaporation - précipitation - apports fluviaux + relaxation) en  $kg/m^2/s$ , S la salinité de surface,  $C_p$  la capacité calorifique égale à  $4000 J/kg/^\circ C$  et enfin  $\alpha = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial \rho}{\partial T}$  et  $\beta = \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial \rho}{\partial S}$ . Le  $\delta$  correspond à la fonction Dirac.

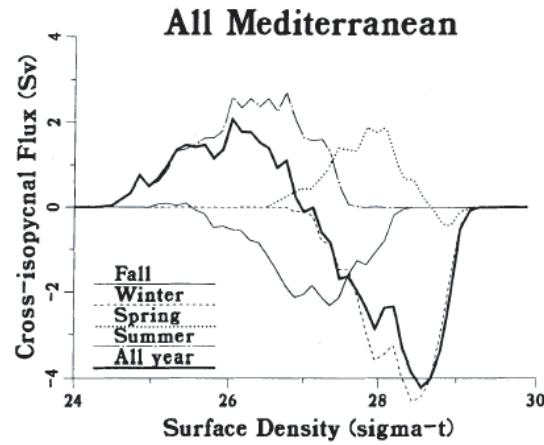
Pour l'analyse des résultats, nous décomposons le bilan de volume, en reprenant les notations de la littérature, par le flux de flottabilité intégré sur une surface  $\Delta x \times \Delta y$  et une couche de densité  $\Delta\rho$  sur un laps de temps t ( $\Pi$  est la fonction créneau),

$$F(\rho) = \left\langle \frac{1}{\Delta\rho} \sum_{i,j} \Delta x \Delta y [f(\rho)] \Pi_{[\rho, \rho + \Delta\rho]} \right\rangle_t \quad (4.3)$$

et le taux de formation de masse d'eau entre les densités  $\rho$  et  $\rho + \Delta\rho$ ,

$$M(\rho) = F(\rho + \Delta\rho) - F(\rho) \quad (4.4)$$

Une valeur positive de  $M(\rho)$  indique une formation d'eau à une densité  $\rho$  alors qu'une valeur négative indique une destruction d'une masse d'eau de cette densité. Cette estimation du taux de



**Fig. 4.5:** Flux de flottabilité ( $F(\rho)$ ) par Tziperman & Speer à partir des données d'observations de 1983; en noir plein, sur toute l'année, et en tiret l'été, l'automne, l'hiver et le printemps.

formation d'eau nous est donnée uniquement par les flux de surface. Cette méthode ne prend, cependant, pas en compte la pénétration solaire (voir chapitre 5), l'advection ou le mélange qui changent les caractéristiques de l'eau nouvellement formée.

Nous appliquons donc cette méthode à nos résultats de modèle afin d'estimer le taux de formation d'eaux denses et de le comparer aux résultats de Tziperman et Speer (1994). Pour notre étude, nous avons utilisé la formule discrétisée du flux de flottabilité (équation (4.3)) sur une gamme de densité potentielle allant de  $\sigma_0=24 \text{ kg/m}^3$  à  $\sigma_0=30 \text{ kg/m}^3$  avec un intervalle de densité potentielle  $\Delta\rho$  de  $0.12 \text{ kg/m}^3$  sur les sorties du modèle OPA dans sa configuration MED8 forcée.

A titre indicatif, les résultats obtenus par Tziperman & Speer (1994) pour des observations de 1983 sont représentés figure 4.5. Les résultats nous donnent une formation d'eau profonde de densité  $\sigma_0=28.7 \text{ kg/m}^3$  d'environ  $4.5 \text{ Sv}$  pendant l'hiver. Une partie de cette eau est détruite au printemps et transformée en eau plus légère. Les transformations en été impliquent des eaux comprises entre  $24.5$  et  $27.5 \text{ kg/m}^3$  avec un pic à  $3 \text{ Sv}$  vers  $26 \text{ kg/m}^3$ . Puis, en automne, les eaux de densité inférieure à environ  $\sigma_0=27 \text{ kg/m}^3$  sont transformées à leur tour en eaux plus denses sous l'effet du forçage atmosphérique avec un taux de formation maximum de  $2 \text{ Sv}$ . La comparaison des flux de flottabilité découlant du flux de chaleur et du flux de sel ont mis en évidence la prédominance du flux de chaleur dans la formation de masses d'eau en Méditerranée.

L'application de la même méthode sur les sorties de la simulation MED\_ECMWF nous fournit une estimation présentée sur la figure 4.6 pour les 3 années complètes que nous avons : 1999, 2000, 2001. Les résultats obtenus sont similaires à ceux de Tziperman & Speer pour chaque saison. La moyenne du taux de formation sur les trois hivers d'eau de densité de  $\sigma_0=28.7 \text{ kg/m}^3$  est supérieure à  $4 \text{ Sv}$ . Le



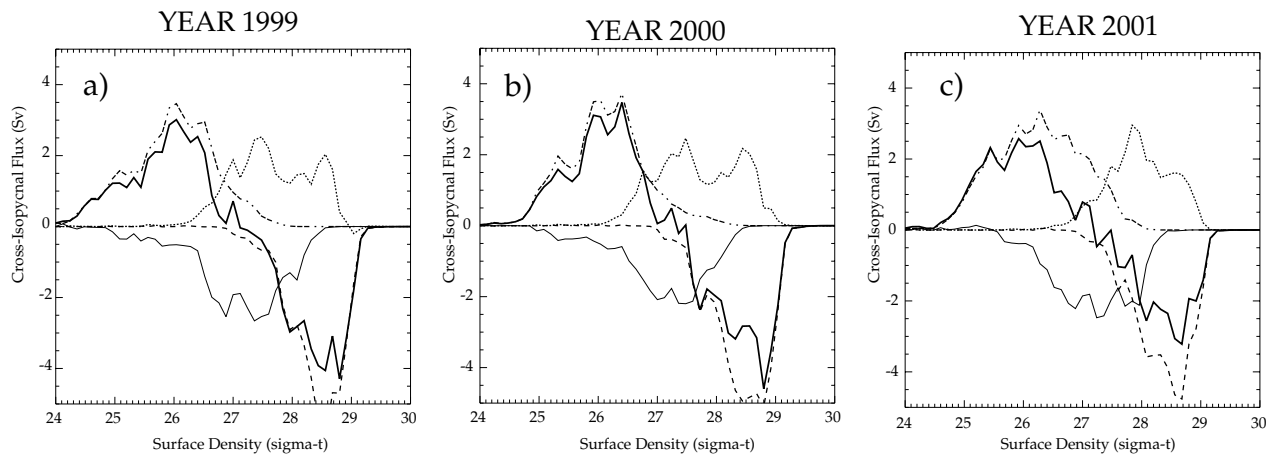
pic de formation de masses d'eau en hiver varie entre  $28.6 \text{ kg/m}^3$  et  $28.8 \text{ kg/m}^3$  au cours de ces trois années marquant une variabilité interannuelle. En été, la formation de masse d'eau de densité  $\sigma_0=26 \text{ kg/m}^3$  atteint des valeurs supérieures à 3 Sv et la transformation implique une gamme de densité plus large (entre 24 et  $28 \text{ kg/m}^3$ ) que celle de Tziperman & Speer. On peut en conclure que nos résultats sont proches de ceux obtenus par *Tziperman et Speer (1994)*. Nos flux sont validés mais peut-être aussi nos sorties de modèles car pour le calcul nous avons utilisé le flux de chaleur net incluant la relaxation ainsi que les températures et salinité de surface de MED8. De la même façon, nous appliquons ce diagnostic aux simulations MED\_ERA40 et LMDZ145 pour comparer ces trois jeux de flux (Figure 4.7).

Les flux ERA40 (Figure 4.7 a, b et c) permettent un taux de formation moindre d'une valeur moyenne de 3 Sv en hiver. Le pic d'eau formée pendant cette saison est d'une densité potentielle d'environ  $\sigma_0=28.3 \text{ kg/m}^3$  inférieure à celle trouvée par Tziperman. En été, les pics de formation sont également moins importants avec une valeur moyenne de 2 Sv. Nous obtenons alors une amplitude du cycle annuel moins importante. Ceci peut-être relié à la faible amplitude des différents flux atmosphériques ERA40 tels que le flux de chaleur Net et le rotationnel des tensions de vent.

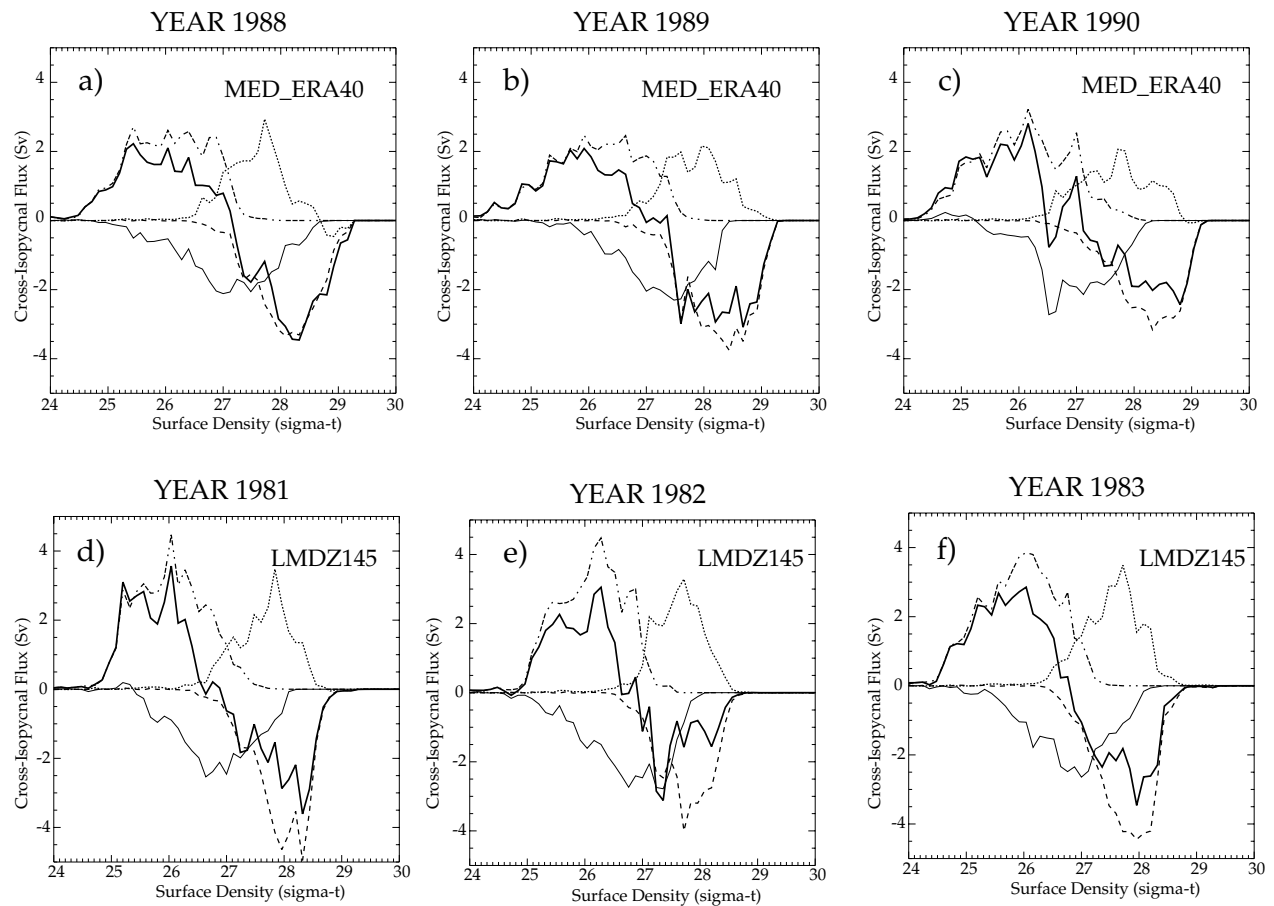
Les maxima de convections de 4 Sv obtenus pour la simulation LMDZ145 sont comparables aux observations et aux analyses ECMWF (Figure 4.7 c, d et e). Cependant, ces maxima correspondent à la formation d'une masse d'eau de densité d'environ  $\sigma_0=28 \text{ kg/m}^3$ , très inférieure à celle égale à  $28.7 \text{ kg/m}^3$  formée dans MED\_ECMWF. En été et au printemps, les pics de formation atteignent 4 Sv et 3.5 Sv respectivement. Ces valeurs supérieures aux observations dénotent une plus grande formation d'eau légère dans cette simulation. Ceci peut-être expliqué par le biais chaud intrinsèque au forçage LMDz décalant la gamme de densité des eaux formées vers des densités moins importantes.

### 4.2.2.3 Impact sur la Convection

Afin de déterminer l'impact réel de ces différents forçages sur la convection, nous comparons les profondeurs maximales de couche de mélange. Nous avons vu dans la section 2.3 que le mécanisme de convection impliquait des phénomènes de l'ordre du kilomètre à la dizaine de kilomètres. Or, la maille de MED8 est de l'ordre de 10 km, nous ne pouvons donc résoudre ces phénomènes. La phase de mélange intense par les cheminées convectives n'est pas résolue explicitement par les modèles océaniques. Cependant, la convection à l'échelle de la structures cyclonique est reproduite de manière satisfaisante (*Madec et al., 1991*). Nous définissons donc la profondeur de couche de mélange comme étant celle où la différence de densité avec la surface est égale à  $0.01 \text{ kg/m}^3$ . Le résultat de ce diagnostic est donné figure 4.8 pour chaque forçage et chaque bassin (Liguro-Provençal, Adriatique, Egée et Levantin).



**Fig. 4.6:** Flux de flottabilité ( $F(\rho)$ ) par saison et par an (noir) pour la simulation ECMWF pour les années a) 1999, b) 2000 et c) 2001. L'été est indiqué par la ligne noire pointillée-tirée, l'Automne en ligne noire fine, le Printemps en pointillée et l'Hiver en tiretée. Le bilan annuel est indiqué par le ligne noire épaisse.



**Fig. 4.7:** idem figure 4.5 pour la simulation MED\_ERA40 et LMDZ145 sur les années a) 1988, b) 1989 et c) 1990 ERA40 et d) 1981, e) 1982 et f) 1983 LMDZ

Les années de simulations ne disposant pas d'années de recouvrement (MED\_ECMWF :1998-2002, MED\_ERA40 :1987-1997, LMDZ145 :1980-1985), la comparaison ne se fera que sur la capacité d'un forçage à reproduire la convection observée.

Les profondeurs de convection obtenues avec ECMWF sont, en général, de l'ordre de 800-1000m sur le bassin Liguro-provençal, conformément aux données (*MEDOC, 1970*; voir section 2.3.2). Cependant, certaines années, la profondeur de convection peut atteindre le fond du bassin ( $> 2500\text{m}$ ) renouvelant ainsi la WMDW (Figure 4.8 a). En Mer Adriatique, la profondeur maximale s'échelonne entre 800 et 1000m alors qu'en Mer Egée, elle n'excède pas 800m (Figure 4.8 b et c). Dans le bassin Levantin (Figure 4.8 d), la couche de mélange s'approfondit jusqu'à plus de 2000m certains hivers, mais reste à des profondeurs entre 500 et 1000m la plupart du temps. Dans la simulation MED\_ERA40, les profondeurs obtenues sont comparables à celles obtenues avec MED\_ECMWF dans le bassin Est mais sont trop faibles pour le bassin Liguro-Provençal avec des convections atteignant à peine 400m. Ceci s'explique par une plus faible intensité de vent sur le bassin, comme nous l'avons vu dans la section 4.1.1 ainsi que la trop faible perte de chaleur en hiver (section 4.1.2). Certes, la période considérée de MED\_ERA40 est celle du Big Transient où la Mer Egée est devenue le site de formation de l'EMDW, au détriment du bassin Adriatique mais sur l'échelle de temps de cette étude, ce phénomène n'affecte pas la partie ouest du bassin Méditerranéen. Dans ces conditions, il semble que ce soit la résolution du forçage (125 km) ainsi que le lissage effectué sur les réanalyses ERA40 qui soient responsables de cette mauvaise reproduction de la convection dans le Golfe du Lion. Les résultats obtenus avec LMDZ145, tous trop faibles, diffèrent fortement des précédents forçages avec des profondeurs de convection n'excédant jamais 400m (Figure 4.8 i à l). Le manque de structures spatiales du vent allié à un biais chaud (Bilan sur l'année de  $+1.5 \text{ W/m}^2$ ) expliquent le déficit de formation d'eaux denses.

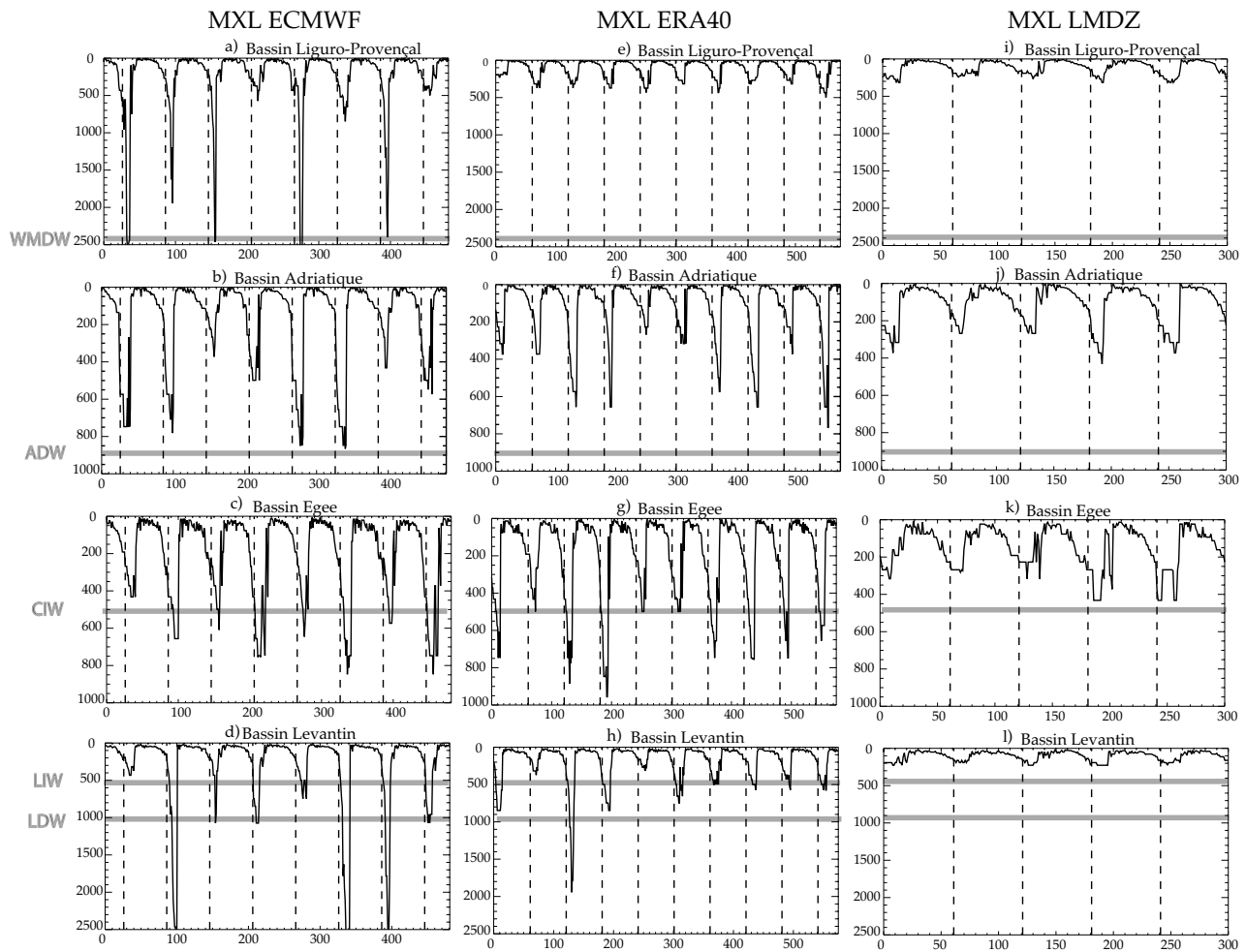
Le forçage ECMWF semble être le plus adapté au modèle MED8. Nous poursuivons donc une analyse plus détaillée de cette simulation afin de la valider par rapport aux observations.

## 4.3 Validation du Modèle Forcé par ECMWF

### 4.3.1 Bilan Dynamique et Thermodynamique sur les différentes couches

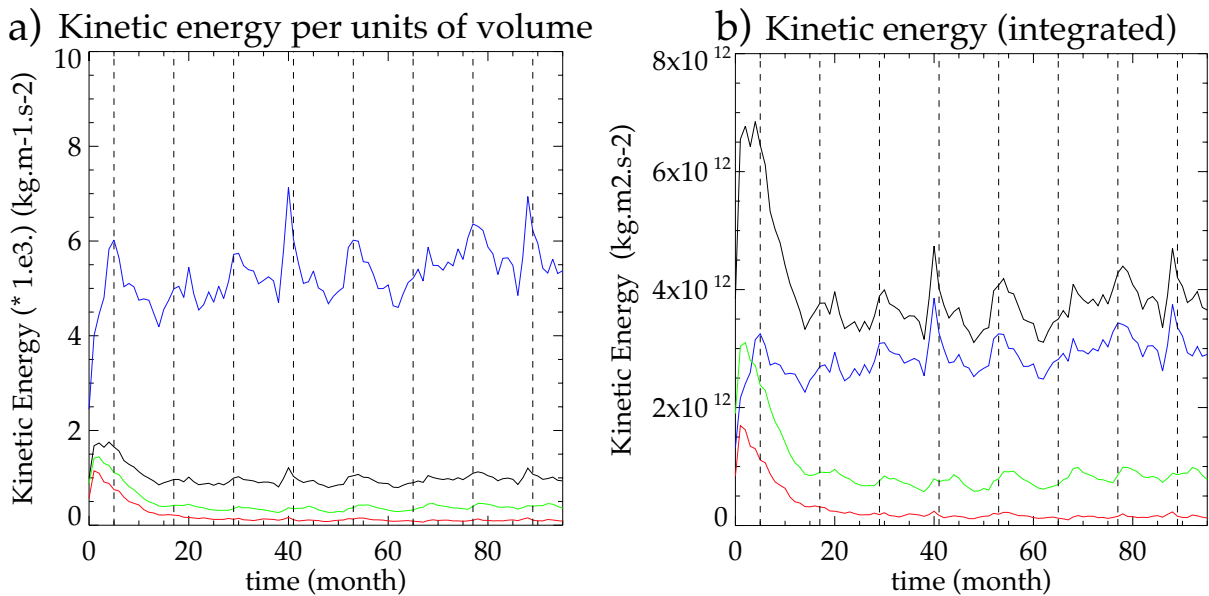
Afin d'étudier la mise à l'équilibre du modèle d'un point de vue dynamique et thermohalin, nous allons détailler l'évolution de l'énergie cinétique, de la température et de la salinité moyennées sur les couches (0-250m), intermédiaires (250-1500m) et de fond (1500-4100m).

Les vitesses étant plus fortes en surface, l'énergie cinétique décroît de la surface vers le fond (Figure 4.9 a). Nous pouvons remarquer que le modèle est "cinétiquement" stable après environ 4 ans



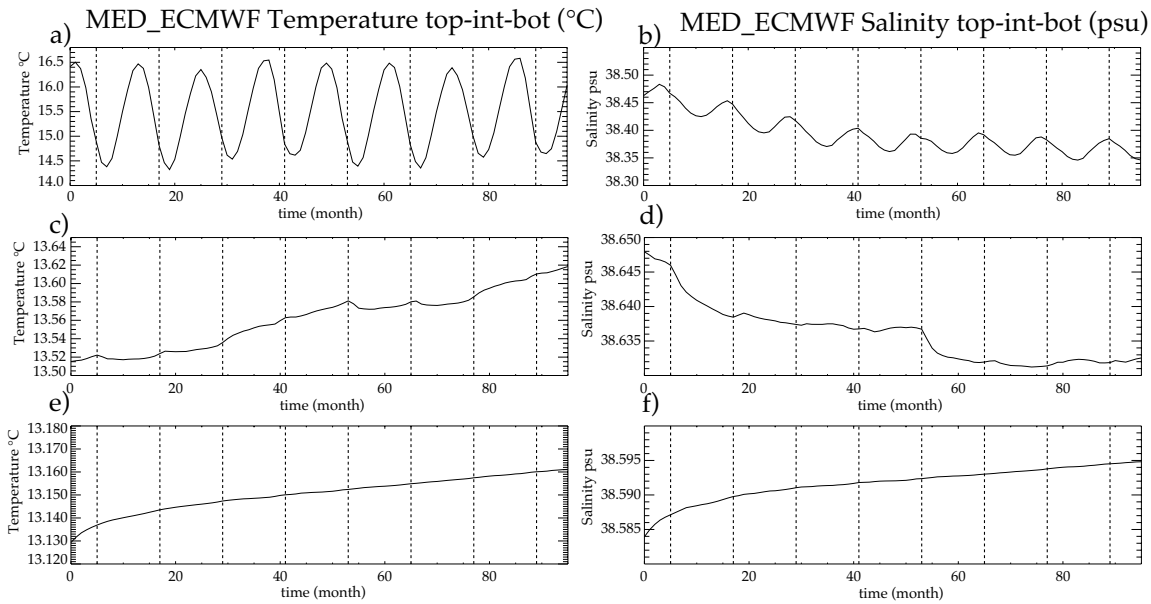
**Fig. 4.8:** Série temporelle des maxima de profondeurs de couche de mélange pour les simulations a) b) c) d) *MED\_ECMWF* ( 2 \* 1998 – 2002 ), e) f) g) h) *MED\_ERA40* (1987-1997) et i) j) k) l) *LMDZ145* (1981-1985), dans les bassins de convections. De haut en bas , le bassin Liguro-Provençal (a,e,i), le bassin Adriatique (b,f,j), le bassin Egée (c,g,k) et le bassin Levantin (d,h,l). Le temps est exprimé en mois de simulation. Les tirets sont les mois de Janvier. En gris clair sont indiquées les profondeurs typiques de convections observées.

de simulation sur toutes les couches considérées. En effet, après une forte augmentation les six premiers mois, l'énergie cinétique décroît ensuite jusqu'à un état stable. La couche de surface est la première couche dont l'énergie cinétique moyenne se stabilise avec une variation saisonnière oscillant entre  $5 \times 10^{-3}$  à  $6 \times 10^{-3} \text{ kg m}^{-1} \text{ s}^{-2}$  avec des pics à  $7 \times 10^{-3}$  correspondant à l'hiver 2001-2002. Ce cycle saisonnier est bruité pour les eaux de surface en raison de l'influence des mouvements de plus haute fréquence. Les couches intermédiaires et de fond, quant à elles, se stabilisent au bout de quatre ans à des valeurs de  $3.5 \times 10^{-4} \text{ kg m}^{-1} \text{ s}^{-2}$  et  $10^{-4} \text{ kg m}^{-1} \text{ s}^{-2}$  respectivement. On peut noter, également, un cycle saisonnier plus net qu'en surface. Ceci résulte vraisemblablement de la contribution des eaux intermédiaires proches de 250m sensibles aux variations saisonnières (Figure 4.9 b). Ces variations observées peuvent atteindre  $3 \times 10^{-3} \text{ kg m}^{-1} \text{ s}^{-2}$ .



**Fig. 4.9:** *Energie cinétique moyenne : a) par unité de volume en  $\text{kg m}^{-1} \text{ s}^{-2}$ , b) intégrée sur la colonne d'eau en  $\text{kg m}^2 \text{ s}^{-2}$ , b). L'énergie cinétique est calculée sur toute la période de simulation (2 \* 1998-2002); avec en noir l'énergie sur toute la colonne d'eau, en bleu entre 0 et 250m, en vert entre 250-1500m et en rouge entre 1500m et le fond.*

D'autre part, des séries temporelles de moyennes mensuelles de température et salinité sont effectuées sur toute la boîte Méditerranée, de Gibraltar aux côtes du Moyen-Orient. Nous pouvons distinguer le cycle saisonnier sur les eaux de surface avec une température oscillant de  $14.5^\circ\text{C}$  en Février-Mars à  $16.5^\circ\text{C}$  en Août-Septembre (Figure 4.10 a). La moyenne annuelle de température se stabilise vers  $15.5^\circ\text{C}$  durant les dernières années de simulation. Pour la salinité, nous retrouvons ce cycle saisonnier, mais la stabilisation de celle-ci est beaucoup plus longue que celle de la température (Figure 4.10 b)). En effet, elle semble à peine stabilisée à environ 38.37 au bout des 8 ans de simulation. Le comportement des eaux intermédiaires est également différent concernant les caractéristiques T et



**Fig. 4.10:** Evolution temporelle de la température et de la salinité durant la phase de spin-up : température intégrées sur les couches a) de surface (0-250m), b) intermédiaire (250-1500m), c) de fond (1500-4000m) et respectivement pour la salinité d), e) et f).

S. Alors que la température augmente légèrement (de 13.52 °C à 13.62 °C) pendant ces 2 cycles, la salinité des eaux intermédiaires décroît de 38.648 à 38.633 (Figure 4.10 c et d). Ceci nous donne, donc, une stabilisation des eaux intermédiaires vers des eaux de densités plus faibles. Quant aux eaux de fond, elles ne sont pas encore stabilisées et continuent à augmenter de 0.004 °C par an en température et de 0.0012 par an en salinité (Figure 4.10 e et f). Ces valeurs sont du même ordre que les valeurs trouvées par *Béthoux et Gentili (1999)* pour les eaux de fond du bassin Liguro-Provençal avec une augmentation de température de 0.0068 °C par an et de 0.0018 par an pour la salinité. Cependant, cette comparaison n'est faite qu'à titre indicatif. Les analyses de température sur des simulations longues nous aideront à déterminer les dérives et les tendances du modèle.

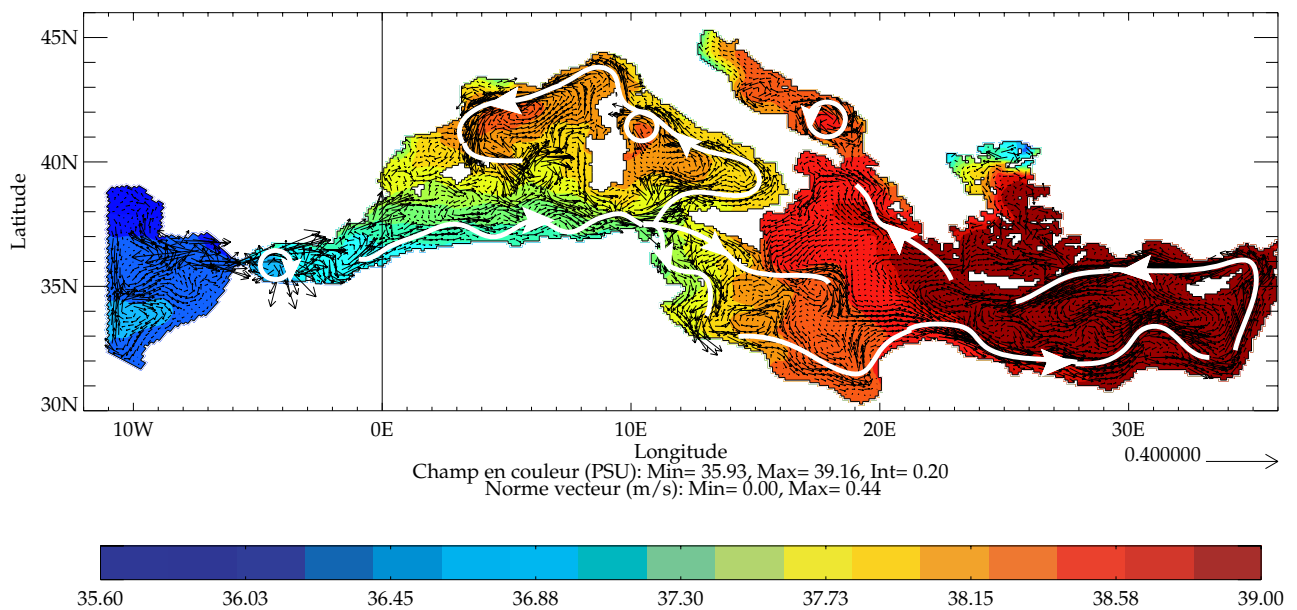
La période de spin-up dynamique est achevée au bout de 8 ans. Par contre, on observe toujours une évolution basse fréquence de la température et de la salinité traduisant le fait que la circulation thermohaline du bassin n'est pas encore à un état d'équilibre.

### 4.3.2 Circulation

L'objectif de ce paragraphe est de comparer les caractéristiques de la circulation de surface et de profondeur avec les principales structures de la Littérature.

Un aperçu des résultats du modèle est donné sur les figures 4.11 et 4.12. La première figure décrit la circulation moyenne en hiver au cours des mois de Janvier, Février et Mars (déjà présentée

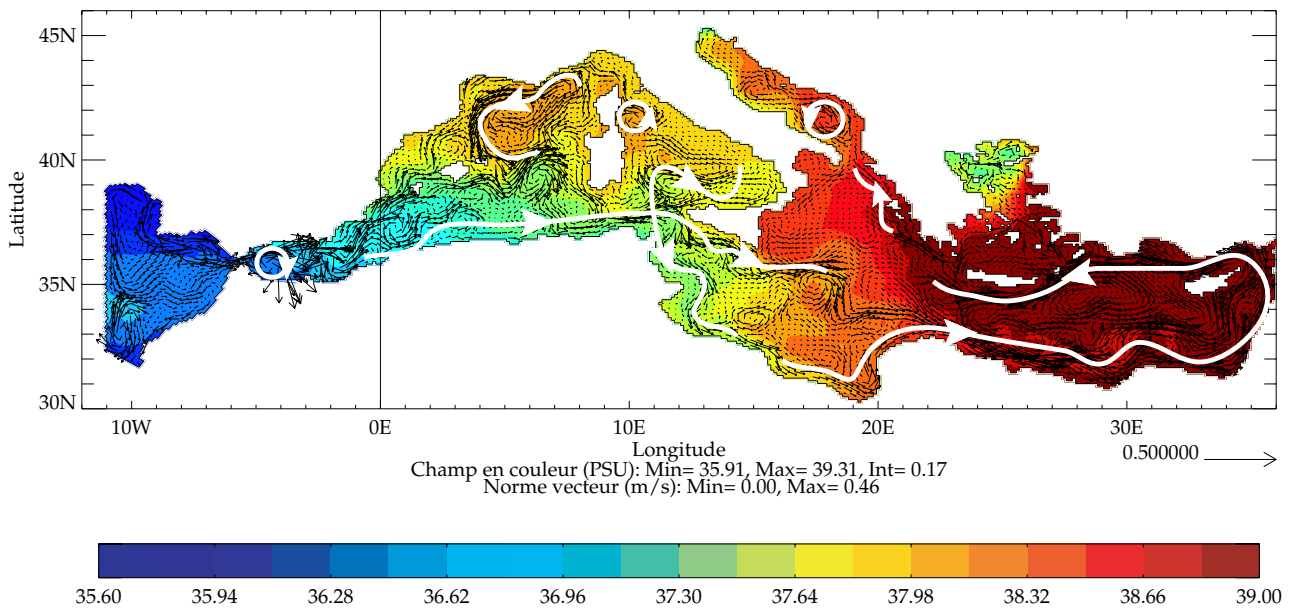
dans la section 4.2.1) et la seconde en été au cours des mois de Juillet, Août et Septembre des 8 années de simulation. Tout d'abord, nous pouvons voir l'eau Atlantique peu salée s'écouler par le détroit de Gibraltar et former la gyre anticyclonique d'Alboran (*Vargas-Yañez et al., 2000*) puis s'écouler le long des côtes algériennes jusqu'au milieu du bassin Ouest. On note, cependant, que le modèle ne reproduit pas les structures anticycloniques associées à ce courant (*Millot, 1999*). En effet, l'échelle de ces structures, déterminée par le rayon de déformation de Rossby (environ 15km en Méditerranée), est trop proche de la maille du modèle. Au Nord, près des côtes françaises, nous pouvons identifier le courant Liguro-provençal s'écoulant, en hiver, des rivages italiens aux côtes espagnoles puis s'infléchissant vers l'Est au nord des îles Baléares formant une gyre cyclonique, site de formation de la WMDW (Western Mediterranean Deep Water) (*MEDOC group, 1970*). En été (Figure 4.12), cette gyre se rétracte sensiblement, ne s'étendant plus que de l'Ouest de la Corse à l'Espagne. La mer Tyrrhénienne, entre la Corse et l'Italie, nous montre une circulation côtière. Au niveau de détroit de Sicile, l'écoulement de la MAW se sépare alors en deux branches : l'une passant le détroit de Sicile et l'autre pénétrant dans la mer Tyrrhénienne par le Sud. Longeant les côtes de Sicile puis d'Italie, l'eau remonte vers le Nord et rejoint en hiver le courant Liguro-provençal. On peut noter également la présence d'un anticyclone au Sud de la Corse comme décrit par *Millot (1999)*.



**Fig. 4.11:** Circulation moyenne de la Mer Méditerranée à 34 m en hiver. Les vecteurs représentent les courants et la salinité est indiquée en couleur. Les principaux courants et tourbillons sont marqués par des flèches blanches.

Entrant dans le bassin Ionien par le détroit de Sicile, la MAW, continuant de se mélanger à l'eau environnante, prend deux directions différentes faisant apparaître deux schémas de circulation : une circulation côtière s'écoulant le long des côtes d'Afrique et une branche moins définie vers le centre

du bassin Ionien que nous pouvons rapprocher de l'Atlantic Ionian Stream. La première branche de circulation venant du détroit de Sicile entre dans le bassin Levantin en continuant à longer les côtes jusqu'au Moyen-Orient. Ce schéma diffère des observations d'une circulation centrale de "Mid-Mediterranean Jet" (*Robinson et Golnaraghi, 1994*). L'eau de surface continue ensuite vers le Nord, contournant l'île de Chypre puis revient vers l'Ouest jusqu'au peu marqué Gyre de Rhodes au Sud-Est de la Crète<sup>1</sup> (*Lascaratou et al, 1999*). L'eau remonte, ensuite, le long des côtes de Grèce jusqu'au détroit d'Otrante. En Mer Adriatique, Les eaux du bassin Est entrent en surface par le détroit d'Otrante et s'enroulent dans la gyre cyclonique au Sud du bassin<sup>2</sup>. Assez faible en été, elle est renforcée durant la période de convection en hiver (Figure 4.11). Ce schéma se rapproche donc plus de celui décrit récemment par *Hamad et al. (2005)* et rappelé dans la section 2.2.2 du chapitre 2.



**Fig. 4.12:** Circulation moyenne de la Mer Méditerranée à 34 m en été. Les vecteurs représentent les courants et la salinité est indiquée en couleur. Les principaux courants et tourbillons sont marqués par des flèches blanches.

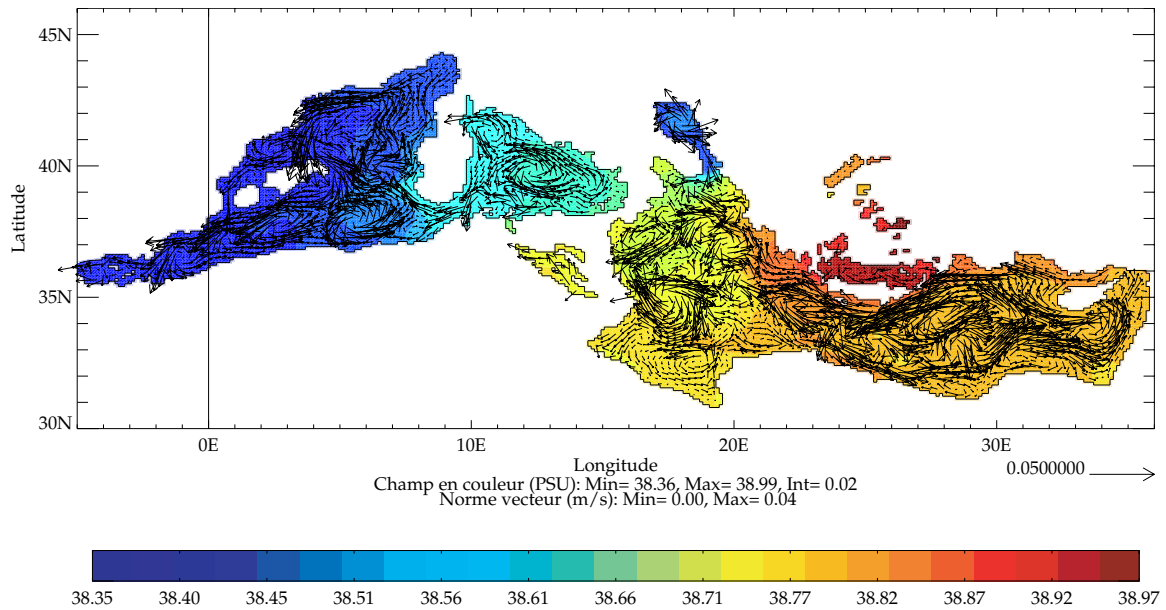
A 600m, dans le bassin Ouest (Figure 4.13), nous pouvons distinguer une signature de la gyre Liguro-Provençale avec son courant côtier allant de l'Italie à l'Espagne. Plus au Sud, on remarque une circulation cyclonique sur l'ensemble du bassin Ouest entre la Sardaigne, les Baléares et les côtes algériennes. Bien définie sur la circulation hivernale, cette structure apparaît moins clairement en été (Figure 4.14) comme décrit par *Millot (1999)* et *Testor (2002)*.

En profondeur, l'intensité de la circulation de fond est d'un ordre de grandeur inférieur à celle de surface (0.04m/s en comparaison des 0.4m/s en surface). En outre, les figures 4.13 et 4.14 illustrent

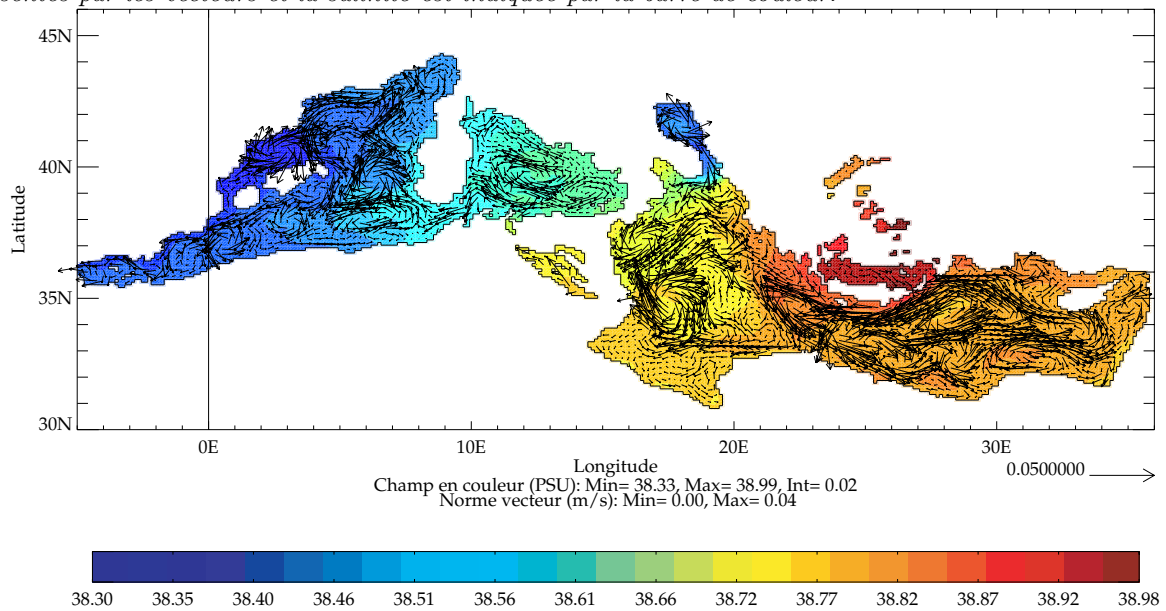
<sup>1</sup>site de formation de la LIW : Levantine Intermediate Water

<sup>2</sup>site de formation de la EMDW : East Mediterranean Deep Water





**Fig. 4.13:** Moyenne saisonnière de la circulation de la Mer Méditerranée à 600 m en hiver. Les courants sont représentés par les vecteurs et la salinité est indiquée par la barre de couleur.



**Fig. 4.14:** Moyenne saisonnière de la circulation de la Mer Méditerranée à 600 m en été. Les courants sont représentés par les vecteurs et la salinité est indiquée par la barre de couleur.

bien la différence de salinité entre le bassin Ouest peu salé et Est plus salé. Nous voyons d'ailleurs ainsi l'importance des détroits dans la distribution des masses d'eaux comme le parcours de l'eau formée par la gyre Adriatique passant par le détroit d'Otrante, puis longeant la côte italienne jusqu'au milieu du bassin Ionien avec une salinité d'environ 38.7<sup>3</sup>.

### 4.3.3 Le Transport aux Détroits

Un indicateur de l'intensité de la circulation en Mer Méditerranée est le transport aux détroits. Ainsi, le détroit de Sicile présente un débit moyen de  $1.1 \pm 0.27 Sv$  ( $1 Sv = 1 * 10^6 m^3/s$ ), tout à fait en accord avec les données observées (*Astraldi et al., 1996*; voir section 2.4). De même pour les détroits d'Otrante avec une moyenne de  $0.32 \pm 0.12 Sv$  (*Poulain et al., 1996*) et de Gibraltar avec un débit de  $0.72 \pm 0.12 Sv$ . Cette valeur est très sensible aux conditions aux limites appliquées au niveau du détroit. Une condition de type free-slip, physiquement plus réaliste compte tenu de la résolution du modèle, a été introduite au niveau de Gibraltar. Ce transport apparaît comme un transport faible suivant *Baringer et Price (1997)* 0.8 Sv et d'autres qui ont observé des débits de l'ordre de 1.2 Sv (*Bryden et Stommel, 1984*). Cependant, MED8 reste dans les limites des transports observés pour chaque détroit.

### 4.3.4 Validation de la Profondeur de Couche de Mélange

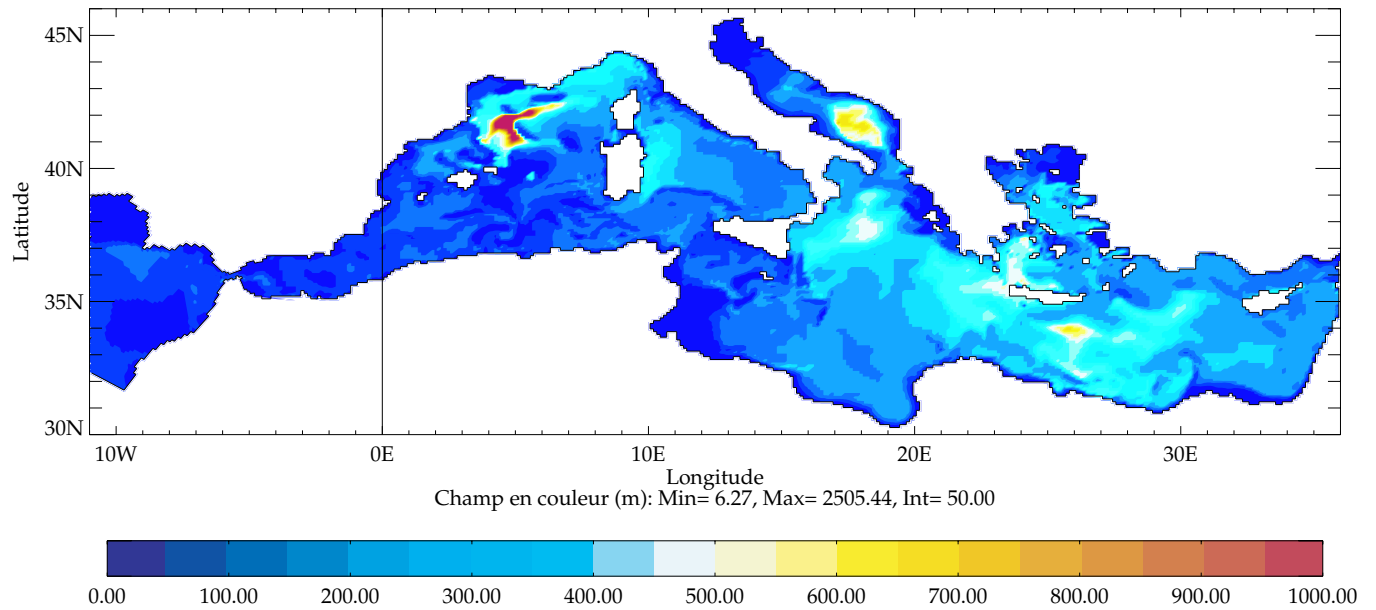
La convection est également bien reproduite par le modèle dans les principales régions décrites dans la section 2.3 (Figure 4.15). On remarque un maximum de près de 2500m dans le Golfe du Lion ainsi que des profondeurs de couche de mélange de 700m et 600m au Sud de la Mer Adriatique et dans le bassin Levantin respectivement. Ces résultats sont en très bon accord avec les observations. Il est quand même à noter que le bassin Adriatique est la zone principale de formation de la EMDW et non la mer Egée car la période simulée, ici, se situe après l'événement Big Transient (1990-1994)<sup>4</sup>. Cependant, il existe une forte variabilité interannuelle des profondeurs de couche de mélange. Si nous prenons l'exemple du bassin Liguro-Provençal (Figure 4.16), cette profondeur peut varier de 300m à 2500m, en fonction des conditions de surface hivernales (vents, flux de chaleur et de sel ...) sur la zone de formation.

Pour illustrer plus concrètement la convection, une coupe verticale de salinité au mois de Mars de l'année 2000 du deuxième spin-up est présentée sur la figure 4.17. Cette coupe part du détroit de

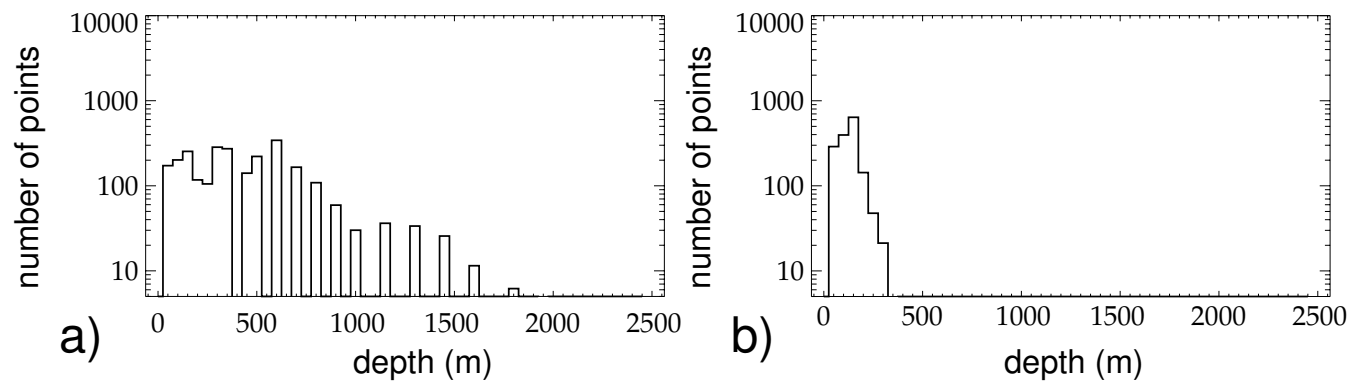
---

<sup>3</sup>Cependant, l'utilisation de la paramétrisation en marche d'escalier (z-coordinate et partial steps) sur la verticale limite la plongée de cette eau à 1000m bien que les observations aient montré une descente de cette eau jusqu'au fond du bassin Ionien

<sup>4</sup>Période qui caractérise un changement de circulation thermohaline dans le bassin Est par une prédominance de la mer Egée comme site de formation de la EMDW au détriment de la mer Adriatique.



**Fig. 4.15:** Profondeur (en m) de convection en Mer Méditerranée le 21 Février 1999 (année 6 de la simulation MED\_ECMWF)



**Fig. 4.16:** Histogrammes des profondeurs de couche de mélange sur le bassin Liguro-Provençal en février de l'année a) 1999 et b) 2002

Sicile, traverse le bassin Ionien et Levantin jusqu'aux côtes de la Syrie. On note vers 28°E une cheminée de convection (colonne d'eau homogène) à 38.8 entre la surface et environ 1000m. La faiblesse de la stratification en cette période hivernale permet ici la formation de LDW (Levantine Deep Water). D'autre part, cette section nous permet de distinguer les principales masses d'eau du bassin Est : les eaux peu salées de la MAW entrant par le détroit de Sicile (en haut à gauche), la EMDW dans les profondeurs du bassin ionien avec une salinité de 38.7 (en bas à gauche), ainsi que la LIW composant les eaux de surface du bassin levantin avec une salinité d'environ 38.6 (en haut à droite). Nous pouvons, par ailleurs, également voir sa "propagation" vers l'Ouest et franchir le détroit de Sicile sous la MAW.

La figure 4.18 nous montre un exemple de la convection hivernale dans le bassin Ouest. La LIW est très présente dans le bassin Ouest et a un rôle prépondérant dans la convection. Avec une salinité de 38.48, la LIW apparaît en subsurface entre 500 et 1000m. Nous pouvons, également, distinguer, sur la figure 4.18, la MAW peu salée formant les eaux de surface du bassin Ouest et, enfin, la WMDW à 38.42 s'étalant sur le fond du bassin. Sur cet exemple, la convection détruit la stratification de la LIW et atteint le fond du bassin. Cependant, la profondeur maximale de convection varie fortement d'une année sur l'autre comme nous pouvons le voir sur les histogrammes de la figure 4.16.

## 4.4 Conclusions

Nous avons étudié, dans la première partie de ce chapitre, l'impact de la résolution du forçage atmosphérique sur la formation de masse d'eau. Pour cela, nous avons comparé les caractéristiques principales des différents forçages atmosphériques (vent et flux) et leurs impacts sur les profondeurs de convection.

Le modèle atmosphérique du centre européen (forçages ECMWF et ERA40) reproduit bien les vents locaux, tel le Mistral, et avec, de plus, une intensité suffisante (ECMWF). Malgré des pertes de chaleur plus importantes que pour ERA40, le bilan annuel du flux de chaleur net reste faible par rapport aux observations, tout comme le bilan du flux virtuel de sel. Nous trouvons cependant, une variabilité de profondeurs de couche de mélange importante dans les différents bassins. Cependant, les résultats obtenus sont proches des observations avec des profondeurs de 2500m dans le Golfe du Lion, de 700m en Adriatique et de 500m dans le Levantin.

Les structures du champ de vent ERA40 sont bien définies quoique de faibles intensités. Ceci conduit à une circulation de plus faible intensité et des gyres cycloniques mal définies en particulier dans le Golfe du Lion. Par ailleurs les pertes de chaleur en hiver sont faibles, malgré une évaporation assez conséquente, ce qui provoque uniquement de la convection dans le bassin Est. En résumé, les

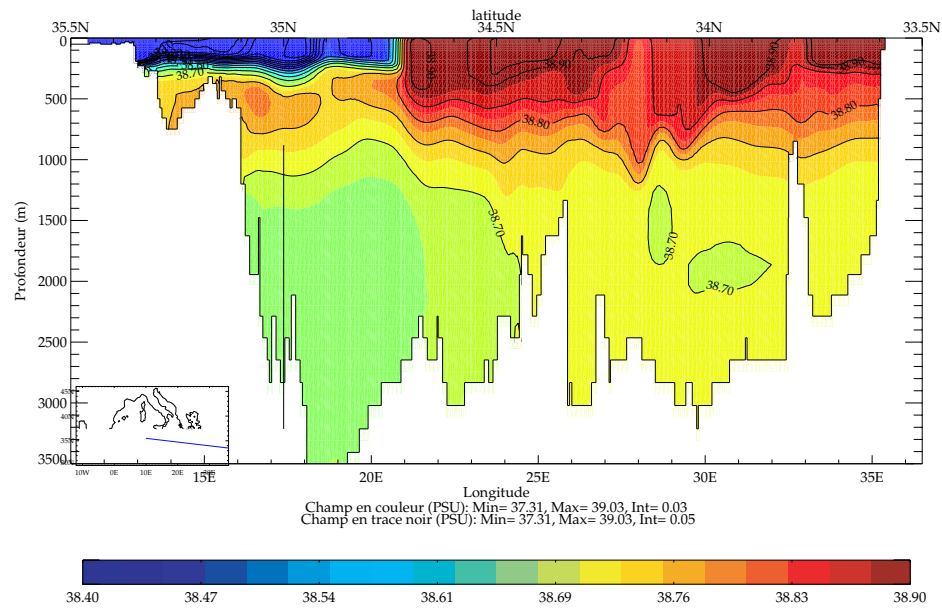


Fig. 4.17: Coupe verticale de salinité entre le bassin ionien et Levantin en mars 2000 du second cycle.

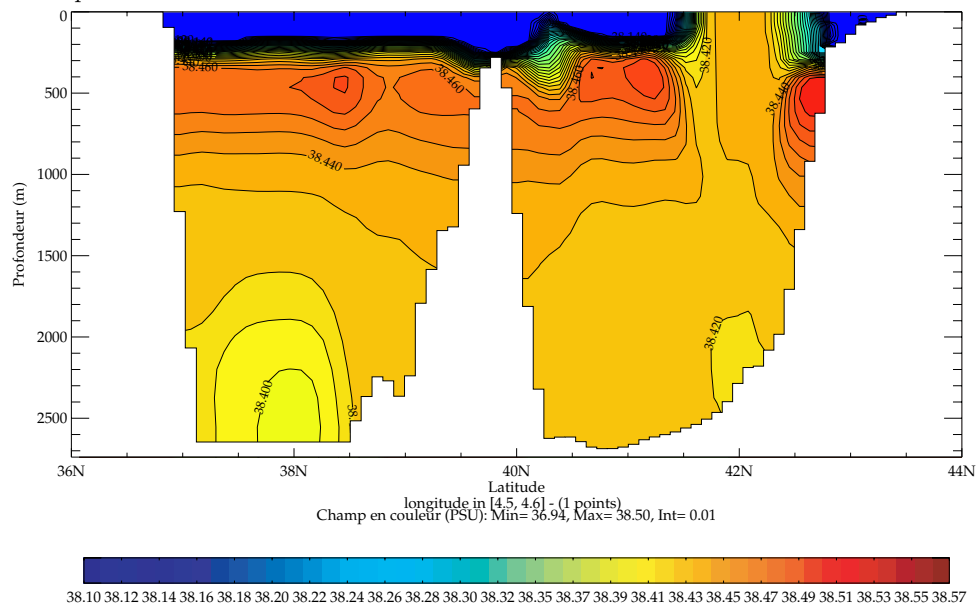


Fig. 4.18: coupe verticale de salinité à 4.5°W de 36°N à 44°N dans le bassin Ouest Méditerranéen en Février 1999.

structures spatiales de vent et de flux sont présentes dans ce forçage, mais leur intensité est sous-estimée en raison du lissage dû à la moindre résolution. Ceci ne permet pas à MED8 de reproduire des profondeurs de convection observées.

Enfin, le forçage LMDz est caractérisé par un biais chaud et une mauvaise reproduction des vents locaux. En conséquence, la couche de mélange reste très peu profonde (300m). Ainsi, bien que la résolution de LMDz soit supérieure à ERA40, MED8 n'arrive pas à produire de l'eau assez dense pour renouveler les eaux de fond des bassins. Ceci souligne l'importance de l'assimilation dans les forçages utilisés. Le modèle LMDz ne peut donc être utilisé directement pour la réalisation de scénarii climatiques.

Ainsi, par le biais de diagnostics simples, nous avons pu montrer l'importance de la résolution des vents et des flux de chaleur sur la formation d'eau profonde.

Dans une deuxième partie, nous avons poursuivi l'analyse de la simulation MED\_ECMWF dans le but de la valider.

La circulation de surface de la simulation est en accord avec les observations bien que les tourbillons tels ceux du courant algérien ne soient pas résolus par le modèle. La convection dans les différents bassins tels le Liguro-Provençal, l'Adriatique et le Levantin est bien reproduite et nous donne une variabilité interannuelle importante. Enfin, les débits aux différents détroits sont comparables aux données sauf pour le débit à Gibraltar qui reste assez faible malgré une condition aux limites de type glissement. Nous utiliserons donc ce forçage dans le reste de cette étude.

---

## Impact du Flux Solaire Pénétratif sur la Formation de Masse d'Eau

---

Comme nous l'avons vu dans le chapitre précédent, il existe un diagnostique, développé par *Walín (1982)* et complété par *Tziperman (1986)*, qui permet de calculer le taux de transformation de masses d'eau. Cependant, ce diagnostique ne prend pas en compte le flux solaire pénétrant dans les premiers mètres de l'océan. Dans un souci de cohérence avec les paramétrisations mises en place dans la configuration MED8 incluant un flux solaire pénétratif, nous allons étudier, dans ce chapitre, l'impact de l'introduction d'un tel flux dans le diagnostique de *Walín*. Cette étude fait l'objet d'un article soumis à *Deep-Sea Research I*. Ce diagnostique sera ensuite utilisé dans les travaux suivants afin d'étudier la variabilité de la formation de masses d'eau sous un climat "présent" et "futur".

### Résumé

Nous appliquons un diagnostic révisé de la formation de masse d'eau à un modèle de circulation générale de l'océan d'une résolution de  $1/8^\circ$  (OGCM) de la Mer Méditerranée. Nous utilisons une méthode similaire à celle développée par *Walín (1982)* et appliquée à la Méditerranée par *Tziperman et Speer (1994)* dans laquelle nous ajoutons un flux solaire pénétratif. Le modèle pronostique et le diagnostic inclut une paramétrisation de la pénétration du flux solaire.

De grands changements sont observés sur le budget annuel quand le flux solaire pénétratif est pris en compte. Le taux annuel de formation de masse d'eau est divisé d'un facteur deux avec des valeurs comprise entre -3.7 et 1.5 Sv à comparer à celle allant de -6 à 3 Sv trouvées par *Tziperman et Speer (1994)*. Cette diminution résulte d'une variabilité saisonnière plus faible due à l'introduction du flux pénétratif. Ceci peut-être expliqué par le fait que le flux solaire agit sur une plus large gamme de

densité amenant à des valeurs nettes plus faibles sur une gamme de densité donnée. Plus précisément, l'impact le plus important du flux solaire pénétratif apparaît au Printemps et en Été. Près de 50% des eaux denses formées durant l'hiver peuvent être alors détruites au cours de ces deux saisons. Une autre conséquence est que les processus de mélange, qui contrecarrent l'effet du flux de flottabilité dans le budget annuel de formation de masse d'eau, ont été surestimés. Nous montrons également qu'environ 1/3 des transformations prend place en-dessous de la couche de mélange au Printemps et en Été.



---

# Impact of penetrative solar flux on the diagnosis of water mass transformation in the Mediterranean Sea

A. Bozec, P. Bouruet-Aubertot, D. Iudicone, M. Crépon

## Abstract

We applied a revised diagnosis for water mass formation to a  $1/8^\circ$  resolution ocean general circulation model (OGCM) of the Mediterranean Sea. We used a diagnosis method similar to that first developed by Walin (1982) and applied to the Mediterranean Sea by Tziperman and Speer (1994) in which we added a penetrative solar flux. Both prognostic model and diagnostic method are in adequacy with respect to the solar flux parametrization.

Major changes are observed in the yearly budget when the penetrative solar flux is taken into account. Annual water mass formation rates are decreased within a factor of two, with values within the range  $[-3.7\text{Sv}, 1.5\text{Sv}]$  to be compared with  $[-6\text{Sv}, 3\text{Sv}]$ . This decrease results from weaker seasonal variability when penetrative solar flux is included. This can be explained by the fact that the solar flux acts over a wider density range leading to weaker net values over a given density range. The major impact of the penetrative solar flux occurs during Spring and Summer. Newly formed dense waters are then destroyed with a rate reaching a value of the order of 50% of that of the formation rate in Winter. Another consequence is that mixing processes which counteract buoyancy flux in the yearly budget for water mass formation rates, were overestimated. We show that in Spring and Summer about 1/3 of the transformations takes place below the mixed layer.

## 5.1 Introduction

Solar radiation is one of the main forcing that drives the ocean circulation through horizontal density gradients and water mass formation. How this solar radiation is absorbed in the first hundred meters of the ocean is a complex problem that basically depends on the pigments and particles concentration of the sea water (Jerlov, 1968; Morel and Antoine, 1994; Frouin and Iacobellis, 2002). This penetrative flux component is of particular importance in regions of shallow mixed layer such as

tropical regions as evidenced by Lewis et al. (1990) and later by Murtugudde et al. (2002). In particular Lewis et al. (1990) showed that the introduction of a penetrative solar flux greatly improved the estimate of the sea surface temperature in the tropical Pacific ocean. This results from the fact that a non-negligible amount of the net heat flux is then absorbed below the surface leading to a decrease of the sea surface temperature. Also, this redistribution of heat into depth could be of primary importance regarding water mass transformation. For instance an overestimate of the ocean surface heating in the absence of penetrative solar flux could lead to an overestimate in water mass transformation toward water of lower densities. As a consequence the whole water mass transformation annual cycle could be modified. Then, taking into account this penetration of the solar flux in the model but also in the diagnosis is of primary importance.

Water mass formation is classically diagnosed from the surface heat flux following the method introduced by Walin (1982) and later extended by Tziperman (1986) who considered also freshwater fluxes. This approach based on surface fluxes provides an upper bound estimate for water mass formation that can be significantly reduced by diffusive processes in the upper ocean (e.g. Tziperman, 1986). Hence, a refined diagnosis was later introduced by Marshall et al. (1993) that allows the computation of subduction rates across a control surface below the mixed layer. The penetration of solar flux into the ocean subsurface layers was not taken into account in these calculations. This inclusion has been achieved only recently by Iudicone et al. (2005) who studied its impact in the Southern Ocean using an OGCM. The purpose of this paper is to study the effect of the penetrative solar flux on water mass formation diagnosis in the Mediterranean Sea using results of an ocean model including this parameterization.

In this context the choice of the Mediterranean sea is of particular relevance since this marginal sea has its own thermohaline circulation (Wust et al., 1961 ; Lacombe et al., 1972 ; Lascaratos et al., 1999). This thermohaline circulation can be described by a progressive transformation of the Atlantic surface inflow under atmospheric forcing into intermediate and deep water. This transformation occurs in a few locations and feeds the Mediterranean outflow through the Gibraltar strait. The yearly transformation cycle has been estimated by Tziperman & Speer (1994) who applied the Walin method to climatological data. They found that the surface heat flux is mainly responsible for the formation of waters of extreme densities and for the destruction of waters of mid-densities with annual formation rates within  $[-4 \text{ Sv}, 2\text{Sv}]$ . These transformations are balanced by mixing processes.

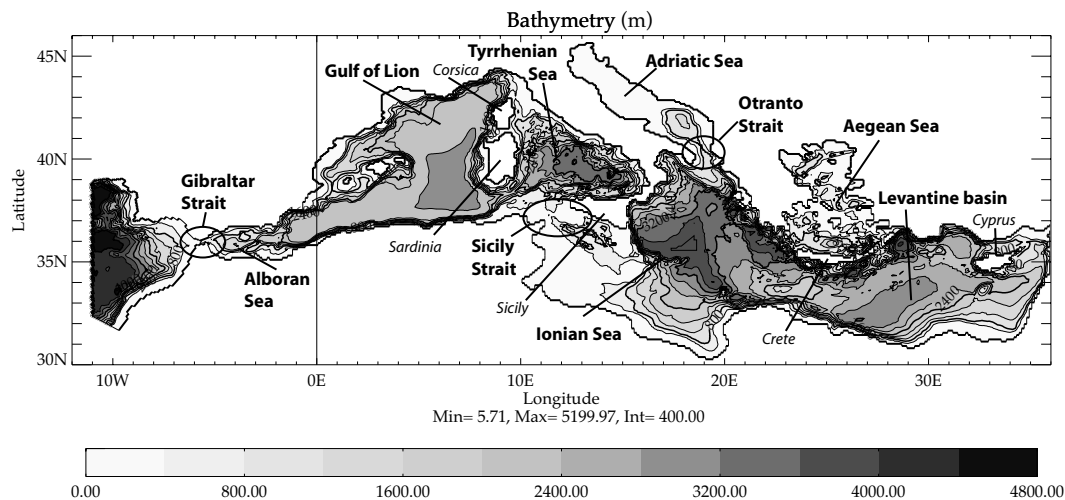
The first purpose of this work, based on the analysis of numerical simulations of the whole Medi-

terranean Sea, is to provide a refined diagnosis of water mass formation rates in the Mediterranean sea. To do so we introduce a parameterization of the penetration of the solar flux in Tziperman & Speer diagnostics. The second purpose of this work is to quantify the influence of the introduction of a penetrative solar flux in this diagnosis and to establish water mass budgets in the upper layer of the ocean and below the mixed layer.

This paper is organized as follows. In the first section, we introduce the oceanic numerical model. The second part is devoted to the description of the atmospheric forcing and a validation of the simulation. The revised diagnosis for water mass formation is presented in section 7.7 and a comparison with the "classical" diagnosis (e.g. Tziperman & Speer, 1994) is conducted. The annual water mass transformation is then presented. We next focus on the seasonal budgets during Spring and Summer, when the impact of the penetrative solar flux is the most significant. A detailed budget of water masses in the mixed layer and in the "interior" is conducted. Results are discussed in the last section.

## 5.2 Model Description

The numerical model, thereafter MED8, encompasses all the Mediterranean basin and has a resolution of  $1/8^\circ$  on longitude and  $1/8^\circ \cos\phi$  on latitude. It is one of the Mediterranean configuration of the oceanic model OPA (Madec et al., 1998). This configuration was derived from the MED16 configuration of the MERCATOR French project (Drillet et al., 2000 ; Siefridt et al., 2002 ; Béranger et al., 2004). The model domain extends from  $29^\circ\text{N}$  to  $46^\circ\text{N}$  in latitude and from  $12^\circ\text{W}$  to  $38^\circ\text{E}$  in longitude including part of the Atlantic Ocean (Gulf of Cadiz) (Fig. 5.1). The latter region is modelled as a buffer zone, with a decreasing 3D relaxation to the MEDATLAS II climatology (MEDAR/MEDATLAS Group, 2002) from the western boundary to Gibraltar. Partial step for bathymetry modeling has been implemented (Pacanowski and Gnanadesikan, 1998) which greatly improves the circulation. The vertical grid has 43 levels with vertical spacing varying from 6m in surface up to 200m in depth. Viscous and diffusive terms are modelled with a Bilaplacian in the horizontal with diffusivity and viscosity coefficients equal to  $2.5 \times 10^{10} \text{ m}^4\text{s}^{-1}$ . Vertical eddy diffusivity and viscosity are computed from a 1.5 turbulent closure scheme (based on turbulent kinetic energy (Blanke and Delecluse, 1993)) with an initial value of  $1 \times 10^{-5} \text{ m}^2\text{s}^{-1}$  for both vertical viscosity and diffusivity. A "Monotonic Upstream-centered Scheme for Conservation Laws" is used as an advection scheme for tracers (Lévy et al., 2001). Note that simulations are performed within the rigid-lid approximation. The initial temperature and salinity fields are derived from the MEDATLAS II monthly climatology. Wind stress data and air-sea fluxes are obtained from European Center for Medium Range Weather Forecasting (ECMWF). Solar



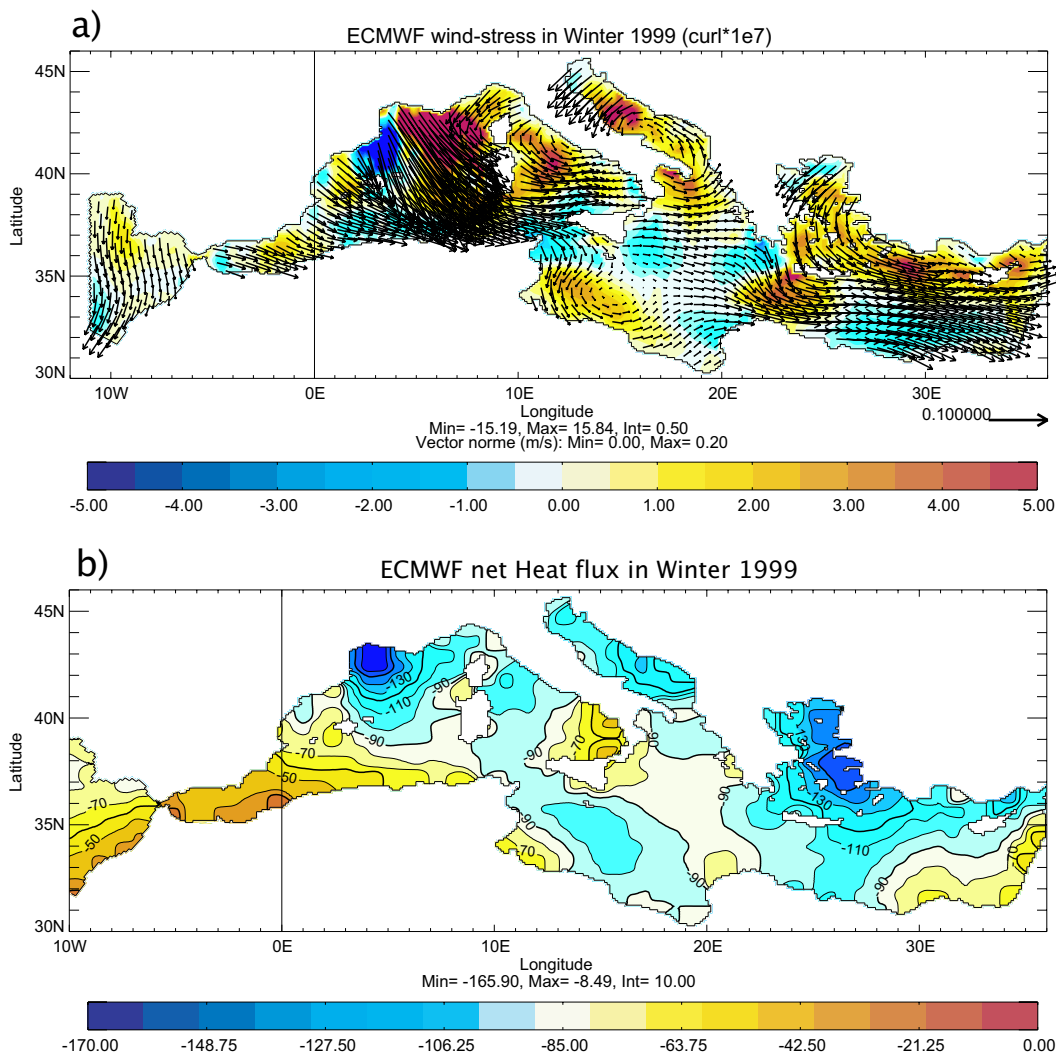
**Fig. 5.1:** Bathymetry of the MED8 model, with partial steps, in meters. The main locations cited in the text are also displayed on the figure.

flux is a function of depth as described in section 5.4.1.1. The longwave component of the heat flux is applied at the model surface using the correction method (Barnier et al., 1995), which combines a climatic record of the atmospheric heat flux and a retroaction coefficient ranging from  $-10 \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-1}$  in winter to  $-40 \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-1}$  in summer. The resulting heat flux is referred to as the net heat flux. Freshwater fluxes (evaporation, precipitation and river runoffs) are applied as a virtual salt flux that includes constant relaxation term equivalent to  $-40 \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-1}$  constant over the year. Sea Surface Salinity (SSS) is relaxed toward the climatological salinity and sea surface temperature (SST) toward the SST provided with the atmospheric fluxes. A UNESCO monthly climatology of 31 river runoffs based on the RivDis database is implemented including the Black Sea outflow in the Aegean Sea.

## 5.3 Validation of the simulation

### 5.3.1 ECMWF atmospheric forcing

A specific feature of the atmospheric circulation over the Mediterranean Sea, due to the complex orography, is the presence of local winds such as the Mistral (Gulf of Lion) or the Etesian winds (Aegean basin). It results that only high resolution atmospheric models are able to reproduce these local features (Horton et al., 1994). We consider here the high resolution ECMWF analysis ( $0.5^\circ \times 0.5^\circ$  real grid scale, i.e. 60km) that allows a good representation of local winds over the period 1998-2002. An example of these local winds is shown in figure 6.1. In this figure the wintery average of the wind-stress field is displayed owing to its primary importance regarding deep water formation. In



**Fig. 5.2:** Atmospheric forcing ECMWF averaged during Winter 1999 : a) the wind stress (in  $N m^{-2}$ ) is represented with arrows and the wind stress curl (in  $N m^{-3}$ ) with colorscale. b) net heat flux in  $W m^{-2}$ . Positive values indicate heat flux from the atmosphere to the ocean.

the Western basin, strong local wind blowing southward, called the Mistral contributes to convection (MEDOC group, 1970). This wind is well represented in the high resolution model (Fig. 6.1 a). In the Eastern basin, the cold and dry Etesian winds play a major role. Their cyclonic structure blowing from the Northeast, north of the Aegean Sea and then from the Northwest in the Levantine basin, is well reproduced by ECMWF.

Statistics of the total heat flux and fresh-water budget are given in Table 5.1. The sign convention for heat flux is positive from the atmosphere to the ocean. Note that both intrinsic values and real values -i.e. including the restoring term- are displayed. In the model, the yearly mean surface heat flux (atmospheric flux plus retroaction term) are equal to  $-2.79 W m^{-2}$ . This is consistent with observations (Béthoux, 1979 ; MacDonald et al., 1994), that indicate a heat loss from the Mediterranean Sea

	Heat Flux ( $\text{W m}^{-2}$ )	E-P-R Flux ( $\text{mm d}^{-1}$ )
ECMWF-atmosphere	$-28.3 \pm 123.4$	$1.67 \pm 1.02$
ECMWF-ocean	$-2.79 \pm 130.9$	$0.64 \pm 1.22$

**Tab. 5.1:** Yearly averaged heat flux and equivalent freshwater flux for the whole Mediterranean basin. ECMWF-ocean includes the atmospheric forcing provided by the atmospheric model (ECMWF-atmosphere) and the resorcing term for the heat flux or the relaxing term for the equivalent freshwater flux.

to the atmosphere of about  $7 \text{ W m}^{-2}$  (heat advection by the Gibraltar strait ensures conservation of heat). Similarly, *the equivalent freshwater flux* at the atmosphere-ocean interface (evaporation minus precipitation minus runoff) is underestimated by the model. The averaged values of  $0.64 \text{ mm d}^{-1}$  over the Mediterranean basin for ECMWF are significantly smaller than the  $2.5 \text{ mm d}^{-1}$  inferred from observations (Garrett et al., 1993).

To get further insights on the spatial structure of the total heat flux during the key wintertime period a map is displayed in Figure 6.1 b. Higher values for the heat loss are obtained in the main regions of convection, namely in the Levantine basin, in the Adriatic Sea and in the Aegean basin for the Eastern basin as described by Lascaratos et al. (1999) and in the Gulf of Lion for the Western basin (MEDOC group, 1970). These values are in agreement with observations ( $\sim -100 \text{ W m}^{-2}$  in the Adriatic Sea (Artegiani et al., 1997) and  $\sim -110 \text{ W m}^{-2}$  in the Gulf of Lion (Mertens and Schott, 1998)) which is of particular relevance for our simulations since a strong heat loss is necessary for driving the preconditioning phase of the convection (e.g. Schott and Leaman, 1991 for the Gulf of Lion).

### 5.3.2 Oceanic circulation

The oceanic model was forced with the four years (1998-2002) of surface fluxes of the high resolution atmospheric model (ECMWF). A 12 year simulation forced by three cycles of the ECMWF forcing is realized. The first 8 years are considered as the spin-up of the model. The initial state was inferred from the MEDATLAS II climatology (MEDAR/MEDATLAS Group, 2002). The simulation was started in August, when the surface layer is strongly stratified and the atmospheric forcing weak. This ensures that mixing effects are weak during the spin-up period. A brief description of the oceanic circulation is given in the following subsections. The main purpose is to show the ability of the model to reproduce intermediate and deep water formation.

### 5.3.2.1 Surface currents

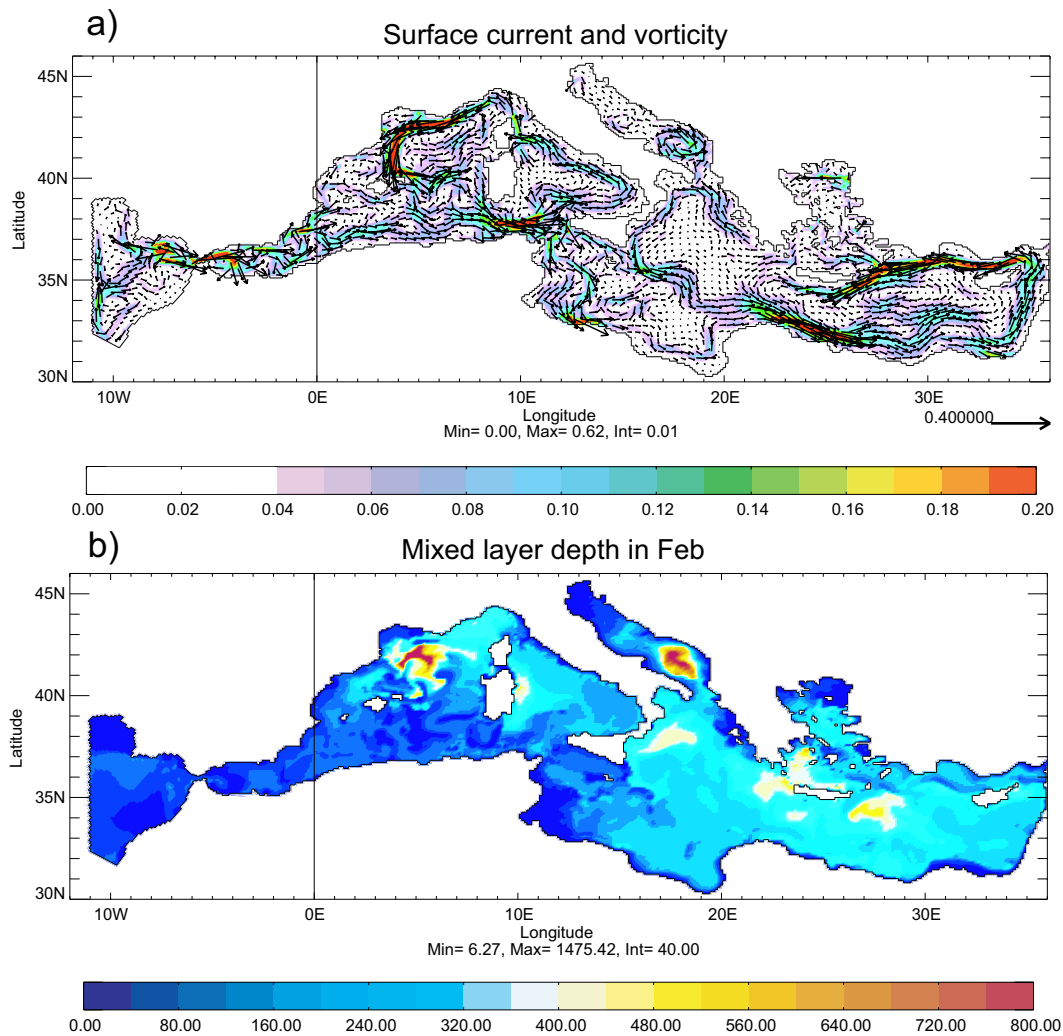
In the Western basin, the Atlantic inflow first forms the anticyclonic Alboran gyre, east of the Gibraltar strait, as described by Vargas-Yañez et al. (2000). Then, it flows eastward along the African coast forming the Algerian current. In the Tyrrhenian Sea, between Sardinia and Italy, the Atlantic waters, now called Modified Atlantic Water (MAW) splits into two branches : the first one flows through the strait of Sicily and enters in the Eastern basin while the second one flows North of Sicily in the Tyrrhenian Sea as observed by Astraldi et al. (2002). This latter branch next evolves along the Italian coast to the French coast and feeds the “Liguro-Provençal” current in agreement with Millot (1999) .

At the Sicily strait, the eastward branch of MAW then separates into two branches as it enters in the Ionian basin as showed by Béranger et al., 2004. One of these branches follows the African coast while the other one follows a more sinuous path in the northern part of the Ionian Basin becoming the Atlantic Ionian Stream (Robinson et al., 1999). In the Adriatic Sea, surface waters originating from the Eastern basin flow through the Otranto strait and mix with the Adriatic waters in the cyclonic gyre in the southern part of the basin (Poulain, 2001). In the Levantine basin, the cyclonic circulation along the Middle-East coasts is in agreement with Alhammoud et al. (2004).

### 5.3.2.2 Mixed-layer depth

A snapshot of the maximum mixed layer depth in February is displayed in Figure 5.3 b. The mixed layer depth is defined as the depth such that the potential density is increased by  $0.01 \text{ kg/m}^3$  compared with its surface value. This quantity is a good indicator of the ability of the model to form intermediate and deep waters. Four main sites of water mass formation are thus identified : the Gulf of Lion in the Western basin, the Adriatic Sea, the Levantine basin and the Aegean Sea in the Eastern basin. Note that the mixed-layer depth has a significant interannual variability. In the Gulf of Lion, mixed-layer depth varies from 800 to 2700m during the simulation (Fig 5.3 b) . In the Levantine basin, intermediate waters are formed at a depth ranged between 400 and 500m. In the Adriatic Sea, the mixed-layer often deepens below 900m till 1100m at the end of the simulation. Finally, in the western part of the Cretan Sea, some Cretan Intermediate Waters are formed with a mixed layer depth of 800m (Fig. 5.3 b).

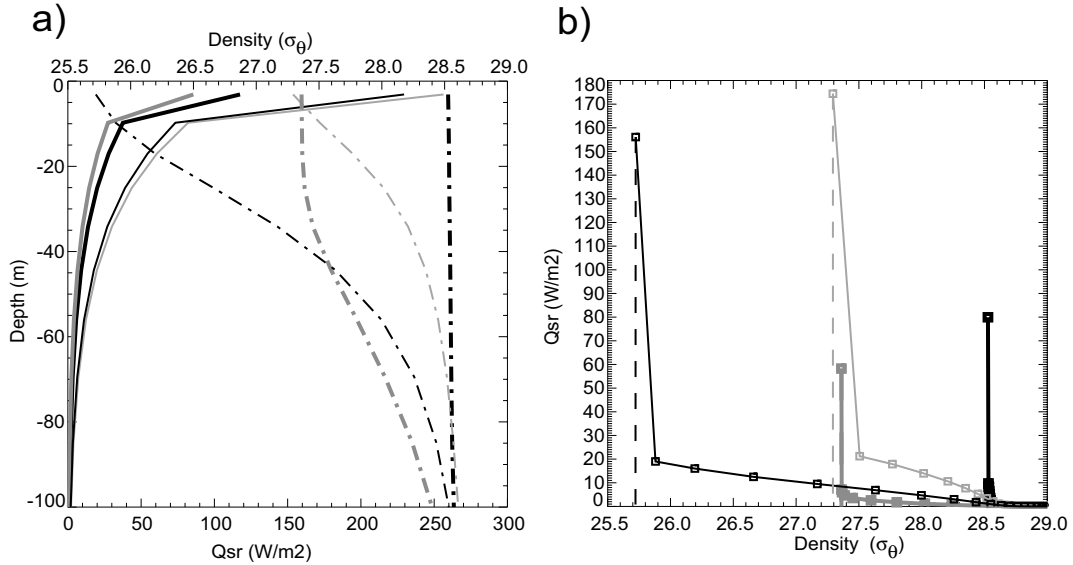
These results compare quite well with observations as detailed in the following. The mixed layer depth in the Gulf of Lion, where the Western Mediterranean Deep Water (WMDW, potential density  $\sigma_\theta > 29.05 \text{ kg m}^{-3}$ ) forms, can reach 2700 m (bottom of the basin) with an important interannual



**Fig. 5.3:** a) Mean surface circulation in Winter : the relative vorticity ( $s^{-1}$ ) is represented with a colorscale and the current ( $m s^{-1}$ ) is indicated by the arrows. b) Snapshot of maximum mixed-layer depth (m) in February of year 10.

variability (MEDOC group, 1970). At intermediate depth, Western Intermediate Water (WIW) also forms between 150 and 250m with a potential density greater than  $28.8 \text{ kg m}^{-3}$  (Fuda et al., 2000). In the Eastern basin, the mixed layer depth can exceed 1000m in the Adriatic sea where the Eastern Mediterranean Deep Water (EMDW) forms with potential density greater than  $29.1 \text{ kg m}^{-3}$  (Roether & Schlitzer, 1991 ; Vilibic and Orlic, 2002). In the Levantine basin, the mixed layer depth can reach about 500m when Levantine Intermediate Water (LIW) forms ( $28.9 < \sigma_{\theta} < 29.1 \text{ kg m}^{-3}$ ; Roether et al., 1998). This depth can exceed 1000m when Levantine Deep Water forms (Gertman et al., 1994). In the Aegean Sea, Cretan Intermediate and Deep Waters (above 2500m) can be created as described by Theocharis et al. (2002).





**Fig. 5.4:** a) Mean seasonal potential density profiles (in  $\text{kg m}^{-3}$  dashed lines) and penetrative solar flux ( $I_{sol}$  in  $\text{W m}^{-2}$ , full lines) versus depth for the whole Mediterranean Sea. Each season is color-coded so that Winter (Jan-Feb-Mar) corresponds to the thick black line, Autumn to the thick grey line, Summer to the thin black line, Spring to the thin light grey line. b) Amount of solar heat flux received per density range for each season, with the same color-code as in a.

## 5.4 Water Mass Formation

### 5.4.1 Revised Tzipermann method

#### 5.4.1.1 Penetrative solar flux

The vertical penetration of the solar flux is classically described by decreasing exponential functions versus depth. This decrease obviously depends on the characteristics of the water, in particular on pigments and particles concentration (Morel and Antoine, 1994; Frouin and Iacobellis, 2002). In the numerical model MED8 this effect is taken into account using a depth dependency of the solar flux given by the following equation (see Fig 5.4) which roughly models the spectral dependance of the attenuation with depth :

$$I_{sol}(z) = I_0 [R e^{-\frac{z}{\xi_1}} + (1 - R) e^{-\frac{z}{\xi_2}}] \quad (5.1)$$

Where  $I_0$  is the solar flux at the surface. The parameters  $\xi_1 = 0.35\text{m}$ ,  $\xi_2 = 23\text{m}$  and  $R = 0.58$  correspond to a Type I water in Jerlov's (1968) classification.

Prior to a detailed analysis, it is useful to get a first insight on the impact of the penetrative solar flux regarding water mass formation in MED8. This impact depends on the upper layer stratification that determines the density range of sea water influenced by the penetrative solar flux. This effect

is clearly evidenced when comparing vertical profiles of the seasonally averaged potential density (reference in surface) and that of the solar heat flux (Fig. 5.4 a). Note that the different seasons correspond to 3 full months; winter refers to January, February, March, spring to April, May, June, summer to July, August, September and autumn to October, November, December. One can easily see that the widest density range is influenced by the solar heat flux in Spring and Summer. The strongest density variations occur during these two seasons in the first 60m of the water column for which the solar heat flux is significant ( $160 \text{ W m}^{-2}$  at the surface to  $5 \text{ W m}^{-2}$  at 60m in Summer and  $170 \text{ W m}^{-2}$  at the surface to  $5 \text{ W m}^{-2}$  at 60m in Spring). For a quantitative characterization of this effect, the solar heat flux received per density range averaged over the Mediterranean basin is represented in figure 5.4 b for the different seasons. The width of potential density range influenced by the solar flux is of  $2.8 \text{ kg m}^{-3}$  in Summer and  $1.2 \text{ kg m}^{-3}$  in Spring while this width tends to zero in Autumn and Winter due the almost neutral stratification in the first 60m.

#### 5.4.1.2 The revised diagnosis computation

An upper bound for water mass formation can be derived from the ocean surface heat flux. The method was developed by Walin (1982) who computed the net volume flux per density range. Later a more general expression including surface water flux was proposed by Tzipermann (1986).

The mass flux per unit area,  $B_m$ , is first computed as follows :

$$B_m = -\frac{\alpha}{C_p} Q_{net} + \beta S(E - P) \quad (5.2)$$

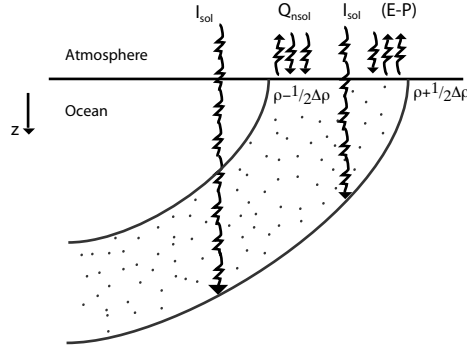
Where  $Q_{net}$  is the net heat flux into the ocean (in  $\text{W m}^{-2}$ ).  $Q_{net}$  is decomposed into a surface heat flux (longwave+latent+sensible heat flux) denoted  $Q_{nsol}$  and a heat flux acting in the mass of fluid,  $I_{sol}$  (Eq. 5.1).  $Q_{net}$  can be written as :

$$Q_{net} = Q_{nsol} + \int_{-z}^0 \frac{dI_{sol}}{dz} dz. \quad (5.3)$$

E-P is the net water flux (evaporation - precipitation - runoff (in  $\text{kg m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ )), S the surface salinity (in psu, practical salinity unit),  $C_p$  the specific heat (equal to  $4000 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$ ), the thermal expansion coefficient  $\alpha = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial \rho}{\partial T}$  and the saline contraction coefficient  $\beta = \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial \rho}{\partial S}$ .

Since the prognostic model MED8 includes the penetration of the solar flux, our revised diagnosis takes into account this parameterization following Iudicone et al. (2005).

The mass flux for a water of potential density  $\rho$  integrated on a volume bounded by the density surfaces  $\rho - \frac{1}{2}\Delta\rho$  and  $\rho + \frac{1}{2}\Delta\rho$  is denoted transformation rate  $F(\rho)$  (Fig. 5.5). It is driven first by



**Fig. 5.5:** Scheme of the surface forcing effects on a density layer ranged between  $\rho - \frac{1}{2}\Delta\rho$  and  $\rho + \frac{1}{2}\Delta\rho$ .  $Q_{nsol}$  is the non-solar heat flux,  $E - P$  is the freshwater flux and  $I_{sol}$  is the penetrative solar flux.

surface effects due to  $Q_{nsol}$  and  $E - P$  acting on the area  $A$  bounded by the outcropping density surfaces  $\rho - \frac{1}{2}\Delta\rho$  and  $\rho + \frac{1}{2}\Delta\rho$  and second by volume effects due to  $I_{sol}$  acting on an area  $A'$  (see Fig. 5.5). Its expression is given by the following equation with  $\rho = f(z)$  ( $\Pi$  corresponding to the top-hat function equal to 1 for  $\rho - \frac{1}{2}\Delta\rho < \rho < \rho + \frac{1}{2}\Delta\rho$ ) :

$$F(\rho) = \int_0^t dt \int \int_A \left[ -\frac{\alpha}{C_p} Q_{nsol} + \beta S(E - P) \right] dA \Pi(\rho - \frac{1}{2}\Delta\rho, \rho + \frac{1}{2}\Delta\rho) + \int_0^t dt \int \int_{A'} -\frac{\alpha}{C_p} \int_{z=f^{-1}(\rho+\frac{1}{2}\Delta\rho)}^{z=f^{-1}(\rho-\frac{1}{2}\Delta\rho)} \frac{dI_{sol}(z)}{dz} dA' \Pi(\rho - \frac{1}{2}\Delta\rho, \rho + \frac{1}{2}\Delta\rho) \quad (5.4)$$

The net production rate for a water mass of potential density within the two isopycnets  $(\rho, \rho + d\rho)$ ,  $M(\rho)$  is thus given by :

$$M(\rho)d\rho = F(\rho + d\rho) - F(\rho) \quad (5.5)$$

A positive value of  $M(\rho)$  indicates water mass formation, whereas a negative value indicates water mass destruction (Tziperman, 1986).

Equation (5.4) is then discretized on the grid of the numerical model, with volume grid cells  $\Delta x \times \Delta y \times \Delta z$ , with an elementary density interval of width  $\Delta\rho$  and for a duration of  $N\Delta t$ . Only the term that includes the solar flux is discretized on the 3D grid of the numerical model, the others terms are only discretized on the horizontal grid. One then gets the revised transformation rate,  $F$  :

$$\begin{aligned}
 F(\rho) = & \frac{1}{N\Delta t} \sum_{n=1}^N \Delta t \sum_{i,j} \Delta x \Delta y \left[ -\frac{\alpha}{C_p} Q_{n\text{sol}} + \beta S(E - P) \right] \Pi\left(\rho - \frac{1}{2}\Delta\rho, \rho + \frac{1}{2}\Delta\rho\right) \\
 & + \frac{1}{N\Delta t} \sum_{n=1}^N \Delta t \sum_{i,j,k} \Delta x \Delta y \Delta z \left[ -\frac{\alpha}{C_p} \cdot \frac{dI_{\text{sol}}}{dz} \right] \Pi\left(\rho - \frac{1}{2}\Delta\rho, \rho + \frac{1}{2}\Delta\rho\right) \quad (5.6)
 \end{aligned}$$

#### 5.4.1.3 Impact of the penetrative solar flux in the diagnosis of water mass formation

The purpose of this section is to provide a first characterization of the impact of the penetrative solar flux in the diagnosis of water mass formation. For that the annual transformation rate, computed over the basin using both the "classical" diagnosis and the "revised" diagnosis (Eq. 5.6) is displayed in Figure 5.6 a. For this study, we choose a potential density increment  $\Delta\rho = 0.12 \text{ kg m}^{-3}$  as in Tziperman & Speer (1994).

The analysis of year 10 of the simulation is presented here but we also checked the relevance of the general conclusions for the other years. The mean annual transformation rate per density interval  $\Delta\rho$  (i.e.  $F(\rho)/\Delta\rho$ ) computed with the *classical* method (grey line in Figure 5.6 a, c and e) shows the formation of water of extreme densities ( $\sigma_\theta < 26 \text{ kg m}^{-3}$  and  $\sigma_\theta > 28.8 \text{ kg m}^{-3}$ ) and the destruction of water of intermediate densities. Transformation rate for the lowest density waters is of about 3 Sv and of about 6 Sv for the highest density waters. This annual transformation diagram is similar in shape to that obtained by Tziperman & Speer (1994, Fig. 1). Their results indicate that the amplitude of the annual transformation rate is of the order of 6 Sv that can be divided into 2.5 Sv for the lowest density waters ( $24.5 \text{ kg m}^{-3} < \sigma_\theta < 26.2 \text{ kg m}^{-3}$ ) and to 3.5 Sv for the highest density waters ( $28.5 \text{ kg m}^{-3} < \sigma_\theta < 29.1 \text{ kg m}^{-3}$ ). These values are thus slightly smaller than ours, which can be attributed to the fact that climatological data were analyzed. Similarly, we find about 1 Sv of intermediate and dense water (WIW, LIW and WMDW) formed in the Western basin (Fig. 5.6 c) and 4.5 Sv (LIW and EMDW) formed in the Eastern Mediterranean basin (Fig. 5.6 e) as in Tziperman and Speer (1994, Figs. 2 and 3). Note that, in the Mediterranean Sea, the main part of transformations takes place in the Eastern basin. We next compare this classical method with the revised method.

The first striking effect of the use of a penetrative solar flux in the diagnosis is a reduction of the estimation of water mass transformation with an unchanged shape. This is clearly evidenced by the yearly averaged transformation rates displayed in Figures 5.6 a, c and e. The seasonal cycle is significantly reduced when the penetrative solar flux is taken into account, with an amplitude of about 5.2 Sv to be compared with the previous amplitude of 9 Sv for the whole Mediterranean Sea

(Fig. 5.6 a). The most important changes occur in the Eastern basin with an amplitude of the seasonal cycle of 4.2 Sv to be compared with the previous amplitude of 6.4 Sv. Transformation rates of deep and intermediate waters are unchanged except that of LIW which is decreased by about 20% (Fig. 5.6 c and 5.6 e). The impact of the new estimate concerns mostly the MAW evolution. Further details are provided below with seasonally averaged transformation rates (Fig. 5.6 b, d and f corresponding to  $F(\rho)/\Delta\rho$ ).

As expected the two methods provide almost identical diagnosis in Autumn and Winter (Figs. 5.6 b, d and f). This results from the fact that the mixed layer is deeper than the penetration depth of the solar flux, as underlined in Section 5.4.1.1. In contrast, major changes are observed in Spring and Summer (Figs. 5.6 b, d and f). With the revised method, a larger density range is influenced by the penetrative solar flux resulting from the shallowness of the mixed layer. This has two main consequences. Firstly a weaker transformation rate is obtained for the lowest densities, i.e. surface waters, due to a reduced solar flux at the surface. Secondly, it highlights the contribution of the penetrative solar flux to the destruction of fairly high density waters due to a reduced solar flux absorbed within the mixed layer. Thus the new distribution of the transformation rate observed in Spring and Summer results from both destruction of waters of high densities and weaker transformation rate of waters of low densities. More precisely the transformation rate is reduced for potential densities lower than  $\sigma_\theta = 27.6 \text{ kg m}^{-3}$  and increased for greater densities, up to  $29 \text{ kg m}^{-3}$  in Spring. As well, the upper bound of the density range influenced by the solar flux is slightly shifted from  $28.8$  to  $29 \text{ kg m}^{-3}$  during these seasons in the Eastern basin showing the destruction of the LIW formed in Winter (Fig. 5.6 f). In the Western basin, a more important quantity of WIW and LIW are destroyed between  $28.6$  and  $29 \text{ kg m}^{-3}$  (Fig. 5.6 d). The most important changes occur in Summer when the solar flux is maximum and the mixed layer the shallowest. The density range influenced by the solar flux is then much wider, reaching an upper bound value of  $28.9 \text{ kg m}^{-3}$  to be compared with the previous value of  $27.5 \text{ kg m}^{-3}$  in the Eastern basin (Fig. 5.6 f) and an upper bound of  $28.7 \text{ kg m}^{-3}$  to be compared with  $26.8 \text{ kg m}^{-3}$  in the Western basin (Fig. 5.6 d). These high density waters (LIW and EMDW) are then also destroyed in Summer. As a consequence of the reduced solar flux for the lowest densities (surface waters and MAW), their transformation rate is reduced.

In summary the main impact of the penetrative solar flux is to destroy high density waters that were created during Autumn and Winter. The rate of destruction reaches up to 50 % of the rate of formation (about 0.2 Sv in Summer and about 1.1Sv in Spring, Fig. 5.6 b). This change is of particular relevance toward estimates of water mass mixing. Indeed using the classical method for water mass formation,

the high density water masses formed in Autumn and Winter were “seen” to be only destroyed through mixing processes, if one assumes zero annual volume variation. The objective of the next section is to investigate revised mixing estimates over the whole basin.

#### 5.4.2 Revised estimate of mixing of water masses

The analysis of the life cycle of water masses is conducted on the basis of water volume budgets. To this aim we used the equation of conservation of water volume established by Nurser et al. (1999) and Large and Nurser (2001), that is valid under the Boussinesq approximation and for an incompressible fluid. The time derivative of a water volume of potential density between  $\rho$  and  $\rho + \Delta\rho$  with open boundaries as described figure 5.7 is given by :

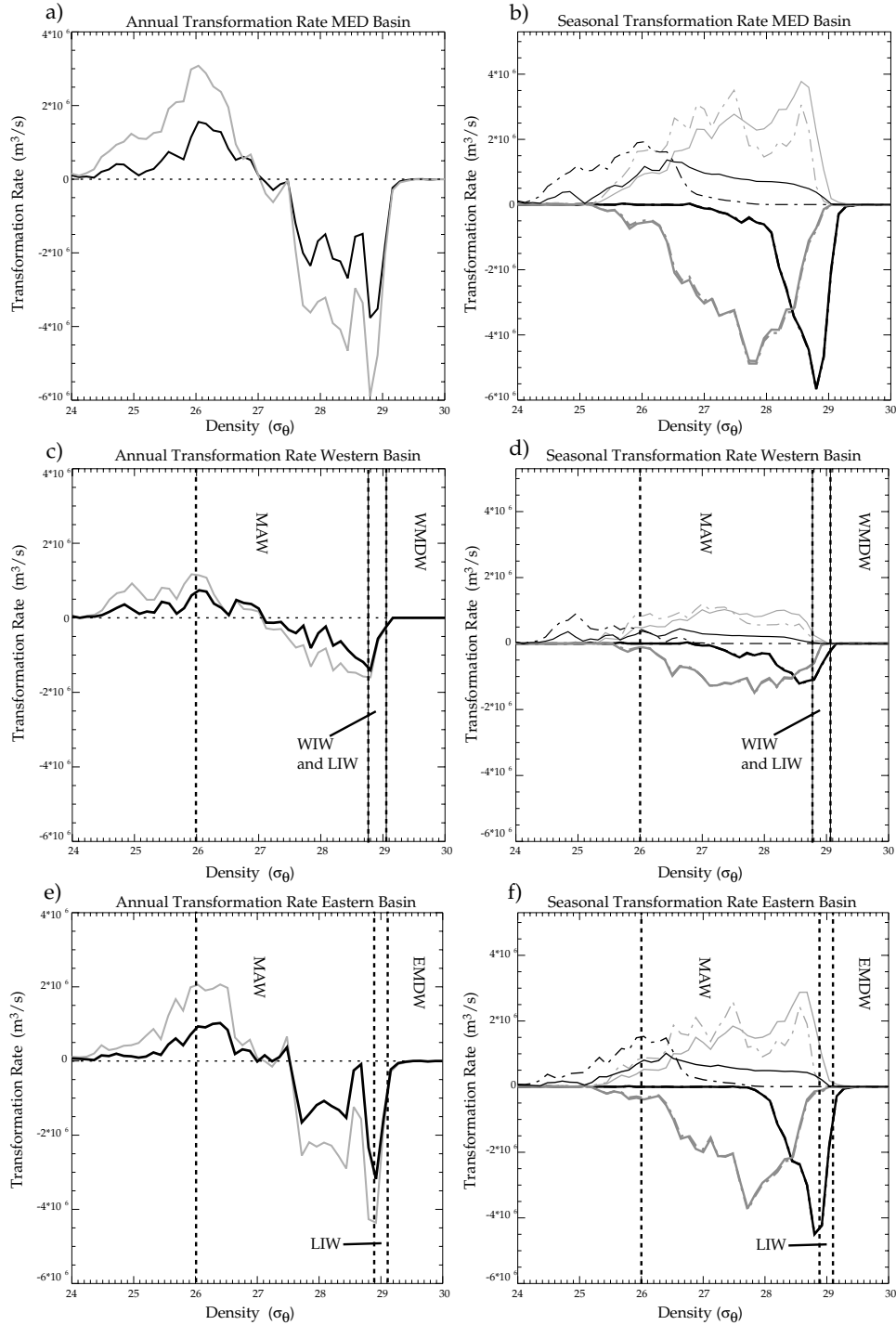
$$\frac{\partial \Delta V}{\partial t} = \Delta\psi + F_{dia}(\rho) - F_{dia}(\rho + \Delta\rho) + M(\rho) \quad (5.7)$$

where  $\frac{\partial \Delta V}{\partial t}$  is the time variation of the volume between  $\rho$  and  $\rho + \Delta\rho$ ,  $\Delta\psi$  is the volume flux of fluid (advective flux) entering the domain,  $F_{dia}$  is the diapycnal flux and  $M(\rho)$  the production rate computed from Eq. (5.5). The diapycnal flux induced by the mixing processes is inferred indirectly from the water volume budget (Eq. 6.2). For a better understanding, we analyse the water volume budget integrated over density. Note that the integrated production rate term is then equivalent to the transformation rate as defined equation (5.5).

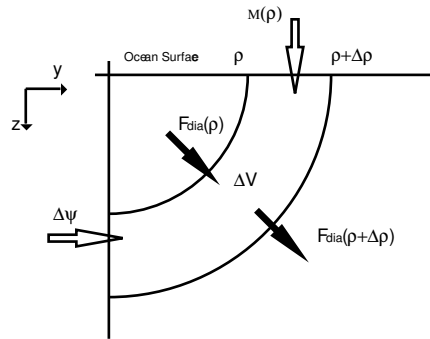
##### 5.4.2.1 The Annual Budget

The annual integrated budget over the whole Mediterranean Sea, the Western and Eastern sub-basin is displayed in figure 5.8 a, b and c. The budget is computed for basins that are reduced to a box with open boundaries as described figure 5.7. For the Mediterranean Sea budget, the box includes the whole basin bounded by the Gibraltar strait (Fig. 5.8 a). For the Western basin, the control volume is bounded by the Gibraltar and the Sicily straits (Fig 5.8 b). Finally, the Eastern basin is bounded by the Sicily Strait (Fig 5.8 c).

These budgets give evidence of two dominant, mostly counteracting terms, the production rate and the diapycnal flux. The other terms are indeed much smaller with an advective flux of about 0.75 Sv corresponding to the Gibraltar strait and a negligible volume variation except for the highest density waters with a value of about 2 Sv (Fig 5.8 a). The production rate induced by the buoyancy processes is responsible for the formation of waters of extreme densities that are destroyed through mixing processes. Conversely these buoyancy processes are responsible for the destruction of waters of intermediate densities that were created through mixing processes. Since the production rate was



**Fig. 5.6:** a), c) and e) : Mean annual water mass transformation rate per density range  $\Delta\rho$  (i.e.  $F(\rho)/\Delta\rho$ ) versus density ( $\text{kg m}^{-3}$ ), for year 10 of the simulation : a) for the whole Mediterranean basin ; c) for the Western Mediterranean basin ; e) for the Eastern Mediterranean basin ; the classical method is represented with a grey line and the revised method with a black line. b), d) and f) : Mean seasonal transformation rate (i.e.  $F(\rho)/\Delta\rho$ ) versus density ( $\text{kg m}^{-3}$ ) : b) for the whole Mediterranean basin ; d) for the Western Mediterranean basin ; f) for the Eastern Mediterranean basin ; the color-code for season is the following : Winter in thick black, Spring in thin light grey, Summer in thin black and Autumn in thick grey ; the classical method is displayed with a dashed line and the revised method with a continuous line. The potential density increment is  $\Delta\rho=0.12 \text{ kg/m}^3$ . Vertical dotted lines bound the density layers of the different water masses of the basin (for definition see section 3.2.2).



**Fig. 5.7:** Volumes budget within 2 isopycnal surfaces.  $\Delta V$  is the volume control,  $M(\rho)$  is the formation rate due to atmospheric forcing,  $\Delta\psi$  corresponds to the advective volume flux and  $F_{dia}$  is the diapycnal flux.

significantly overestimated by the classical method, revised estimates of diapycnal flux are significantly reduced as seen in figure 5.8 a, b and c.

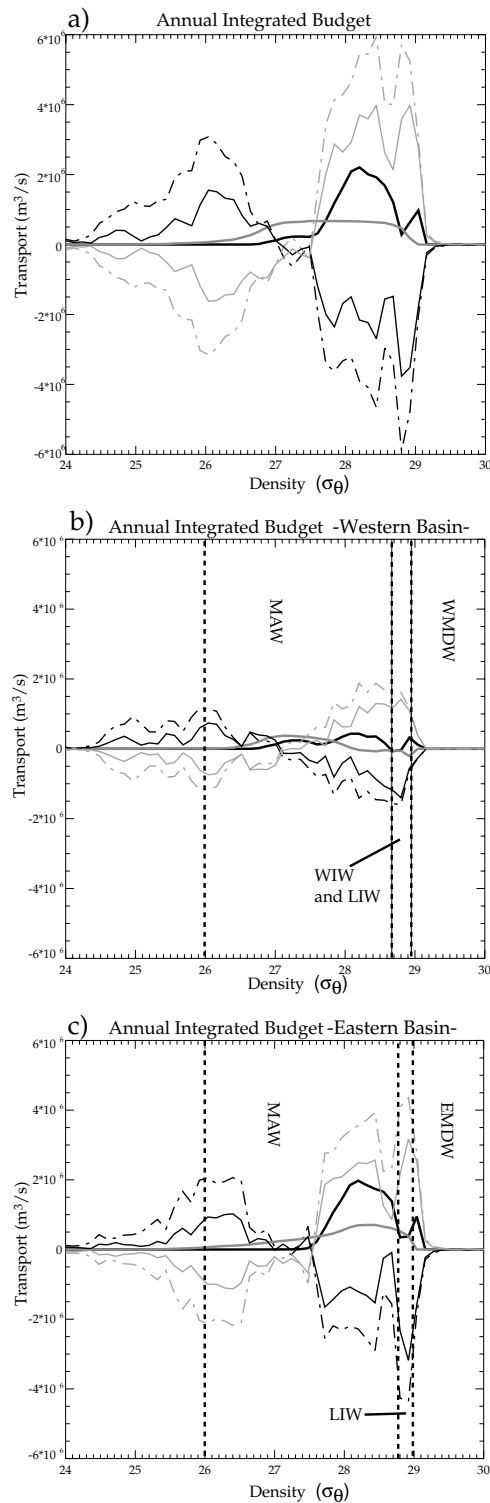
In the Western basin, this overestimation mostly touches the surface water density range, including the MAW, and a few of intermediate water range (WIW and LIW, Fig. 5.8 b). Below  $\sigma_\theta=28.7 \text{ kg m}^{-3}$ , this overestimation can reach a factor 2. In the intermediate water density range, only processes appearing below  $\sigma_\theta=28.8 \text{ kg m}^{-3}$  were overestimated. In the Eastern basin, as in the Western basin, the diapycnal fluxes in the surface water density range were estimated twice their value by the classical method (Fig 5.8 c). In the LIW density range, the production rate and the diapycnal flux were also overestimated of about 25% by the classical method. We thus find a new value of 3 Sv for diapycnal fluxes with the revised method for waters of potential density  $28.9 \text{ kg m}^{-3}$  instead of 4.1 Sv with the classical method (Fig 5.8 c). In the EMDW density range, we find similar value with the classical and the revised method.

#### 5.4.2.2 The Seasonal Budget

Seasonal integrated budgets are displayed in figure 5.9. In Autumn and Winter the densest water masses are formed because of surface cooling and evaporation. The net volume variation (time derivative) of these newly formed water masses is slightly reduced under mixing processes (Figs. 5.9 c and d). During these seasons, the production rate remains unchanged when the penetrative solar flux is included in the diagnosis as previously mentioned. We next focus on seasonal averages during Spring and Summer in order to enlighten the impact of the penetrative solar flux on the water volume budget.

In Spring the net variation of water volume is characterized by a decrease for the densest waters, of potential densities greater than  $28 \text{ kg m}^{-3}$ , and by an increase for lightest waters, of densities





**Fig. 5.8:** Annual integrated budget of water mass volume per density range : a) for the Mediterranean basin, b) for the Western basin and c) for the Eastern basin. The time derivative of the water volume term,  $\frac{\partial \Delta V}{\partial t}$ , is represented in thick black, the advection term,  $\Delta \psi$ , in thick dark grey, the diapycnal flux term,  $F_{dia}(\rho) - F_{dia}(\rho + \Delta \rho)$  in thin light grey and the production rate term,  $M(\rho)$ , in thin black. Terms inferred using the revised method are plotted with full line while those inferred using the classical method are plotted with dashed line. Vertical dotted lines bound the density layers of the different water masses of the basin (for definition see section 3.2.2).

between 25 and 28 kg m<sup>-3</sup>. Both production rate and diapycnal flux play a counteracting role in this evolution as detailed above. Let us first consider the density range  $\sigma_\theta = [28.4 \text{ kg m}^{-3}, 29.5 \text{ kg m}^{-3}]$ . Unsurprisingly the destruction of the densest waters ( $\sigma_\theta > 28.6 \text{ kg m}^{-3}$ ) results from a “negative” production rate in Spring (negative slope, Fig. 5.9 a); this effect is however significantly reduced by mixing processes. Instead, waters of densities within 28.4-28.6 kg m<sup>-3</sup> are destroyed through mixing processes.

The main difference in the budget for this density range, when taking into account the penetrative solar flux in this diagnosis, is a shift of the production rate term toward higher density, from 28.8 to 28.9 kg m<sup>-3</sup>. This can be explained by the fact that the densest waters then undergo a buoyancy forcing over a longer time since the stratification is still weak. Instead, the most striking changes are observed for intermediate waters of densities within 27.5-28 kg m<sup>-3</sup>. The destruction induced by the buoyancy processes is then strongly reduced. The net tendency is a volume increase resulting from overcoming mixing processes. The increase in volume of the less dense waters ( $\sigma_\theta < 27.5 \text{ kg m}^{-3}$ ) most often results from a “positive” production rate (Fig. 5.9 a). Mixing processes occur leading to a significant reduction in water volume creation. Thus as already mentioned in the previous section, the production rate term was overestimated in the non-penetrative solar flux method. As a result, the diapycnal flux term was over-estimated with the largest discrepancy for intermediate waters, up to 0.3 Sv.

In Summer, the behaviour of the integrated production rate computed with and without the penetrative solar flux method strongly differs, with sometimes a change in sign. As a consequence this leads to a new interpretation of the physical processes that control the water volume evolution, either buoyancy processes or mixing processes. As in Spring, we see a shift of the physical processes toward greater densities. For instance, the creation of water that occurs for potential densities within the range 26.2 - 26.5 kg m<sup>-3</sup>, now results from “positive” production rate and not from diapycnal fluxes as obtained with the classical method. Above  $\sigma_\theta = 27 \text{ kg m}^{-3}$ , we can now see that the major effect of the penetrative solar flux is to destroy dense water. The production rate estimated with the revised method is responsible for a large part of the destruction of waters of density within  $\sigma_\theta = 28 - 28.8 \text{ kg m}^{-3}$  and of the densest waters ( $\sigma_\theta = 29 - 29.1 \text{ kg m}^{-3}$ ) with a rate of about 0.1 Sv.

These two seasonal water volume budgets showed that the two major driving processes are the buoyancy processes induced by the surface forcing and the mixing processes. Hence estimating the water mass transformation with the revised method leads to a significantly revised budget. Basically, mixing processes, that partly balance the effect of buoyancy processes, are reduced. We further in-

investigate the consequences of the penetrative solar flux on water mass transformation diagnosis with detailed budgets in the mixed layer and below, in the ocean interior. Since the only changes accounted for the penetrative solar flux occur in Spring and Summer we focus on these two seasonal budgets.

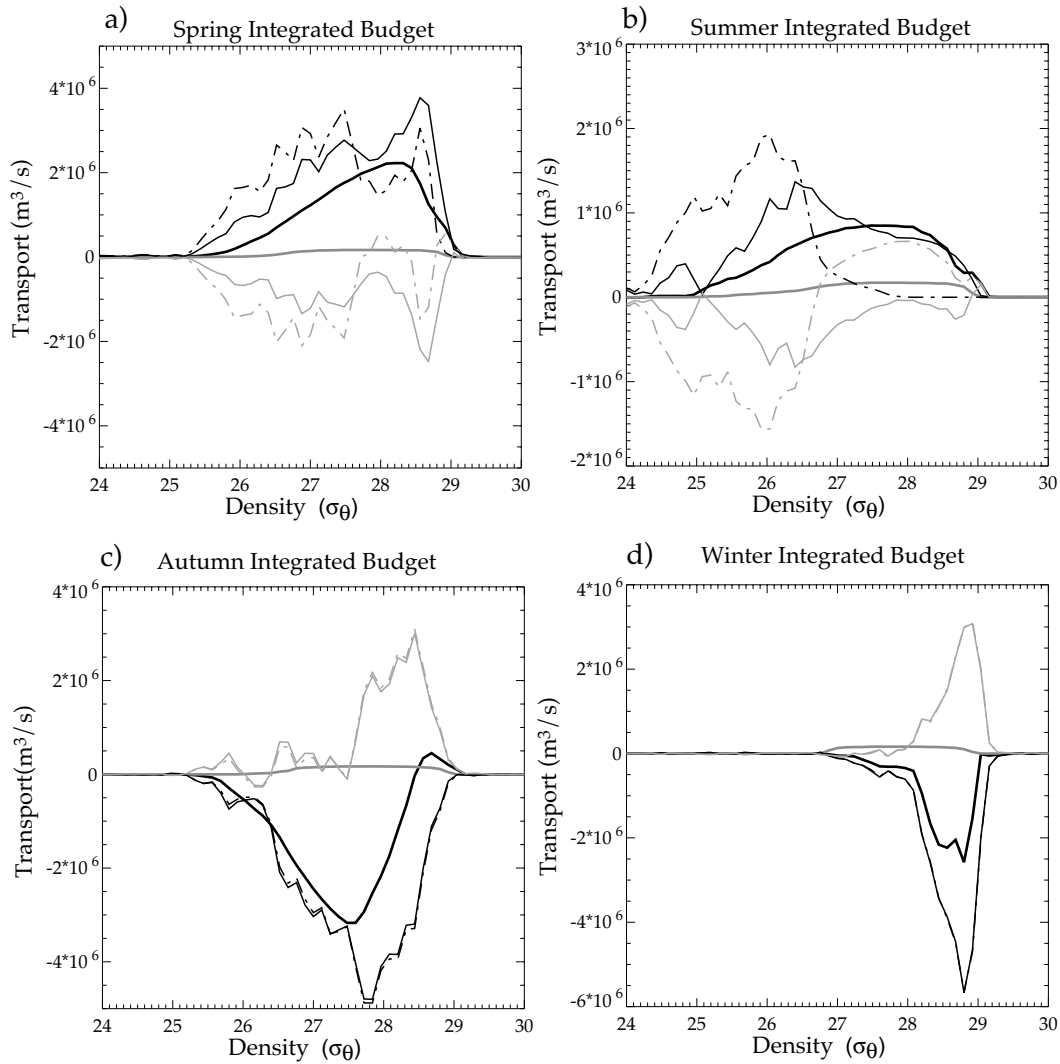
### 5.4.3 Water mass budgets in the mixed layer and in the ocean interior

The next step is to distinguish between water mass transformation that occur in the mixed layer and in the ocean interior. In this way we are able to provide a more accurate estimate of the effective water mass formation, i.e. the water volume flux into the interior. To this aim, we distinguish two control volumes. The first one is defined as of the water volume above the mixed-layer depth while the second one is defined as the water volume below this depth. The depth of the mixed-layer is fixed to 17m in Spring corresponding to 3 vertical levels of MED8. In summer, this depth is fixed to 9m corresponding to 2 vertical levels.

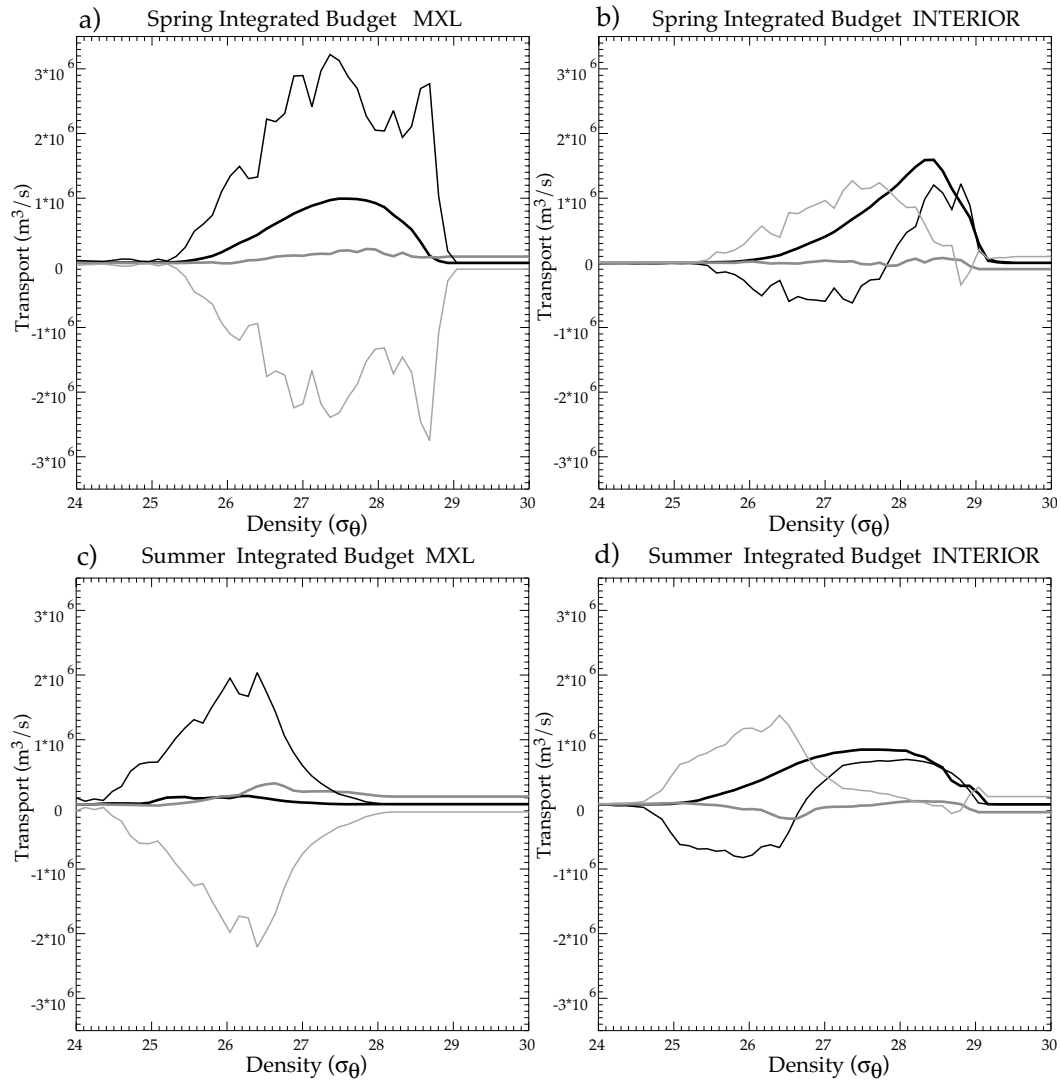
Seasonal budgets in Spring and Summer in the mixed layer and in the ocean interior are displayed in Figure 5.10. Budgets are averaged over the whole Mediterranean basin as in the previous section and are computed using the revised method.

The strongest volume variations occur in Spring, with a destruction for the densest waters and a creation for the lightest waters. The transition between newly formed and destroyed water masses slightly differs in the mixed layer and in the ocean interior with a potential density value of  $27.4 \text{ kg m}^{-3}$  at the surface and a potential density value of  $28.4 \text{ kg m}^{-3}$  in the interior (Figs. 5.10 a and b). The net volume flux reaches 1.6 Sv in the interior (Fig. 5.10 b) and is of about 1Sv in the mixed layer (Fig. 5.10 a). The penetrative solar flux plays a significant role in this evolution since, at depth, the integrated production rate is only induced by this flux. For instance this term is responsible for most of the destruction of the densest waters,  $\sigma_\theta > 28.7 \text{ kg m}^{-3}$ , with a value of about 1 Sv (Fig. 5.10 b). It plays an important role in the creation of waters of intermediate density ( $27.3\text{-}28.4 \text{ kg m}^{-3}$ ) with a value of nearly 2 Sv in the interior (Fig. 5.10 b). This strong transformation rate is however significantly counterbalanced by mixing processes, with a “negative” production rate of about 1 Sv leading to a net formation of about 1 Sv in this density range. Instead mixing processes contribute mostly to the creation of the lowest density waters while the penetrative solar flux contributes to its destruction.

In Summer most of the volume variations occur in the interior. At the surface, production rate and diapycnal flux terms almost balance. There, buoyancy and mixing play an alternate role depending on the density range : waters in the smaller density range undergo a “positive” production rate and are destroyed through mixing processes and conversely for the higher density range. In the interior, a



**Fig. 5.9:** Seasonal Integrated budget of water mass volume per density range : a) in Spring, b) in Summer, c) in Autumn and d) in Winter.  $\frac{\partial \Delta V}{\partial t}$  is represented in thick black, the advection term,  $\Delta \psi$ , in thick dark grey, the diapycnal flux term,  $F_{\text{dia}}(\rho) - F_{\text{dia}}(\rho + \Delta \rho)$  in thin light grey and the production rate term,  $M(\rho)$ , in thin black. Terms inferred using the revised method are plotted with full line while those inferred using the classical method are plotted with dashed line. Positive values of the slope are related to the formation of water masses, negative values to the destruction of water masses.



**Fig. 5.10:** Seasonal integrated budgets of water mass volume per density range : a) in Spring for the mixed layer (the maximum depth  $H$  is equal to 17m) b) in Spring for the ocean interior c) in Summer for the mixed layer (the maximum depth  $H$  is equal to 9m) d) in Summer for the ocean interior ; colors and lines as in figure 5.9. Positive values of the slope are related to the formation of water masses, negative values to the destruction of water masses.

similar pattern to that obtained in Spring is observed.

Thus, the analysis revealed the important role of the penetrative solar flux below the mixed layer under the stratified conditions of Spring and Summer. Basically, this component contributes to the destruction of the highest and lowest density waters and to the creation of the intermediate density waters.

## 5.5 Conclusions

In this work, we focused on the estimate of the impact of the penetrative solar flux on water mass transformation diagnosis in the Mediterranean Sea. Water mass transformation is a key process that drives the Mediterranean thermohaline circulation and thus requires accurate estimate. We use the simulation results of a  $1/8^\circ$  degree resolution oceanic model that takes into account the penetration of the solar flux with respect to depth. In order to respect the adequacy between the prognostic model MED8 and the diagnostic method, we applied a revised diagnosis, based on the Walin's method for water mass transformation, that takes into account this vertical penetration of the solar flux. This model was forced with ECMWF atmospheric fields, which allow a good representation of the oceanic circulation and of air-sea exchanges. We first compared the annual water mass transformation rate computed with the revised method with that obtained with the classical method. Major changes in estimates were observed with a strong decrease of water mass transformations, from 9 Sv to 5 Sv typically. This decrease results from the weaker seasonal variability when the penetrative solar flux is considered. This can be explained by the fact that the solar flux is then calculated over a wider density range leading to weaker net values over a given density range. The greatest impact of the penetrative solar flux occurs during Spring and Summer when the stratification is strong. Newly formed dense waters are destroyed with a rate reaching a value of the order of 50% of that of their formation rate in Winter. We computed water mass volume budgets during these two seasons. The two terms that are responsible for the volume variation are the production rate and the mixing term. We showed that mixing processes were previously overestimated. This results from an overestimate of the surface flux when the penetrative solar component is not taken into account. The most striking change is observed for the intermediate and deep water masses in Summer. The penetrative solar flux is then responsible for the destruction of these water masses whereas with the classical method only mixing processes could play this role. We show that in Spring and Summer about  $1/3$  of the transformation rate takes place below the mixed layer.

In this study, we gave evidence of the crucial effect of taking into account the penetrative solar flux on

water mass transformation diagnosis in the Mediterranean Sea. The next step for improving this effect would rely on a better parameterization of the penetration of the solar flux in the prognostic model and in the diagnosis that includes the variability of the absorption due to biological species which modulates sea water transparency both in space and time. This variability is important as recently shown by Bosc et al. (2004) in the Mediterranean Sea from satellite ocean color sensor.





---

## Variabilité Interannuelle de la Circulation Thermohaline sous le Climat “Présent”

---

Le temps de renouvellement des eaux profondes de la Mer Méditerranée est d'environ une centaine d'années (*Stratford & Williams, 1997*). Cependant, d'après les observations des vingt dernières années, il existe une variabilité de la CTH sur une échelle de temps plus courte de l'ordre de la décennie (Voir chapitre 2). Dans ce chapitre, nous allons analyser cette variabilité “décennale” en réalisant deux simulations longues de 50 ans sous un forçage atmosphérique perpétuel et interannuel de type “climat présent”. Cette dernière simulation sera ensuite utilisée comme simulation de contrôle pour l'étude de l'impact du changement climatique dans le chapitre 7. Cette étude fait l'objet d'un article soumis à *Journal of Geophysical Research*.

### Résumé

Dans cette étude, nous examinons la variabilité de la circulation thermohaline de la Mer Méditerranée sous des conditions climatiques présentes en utilisant un modèle océanique “eddy-permitting” ( $1/8^\circ$ ) OPA-MED8. La réponse du modèle océanique est tout d'abord testée sous deux forçages atmosphériques : le premier dispose d'une série temporelle longue mais d'une résolution assez basse (ERA40) et le second dispose d'une haute résolution mais d'une série temporelle assez courte (ECMWF). Seule l'utilisation de ce dernier forçage permet au modèle de reproduire une formation d'eau profonde réaliste. Des simulations numériques de 50 ans sont ensuite réalisées. Dans la simulation de contrôle (MED8-REF), le modèle est forcé par un forçage perpétuel déduit de la climatologie des champs ECMWF. La simulation MED8-RANDOM est forcée par une distribution aléatoire des années ECMWF disponibles. Nous sommes alors en mesure de tester la sensibilité de la CTH sous des conditions atmosphériques

extrêmes. En particulier, les 10 dernières années de la simulation, une succession d’hiver froids associés à une forte évaporation conduit à une formation d’eau profonde inhabituelle dans la mer Égée. Nous focaliserons notre analyse sur cet événement. Cette eau anormalement dense est principalement formée dans les sous-bassins central et sud de la mer Égée avec un taux de formation d’environ 0.6 Sv. Ceci conduit à de grandes modifications des budgets de masse d’eau et de circulation avec des échanges intensifiés entre ces deux sous-bassins. L’advection vers le sud de l’eau profonde formée dans le bassin central, associée avec des processus de mélange intense dans le sous-bassin Sud mène à un taux de formation de 1 Sv d’eaux intermédiaires dans ce sous-bassin. Ce taux de formation est pondéré par une advection des eaux intermédiaires vers le nord. Ainsi, une circulation inversée est obtenue pour les eaux intermédiaires. L’export de ces eaux denses vers le bassin Levantin reste faible malgré quelques années particulières. Ainsi, l’impact de cet événement reste localisé contrairement à l’EMT. Nous voyons ainsi que la variabilité de la circulation thermohaline de la Méditerranée est plus sensible au forçage atmosphérique qu’à une variabilité intrinsèque du système.

# Mediterranean oceanic response under interannual high resolution atmospheric forcing : a focus on the Aegean Sea

A. Bozec, P. Bouruet-Aubertot, K. Béranger, M. Crépon

## **Abstract**

We investigated the interannual variability of the Mediterranean Sea thermohaline circulation under present climate conditions using an eddy permitting oceanic model ( $1/8^\circ$ ), OPA-MED8. The oceanic model response was first tested under two atmospheric forcing, the first one (ERA40) with a low resolution but on fairly long time duration and the second one (ECMWF) with a high resolution but on short time duration. It was only in the latter case that the model was able to mimic realistic deep water formation. Two numerical simulations of 50 year duration were then performed. In a control simulation the model was forced by a perpetual year forcing inferred from the climatology of the ECMWF field while in the random simulation the 6 years of the ECMWF fields were randomly applied. In this way we were able to test the sensitivity of the thermohaline circulation (hereafter THC) under atmospheric interannual variability. In particular during the last 10 years of the random simulation a succession of cold winters combined with strong evaporation led to anomalous deep water formation in the Aegean Sea. We focused our analysis on this event. This anomalously dense water mostly forms in the Central and Southern Aegean sub-basins with a formation rate of about 0.6 Sv. This led to strong modifications in water mass budgets and circulation with intensified exchanges between these two sub-basins. The export of those dense waters to the Levantine basin remains weak except for a few particular years. Thus, the impact of this event is localized as opposed to the Eastern Mediterranean Transient (hereafter EMT).

## **6.1 Introduction**

The Mediterranean Sea is a key region in regard with climate change. This results from its location at the boundary between two contrasting climates, the European temperate climate and the African tropical climate that makes it especially sensitive to changes. Another interesting feature is that the

Mediterranean Sea has its own thermohaline circulation which is of much shorter time-scale than that of the global ocean thermohaline circulation. For instance typical time scales for intermediate and bottom water renewal are of 25 years and 100 years respectively (Stratford & Williams, 1997). Thus any changes in deep water formation as well as the further evolution of these water masses can be tracked and analyzed over a few decades. These two features explain why the Mediterranean Sea is often referred to as a test basin that allows process oriented studies of the low frequency variability of the global thermohaline circulation.

Observations during the last two decades give evidence of an important variability of the thermohaline circulation on shorter time scales. The origin of these modifications take place in the Aegean Sea. There, particularly strong atmospheric forcing, intense winds and surface cooling, associated with salinity anomalies led to intermediate and deep water formation in the Cretan Sea (Roether et al., 1996). This anomalous formation of dense waters in turn altered the whole thermohaline cell as reported by Lascaratos et al. (1999). Indeed these newly formed dense waters then propagated into the Levantine basin and the Ionian Sea where they replaced the Eastern Mediterranean Deep Water (EMDW) (Malanotte-Rizzoli et al., 1999). Meanwhile, a strong decrease of the formation of Adriatic Deep Water was observed (Klein et al., 1999). This major event is now referred to as the "Big Transient" or the "Eastern Mediterranean Transient", thereafter EMT, due to the fact that the main formation site of the EMDW shifted from the Adriatic Sea to the Aegean Sea.

In this context numerical studies focusing on the thermohaline circulation were performed. The very first question that arised when dealing with long period simulations was the ability of the model to mimic water mass formation and to maintain this process over the whole calculation. For instance deep water formation never occurred in the 100 year simulation performed by Roussenov et al. (1995) using a  $1/4^\circ$  resolution model. The use of a climatological, low resolution, atmospheric forcing was invoked to explain this major drawback of the simulations. The choice of adequate parameterizations of small scale turbulent processes and numerical schemes were very crucial due to the fairly low resolution of the first models, which was of  $1/4^\circ$ . Indeed the simulations performed later by Haines & Wu (1998) using the eddy-permitting Cox model with  $1/4^\circ$  resolution revealed the importance of an accurate advective scheme to model dense water overflows. This led to significant improvement in the model since deep water formation was then reproduced and maintained during the whole model integration. A realistic thermohaline circulation was obtained when the equilibrium was reached. Then Myers & Haines (2000) succeeded in reproducing as well a realistic THC with flux forcing instead of the usual

restoring boundary conditions. This allowed them to subsequently investigate the variability of the THC with respect to variations in evaporation (Wu et al., 2000). Then more realistic numerical studies were conducted with the aim of reproducing the EMT in order to better understand the physical mechanisms involved (Wu et al., 2000; Demirov and Pinardi, 2002; Stratford and Haines, 2002; Nittis et al., 2003). The context of our study lies in between these two frameworks, process-oriented and realistic. Indeed it can be viewed as process-oriented study since we do not focus on a particular period but rather test the response of the model forced under realistic atmospheric forcing with strong interannual variability. Knowing this variability will then help in understanding the evolution of the THC under future climate conditions. On the other hand the study can be viewed in a more realistic sense since the sensitivity of the response will be focused on the Aegean Sea under anomalous cold conditions, as observed during the EMT. The purpose is then to test the generality of this kind of anomalous event.

We investigated the variability of the thermohaline circulation using an intermediate resolution oceanic general circulation model, namely  $1/8^\circ$ . The model is forced during 50 years with atmospheric forcing of higher resolution both spatial and temporal than previous studies. The first part of this paper consists in the validation of the model that strongly depends on the accuracy of the atmospheric forcing (Myers et al., 1998; Castellari et al., 2000; Béranger et al., 2005). Obviously the ideal forcing that combines a high spatial resolution and long-time duration does not exist. Therefore we tested our model under two atmospheric forcing. Once the model is validated under one of these forcing, two simulations of 50 year duration are performed. In the first one the model is forced with a perpetual year forcing while in the second one the 6 years of the ECMWF forcing are randomly applied in order to simulate the interannual variability. The impact of the interannual variability of the forcing on the thermohaline circulation will thus be estimated from the comparison between these two simulations. This comparison between the control simulation and the interannual simulation is analyzed in section 6.3. An analysis of an anomalous event in the Aegean Sea is conducted in section 6.4. This event is then discussed in respect with our knowledge of the Eastern Mediterranean Transient based on observations and numerical studies in the last section.

## 6.2 Ocean model response under two atmospheric forcing

The first stage consisted in the validation of the oceanic model under two atmospheric forcing, one of fairly long-time duration but at moderate resolution, namely ERA40 reanalysis, one of finer spatial resolution but of short-time duration, ECMWF analysis. The oceanic model is the  $1/8^\circ$  resolu-

tion Mediterranean configuration of the OPA model (Madec et al., 1998), thereafter referenced to as “MED8”. Physical parameters are those described in Bozec et al. (2005). The atmospheric heat flux, thereafter referred to as climatological heat flux, is applied at the model surface using the correction method (Barnier et al., 1995), which combines a climatic record of the atmospheric heat flux and a retroaction coefficient ranging from  $-10 \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-1}$  in winter to  $-40 \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-1}$  in summer. The resulting heat flux is referred to as net heat flux. Freshwater fluxes (evaporation, precipitation and river runoffs) are applied as a virtual salt flux that includes constant relaxation term equivalent to  $-40 \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-1}$  for the whole year. Sea Surface Salinity (SSS) is relaxed toward the climatological salinity and Sea surface temperature (SST) toward the SST provided with the atmospheric fluxes.

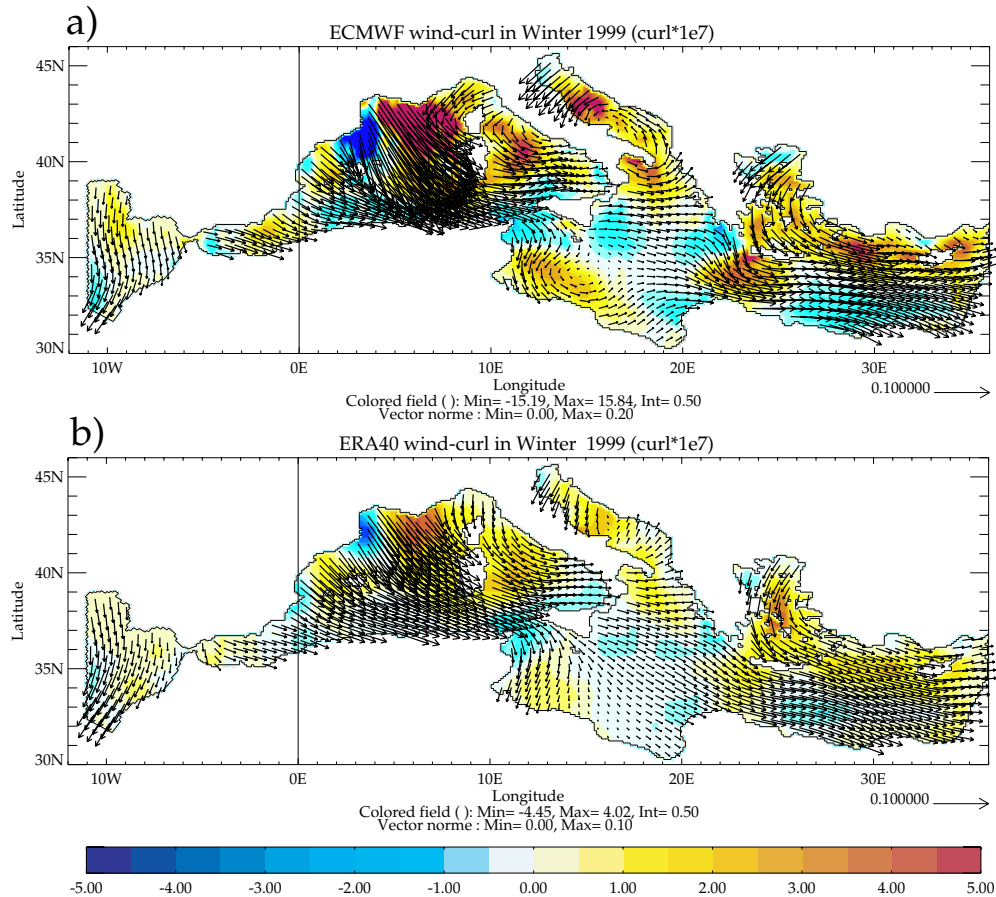
In both cases, the simulations are started in summer in order to prevent strong mixing at the beginning of the simulation that would modify thermohaline properties of the basin before stabilization. The response of the model is analyzed over a 12 year period that corresponds to the duration of the ERA40 forcing, available over [1987, 1999]. High resolution ECMWF atmospheric forcing were available from March 1998 to December 2003. Note that the ECMWF forcing was ‘extended’ from September 1997 until February 1998 using the ERA40 outputs, in order to provide a sixth year. Then, two cycles are realized using this forcing. The initial state differs for the two simulations, the reason being that the ERA40 period includes the EMT period whereas the ECMWF simulation covers a period following the EMT. Hence the MODB4 climatology (Brasseur et al., 1996), constructed with data taken before the EMT, is used for the MED8-ERA40 simulation. Instead MEDATLAS II climatology that takes into account in-situ data available after the EMT, (MEDAR/MEDATLAS Group, 2002) is chosen for the MED8-ECWFM simulation.

## 6.2.1 MED8-ECMWF and MED8-ERA40 forcing

### 6.2.1.1 Winds

A specific feature of the atmospheric circulation over the Mediterranean Sea, related to the complex orography, is the presence of local winds such as the Mistral in the Gulf of Lion or the Etesian winds in the Aegean Sea. As a result only fairly high resolution atmospheric models are able to reproduce these local winds (Horton et al., 1994). These winds are nevertheless of crucial importance regarding water mass formation. Indeed the wind stress has a critical influence on the surface circulation thereby playing a preconditioning role in water mass formation (Myers et al, 1998). More generally, both local winds and strong heat loss play a major role in deep water formation. Two atmospheric forcing are considered here that combine either a high spatial resolution but short time duration or a moderate spatial resolution but a longer time period. The first one, the high resolution analysis of the European

Centre of Medium Weather Forecast (ECMWF) ( $0.5^\circ \times 0.5^\circ$  real grid scale, i.e.  $\sim 60\text{km}$ ), allows a realistic representation of local winds. However it only provides data over the period [1998, 2003]. The second forcing ERA40 is the re-analysis from the same ECMWF. Similarly to the analysis ECMWF, atmospheric data are assimilated in the reanalysis but with a coarser grid model, equal to  $1.125^\circ$  (i.e.  $\sim 125\text{ km}$ ), that may be inadequate regarding meso-scale atmospheric structures. On the counterpart a longer time period [1987, 1999] is available.



**Fig. 6.1:** Wind stress vector (in  $\text{N}/\text{m}^2$ ) and meridional wind stress curl (in color in  $\text{N}/\text{m}^3$ ) in Winter 1999 for a) ECMWF and b) ERA40.

A comparison between the wind-stress during winter 1999 is displayed in Figure 6.1. In the eastern Mediterranean Sea, the cold and dry winds flowing from the Northeast land- the Etesian winds- play a major role. Their cyclonic structure flowing from the Northeast, north of the Aegean Sea and then from the Northwest on the Levantine basin, is well reproduced by ECMWF and ERA40 with high values for ERA40. It is in the western Mediterranean Sea that the main drawback of ERA40 is revealed. There the intensity of the Mistral is underestimated by ERA40 (Fig. 6.1 b) whereas it is well represented by

the higher resolution model ECMWF (Fig. 6.1 a) with values consistent with observations.

### 6.2.1.2 Net heat flux and virtual salt flux

	Climatological Heat Flux ( $\text{W}/\text{m}^2$ )	Freshwater Flux ( $\text{mm}/\text{d}$ )
ECMWF	$-27.4 \pm 121.7$	$1.58 \pm 0.95$
ERA40	$-10.9 \pm 112.7$	$1.43 \pm 0.79$
	Net Heat Flux ( $\text{W}/\text{m}^2$ )	Virtual Salt Flux ( $\text{mm}/\text{d}$ )
MED8-ECMWF	$-2.70 \pm 130.0$	$0.94 \pm 1.31$
MED8-ERA40	$-1.57 \pm 115.7$	$0.99 \pm 1.22$

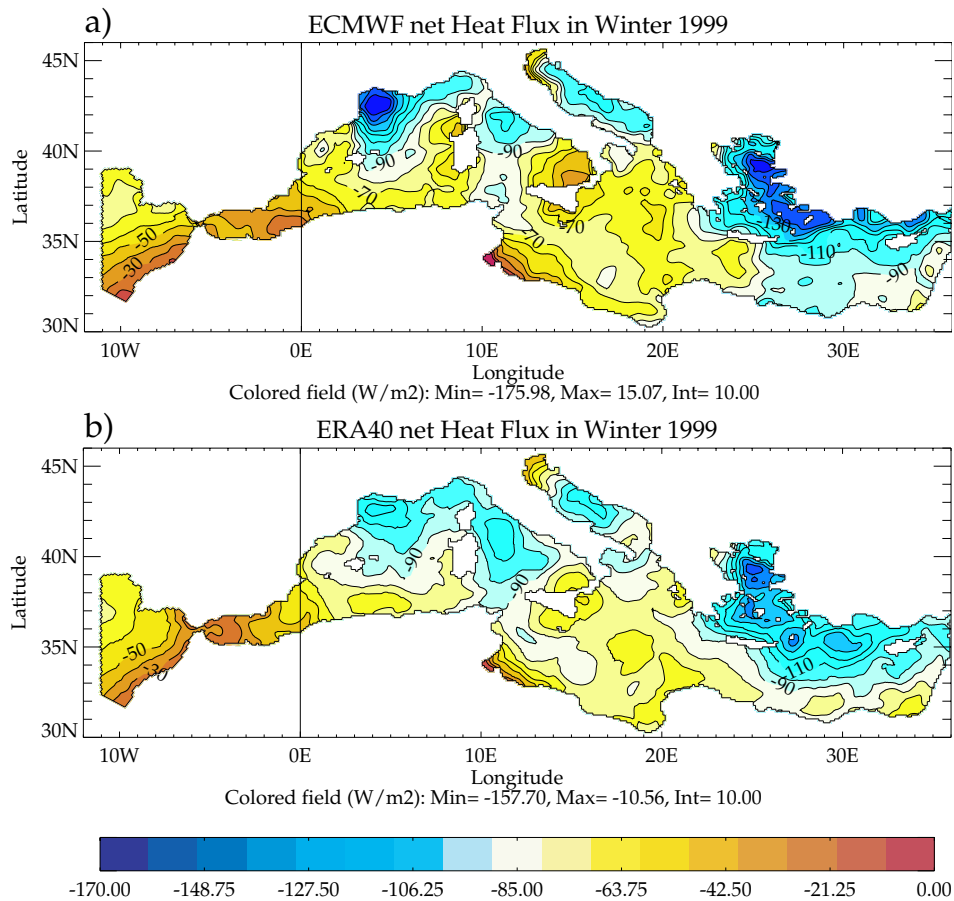
**Tab. 6.1:** First part of the table : averages over the MED8 domain of the climatological heat flux and freshwater flux over the 1987-2000 period for ERA40 and over the period 1997-2003 for ECMWF. Second part of the table : averages over the MED8 domain of the net heat flux and virtual salt flux over the 1987-2000 period for ERA40 and over the period 1997-2003 for ECMWF.

We compare in this section the averaged net heat flux namely the climatological heat flux plus the retroaction term. While the averaged net heat flux is similar in the two models (Tab. 6.1) standard deviation slightly differs with a value of  $130 \text{ W}/\text{m}^2$  for MED8-ECMWF and of  $115 \text{ W}/\text{m}^2$  for MED8-ERA40. Comparison during the key wintertime period is provided by maps of the net heat flux during winter 1999 that was available for both forcing (Fig. 6.2). The spatial structure of the net heat flux, with minimum values in regions of convection, is quite similar for MED8-ERA40 and MED8-ECMWF in the eastern Mediterranean Sea. A few differences only can be noticed in some regions such as the Ionian basin or the Levantine basin where the net heat flux is generally lower in MED8-ERA40 than in MED8-ECMWF. As well, in the Aegean Sea, the region of minimum net heat flux covers a larger domain in MED8-ECMWF. Indeed this region extends from the Black Sea river mouth to the Rhodes’s region in MED8-ECMWF, whereas the region of maximum net heat loss does not extend further than the Cretan Island in MED8-ERA40. In the Adriatic Sea, the averaged value of the net heat flux is of about  $-100 \text{ W}/\text{m}^2$  with a minimum above the main gyre of the basin for MED8-ECMWF. However the most striking discrepancy is observed in the Liguro-provençal basin. This aspect is also observed in Autumn 1998 (not shown). This point could be of particular relevance since a strong heat loss is necessary in the preconditioning phase of the convection in the Gulf of Lion (Schott and Leaman, 1991). There, while the winterly averaged net heat loss is of  $-110 \text{ W}/\text{m}^2$  in ECMWF simulation, it hardly decreases down to  $-85 \text{ W}/\text{m}^2$  in MED8-ERA40. Thus, in this latter case, the convection is quite likely inhibited.

The averaged net heat flux is equal to  $-1.57 \text{ W}/\text{m}^2$  for MED8-ERA40 and  $-2.70 \text{ W}/\text{m}^2$  for MED8-ECMWF. These values can be compared with observations (Béthoux, 1979) that indicate a heat loss



from the Mediterranean Sea to the atmosphere of about  $-7\text{W/m}^2$ , this loss being compensated by heat advection through the strait of Gibraltar. Note that this fairly good agreement partly results from the daily retroaction term included in the model : the averaged climatological heat flux is equal to  $-27.4\text{W/m}^2$  for ECMWF and to  $-10.9\text{W/m}^2$  for ERA40 (see Table 6.1). However, the virtual salinity flux (evaporation minus precipitation minus runoff plus relaxation term), is underestimated by the model. Indeed the averaged values of  $0.94\text{mm/d}$  over the Mediterranean Sea for MED8-ECMWF and  $0.99\text{mm/d}$  for MED8-ERA40 are significantly smaller than the  $2.5\text{mm/d}$  inferred from observations (Garrett et al, 1993 ; Boukthir and Barnier, 2000)<sup>1</sup>.

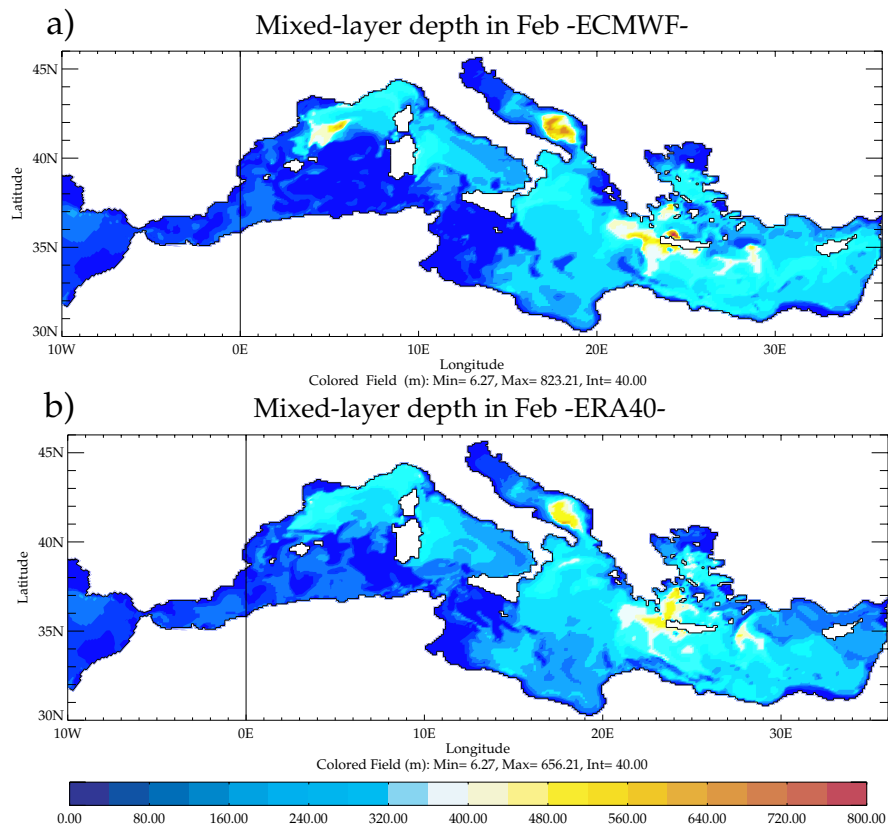


**Fig. 6.2:** Net heat flux in Winter 1999 in  $\text{W/m}^2$  : a) MED8-ECMWF ; b) MED8-ERA40

## 6.2.2 Mixed layer depth

A currently used indicator of the ability of a model to create water masses is the depth of the mixed layer. Typical mixed layer depths in the different sub-basins inferred from observational data are first introduced. Results for the two test simulations are then detailed.

<sup>1</sup>This value does not take into account the runoff that corresponds to about 10% of evaporation minus precipitation flux.



**Fig. 6.3:** Snapshots of the mixed-layer depth (m) in February 1999 for : a) MED8-ECMWF ; b) MED8-ERA40.

The Gulf of Lion is an important site of convection where the Western Mediterranean Deep Water forms. The convection occasionally reaches the bottom, at about 2700m, and presents a strong inter-annual variability (MEDOC group, 1970). Likewise, in the eastern Mediterranean sea, there are two main sites of water formation. The first site of formation is the Adriatic Sea where the Adriatic Deep Water (ADW) forms with typical mixed layer depth exceeding 1000m. Deep waters are then exported to the Ionian Sea where they sink down to the bottom forming the Eastern Mediterranean Deep Water (EMDW). The second site of formation is the Levantine basin where Levantine Intermediate and Deep Waters (LIW, LDW) form with typical mixed layer equal to 400-500m and  $> 1000$ m respectively. Also in the last 15 years, the Aegean Sea began to create deep water that propagate to the Levantine basin and then by internal convection replace the Eastern Mediterranean Deep Water in the Ionian basin. According to Theocharis et al. (2002), intermediate and deep waters have still formed in the Cretan Sea between 1000 and 2500m since the 1995 event. Surprisingly a weakening in the heat loss as well as in the intensity of the winds were observed in the western Mediterranean Sea during the period of the EMT, which explains the smaller values for the mixed layer depth in the Gulf of Lion.

A snapshot of the mixed layer depth in February 1999 is displayed in Figure 6.3 for the two test cases.

As expected, the model forced with the ERA40 forcing does not reproduce deep convection (no deeper than 300m) in the western Mediterranean Sea due to both weak heat loss and wind stress (Fig. 6.3 b). Instead more realistic mixed layer depths are obtained in MED8-ECMWF, with values of the order of 700m in 1999. More generally, in this simulation, a high interannual variability is observed but typical values are of the order of 800m.

In the eastern Mediterranean Sea both simulations reproduce realistic mixed layer depths (Fig. 6.3). In the same way, a strong variability is found in the Levantine basin depending on whether LDW forms as this is the case during years 7, 9 and 10 in MED8-ECMWF or whether LIW forms as this is the case for the other years. MED8-ERA40 also presents a strong variability with very deep convection during years 5 and 6 corresponding to the most extreme years, 1992-1993, of the EMT period. Otherwise the mixed layer depth is of about 600m. In the Adriatic Sea, convection depth reaches 800m years 8, 9 and 12 with MED8-ECMWF and 600m with MED8-ERA40 years 5 and 6.

In summary both forcing lead to realistic results in the eastern Mediterranean Sea but only the high resolution forcing ECMWF allows an adequate reproduction of convection in the western Mediterranean Sea. Hence this last forcing is used to study the interannual variability.

## 6.3 The 50 year simulations

We shall quantify the impact of the interannual variability on water masses and on the thermohaline circulation. To this aim, two simulations of 50 years are performed : MED8-RANDOM is forced by an interannual forcing constructed from ECMWF while MED8-REF is forced by a perpetual forcing. A 50 year interannual atmospheric forcing is built by randomly distributing the 6 available years of ECMWF. It is characterized by a succession of periods of weak and strong forcing. In particular a series of cold winters occurs during the last 10 years which provides the mean to test the sensitivity of the Aegean Sea under strong interannual variability. The forcing of the control simulation is a perpetual year inferred from the average of the 6 years of ECMWF.

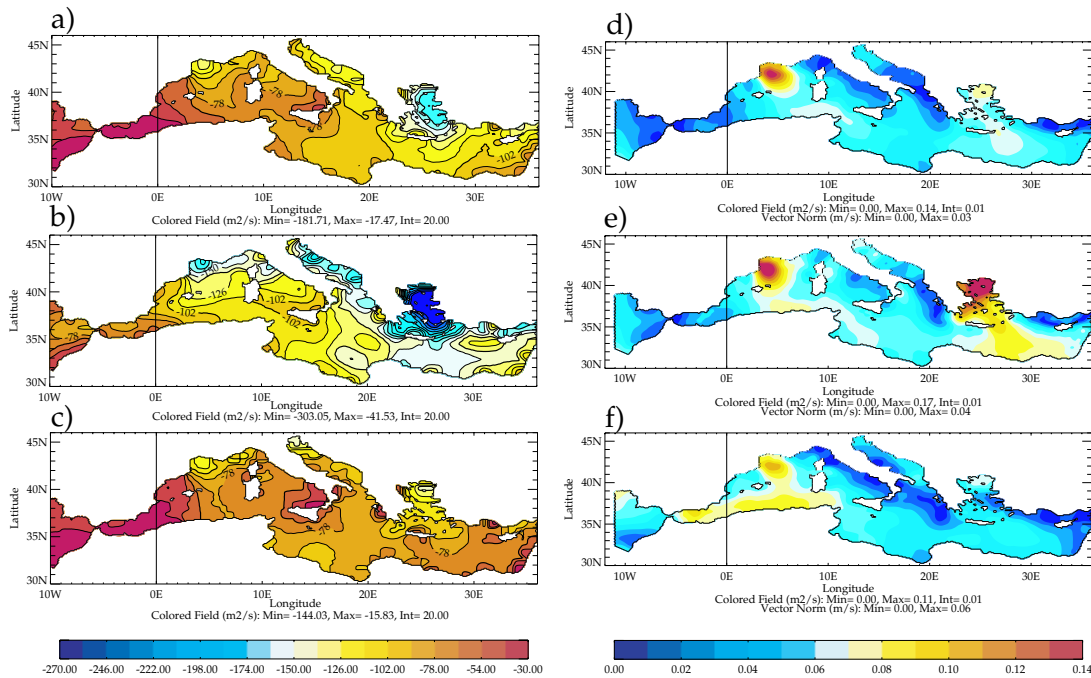
### 6.3.1 Characterization of the atmospheric forcing of MED8-REF and MED8-RANDOM

#### Overview of the atmospheric forcing during winter

The interannual variability of the 6 year ECMWF forcing is illustrated (Fig. 6.4) by winter maps of

the net heat flux and wind stress for the mean 6 years (a and d), the coldest year of the period (2003, b and e) and the warmest year of the period (2001, c and f). During winter 2003, strong heat losses and intense evaporation are observed in conjunction with strong winds. Comparison with the perpetual winter shows that the main discrepancies are located in the Aegean Sea where the heat loss can reach  $300 \text{ W/m}^2$  (Fig. 6.4 b) in contrast with the maximum value of  $180 \text{ W/m}^2$  for the perpetual year (Fig. 6.4.c). This maximum heat loss is reached in the Central and Northern Aegean sub-basins, near the Black Sea river mouth. As well, the heat loss is still significant in the Cretan Sea, the difference when compared with the perpetual year being equal to  $160 \text{ W/m}^2$ . In other regions such as the Adriatic Sea and the Gulf of Lion, the heat loss is larger than in the climatology.

Wind stress patterns are similar in all cases. The intensity of the wind is greatly intensified in most regions of the Mediterranean Sea, especially in the Liguro-Provençal basin and in the Aegean Sea, with strong Etesian winds. This intensification of the wind-stress combined with anomalously strong heat loss will have a significant impact on water mass formation as analyzed below.



**Fig. 6.4:** Net Heat flux ( $\text{W/m}^2$ ) in winter : a. perpetual forcing; b. year 2003; c. year 2001. Wind-stress ( $\text{N/m}^2$ ) in winter : d. perpetual forcing; e. year 2003; f. year 2001.

### Interannual variability of MED8-RANDOM forcing

Net heat flux and virtual salt flux averaged over the 50 years are close to those found in section 6.2.1.2, with an averaged net heat loss of about  $3. \text{ W/m}^2$  and an averaged EMP of  $1 \text{ mm d}^{-1}$  (Table 6.2).

	Net Heat Flux ( $\text{W}/\text{m}^2$ )	Virtual Salt Flux ( $\text{mm}/\text{d}$ )
MED8-RANDOM	$-3.16 \pm 130.0$	$1.01 \pm 1.31$
MED8-REF	$-3.65 \pm 125.0$	$1.14 \pm 1.15$

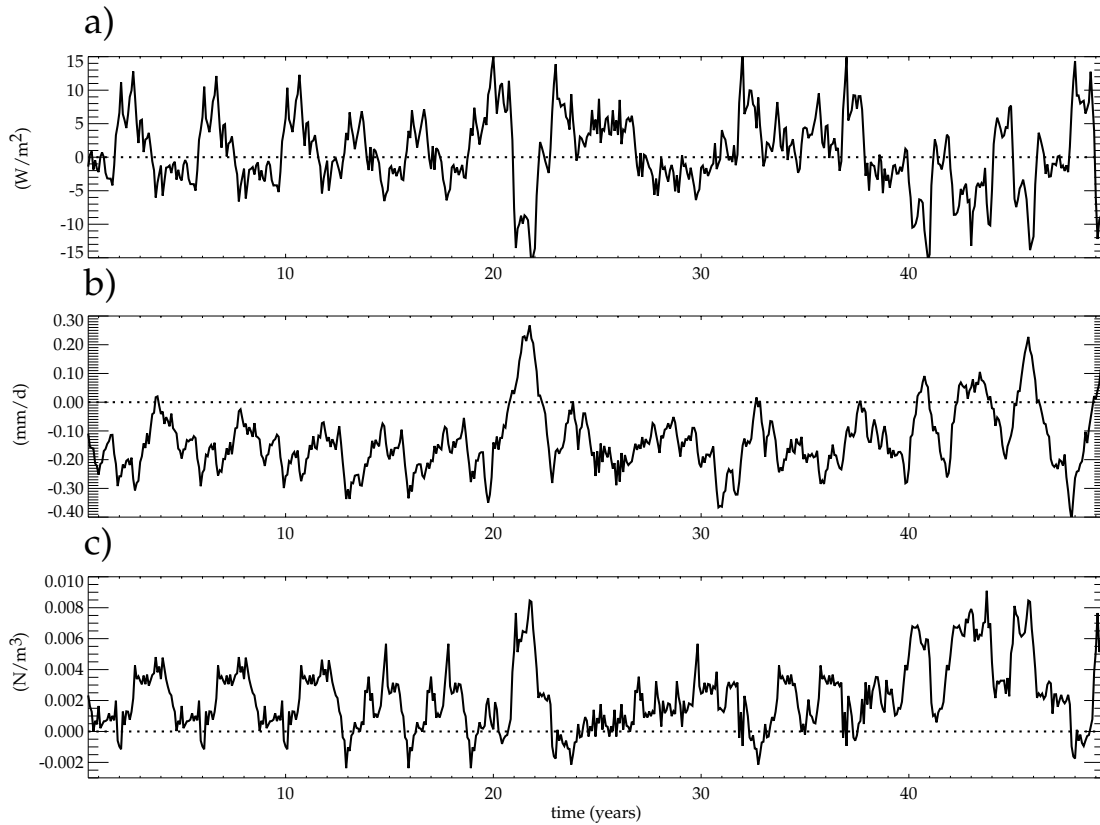
**Tab. 6.2:** Net Heat flux and Virtual salt flux averages over the MED8 domain for MED8-RANDOM and MED8-REF.

An overview of the variability of the interannual atmospheric forcing is provided in Figure 6.5 where the temporal evolution of net heat flux anomalies, virtual salt flux anomalies and wind stress anomalies are displayed. Note that a 12 month moving average is performed for clarity. The averaged net heat flux anomalies are positive ( $+0.44\text{W}/\text{m}^2$ ) and averaged virtual salt flux anomalies have a negative bias of  $0.13 \text{ mm d}^{-1}$  with a variability between  $-1.3 \text{ mm d}^{-1}$  and  $+0.8 \text{ mm d}^{-1}$ . (Fig. 6.5.a and b). More precisely the temporal evolution gives evidence of an alternance of “weak” and “strong” forcing periods. Two main events are worthwhile to mention : strong negative net heat flux anomaly associated with strong positive virtual salt flux anomaly is observed, firstly in the early 20s, secondly during the last 10 years of the simulation. Most of these anomalies are induced by the 2003 cold winter that occurs on years 20, 40, 42, 43, 45 and 49 in the simulation MED8-RANDOM. Meanwhile, positive wind stress anomalies especially during years 43 to 46 occur (Fig. 6.5 c).

## 6.3.2 Overview of the MED8-REF and MED8-RANDOM simulations

### 6.3.2.1 Thermohaline properties

The anomalies of the averaged temperature and salinity as well as the anomalies in the atmospheric forcing are represented in Figure 6.6. Comparison between Figures 6.6.a and b reveals the good correlation between net heat flux anomalies and temperature anomalies. The averaged salinity anomalies are always negative as a result of the negative virtual salt flux anomalies in MED8-RANDOM forcing compared to MED8-REF forcing while temperature anomalies are mostly positive as a result of positive mean net heat flux anomaly. Further investigation on the time evolution of salinity anomalies shows a decrease during the first 20 years after which the evolution is reversed with a net increase until year 40. A slight decrease is eventually obtained. This evolution can be closely related to that of the virtual salt flux anomalies (Fig. 6.6.c) : the strong evaporation observed around year 20 is responsible for the stabilization of the salinity anomalies while the final decrease in salinity anomalies at the end of the simulation results from strong precipitations. The time evolution of temperature anomalies is closely related to that of the net heat flux anomalies, the most striking feature being the strong decrease during the cold period over the last 10 years.

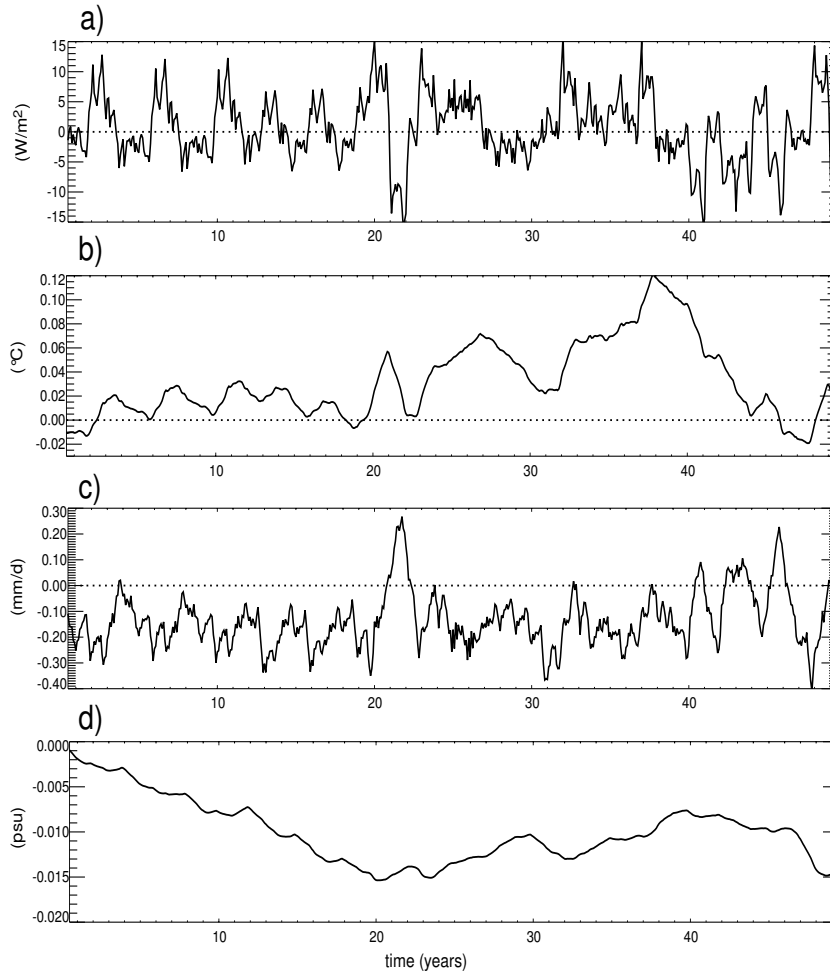


**Fig. 6.5:** Comparison between *MED8-RANDOM* and *MED8-REF*. Temporal evolution of the 12 month smoothing anomalies of : a. net heat flux; b. virtual salt flux; c. wind-stress modulus. Anomalies corresponds to the monthly differences between *MED8-RANDOM* and *MED8-REF*.

The same analysis of temperature and salinity evolution over the different sub-basins reveals that the Levantine basin and the Aegean Sea are mainly responsible for the increase in salinity (from year 20) and for the brutal decrease in temperature during the last decade. Indeed, the salinity increase can be related with the increase in virtual salt flux over the Levantine basin during this period. In the same way, the succession of cold winters during the last decade of *RANDOM* leads to a strong decrease in temperature in the Aegean Sea while salinity remains almost constant as detailed in section 6.4.1.

### 6.3.2.2 Water mass formation

Water mass formation is inferred from the surface density flux, using the diagnosis developed by Walin (1982) and later applied to the Mediterranean Sea by Tziperman & Speer (1994). In addition the effect of the penetrative solar flux in the oceanic surface layer is taken into account as described in Bozec et al. (2005). The expression for the volume flux through a water mass of density ranging between  $\rho$  and  $\rho + \Delta\rho$  averaged over a time interval  $t$  is given by :



**Fig. 6.6:** Time evolution of the anomalies averaged over the MED8 domain of : a. net heat flux ; b. temperature ; c. virtual salt flux ; d. salinity.

$$\begin{aligned}
 F(\rho) = & \frac{1}{N\Delta t} \sum_{n=1}^N \Delta t \sum_{i,j} \Delta x \Delta y \left[ -\frac{\alpha}{C_p} Q_{nsol} + \beta S * EMPR \right] \Pi(\rho - \rho') \\
 & + \frac{1}{N\Delta t} \sum_{n=1}^N \Delta t \sum_{i,j,k} \Delta x \Delta y \Delta z \left[ -\frac{\alpha}{C_p} Q_{sol} * \frac{dI}{dz} \right] \Pi(\rho - \rho')
 \end{aligned} \tag{6.1}$$

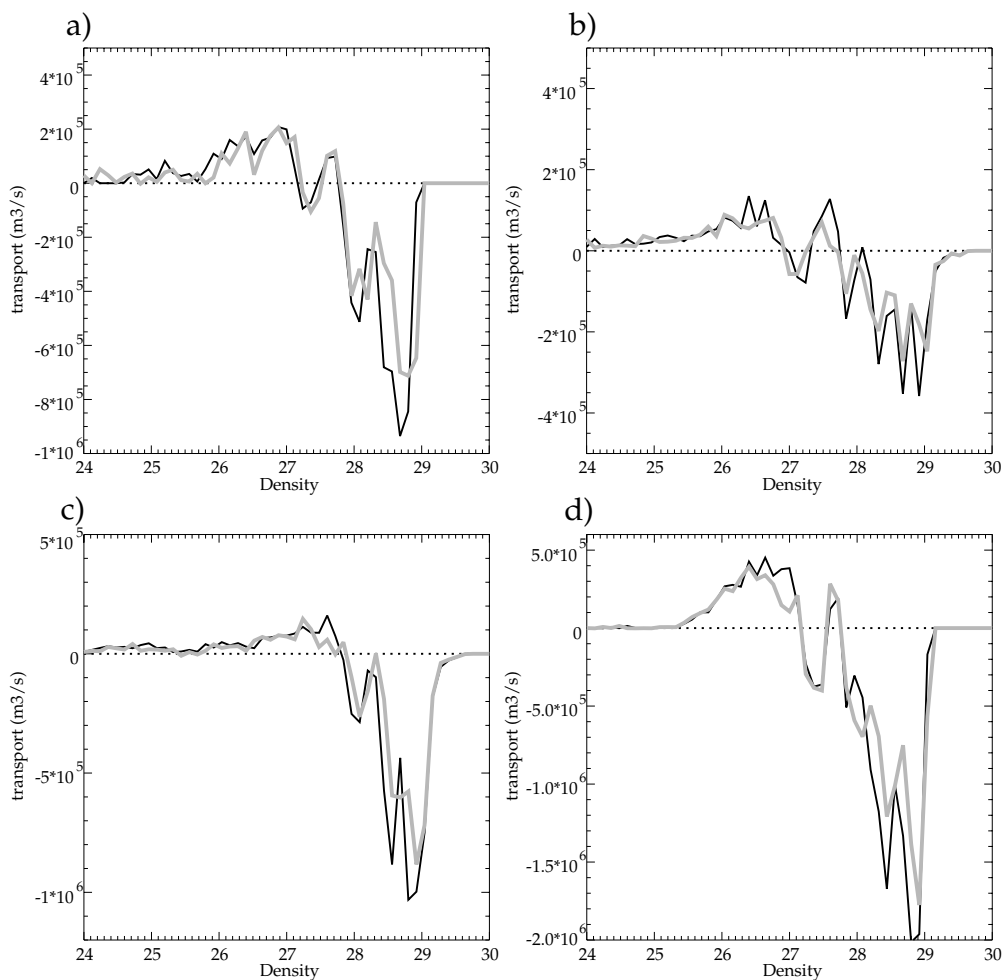
With  $Q_{sol}$  and  $Q_{nsol}$ , being solar and non solar flux in  $W.m^{-2}$ , EMPR virtual salt flux (evaporation - precipitation - runoff + relaxation (in  $kg m^{-2} s^{-1}$ )),  $\Delta\rho = 0.12 kg/m^3$ ,  $S$  the surface salinity,  $C_p$  the water calorific capacity (equal to  $4000 J kg^{-1} ^\circ C^{-1}$ ), the thermal expansion coefficient  $\alpha = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial \rho}{\partial T}$  and the saline contraction coefficient  $\beta = \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial \rho}{\partial S}$ .  $\Delta x \times \Delta y \times \Delta z$  is the volume of a grid cell,  $\Delta t$  correspond to one month. Finally, the function  $I(z) = [Re^{-\frac{z}{\xi_1}} + (1-R)e^{-\frac{z}{\xi_2}}]$  is a parameterization of the penetrative solar flux, corresponding to a Type I water in Jerlov's (1968) classification :  $\xi_1 = 0.35$  m,  $\xi_2 = 23$  m and  $R = 0.58$ .

This formulation is applied to the different basins of convection, namely the Gulf of Lion, the Adriatic Sea, the Aegean Sea and the Levantine basin. Results are shown during the last 10 years of the simulation to give evidence of the effect of the cold forcing period of the MED8-RANDOM simulation (Fig. 6.7).

Transformation rates are displayed in Figure 6.7. Similar shapes are obtained for MED8-REF and MED8-RANDOM. The main difference arises from dense waters, of density higher than  $\sigma_0=28 kg/m^3$ , whose formation rate is reduced when perpetual forcing is applied. Indeed, the averaged decrease in formation rate is of about 30 % for all sub-basins. In addition the density of the minimum peak is shifted toward smaller values in MED8-RANDOM as a result of the increase in the averaged temperature and the decrease in the averaged salinity in this simulation. This shift in density can reach about  $+0.15 kg/m^3$  as obtained in the Gulf of Lion (Fig. 6.7 a). The other difference arising when random forcing is applied, is a more important destruction of mid-density waters within the range  $\sigma_0= [27.2 kg/m^3, 27.9 kg/m^3]$  in the Aegean Sea (Fig. 6.7 c) and  $\sigma_0=[26.7 kg/m^3, 27.4 kg/m^3]$  in the Levantine basin (Fig 6.7 d) in MED8-REF.

The MED8-RANDOM forcing thus leads to an enhancement of the formation of dense waters as a result of the occurrence of extreme forcing such as that of winter 2003. This impact is especially significant in the Aegean Sea during the last ten years of MED8-RANDOM and is the subject of the next section.





**Fig. 6.7:** Water mass transformation during the last 10 years of the simulations : *a.* in the Gulf of Lion ; *b.* in the Adriatic Sea ; *c.* in the Aegean Sea ; *d.* in the Levantine basin. Results for MED8-RANDOM are represented in black and those of MED8-REF in grey.

## 6.4 Anomalous event in the Aegean Sea in MED8-RANDOM

### 6.4.1 Overview of the atmospheric forcing and evolution of thermohaline properties

The evolution of the atmospheric forcing and of the thermohaline characteristics of the Aegean Sea is given in Figure 6.8. Our period of particular interest is indicated by the two vertical lines, between year 39 and year 47. We denote a high variability of the net heat flux anomalies over the Aegean Sea as shown in Figure 6.8. Values for the net heat flux are ranging between  $-200 \text{ W/m}^2$  and  $100 \text{ W/m}^2$ . Periods of enhanced heat loss are more frequent during the last decade of the simulation and correspond to a succession of 2003 winters as underlined before. This intense heat loss leads to a strong decrease of the basin averaged temperature of about  $0.7^\circ\text{C}$  in 8 years (Figs. 6.8 a and c). Then, temperature increases again from year 47 to the end of the simulation as a result of moderate heat

loss.

The time evolution of virtual salt flux is fairly smooth when a 12 year moving average is applied. However a monthly moving average reveals the occurrence of negative peaks between -8 and -6 mm d<sup>-1</sup> during summer 20, 23, 32 and 37 corresponding to summer 1998 of 1998 and 3, 7, 11, 31, 34, 36, 38 and 44 corresponding to summer 2001 ECMWF. It is quite likely that the higher precipitation rate has a preconditioning role in the salinity decrease that is observed during the anomalous event.

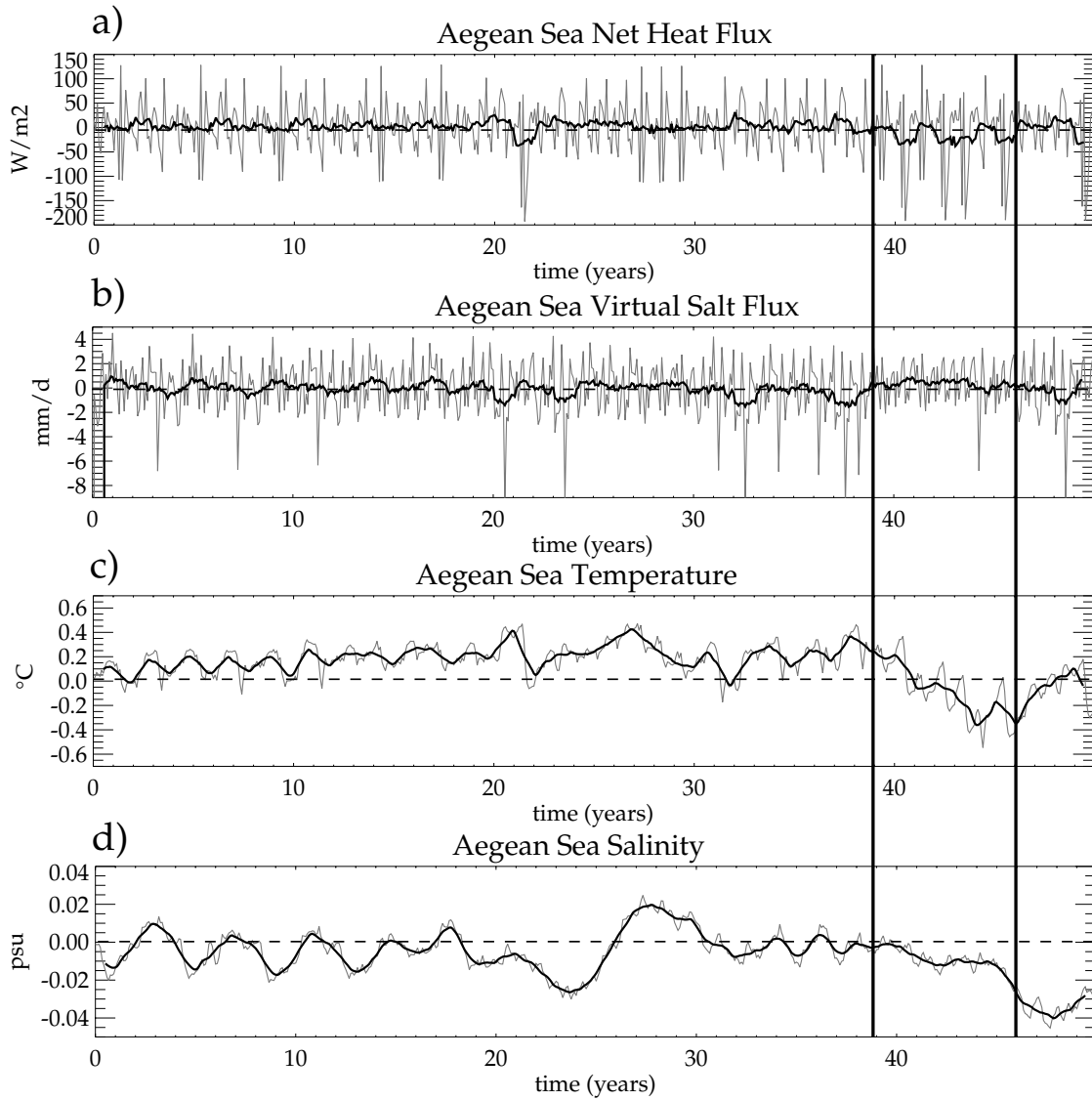
### 6.4.2 Convection in the Aegean Sea

The result of the anomalously cold atmospheric forcing is an increase in density of surface waters leading to anomalously dense water formation in the Aegean Sea. We focus here on the early stage of the development of this anomalous event, namely year 45 of MED8-RANDOM. Horizontal and vertical sections across the Aegean Sea, displayed in Figure 6.9, enlight the strong changes in water masses. In particular horizontal sections of the density fields at 292 m depth (Fig. 6.9.a and c.) reveal a mean density increase of the order of 0.2 kg/m<sup>3</sup> in the Central Aegean Sea. Because of the changes are less significant in the Northern and Southern sub-basins at this stage, this event is found to take place in this Central sub-basin. Vertical sections displayed in Figures 6.9.b and d. along 25.55°E show the complete vertical extension of these anomalies. Indeed the whole water column density is increased, with maximum density value of  $\sigma_0=29.35$  kg/m<sup>3</sup> in MED8-RANDOM, to be compared with the  $\sigma_0=29.15$  kg/m<sup>3</sup> maximum value in MED8-REF. Part of this newly formed water mass flows into the Southern Aegean sub-basin along the Greek coast (Fig. 6.9 c). Note that convection also occurs in the Southern sub-basin but the density of the water formed is significantly smaller than that of the Central sub-basin, with values equal to  $\sigma_0=29.1$  kg/m<sup>3</sup> in MED8-RANDOM and to  $\sigma_0=29.05$  kg/m<sup>3</sup> in MED8-REF.

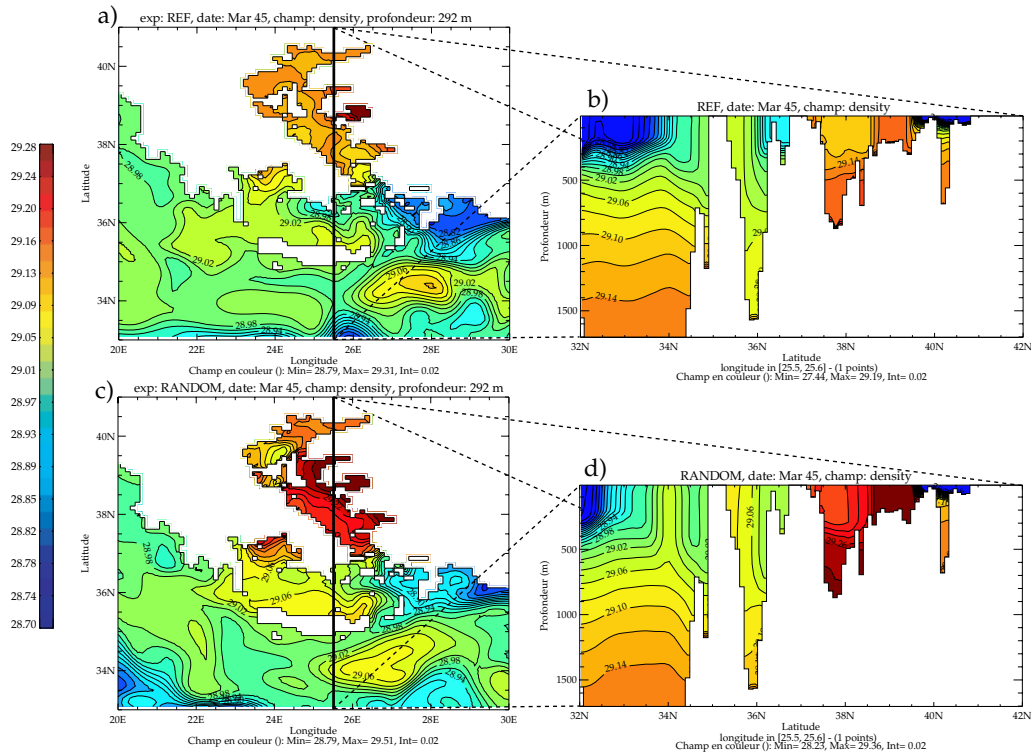
Meridional sections through the Aegean Sea enlight the division of this region into three sub-basins : the Northern Aegean sub-basin (39°N-42°N), the Central Aegean sub-basin (37°N-39°N) and the Southern Aegean sub-basin, the so-called Cretan Sea (35°N-37°N), as done in Nittis et al. (2003) (Fig. 6.10 a). Hence water mass budgets are established over these three sub-basins in order to analyze the spatio-temporal evolution of the anomalous event.

### 6.4.3 Water masses in the Aegean Sea

Thermohaline properties of water masses of the three Aegean sub-basins in winter are summarized in Figure 6.11. This representation underlines the contrasting thermohaline properties of these sub-basins. In the Northern sub-basin, waters are comparatively cold and fresh due to the combined action



**Fig. 6.8:** Time evolution of the anomalies averaged over the Aegean Sea of a) net heat flux , b) virtual salt flux , c) temperature, d) salinity for MED8-RANDOM. Thin black lines are monthly value and thick black lines correspond to a 12 month smoothing.



**Fig. 6.9:** Density during March of year 45 in MED8-RANDOM and MED8-REF : a). density at depth 292m in MED8-REF, b). meridional section of density at 25.55°E in MED8-REF, c). density at depth 292m in MED8-RANDOM, d). meridional section of density at 25.55°E in MED8-RANDOM.

of the Etesian winds in winter, cooling surface waters, and of the Black Sea discharge. In contrast, surface and intermediate waters in the Southern sub-basin are comparatively warm and salty due to the inflow of waters originating from the Levantine basin and flowing through the straits of Kassos and Karpathos. In between, water masses of the Central Aegean sub-basin have intermediate properties.

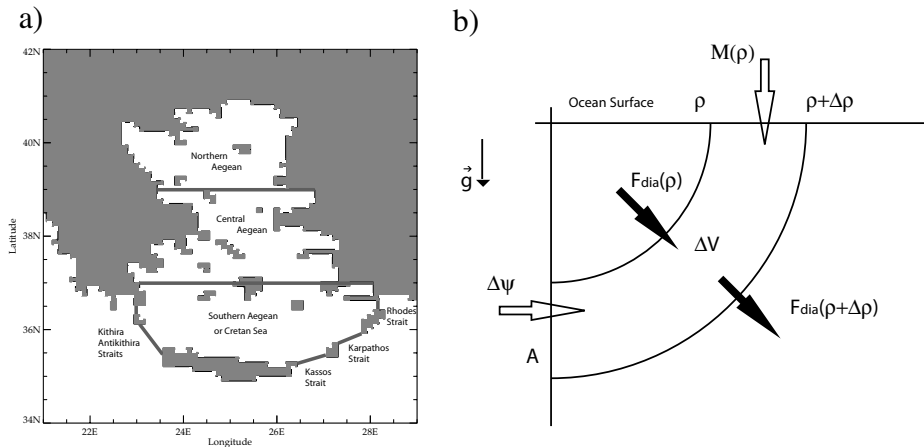
Evidence of the major changes that have occurred during the last 10 years of the simulation in the Aegean Sea is given in Figure 6.11 where  $\theta - S$  plots are displayed for 10 years before the event (years 25-35) and for the last 10 years of the simulation including the anomalous period (years 39-50).

The major change is the formation of a new water mass during the last decade of MED8-RANDOM. This formation results from a decrease in temperature of about 1°C of deep waters that were previously distributed within the temperature range 14-15°C and within the salinity range 38.8-39 psu. These waters then reach the highest density of the Aegean Sea with a potential density value equal to  $\sigma_0=29.3$  kg/m<sup>3</sup> (Fig. 6.11 e).

In contrast,  $\theta - S$  diagrams are almost similar in the Northern sub-basin (Fig. 6.11 a and d). The only difference is observed for intermediate and bottom waters that become slightly denser, as in the

Central sub-basin, with a maximum density value equal to  $\sigma_0=29.25 \text{ kg/m}^3$ . Note that this increase in density mostly results from a temperature decrease of about  $(-0.5^\circ\text{C})$ .

In the Southern sub-basin, no new water mass was evidenced. The only change is observed for bottom waters with the apparition of a second branch in the  $\theta - S$  diagram, saltier than the previous one during the last decade (Fig. 6.11 c and f). The maximum density of this basin stays close to its previous value of  $\sigma_0=29.1 \text{ kg/m}^3$ .

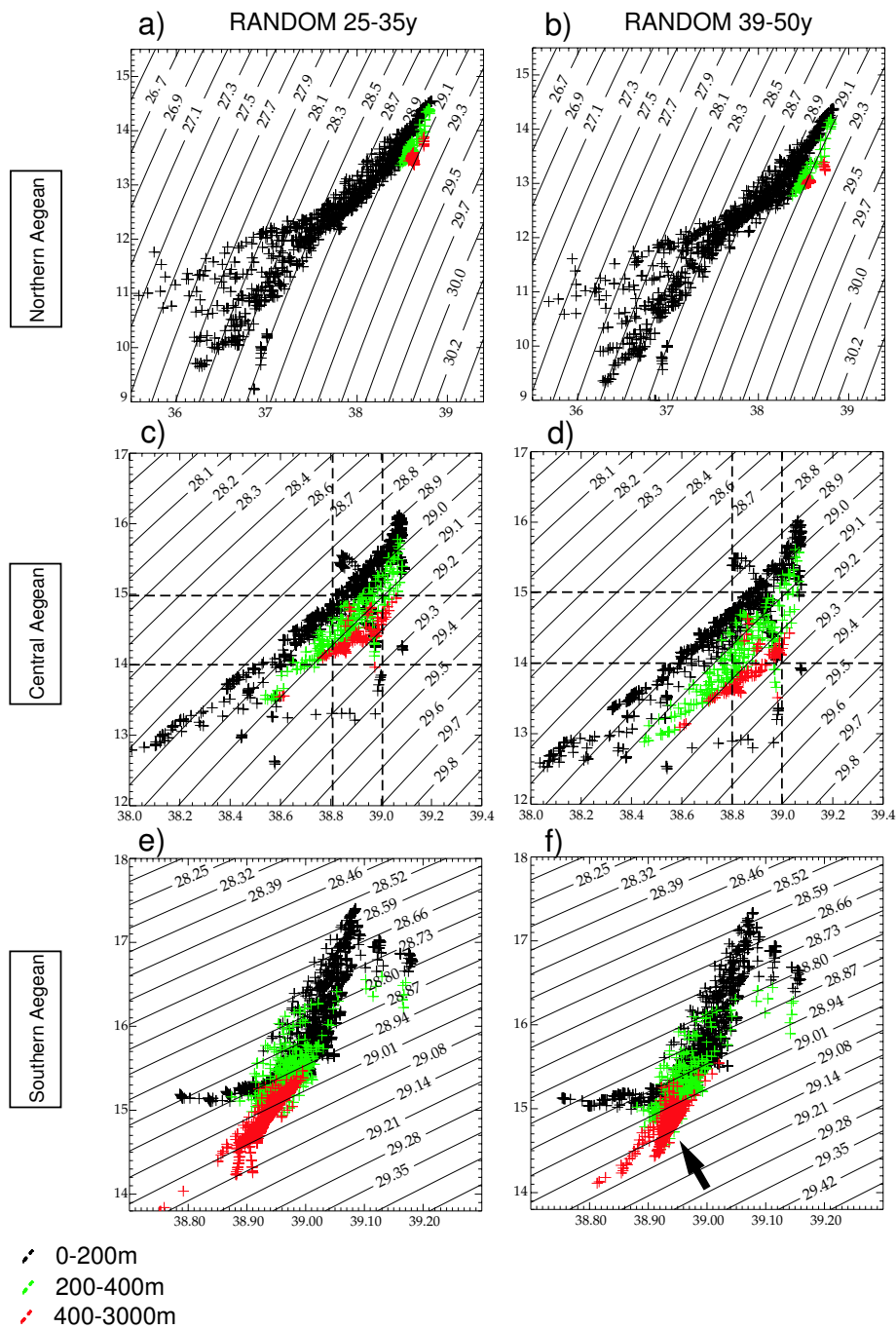


**Fig. 6.10:** a. The Aegean Sea and its 3 sub-basins (black lines indicate the boundaries between these 3 sub-basins); b. budget for the water volume within 2 isopycnal surfaces  $\rho$  and  $\rho + \Delta\rho$ .

The increase in density of deep waters in the Aegean Sea is summarized in Figure 6.12 where the time evolution of the volume of waters of density larger than  $\sigma_0=29.09 \text{ kg/m}^3$  is displayed for the three sub-basins. Indeed while the volume of waters denser than  $\sigma_0=29.09 \text{ kg/m}^3$  remains constant, when excluding the seasonal cycle, in the MED8-REF simulation this volume sharply increases in the MED8-RANDOM simulation from the 39<sup>th</sup> year in the Central Aegean sub-basin (Fig 6.12). This increase then occurs in the Northern sub-basin and finally in the Southern sub-basin where a maximum volume of  $1.9 \times 10^{13} \text{ m}^3$  is reached during year 44. This evolution of the volume of water denser than  $29.09 \text{ kg/m}^3$  in the different Aegean sub-basins confirms that an anomalous event happens in this basin with an important increase of the volume during the last decade. It also shows that the main water mass formation first occurs in the Central Aegean sub-basin as expected from the water mass diagnosis described in section 6.4.2.

#### 6.4.4 Water mass budget in the Aegean

In order to better understand the driving mechanisms of this event, a time-varying water mass budget is established. We apply the method introduced by Nurser et al. (1999) to the different control



**Fig. 6.11:**  $\theta/S$  diagrams in MED8-RANDOM. The first column (a., c., e.) corresponds to winters within the period 25-35y while the second column (b., d. and f.) corresponds to winters within the period 39-50y. The three sub-basins are distinguished : the Northern Aegean in a. and b., the Central Aegean in c. and d., the Southern Aegean in e. and f. The following acronyms are used : LIW, Levantine Intermediate Water, CIW, Cretan Intermediate Water, CDW, Cretan Deep Water.

volumes shown in Figure 6.10. The time derivative of the control volume verifies the following equation :

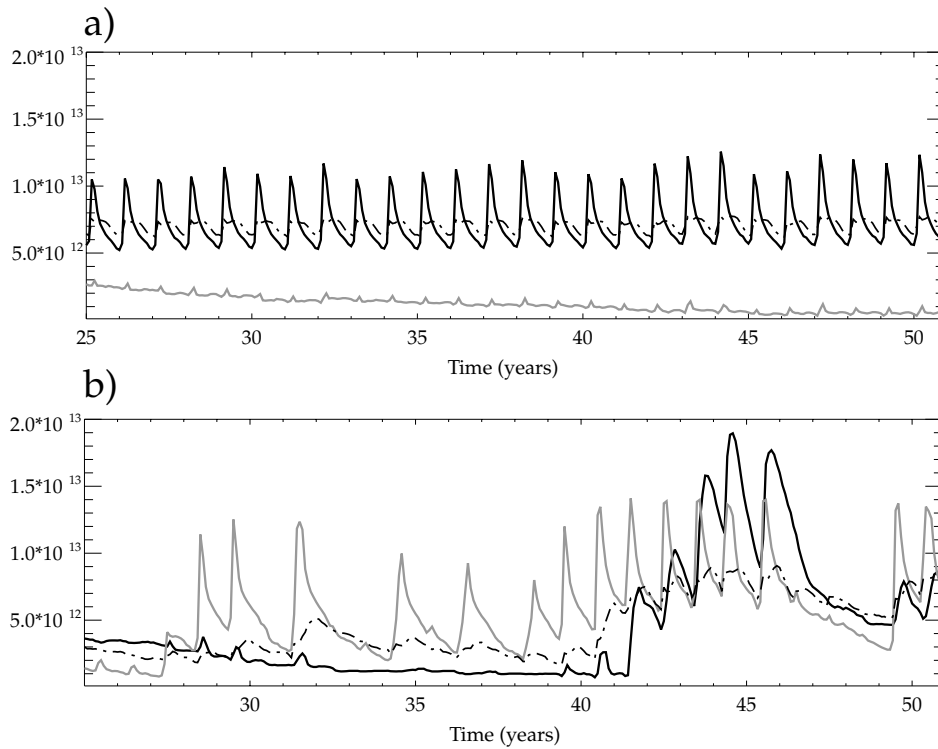
$$\frac{\partial \Delta V}{\partial t} = \Delta \psi + F_{dia}(\rho) - F_{dia}(\rho + \Delta \rho) - M(\rho) \quad (6.2)$$

where  $\frac{\partial \Delta V}{\partial t}$  is the time derivative of the volume of water between  $\rho$  and  $\rho + \Delta \rho$ ,  $\Delta \psi$  is the advective flux,  $F_{dia}$  is the diapycnal flux and  $M(\rho)$  is the surface formation rate computed from  $M(\rho) = F(\rho + \Delta \rho) - F(\rho)$  with  $F(\rho)$  given by equation (6.1).

Prior to this analysis the choice of relevant density layers has to be made. There is no obvious answer to this question since water mass properties significantly differ in the three sub-basins. Three density layers are defined using an averaged salinity profile over the Mediterranean Sea : a surface layer, above the halocline, an intermediate layer, within the halocline, and a bottom layer, below the halocline. Density values that bound these three layers are then inferred from the averaged density profile that is superimposed on the averaged salinity profile. The following density ranges are thus obtained : 24. - 28.84 kg/m<sup>3</sup> for surface waters, 28.84 - 29.09 kg/m<sup>3</sup> for intermediate waters and 29.09 - 29.4 kg/m<sup>3</sup> for bottom waters.

In the following we focus on the budget of the densest waters in the Central and Southern Aegean sub-basins since the Northern Aegean sub-basin plays a minor role due to weaker atmospheric fluxes.

Volume budgets for the densest water mass class, of potential density larger than  $\sigma_0=29.09$  kg/m<sup>3</sup>, are displayed in Figure 6.13, thereafter referred to as deep water. For clarity the dominant terms, surface formation rate and mixing, and the secondary terms, time derivative of the volume and advective flux, are represented separately. The Central Aegean sub-basin is the main site of formation for deep water with a net formation rate within the range 0.5 to 1 Sv (Fig. 6.13.b). This water mass formation is driven by the surface buoyancy flux as shown in Figure 6.13.d, of an averaged value of 1.15 Sv, both mixing and advective terms then contribute to the destruction of these deep waters (Fig. 6.13.b and d). The deep water cycle is characterized by a significant interannual variability with a period of weaker formation rates, from year 32 to year 38 of MED8-RANDOM, that can be correlated with positive heat flux anomalies (Fig. 6.8) and weaker wind stress. In contrast periods of strong formation rates, typically of 1.5 Sv, are observed, that can be correlated with negative heat flux anomalies (Fig. 6.8). It is in the Southern Aegean sub-basin that the building up of this anomalously dense water formation is revealed (Fig. 6.13.a and c). This deep water is first noticed between year 27 and 32 in the Southern Aegean sub-basin. The formation is feeded both by surface buoyancy flux and by the southward advective flux of deep waters originating from the Central sub-basin, with typical values



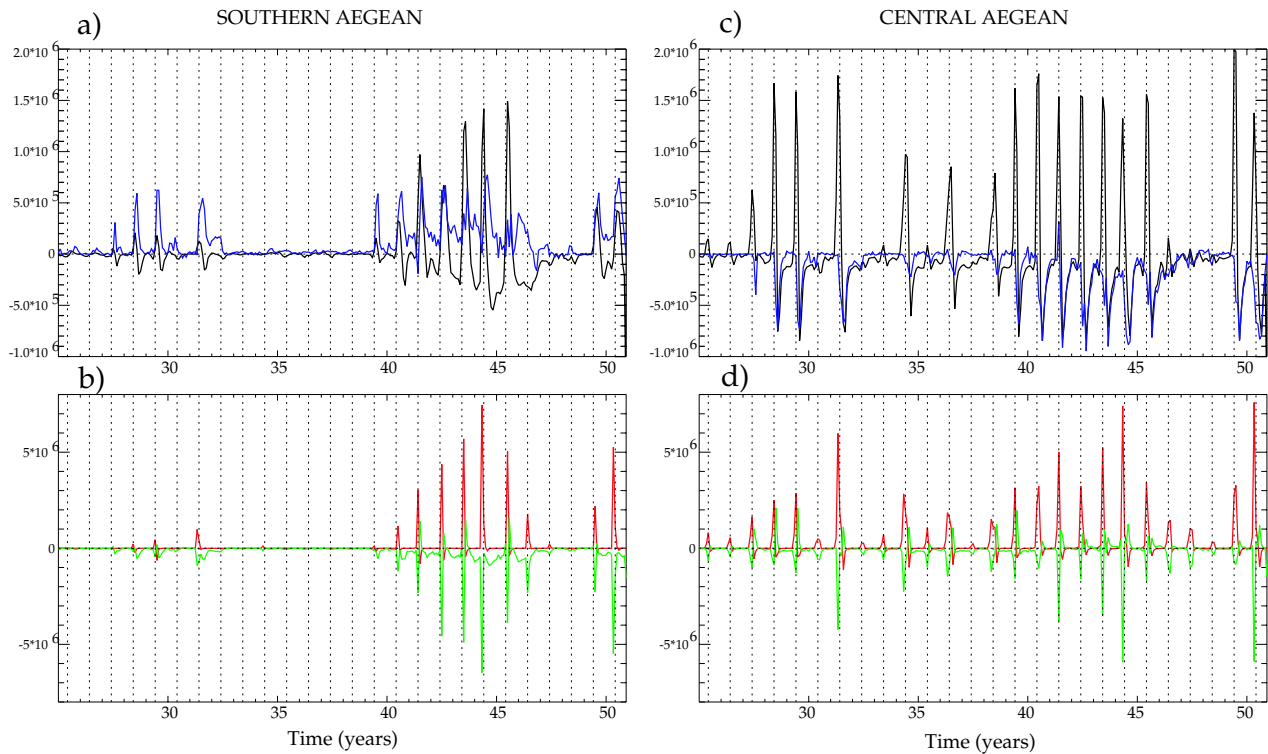
**Fig. 6.12:** Time evolution of the volume of waters denser than  $29.09 \text{ kg m}^{-3}$  during the last 25 years of : a) MED8-REF and b) MED8-RANDOM. The Southern Aegean sub-basin corresponds to the thick black line, the Central Aegean sub-basin to the thin grey line and the Northern Aegean sub-basin to the dotted dashed line.

of 0.5 to 1 Sv. The net formation rate is however weak, of the order of 0.3 Sv due to destructive mixing terms. Then a period without any deep water formation follows before the occurrence of the anomalous event. The net formation rate then increases from 0 up to 1 Sv over 2 years (from year 39 to 41). This formation is driven by the surface buoyancy flux, with a contribution up to 7 Sv, and with a minor contribution of southward advective flux, of the order of 0.7 Sv. Then, as in the Central sub-basin, mixing processes lead to the conversion of part of this deep water into intermediate waters.

The overall budget involving intermediate and deep waters in the Central and Southern Aegean sub-basins is displayed in Figure 6.14. A schematic representation using boxes is chosen in order to enhance the water exchanges between the different compartments. Two particular years are displayed : the first one, year 25 of MED8-RANDOM, prior to the anomalous event, the second one, year 45, during the anomalous event.

In the “traditional” situation such as that of year 25, the main water mass transformations occur in the intermediate layer (Fig .6.14 a). These are formed through the direct influence of the atmospheric forcing, with a formation rate twice larger in the Southern sub-basin than in the Central one, 0.35 Sv





**Fig. 6.13:** Dense water mass budget in  $\text{m}^3 \text{s}^{-1}$  during the last 25 years of MED8-RANDOM in the Southern and Central Aegean sub-basins, for density values larger than  $29.09 \text{ kg/m}^3$  : a. time derivative of the water volume,  $\Delta V$ , (black curve), and advective flux,  $\Delta\psi$ , (blue curve) in the Southern Aegean sub-basin; b. time derivative of the water volume,  $\Delta V$ , (black curve) and advective flux,  $\Delta\psi$ , (blue curve) in the Central Aegean sub-basin; c. surface flux (red curve) and mixing term (green curve) in the Southern Aegean sub-basin; d. surface flux (red curve) and mixing term (green curve) in the Central Aegean sub-basin.

compared to 0.17 Sv. Most of the intermediate waters thus produced in the Central sub-basin are then advected toward the Southern sub-basin, with an advective flux of 0.14 Sv. In contrast intermediate waters in the Southern sub-basin are mainly destroyed through mixing processes, with a value of 0.51 Sv for this term.

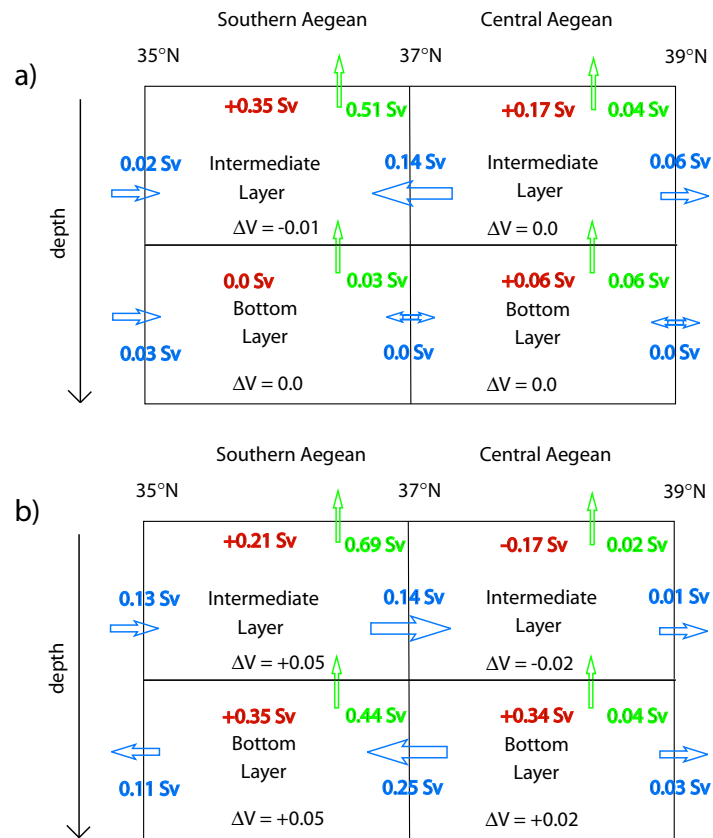
During periods of anomalous deep water formation, the budget strongly differs (FIG. 6.14 b). The atmospheric forcing then leads to strong deep water formation, with a formation rate of the order of 0.35 Sv in the two sub-basins. In the Central sub-basin the formation of deep water is almost balanced by a southward advection, with a value of 0.25 Sv, and mixing processes that feed overlying intermediate waters, with a value of 0.04 Sv. In the Southern sub-basin the advection of deep waters originating from the Central sub-basin contributes significantly to the increase in deep water volume with a value of 0.25 Sv that is of the same order as the atmospheric formation rate of 0.35 Sv. Mixing processes play a major role in the destruction of these deep waters with a contribution of 0.44 Sv. Interestingly the export of these deep waters toward the Levantine basin is not negligible with a value of 0.11 Sv. Two striking changes for intermediate waters are observed. Firstly, in contrast to

the “traditional” period, the atmospheric forcing leads to the destruction of intermediate waters in the Central sub-basin in late spring and summer with a value of 0.17 Sv. Secondly, the direction of advection between the two sub-basins is reversed, with a net inflow from the South, and there is a significant inflow of intermediate waters from the Levantine basin. Thus exchanges with the Levantine basin, that were negligible during the traditional period, are increased during the anomalous event. In summary extreme atmospheric conditions endured in the Aegean Sea during the last 10 years of MED8-RANDOM, lead to strong modifications in water formation and exchanges through the different reservoir. In particular this intensified forcing lead to the formation of an anomalously dense water in winter that replaces the traditional formation of intermediate waters. Hence the balance for these intermediate waters strongly differs, especially in the Central sub-basin where these waters are destroyed under the action of the atmospheric forcing. As well the circulation scheme between the two sub-basins is reversed. More importantly advective fluxes to the Levantine basin become non negligible for a few years during the anomalous event with a maximum in year 45. Thus part of these dense waters are exported outward from the Aegean Sea. However this export of deep waters remains weak during the other years which explains why the impact of the anomalous event is localized spatially.

## 6.5 Discussion

We focused in this study on the variability of the THC under interannual atmospheric variability using an eddy permitting ocean circulation model, of  $1/8^\circ$  resolution. The purpose of the study was two-fold. First the sensitivity of the Aegean Sea was tested under an atmospheric forcing presenting a strong interannual variability with a succession of cold winters. In this way the two responses of the model as well as the possible occurrence of anomalous events such as the EMT are addressed. Secondly this study can be viewed as the first part of the characterization of the THC variability under different climatic conditions.

A validation of the simulations under different atmospheric forcing was first conducted. Unsurprisingly the ECMWF high resolution forcing can better provide realistic water mass formations in agreement with the study of Béranger et al. (2005). A 50 year random forcing was then constructed using the presently available ECMWF outputs. The last period of the forcing was characterized by a cold bias that was propitious to investigate the onset of a transient in the Aegean sea. During the last ten years of simulation successive cold winters have been encountered over the Aegean basin with net heat loss larger than  $400 \text{ W m}^{-2}$  for 6 over 10 years. We focused our analysis on the anomalous event that occurred in the Aegean Sea during that period of time. Striking changes in water mass result with



**Fig. 6.14:** Budget of intermediate and deep water volumes in the Southern and Central Aegean sub-basins : a. year 25, under normal conditions, before the anomalous event, b. year 45 during the anomalous event.  $\Delta V$  denotes the net volume variation, the “atmospheric” formation rate is represented in red, mixing terms are displayed in green with arrows and advective fluxes in blue with arrows.

the generation of an anomalously dense water mass in place of intermediate waters. This cooling is driven by a particularly intense surface buoyancy flux whose values are about twice higher than typical values. This deep water participates to the formation of intermediate water through mixing processes. Interestingly advective fluxes of bottom waters outward from the Aegean Sea are very weak, except for a few years during the anomalous event, which explain why the impact of this event remains local.

It is interesting to compare this anomalous event with the EMT, which also results from strong atmospheric cooling. Indeed the atmospheric forcing over the Aegean Sea was characterized by particularly cold winters in 1987, 1992 and 1993 (Stratford and Haines, 2002). As well a strong positive anomaly in the salinity budget of the Aegean Sea played an important role in the onset of the EMT as shown by Theocharis et al. (1999). This anomaly resulted from a reduction in the Black Sea discharge combined with an increase in evaporation during this period. The main formation sites of deep waters were located in the Central and the Northern Aegean sub-basins as described in Nittis et al. (2003).

These striking changes then led to an increasing transport of dense waters into the Levantine basin. Tsimplis et al. (1999) showed that the transport through the strait of Karpathos increased from 0.2Sv to 1Sv and Lascaratos et al. (1999) gave evidence in 1995 of a  $29.3 \text{ kg/m}^3$  water mass flowing through the Cretan strait. Another important point is the role of the general circulation in the EMT. Indeed, observations showed a modification in the eastern circulation especially in the Ionian Sea and in the Levantine basin where some gyres blocked the Modified Atlantic Water entering the Levantine basin while other gyres constrained the LIW to flow into the Aegean Sea (Malanotte-Rizzoli et al., 1999).

In MED8-RANDOM the onset of the anomalous event resulted from the occurrence of the cold 2003 winter during the last half of the simulation, years 40, 42, 43 and 45 in a similar way as for the EMT. Our anomalous event however significantly differs from the EMT. Indeed in MED8-RANDOM the export of deep waters out of the Aegean Sea remained weak except for a few years and an almost closed circulation cell involving intermediate and deep waters was established between the Central and Southern sub-basins. Thus the impact of this event remained localized spatially as opposed to the EMT. Another factor that could explain this difference is that the density of the water formed in the Aegean Sea did not exceed  $29.3 \text{ kg/m}^3$  in the Central sub-basin and  $29.1 \text{ kg/m}^3$  in the Southern sub-basin in contrast with the EMT. The fact that the variability in the Black Sea discharge is not taken into account in the model could be of relevance. Another point is the absence of real change in the general circulation of the eastern Mediterranean Sea, except for a slight intensification of the circulation of the Rhodes Gyre.

We thus showed that the use of an eddy permitting oceanic model forced by a high resolution atmospheric forcing allowed to study the variability of the thermohaline circulation. In particular we pointed out the sensitivity of the Aegean Sea under strong interannual atmospheric variability. The differences observed with the EMT revealed as well the variety of events that could occur and the very different consequences that can result. A major issue of this study is that the variability of the Mediterranean circulation is more sensitive to the atmospheric forcing than to some internal variability of the basin. The next stage under present investigation is the characterization of the thermohaline circulation under modified climates.

---

## Circulation Thermohaline sous des Scénarii de Climat “Futur”

---

### 7.1 Introduction

Les impacts du changement climatique sont devenus l'une des préoccupations majeures de la communauté scientifique. Des études récentes ont montré ces impacts sur le bassin Méditerranéen et l'Europe d'un point de vue atmosphérique (*Jones et al., 1995, 1997; Gibelin et Déqué, 2003; Li, 2003; Sanchez et al., 2004*). Celles-ci mettent en évidence une augmentation de température de l'air et une diminution des précipitations. Dans *Gibelin et Déqué (2003)*, les simulations scénarii sont réalisées à partir d'un scénario de type B2 selon la classification de l'*Intergovernmental Panel on Climate Change* ou *IPCC*. L'augmentation de la température à 2m était estimée à environ +2°C en hiver et à +3°C en été sur le bassin Méditerranéen. Associée à cette augmentation de la température, ils ont observé une diminution des précipitations d'environ -0.2 mm/j. Peu d'études se sont intéressées à l'impact de tels changements atmosphériques sur la Mer Méditerranée et sa CTH. En effet, comme nous l'avons vu dans les chapitres précédents, l'intensité de la CTH de la Mer Méditerranée est contrôlée par le gradient de densité entre les eaux entrantes et sortantes à Gibraltar. Ce gradient est directement relié à la formation d'eau profonde et donc aux flux air-mer. *Thorpe et Bigg (2000)* ont étudié la sensibilité du flux sortant Méditerranéen à Gibraltar sous des conditions de changement climatique (augmentation de CO<sub>2</sub>). Ils ont montré une diminution du taux de formation d'eau profonde et un approfondissement de la pycnocline sur la Méditerranée. A Gibraltar, la densité des flux entrant et sortant s'abaisse, ne conduisant pas à un changement significatif du transport. Le flux sortant se stabilise alors à une profondeur inférieure à celle actuellement observée dans l'Océan Atlantique. Les différents scénarii développés par l'*IPCC* montrent une augmentation globale de température de l'air comprise entre 3°

et 7°C (*Rapport IPCC 2001*). Un changement climatique de cette importance aura alors un impact non-négligeable sur le taux de formation et donc sur les propriétés des eaux Méditerranéennes se propageant dans l’Océan Atlantique.

Dans ce chapitre, nous nous proposons d’étudier l’impact du changement climatique correspondant à un scénario A2 de l’IPCC sur la circulation Méditerranéenne. Ce scénario, l’un des plus pessimistes, prévoit une augmentation élevée du taux de CO<sub>2</sub> (de 6Gt C en 1990 à 29 Gt C en 2100) (*Rapport IPCC 2001*). Nous caractériserons la CTH dans ce “climat chaud” en forçant le modèle MED8 avec différents forçages atmosphériques calculés par trois modèles couplés réalisant le scénario A2 décrit ci-dessus. Ces modèles sont le modèle couplé de l’IPSL (France), le modèle couplé du CNRM (France) et enfin le modèle couplé du GFDL (Etats-Unis). Ces trois scénariis sont régionalisés à travers l’utilisation du modèle LMDz zoomé sur la Méditerranée. Dans ce contexte, nous nous intéresserons uniquement à la CTH du bassin sous ces conditions et non à la transition entre le climat “présent” et le climat estimé pour la fin du XXIème siècle.

Dans la première partie, nous effectuerons une analyse des flux atmosphériques décrivant ce climat pour les différentes simulations et les comparerons avec les flux présents. Une étude des résultats des simulations en terme de convection et de formation de masses d’eau est présentée section 7.3.2, puis un bilan thermohalin du bassin est réalisé section 7.3.3. L’impact des changements des propriétés de la Méditerranée sur la circulation et plus particulièrement sur la Mer Adriatique et la Mer Égée est présenté section 7.3.4 et 7.4. Enfin, l’évolution des classes de densité pour chacune des trois simulations est décrite dans la section 7.5.

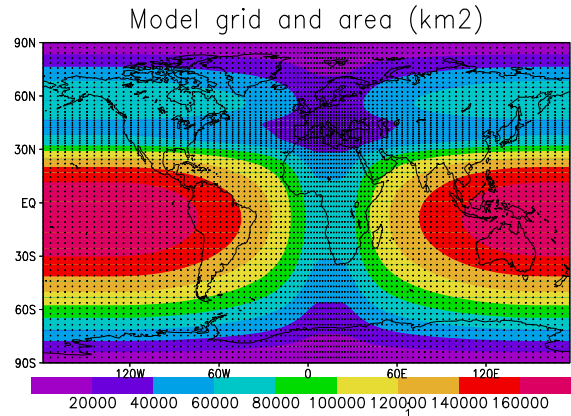
## 7.2 Construction des Forçages Atmosphériques

La résolution des modèles atmosphériques couplés est insuffisante pour forcer le modèle MED8. Pour obtenir des forçages atmosphériques cohérents entre les trois modèles couplés, nous utiliserons les sorties de SST et de couvertures de glace de ces modèles comme données d’entrée du modèle atmosphérique LMDz. Les résultats de ce modèle, exprimés en anomalies entre les simulations scénariis et la simulation de contrôle, seront ensuite ajoutés aux forçages haute résolution ECMWF.

### 7.2.1 Les Simulations

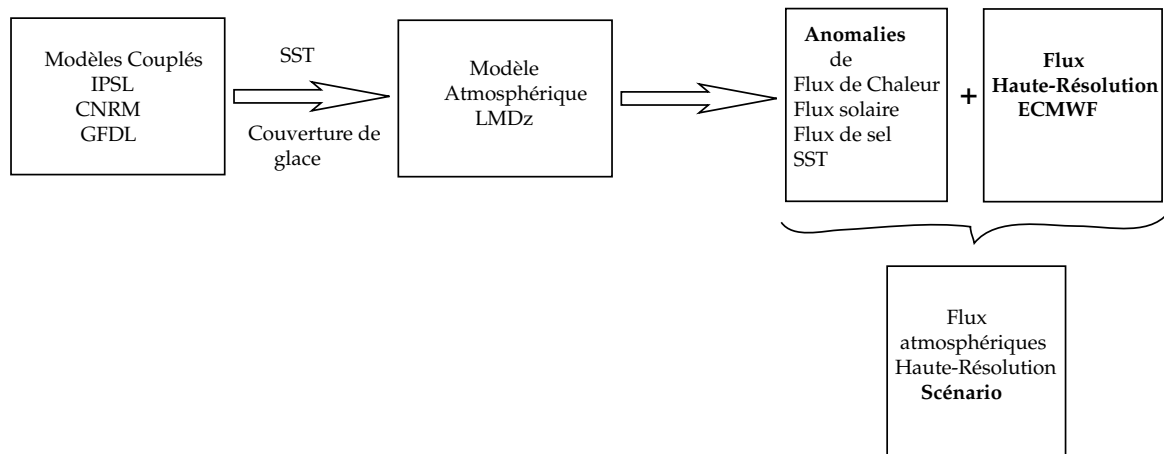
Dans un souci de cohérence et afin d’avoir une meilleure résolution sur le bassin Méditerranéen, nous utilisons les sorties (SST et couvertures de glace) des 3 modèles couplés (nommés IPSL, CNRM et GFDL ci-après) comme forçage du modèle atmosphérique LMDz dans une configuration toujours

zoomée, mais possédant une résolution moindre ( $96 \times 73$ ) que celle utilisée dans le chapitre 4 (Fig 7.1). La résolution maximale sur la région est alors de 150 km.



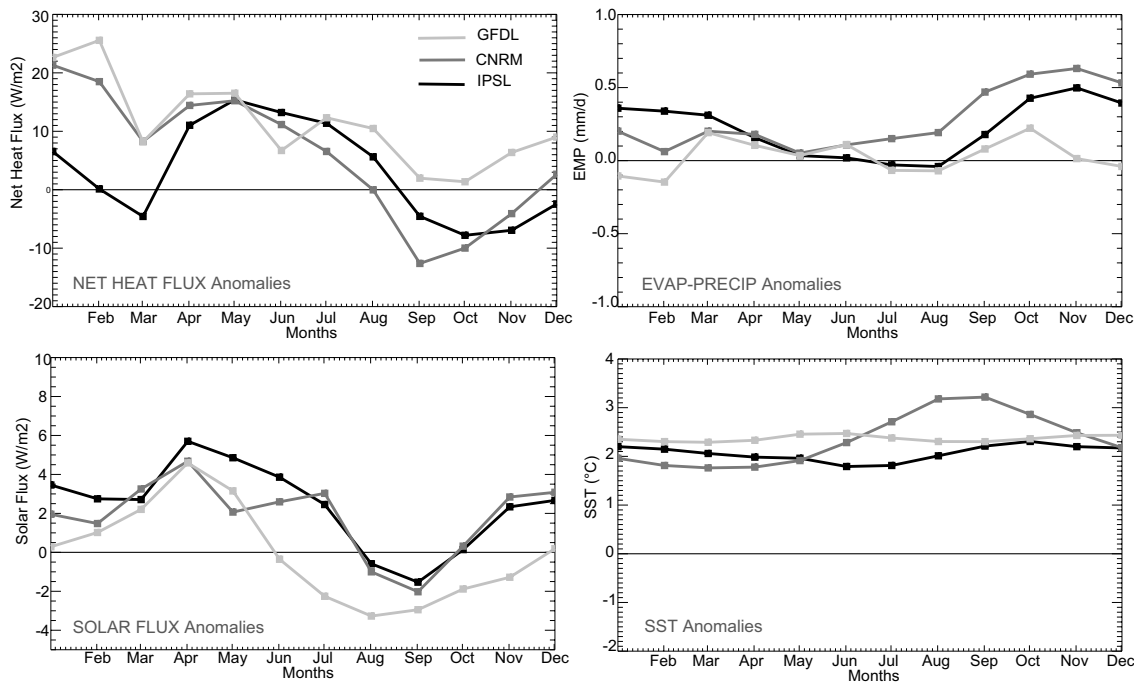
**Fig. 7.1:** Grille du modèle LMDz en configuration zoomée ( $96 \times 73$ ).

Cependant, cette résolution reste trop grossière pour résoudre les principales caractéristiques de la circulation atmosphérique du bassin Méditerranéen, nécessaires pour avoir une circulation océanique réaliste. Nous utiliserons donc pour cette étude les anomalies du forçage atmosphérique calculées par LMDz que nous ajouterons au forçage haute-résolution ECMWF déjà utilisé dans les précédents chapitres (Voir schéma Fig. 7.2). Ces anomalies sont calculées à partir des anomalies mensuelles de 30 ans de simulations de contrôle et de scénario. Elles sont ensuite interpolées en temps afin d’obtenir des anomalies journalières.



**Fig. 7.2:** Construction des flux atmosphériques des simulations scénarii.

La simulation MED8-RANDOM décrite au chapitre 6 et utilisant une série temporelle de forçage “réaliste” est utilisée comme simulation de contrôle (“climat présent”). Nous effectuons donc trois



**Fig. 7.3:** Cycle annuel moyen des anomalies de a) flux de chaleur climatologique, b) Evaporation moins Précipitation, c) flux solaire and d) SST.

simulations de 50 ans chacune utilisant la même distribution des années de forçage de la simulation MED8-RANDOM en y ajoutant les anomalies journalières propres à chaque forçage. La SST de rappel est construite de la même façon en utilisant les anomalies de SST du modèle atmosphérique. Les apports fluviaux restent identiques à leurs valeurs actuelles et la salinité de surface est rappelée vers la salinité MEDATLAS.

### 7.2.2 Les Flux

	Flux de Chaleur ( $W/m^2$ )	E-P (mm/j)	Flux Solaire ( $W/m^2$ )	SST ( $^{\circ}C$ )
IPSL	3.1	0.21	2.4	2.07
CNRM	5.9	0.28	1.85	2.34
GFDL	11.5	0.02	-0.05	2.36

**Tab. 7.1:** Bilan annuel des anomalies de flux de chaleur et de sel, de flux solaire et de SST.

Le bilan annuel des anomalies de flux atmosphériques nous montre une certaine hiérarchie (Tab. 7.1). En effet, la moyenne annuelle de l’anomalie du flux de chaleur varie de  $+3.1 W/m^2$  pour l’IPSL à  $+11.5 W/m^2$  pour le flux GFDL en passant par  $+5.9 W/m^2$  pour CNRM. La variation saisonnière de ces anomalies donne une augmentation maximale en Hiver (Déc-Jan-Fev) et minimale en Automne (Sep-Oct-Nov) où l’anomalie de flux de chaleur atmosphérique peut devenir négative jusqu’à  $-11W/m^2$  pour CNRM (Fig. 7.3 a). Ce cycle saisonnier n’apparaît cependant pas sur l’anomalie de SST qui



présente une anomalie constante sur l'année de 2.07°C (IPSL) à 2.36°C (GFDL) (Tab. 7.1).

Les anomalies de flux E-P ont un cycle saisonnier différent de celui du flux de chaleur avec une augmentation de l'évaporation en Automne et en Hiver et des valeurs proches de zéro en Été pour IPSL et CNRM (Fig. 7.3 b). Le bilan annuel des anomalies EMP nous donne alors une augmentation de plus de 0.2 mm/j pour ces deux forçages. En revanche, le cycle saisonnier des anomalies d'EMP de la simulation GFDL est plus faible donnant un bilan annuel proche de l'actuel (Tab. 7.1).

### 7.2.3 Les Vents

Les anomalies de tensions de vent de chaque scénario sont ajoutées linéairement aux tensions de vent ECMWF. Nous avons vérifié que cette procédure préservait les principales structures atmosphériques bien reproduites dans ECMWF. Cependant, des différences apparaissent sur leur intensité comme nous pouvons le voir figure 7.4. Les anomalies du module des tensions de vent nous montrent une baisse de l'intensité de celles-ci sur l'ensemble de la Méditerranée avec un minimum sur le bassin Ionien pour chaque scénario en Hiver. Dans GFDL, ce minimum est associé à un autre minimum sur le Golfe du Lion (Fig. 7.4 c). Nous pouvons tout de même noter une augmentation de l'intensité du vent sur le Sud de la Mer Adriatique et le Nord de la Mer Égée pour IPSL et CNRM (Fig. 7.4 a et b).

Durant le reste de l'année, la tendance principale est également à la baisse sur certaines régions mais dans une proportion moins importante qu'en Hiver. Ces principales régions sont le bassin Ouest et le bassin Ionien (non montré). Sur le bassin Levantin, la Mer Égée et la Mer Adriatique, nous retrouvons plutôt une augmentation du module des tensions de vent mais qui reste inférieure à 0.01 N/m<sup>2</sup>. En Été, les anomalies sont proches de 0 avec, cependant une légère baisse sur le bassin Levantin.

## 7.3 Résultats des Simulations Scénarii

### 7.3.1 Bilan de Chaleur et de Sel

Trois simulations utilisant les forçages atmosphériques construits à partir des scénarii atmosphériques sont réalisées. Ces simulations sont construites de la même façon que la simulation MED8-RANDOM décrite au chapitre précédent. Afin de mettre le bassin dans un état "climat chaud", la SST de chaque simulation est rappelée vers la SST ECMWF incluant les anomalies calculées par les modèles couplés IPSL, CNRM et GFDL pour la fin du XXIème siècle.

Associés à ces rappels, nous utilisons un coefficient de rétroaction correspondant à un flux de -10 W/m<sup>2</sup>/K en Hiver et à -40 W/m<sup>2</sup>/K en Été sur le flux de chaleur et un coefficient de relaxation

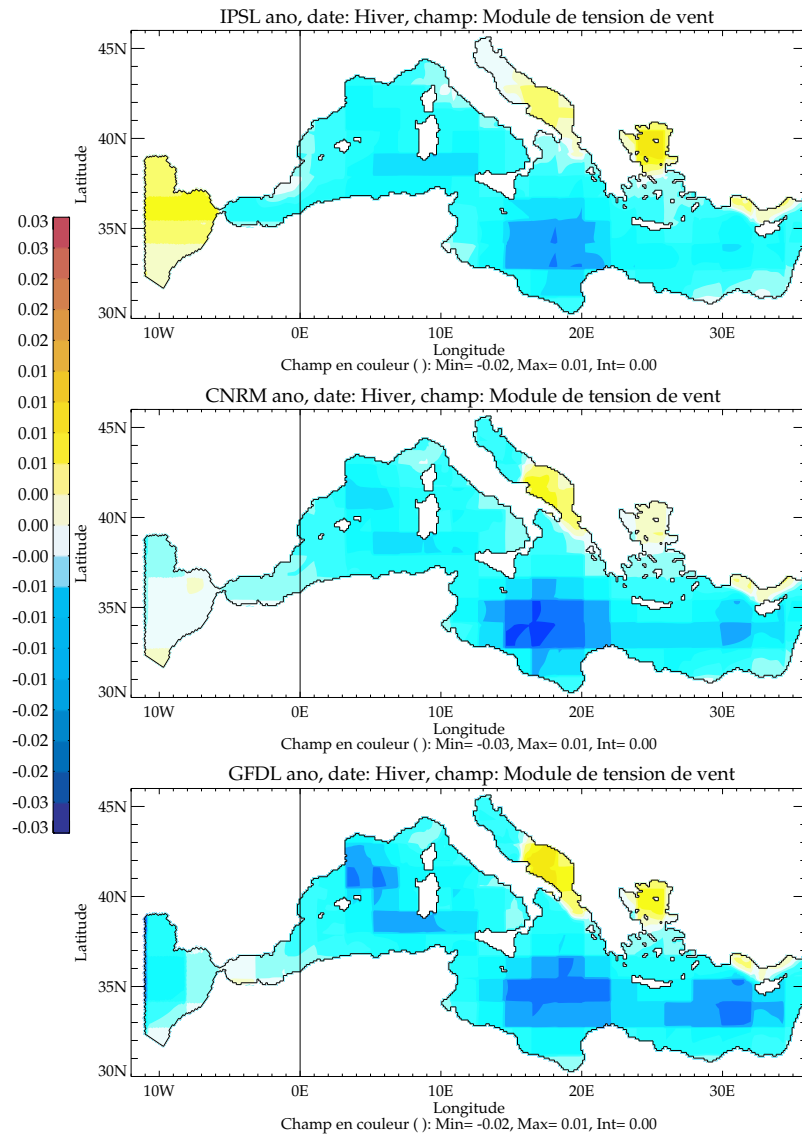


Fig. 7.4: Anomalies du module des tensions de vent ( $N/m^2$ ) pour a) IPSL, b) CNRM et c) GFDL en hiver.

équivalent à  $-40 \text{ W/m}^2/\text{K}$  sur le flux de sel (*Barnier et al., 1995*). Pour voir l'impact réel de ces flux incluant les coefficients de rétroaction et les rappels sur le modèle océanique, nous calculons le bilan de chaleur net et le bilan de sel du bassin et nous les comparons à celui de la simulation MED8-RANDOM.

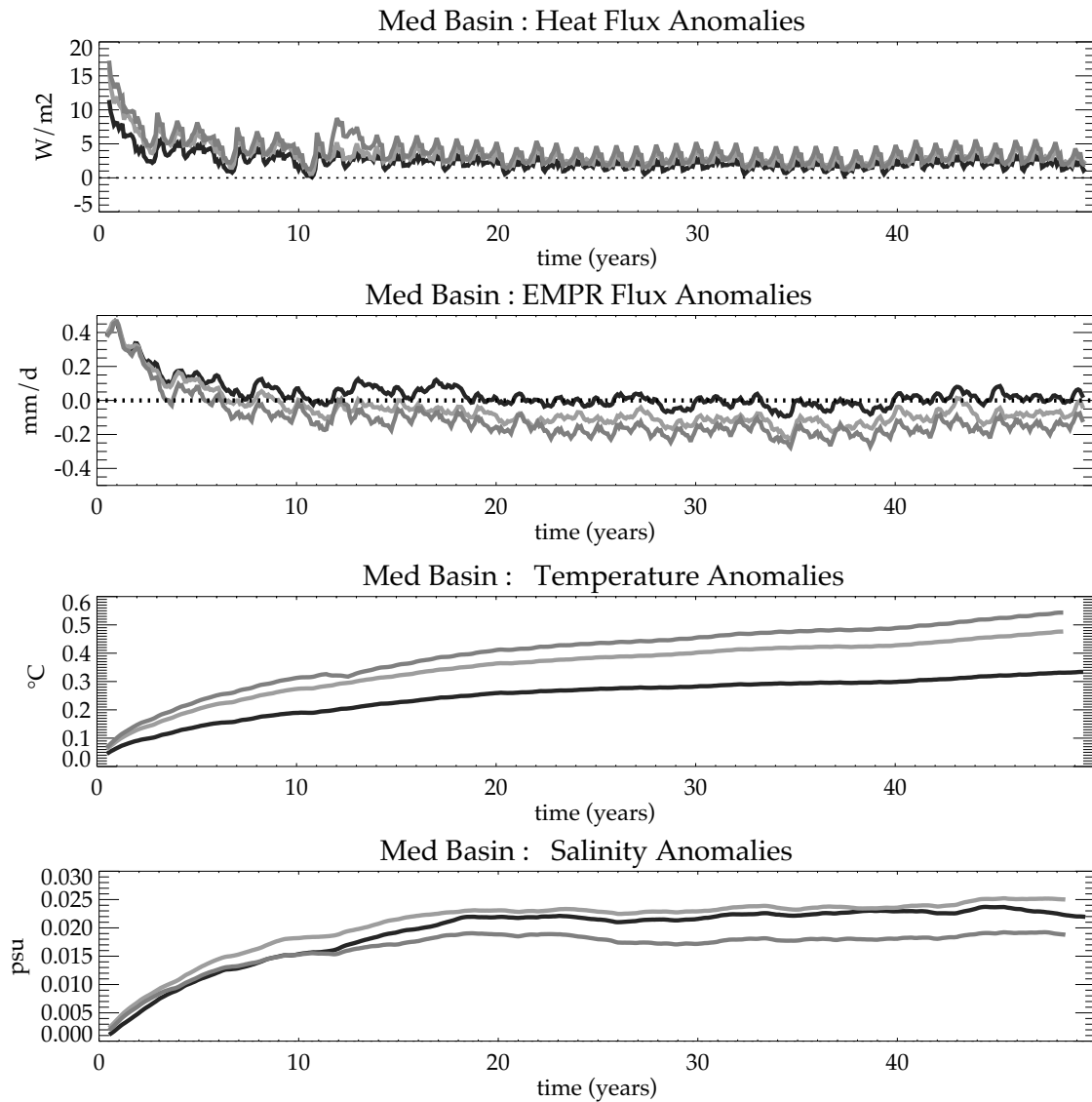
Dans la section 7.2.2, nous avons observé une tendance au réchauffement du bassin. Cette tendance est confirmée par le bilan de chaleur qui, suivant les différents forçages, est distribué entre  $-1.84 \text{ W/m}^2$  pour IPSL et  $+0.65 \text{ W/m}^2$  pour GFDL (Tab. 7.2 et Fig. 7.5 a). Pour ce dernier bilan, la Mer Méditerranée passe alors à un état où elle présente un gain net de chaleur en moyenne sur l'année<sup>1</sup>. Ce réchauffement se ressent évidemment sur la température du bassin qui augmente de  $0.3^\circ\text{C}$  (IPSL),  $0.4^\circ\text{C}$  (CNRM) et  $0.5^\circ\text{C}$  (GFDL) en moyenne sur toute la colonne d'eau (Fig. 7.5 c).

	Flux de Chaleur Net ( $\text{W/m}^2$ )	EMPR ( $\text{mm/j}$ )
MED8-RANDOM	$-3.76 \pm 130.6$	$1.05 \pm 1.27$
IPSL	$-1.84 \pm 127.5$	$1.06 \pm 1.13$
CNRM	$-1.06 \pm 126.6$	$0.95 \pm 1.16$
GFDL	$0.65 \pm 121.6$	$0.89 \pm 1.08$

**Tab. 7.2:** Budget annuel de flux de chaleur net et flux virtuel de sel moyenné sur les 25 dernières années de simulation et leur écart-types.

Bien que la hiérarchie que nous avons dégagée dans la section 7.2.2 sur l'intensité du réchauffement suivant les différentes simulations soit respectée pour le flux de chaleur net, celle-ci ne l'est plus pour le flux EMPR. D'après l'analyse des simulations (section 7.2.2), IPSL et CNRM montraient une anomalie positive du bilan E-P d'environ  $0.2\text{mm/j}$ , alors que GFDL restait très proche 0. Or, d'après le bilan EMPR, la simulation IPSL montre un bilan proche de l'actuel à  $1.06\text{mm/j}$  (Tab. 7.2) tandis que les simulations CNRM et GFDL nous montrent une baisse de celui-ci de  $0.1$  à  $0.15 \text{ mm/j}$  (Fig. 7.5 b). Cependant, le bilan reste positif. La Méditerranée reste donc un bassin d'évaporation dans ces simulations. Bien que le bilan annuel de EMPR soit moins important dans les simulations scénarii que dans la simulation MED8-RANDOM, nous observons une anomalie positive de salinité (sur 25 dernières années de simulation) du bassin d'environ  $0.017$  (GFDL),  $0.021$  (IPSL) et de  $0.023$  (CNRM). Un mécanisme océanique inhibe donc l'impact du flux virtuel de sel sur la salinité comme nous le verrons dans la section 7.4.

<sup>1</sup>Les observations "actuelles" montrent une perte d'environ  $7 \text{ W/m}^2$  (*Garrett et al., 1993*)



**Fig. 7.5:** Anomalies de a) flux de chaleur net ( $W/m^2$ ), b) flux virtuel de sel ( $mm/j$ ), c) température and d) salinité (moyenné sur le bassin Méditerranéen). IPSL en noir, CNRM en gris foncé et GFDL en gris clair.

## 7.3.2 Convection et Formation des Masse d'Eau

### 7.3.2.1 Convection

Un des premiers indicateurs de la formation de masse d'eau est la profondeur maximale de couche de mélange atteinte dans les différents bassins de convection (Golfe du Lion, Mer Adriatique, Mer Égée et bassin Levantin). Cette profondeur est estimée à partir d'un critère de densité correspondant à une différence de  $0.01 \text{ kg/m}^3$  entre la surface et cette profondeur. Ce maximum de profondeur est obtenu entre Février et Mars selon les bassins. La figure 7.6 nous présente l'évolution de ce maximum pour les différentes simulations.

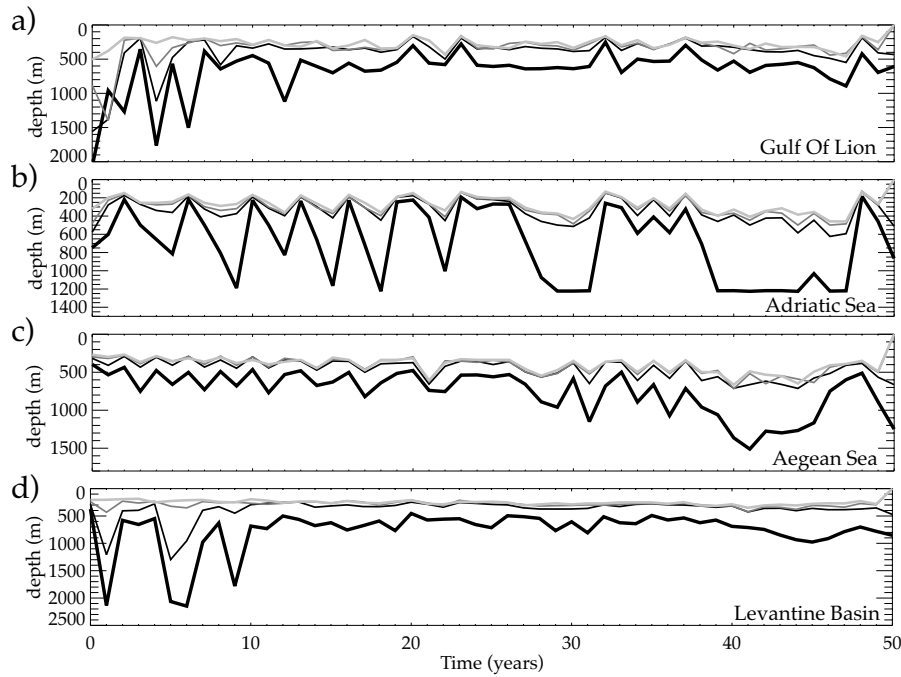
Tout d'abord, comme décrit dans le chapitre 2, il existe une grande variabilité de la profondeur de couche de mélange. Dans le Golfe du Lion, MED8-RANDOM présente des profondeurs entre 1500m en début de simulation et se stabilise à 600m à partir de l'année 12. Bien que la profondeur de convection dans la région Liguro-Provençal soit observée à des profondeurs de plus de 2000m (*MEDOC, 1970*), le modèle n'arrive cependant pas à maintenir un état thermohalin propice à des convections profondes (Fig. 7.6 a). En revanche, dans le bassin Levantin, le modèle réussit à se stabiliser à une profondeur proche des observations. En Mer Adriatique (Fig. 7.6 b), la profondeur de couche de mélange atteint la plupart des années le fond du bassin comme décrit par *Manca et al. (2002)*. Enfin, en Mer Égée, une profondeur maximale de 1500m est atteinte durant la dernière décennie de la simulation MED8-RANDOM. Cet événement est consécutif à la succession d'hivers très froids sur la région durant cette période (Voir Chapitre 6). Excepté cet événement, la profondeur de couche de mélange est de l'ordre de 600m ce qui est conforme à la formation de CIW (*Schlitzer et al., 1991*).

La hausse de température du bassin dans les simulations IPSL, CNRM et GFDL empêche le pré-conditionnement efficace des zones de convection. Ainsi, nous pouvons voir, figure 7.6, une baisse drastique des profondeurs de couche de mélange dans ces 3 simulations. Ces diminutions sont de l'ordre de 40% (IPSL) à 55% (GFDL) sur le bassin Levantin, de 30 à 44% sur le Golfe du Lion, de 40 à 55% sur la mer Adriatique, et de 23 à 30% sur la Mer Égée suivant l'intensité du réchauffement des différentes simulations.

Ainsi, les eaux situées en-dessous de 400m dans le Golfe du Lion, la Mer Adriatique, la Mer Égée et de 300m dans le bassin Levantin ne sont pas renouvelées par la convection.

### 7.3.2.2 Formation de Masse d'Eau

Cet affaiblissement de la profondeur de couche de mélange en hiver nous indique que les masses d'eau formées s'écoulent alors à une profondeur d'équilibre moins importante qu'en "climat présent".

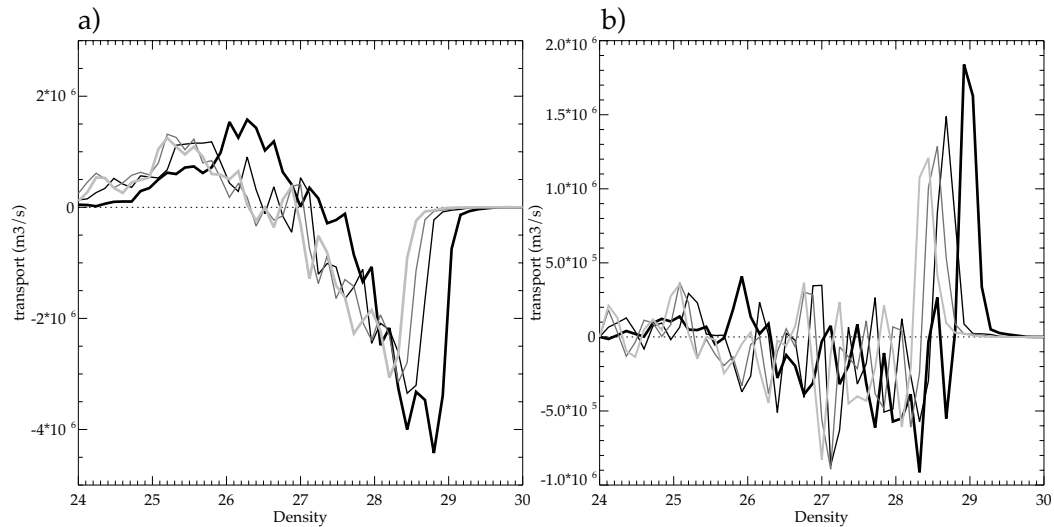


**Fig. 7.6:** Profondeur maximum de couche de mélange pour MED8-RANDOM (noir épais), IPSL (noir fin), CNRM (gris foncé), GFDL (gris clair)

Cependant, la profondeur de couche de mélange ne nous précise pas quelle est la densité des eaux formées ni le taux de formation de celles-ci. Pour cela, nous utilisons le diagnostic révisé décrit dans le chapitre 5.

Ainsi, ce calcul nous donne une formation de 1.8Sv d’eau de densité à  $\sigma_0=28.9 \text{ kg/m}^3$  pour MED8-RANDOM (Fig. 7.7 b) et une transformation de plus de 4 Sv d’eau vers les densité supérieures à  $\sigma_0=28.8 \text{ kg/m}^3$  (Fig. 7.7 a). Ce taux de formation est fortement réduit, selon les simulations scénarii, avec une valeur du pic principal de formation de 1.5 Sv pour IPSL, 1.3 Sv pour CNRM et enfin 1.2 Sv pour GFDL . De plus, la densité des eaux formée est également diminuée. Ainsi, ce pic de formation d’eaux denses recule d’une valeur initiale de  $28.9 \text{ kg/m}^3$  pour MED8-RANDOM à  $28.7 \text{ kg/m}^3$  pour IPSL,  $28.55 \text{ kg/m}^3$  pour CNRM et  $28.3 \text{ kg/m}^3$  pour GFDL (Fig. 7.7 b). Ce recul est observé pour chaque gamme de densité.

L’augmentation importante du flux de chaleur (entre +2 et +3  $\text{W/m}^2$ ) provoque un réchauffement de la surface et de la subsurface (i.e flux solaire pénétratif) changeant les propriétés des eaux formées vers des densités plus faibles.



**Fig. 7.7:** a) Taux de transformation ( $F(\rho)$ ) et b) taux de formation ( $M(\rho)$ ) de masse d'eau annuels moyennés sur les 10 dernières années de simulation pour MED8-RANDOM (noir épais), IPSL (noir fin), CNRM (gris foncé) et GFDL (gris clair).

### 7.3.3 Évolution de la Température et de la Salinité

#### 7.3.3.1 Température de Surface

Comme nous l'avons expliqué dans les sections 7.2.1 et 7.2.2, la SST est rappelée à la SST incluant les anomalies calculées par les modèles couplés avec une valeur moyenne annuelle entre  $2^{\circ}\text{C}$  et  $2.36^{\circ}\text{C}$ . Ainsi, nous pouvons voir sur la figure 7.8 la répartition spatiale de la SST moyenne en hiver pour les différentes simulations.

Très marquée sur le bassin Est, l'augmentation de SST est moins importante sur la Mer d'Alboran et le Golfe de Cadix. Ceci peut-être expliqué par la relaxation en surface et en profondeur effectuée sur cette dernière région, limitant ainsi d'autant plus les variations interannuelles des eaux entrant dans le bassin Méditerranéen. Les principales zones de convection ne sont pas épargnées par le réchauffement avec une augmentation d'environ  $1^{\circ}\text{C}$  à  $2^{\circ}\text{C}$  sur chacune d'elle rendant ainsi le pré-conditionnement moins efficace. Ce réchauffement de la surface inhibe donc la convection profonde ainsi que la formation d'eau d'une densité similaire à celle observée dans le climat présent.

L'augmentation globale de SST est alors d'environ  $1.38^{\circ}\text{C}$  pour IPSL,  $1.92^{\circ}\text{C}$  pour CNRM et enfin  $2.2^{\circ}\text{C}$  pour GFDL pour la moyenne des 25 derniers hivers des simulations.

#### 7.3.3.2 Distribution Verticale de la Température et de la Salinité

La structure verticale des champs de température et de salinité a également subi des changements comme nous pouvons le voir, tout d'abord sur la figure 7.9. En effet, la température des 800 premiers

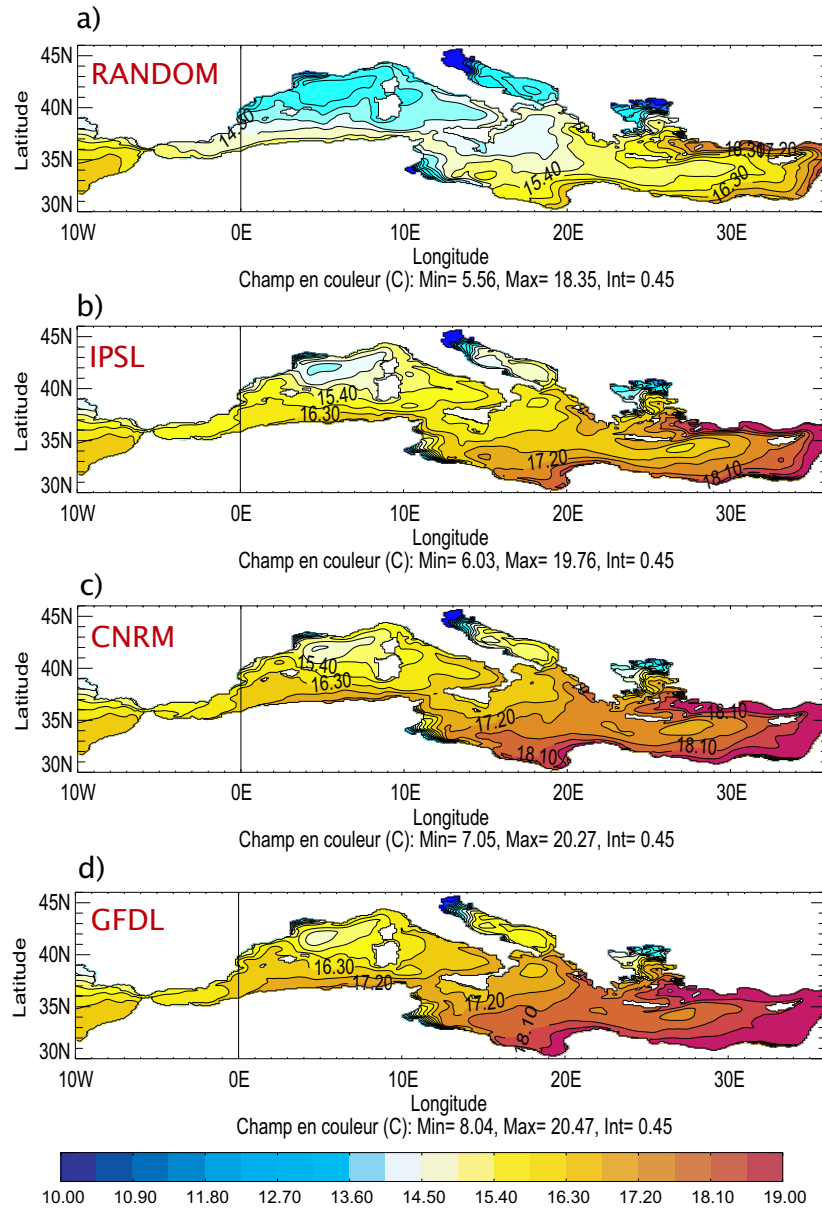
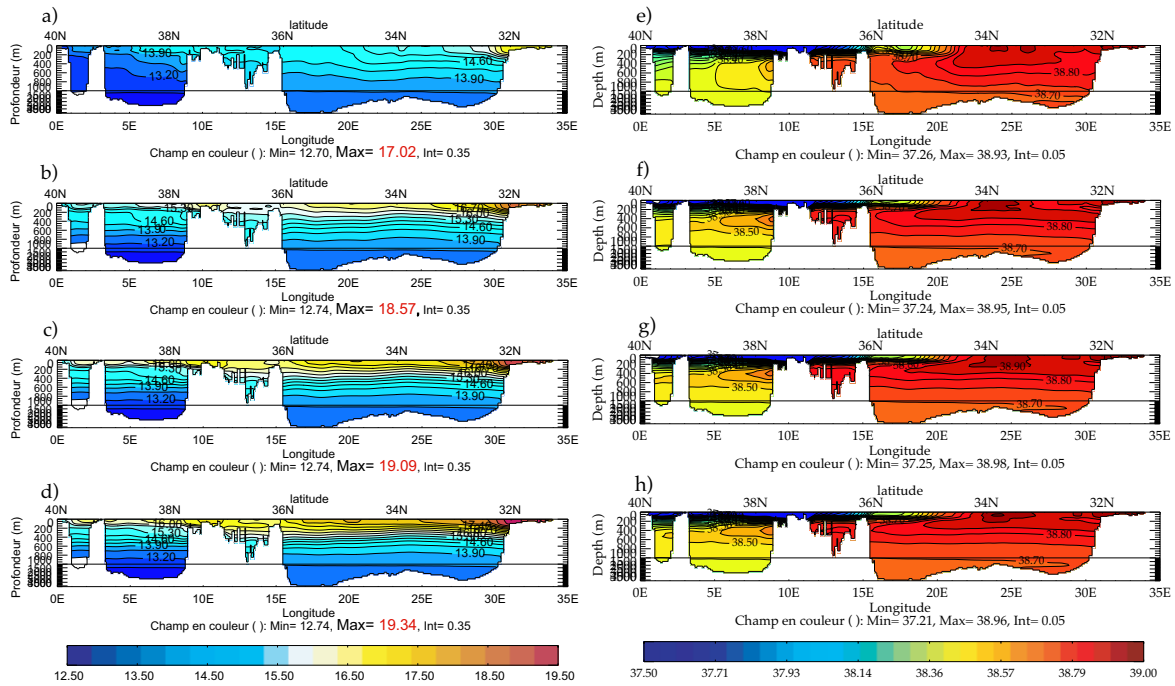


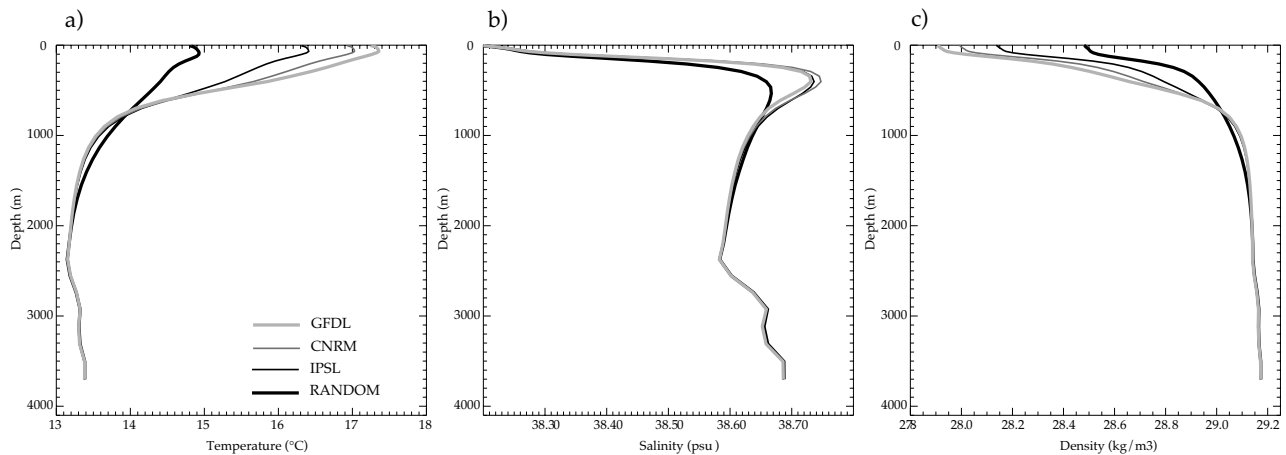
Fig. 7.8: SST moyenne en Hiver pour les simulations a) MED8-RANDOM, b) IPSL, c) CNRM and d) GFDL





**Fig. 7.9:** Coupe verticale moyenne de Température (a, b, c et d) et de Salinité (e, f, g et h) sur une boîte de longitudes comprises entre  $0^{\circ}\text{E}$  à  $35^{\circ}\text{E}$  et de latitude comprises entre  $33^{\circ}\text{N}$  et  $40^{\circ}\text{N}$ .

mètres du bassin augmente d'autant plus que le réchauffement est important en surface (Figs 7.9 a,b,c et d). Nous retrouvons donc un réchauffement d'environ  $0.6^{\circ}$  à  $1^{\circ}\text{C}$  des 800 premiers mètres de IPSL, CNRM et GFDL (Fig. 7.10). Ce réchauffement est, de plus, plus intense sur le bassin Est que sur le bassin Ouest. Ceci peut-être expliqué par le fait que les eaux de surfaces du bassin Ouest alimentées par les eaux Atlantiques (eaux de la zone tampon) subissent une augmentation de température moins importante.



**Fig. 7.10:** Profils moyens de a) température, b) salinité et c) densité. IPSL en noir fin, CNRM en gris foncé et en gris clair GFDL.

Bien que la salinité de surface soit rappelée vers la salinité de la climatologie MEDATLAS, nous

observons également des changements importants des structures verticales de salinité du bassin (Fig. 7.9). Tout d’abord, nous pouvons voir l’apparition d’une langue de sel s’étendant du détroit de Sicile aux côtes espagnoles pour les trois simulations scénarii. Bien que cette langue de sel soit présente dans la simulation de contrôle, sa salinité et son extension zonale n’étaient pas aussi importantes. Le profil vertical de salinité moyenné sur la bassin nous confirme d’ailleurs une augmentation d’environ 0.05 à 0.07 de salinité entre 200 et 800m (Fig. 7.10 b). Ce phénomène est analysé en détail dans la section 7.4.

Malgré cette augmentation de salinité, la densité des eaux des 800 premiers mètres est moins importante pour les simulations scénarii que pour la simulation MED8-RANDOM. La baisse de densité en surface est de  $0.35 \text{ kg/m}^3$  pour IPSL,  $0.5 \text{ kg/m}^3$  pour CNRM et enfin  $0.6 \text{ kg/m}^3$  pour GFDL.

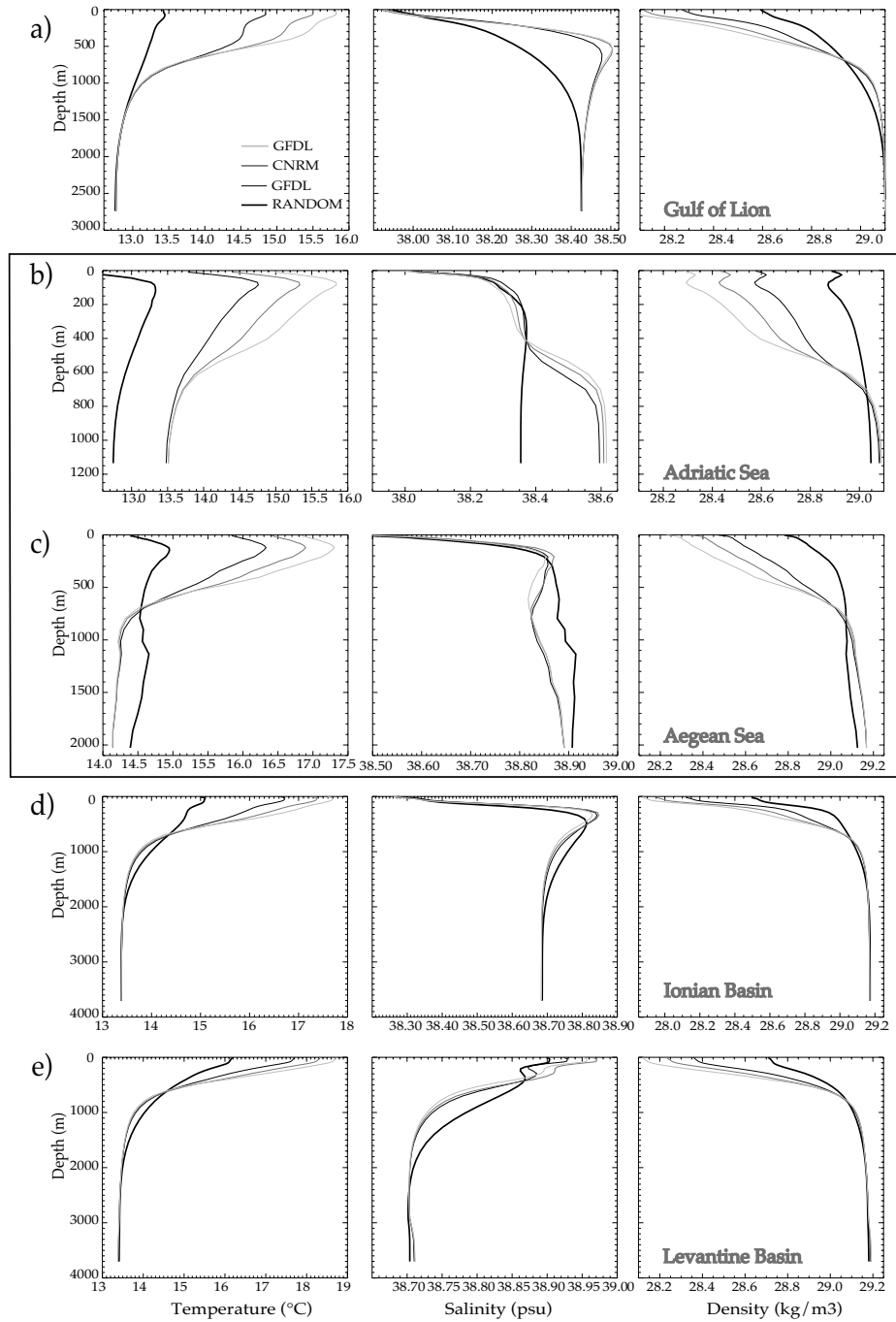
Nous regardons plus en détail ces changements sur les bassins les plus importants de la Mer Méditerranée que sont le Golfe du Lion (Fig. 7.11 a), la Mer Adriatique (Fig. 7.11 b), la Mer Égée (Fig. 7.11 c), le bassin Ionien (Fig. 7.11 d) et enfin le bassin Levantin (Fig. 7.11 e). Pour chaque bassin, nous retrouvons bien une augmentation de la température et de la salinité en subsurface.

Cependant, suivant la géographie et la profondeur du bassin, ces changements se font selon des intensités et des profondeurs différentes. Ainsi, sur les bassins d’un volume et d’une profondeur importante, la hausse de température s’étend bien jusqu’à environ 800m et une augmentation de salinité apparaît en subsurface. Cependant, nous observons que cette augmentation de salinité est plus importante dans le bassin Liguro-Provençal (+0.2 à 300m) que sur le bassin Ionien ou le bassin Levantin qui nous présente une augmentation de salinité entre 200 et 500m d’environ 0.05.

Dans les bassins peu profonds et géographiquement plus isolés tels l’Adriatique et la Mer Égée, les profils verticaux sont très différents des autres. Ainsi, en Mer Adriatique, nous observons une hausse de température comprise entre  $0.5^\circ\text{C}$  (en profondeur) et  $2.8^\circ\text{C}$  (GFDL en surface) associée à une salinité similaire à celle de la simulation MED8-RANDOM en surface mais très supérieure (+0.2) en dessous de 500m. En Mer Égée, la température augmente sur les 800 premiers mètres mais se montre inférieure à celle de MED8-RANDOM en dessous de cette profondeur. En surface, la salinité présente des valeurs proches du climat “présent” mais en dessous de 300m, celle-ci est moins importante (-0.05). Cette diminution de la salinité est expliquée section 7.4.

### 7.3.4 Transports aux Détroits

Afin de quantifier l’intensité de la circulation dans le contexte du changement climatique, nous calculons le transport aux détroits de Gibraltar, de Sicile et d’Otrante moyennés sur les 25 dernières années de simulation.



**Fig. 7.11:** Profils moyens de température, salinité et densité (respectivement sur l'horizontale) pour a) le Golfe du Lion, b) la Mer Adriatique, c) la Mer Egée, d) le bassin ionien et enfin e) le bassin Levantin. IPSL en noir fin, CNRM en gris foncé et en gris clair GFDL.

## 7.3.4.1 Gibraltar

GIBRALTAR	MED8-RANDOM	IPSL	CNRM	GFDL
Transport (Sv)	0.6685	0.6031	0.5545	0.5349
Temperature (°C)	16.4	16.38	16.5	16.6
Salinity	36.463	36.448	36.44	36.43
Temperature (°C)	13.4	14.25	14.59	14.79
Salinity	38.256	38.38	38.36	38.33
Différence de Densité (kg/m <sup>3</sup> )	2.05	1.97	1.92	1.88

**Tab. 7.3:** *Transport, température et salinité des couches entrantes et sortantes ainsi que les différences de densité entre les deux couches à Gibraltar.*

À Gibraltar, nous observons une baisse du transport associée à une augmentation de la température des eaux entrantes et sortantes du bassin. Cependant, l'intensité de l'augmentation de température est différente suivant la couche concernée. En effet, alors que les eaux de fond montrent une augmentation de 1.39°C, la température des eaux de surface ne s'élève que de 0.2°C (Tab. 7.3). Ces différences d'augmentation de température peuvent s'expliquer par la relativement faible hausse des températures dans la zone tampon. Ne disposant pas de climatologie "futur", la zone tampon reste rappelée en surface et en profondeur vers la climatologie MEDATLAS.

Nous pouvons également remarquer une forte augmentation de la salinité en profondeur. Ceci peut-être relié à une augmentation de la salinité de subsurface du bassin Ouest dans les simulations scénarii que nous avons observée dans la section 7.3.3.2. Ainsi, les eaux Méditerranéennes s'échappant vers l'océan Atlantique sont plus salées mais montrent une température beaucoup plus importante qu'en climat présent. Ces eaux sont d'une densité moins importante.

Les changements de propriétés des eaux au détroit ont conduit à une baisse du gradient de densité entre les couches de surface et de fond, abaissant le transport et l'intensité de la circulation de 10% pour IPSL jusqu'à 20% pour GFDL.

## 7.3.4.2 Sicile

SICILE	MED8-RANDOM	IPSL	CNRM	GFDL
Transport (Sv)	1.09	0.97	0.94	0.88
Température (0-150m)(°C)	17.01	18.58	19.14	19.38
Salinité (0-150m)	37.57	37.61	37.63	37.61
Température (150m- fond) (°C)	14.54	15.75	16.30	16.65
Salinité (150m- fond)	38.60	38.71	38.71	38.69

**Tab. 7.4:** *Transport, température et salinité au détroit de Sicile.*

De même que pour le détroit de Gibraltar, le transport au détroit de Sicile diminue dans des proportions comparables (1.09 à 0.88 Sv). Cette diminution est associée à la hausse de température de 1.5°C à 2.4°C en surface et de 1.2°C à 2.1°C en profondeur. Comme nous l'avons remarqué dans la section précédente (section 7.3.3.2), la salinité du bassin Ouest a augmenté fortement entre 300 et 700m. Cette augmentation est expliquée par la hausse de la salinité de l'eau entrant dans le bassin Ouest en profondeur par le détroit de Sicile. En effet, l'eau provenant du bassin Est et s'écoulant vers le bassin Ouest présente une salinité de plus de 38.7 (IPSL et CNRM) supérieur de 0.1 à la salinité des eaux actuelles (Tab. 7.4). Une augmentation de la salinité est également observée sur la couche de surface mais dans des moindres proportions. En effet, la salinité de surface étant rappelée, la salinité de la couche de surface n'augmente que de 0.04 à 0.06. Ce phénomène est directement lié à la baisse du transport à Gibraltar et donc à la baisse de l'intensité de la circulation. L'eau Atlantique, peu salée, arrive dans une quantité moindre dans le bassin Ouest et met plus de temps à parvenir jusqu'au détroit de Sicile. Elle se mélange alors beaucoup plus avec l'eau environnante, plus salée.

Pourtant, nous avons vu section 7.3.1 que l'anomalie du bilan EMPR sur le bassin était proche de 0, voire négative. La formation des masses d'eau en Mer Méditerranée est dominée par le flux de chaleur tout comme en climat présent. Le flux EMPR a donc un impact moins important sur le sel du bassin. Le ralentissement de la circulation supplante l'effet du flux EMPR sur le bassin et se montre alors responsable de l'augmentation de salinité.

### 7.3.4.3 Otrante

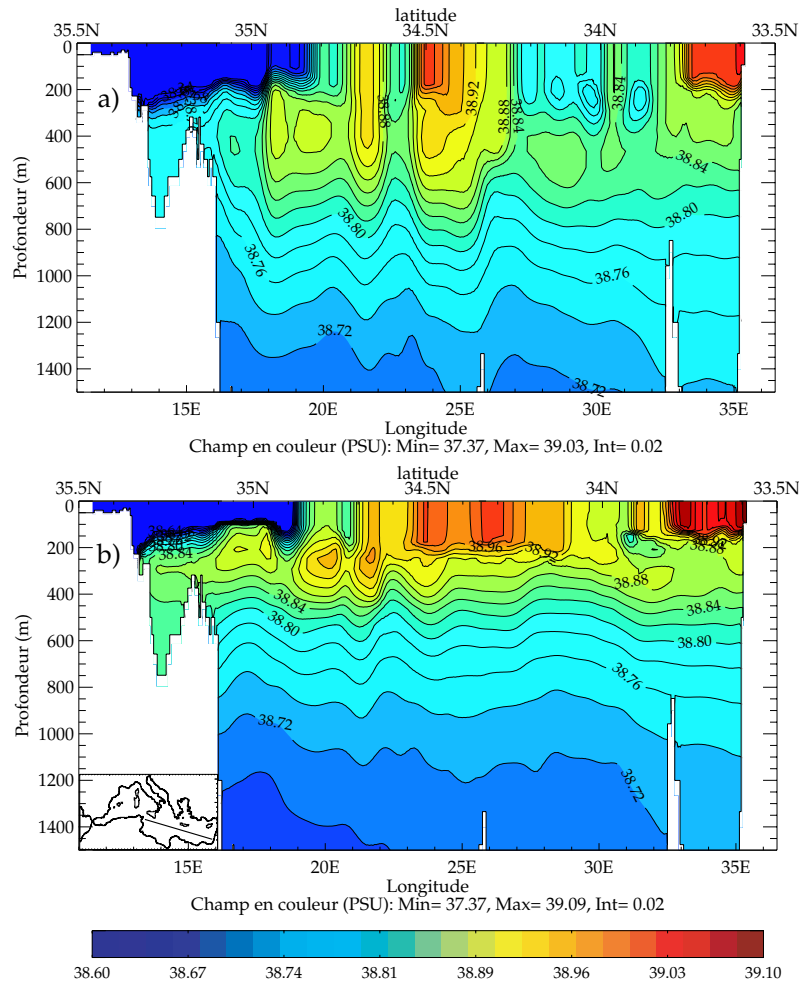
OTRANTE	MED8-RANDOM	IPSL	CNRM	GFDL
Transport (Sv)	0.29	0.26	0.25	0.24
Température (flux entrant) (°C)	15.23	16.42	16.83	17.04
Salinité	38.49	38.46	38.45	38.44
Température (flux sortant) (°C)	14.53	15.98	16.55	16.9
Salinité	38.35	38.36	38.36	38.36

**Tab. 7.5:** *Transport, température et salinité au détroit d'Otrante.*

Nous avons vu section 7.3.3.2 que les propriétés des masses d'eau de la Mer Adriatique ont fortement changé. Ces changements peuvent s'expliquer partiellement par la circulation du détroit. Tout d'abord, la circulation de la Méditerranée étant ralentie, le transport à Otrante s'affaiblit de la même manière (Tab 7.5). Dans la couche de surface, l'apport de sel venant de la Mer Ionienne est donc moins important. Une quantité moindre de sel pénètre alors dans le bassin conduisant à une baisse allant jusqu'à 0.05 (Tab 7.5). En profondeur, la salinité du détroit d'Otrante augmente légèrement. En effet, il

apparaît un changement de circulation au détroit dû aux nouvelles propriétés des eaux environnantes. Cet aspect de la circulation du détroit sera développé dans la section 7.4.1.

## 7.4 Analyse de l’Augmentation de la Salinité de Subsurface



**Fig. 7.12:** Coupes verticale de salinité de l’année 35 pour a) MED8-RANDOM et b) IPSL.

La formation de masse d’eau dans le bassin a fortement diminué, tout comme la densité des eaux formées. L’anomalie de salinité étant négative, cette diminution de la densité est principalement due à la hausse de température. En effet, une coupe verticale de salinité dans le bassin Est (Fig. 7.12) nous montre que la salinité des eaux formées est légèrement plus importante dans la simulation IPSL que dans MED8-RANDOM. Ceci résulte du fait que la quantité d’eau peu salée importée dans la Méditerranée diminue en raison de la baisse du transport à Gibraltar. La salinité des eaux de surface augmente donc avec comme seules limitations le rappel réalisé sur la surface et le flux EMPR moins important que dans la simulation de contrôle. Ainsi, les eaux de surface étant plus chaudes mais plus

salées ( $\rho = 27.9$  à  $28.15$ ), la profondeur de convection diminue mais la salinité des eaux formées est plus importante, créant un réservoir d'eau plus salée entre 200 et 500m. Cette eau nouvellement formée dans le bassin Est se retrouve alors à une profondeur lui permettant de franchir le détroit de Sicile et se propager ensuite dans le bassin Ouest en augmentant fortement la salinité.

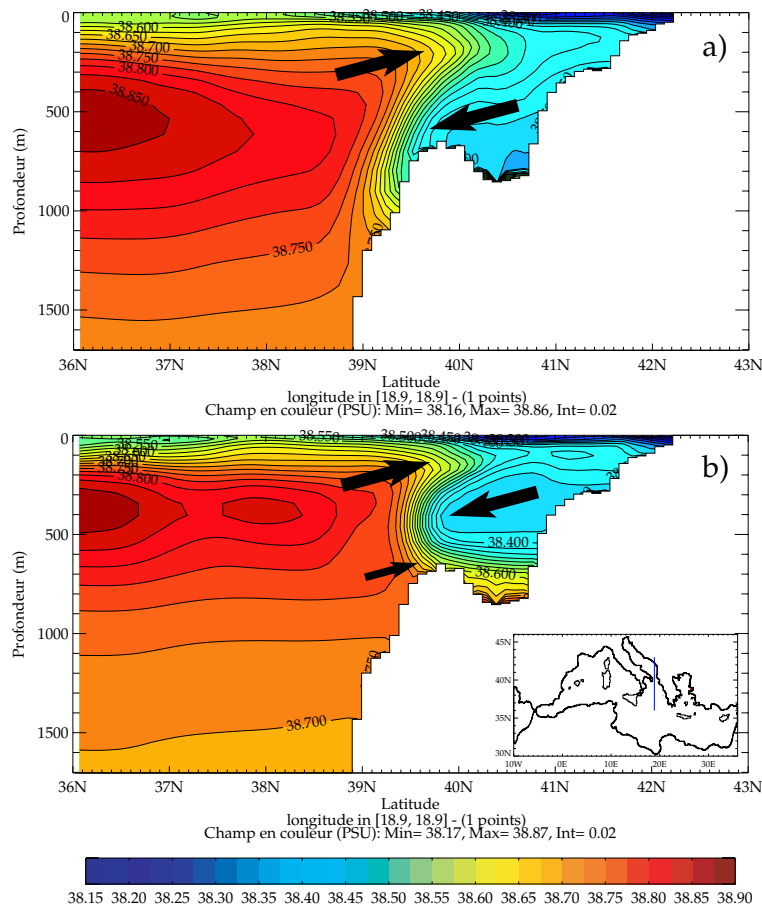
Nous avons alors une rétroaction négative entre la diminution de transport à Gibraltar et l'augmentation de salinité en subsurface. Le ralentissement de la circulation conduit à une légère salinisation des eaux de surface. En hiver, la convection produit de nouvelles masses d'eau en utilisant les eaux plus salées de la surface formant alors des eaux intermédiaires plus salées à une profondeur de 200 à 500m qui se propagent alors dans toute la Méditerranée. A Gibraltar, l'augmentation de salinité des eaux sortantes tend à augmenter le gradient de densité entre les deux couches. Cependant, l'intensité du réchauffement étant trop important, nous observons une diminution de ce gradient. Ce comportement est observé dans chaque simulation scénario.

#### 7.4.1 Conséquences en Mer Adriatique

Nous observons une augmentation de la salinité du fond du bassin Adriatique. Cette élévation de la salinité est due au changement de circulation au détroit. Dans le climat présent, les eaux Levantines entrent dans la Mer Adriatique à une profondeur d'environ 400m par l'Est du détroit d'Otrante et l'ADW formée pendant l'hiver sort en profondeur (600-700m) (Fig 7.13a). Dans les scénarii, la hausse de température du bassin en surface alliée à la légère baisse de salinité mène à la formation d'eau moins dense qu'auparavant par une convection moins profonde. L'eau formée s'échappe alors par Otrante à une profondeur intermédiaire entre 300 et 600m. En dessous de celle-ci, l'eau du bassin Ionien, plus salée qu'en Mer Adriatique à cette profondeur, entre dans le bassin en remplissant alors le fond avec un transport très faible (Fig 7.13 b).

#### 7.4.2 Conséquences en Mer Égée

La comparaison des profils de salinité dans la Mer Égée nous a montré que dans les simulations scénarii, la salinité diminue en dessous de 300m. De la même façon que la Mer Adriatique reçoit de l'eau plus salée en profondeur par un changement de circulation au détroit d'Otrante, la baisse de salinité de la Mer Égée est expliquée par un changement de circulation à un des détroits Crétois : le détroit de Karpathos. Les observations actuelles montrent une circulation à deux couches au détroit avec un transport vers la Mer Égée en surface et un transport vers le bassin Levantin en profondeur (*Kontoyiannis et al., 1999*). Dans les simulations "climat futur", l'analyse du transport à ce détroit montre que la circulation ne se fait plus que *vers l'intérieur* de la Mer Égée. La salinité du bassin



**Fig. 7.13:** Coupe Verticale de salinité à travers le détroit d’Otrante pour la simulation a) MED8-RANDOM et b) IPSL moyenne sur la dernière décennie. Les flèches indiquent la direction du courant.

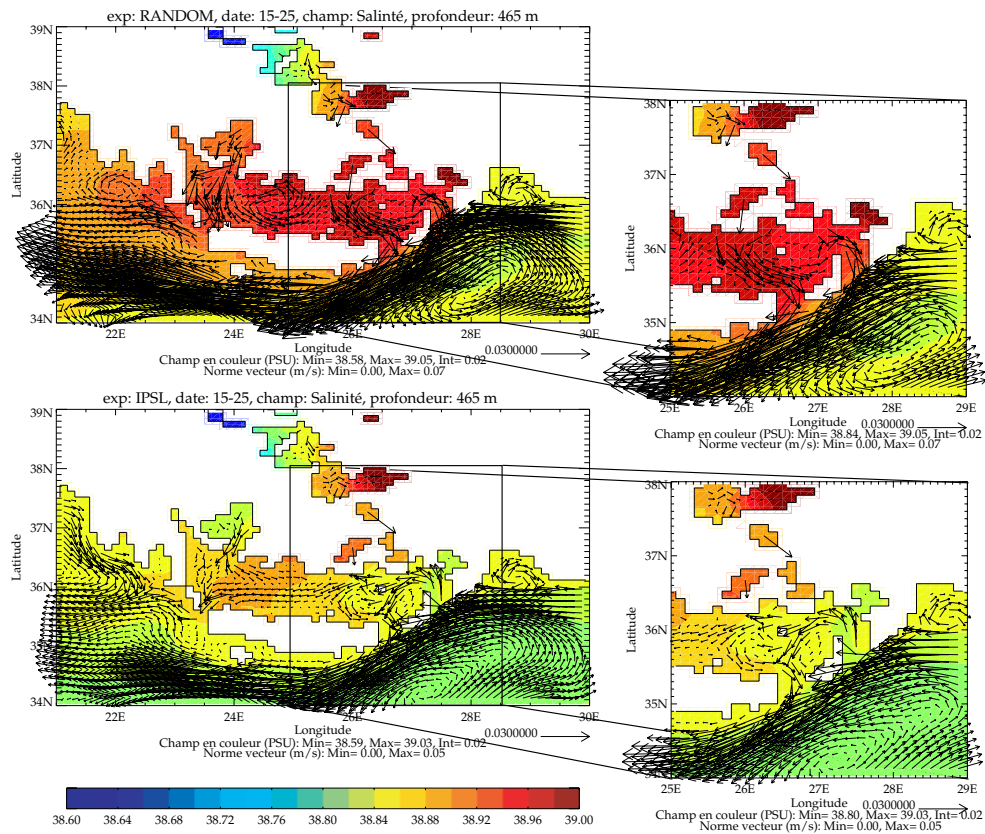
Levant in est moins importante à cette profondeur que dans la mer Égée. De plus, la convection en Mer Égée est moins profonde et forme une eau d’une salinité d’environ 38.9, relativement basse par rapport à l’eau formée dans MED8-RANDOM. Ainsi, la combinaison de la baisse de la formation de masse d’eau dans ce bassin alliée à un transport d’eau moins salée provenant du bassin Levantin abaisse la salinité du bassin Égée (Fig 7.14).

## 7.5 Évolution des Masses d’eau

### 7.5.1 Définition des Masses d’eau

Dans la simulation MED8-RANDOM, nous avons divisé la colonne d’eau en trois couches principales : la couche de surface, la couche intermédiaire et la couche de fond. Pour cela, nous avons pris un critère sur la salinité en faisant l’hypothèse que la couche intermédiaire est délimitée par les points d’inflexion de la fonction  $S(z)$  correspondant au maximum de salinité en Mer Méditerranée. Ainsi, nous pouvons définir la limite supérieure et inférieure de la couche intermédiaire à partir du profil de





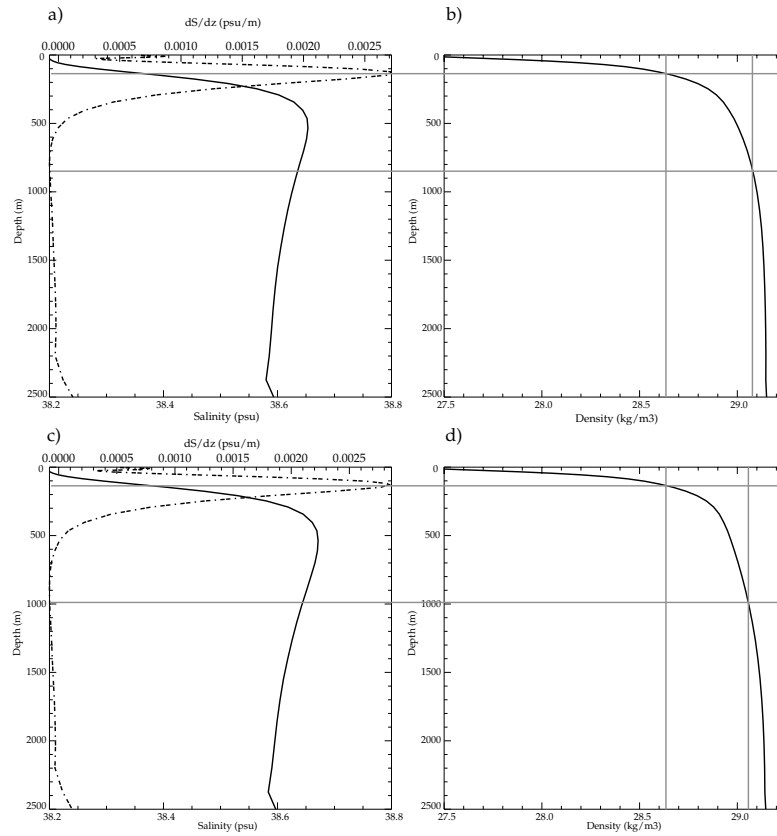
**Fig. 7.14:** Circulation de la Mer Égée à 465m dans la simulation a) MED8-RANDOM et b) IPSL sur la salinité.

S que nous projetons ensuite sur un profil moyen de densité. Nous obtenons alors un critère de densité pour chaque couche.

Appliqué sur un profil de salinité et de densité de MED8-RANDOM moyenné sur la décade 15-25 de la simulation (avant l'événement en Mer Egée), nous obtenons donc la couche de surface ayant pour gamme de densité  $\sigma_0 = [22 \text{ kg/m}^3, 28.65 \text{ kg/m}^3]$ , la couche intermédiaire comprise entre  $\sigma_0 = 28.65 \text{ kg/m}^3$  et  $\sigma_0 = 29.09 \text{ kg/m}^3$  et enfin la couche de fond avec une densité supérieure à  $29.09 \text{ kg/m}^3$  (Fig. 7.15 a et b). Suivant l'évolution de la simulation, les gammes de densité évoluent dans la dernière décade avec une gamme  $\sigma_0 = [22 \text{ kg/m}^3, 28.65 \text{ kg/m}^3]$  en surface,  $\sigma_0 = [28.65 \text{ kg/m}^3, 29.06 \text{ kg/m}^3]$  pour l'intermédiaire et enfin une densité supérieure à  $29.06 \text{ kg/m}^3$  pour la couche du fond (Fig. 7.15 c et d). Nous avons donc une couche de fond englobant des densités plus faibles.

## 7.5.2 Caractéristiques des Nouvelles Masses d'eau

Pour les simulations futures, les propriétés des masses d'eau sont très différentes de celles de MED8-RANDOM (figure 7.16). Des nouvelles gammes de densité sont alors calculées dont les valeurs sont données dans le tableau 7.6 pour chaque simulation scénario.



**Fig. 7.15:** Profils de Salinité et de Densité pour une année moyennée sur la décade 15-25 (a et b) de MED8-RANDOM (trait plein) et pour une année moyennée sur la décade 40 à 50 (c et d).  $\frac{\partial S}{\partial z}$  correspondant au profil de salinité en tiret.

	MED8-RANDOM	IPSL	CNRM	GFDL
Surface	24.-28.65 kg/m <sup>3</sup>	24.-28.41 kg/m <sup>3</sup>	24.-28.25 kg/m <sup>3</sup>	24.-28.19 kg/m <sup>3</sup>
Intermédiaire	28.65-29.05 kg/m <sup>3</sup>	28.41-28.95 kg/m <sup>3</sup>	28.25-28.90 kg/m <sup>3</sup>	28.19-28.89 kg/m <sup>3</sup>
Fond	29.05-29.4 kg/m <sup>3</sup>	28.95-29.4 kg/m <sup>3</sup>	28.90-29.4 kg/m <sup>3</sup>	28.89-29.4 kg/m <sup>3</sup>

**Tab. 7.6:** Gamme de densité potentielle  $\sigma_0$  donnée pour la couche de surface, intermédiaire et de fond pour IPSL, CNRM et GFDL pour la dernière décade de la simulation.

Nous observons globalement un décalage de la gamme de densité de la couche intermédiaire vers des densités plus faibles (Fig. 7.16). Nous pouvons remarquer un recul de la borne supérieure de la couche intermédiaire (de -0.1 pour IPSL à -0.16 kg/m<sup>3</sup> pour GFDL). Ce décalage s’accompagne d’une extension de cette gamme qui est croissante avec l’intensité du réchauffement (Tab. 7.6). En effet, cette couche couvre des gammes d’une largeur de 0.54 kg/m<sup>3</sup> pour IPSL, 0.65 kg/m<sup>3</sup> pour CNRM et enfin 0.7 kg/m<sup>3</sup> pour GFDL. L’étendue de la gamme de densité intermédiaire de MED8-RANDOM est de 0.30 kg/m<sup>3</sup>. Des eaux qualifiées d’eaux de surface dans MED8-RANDOM sont donc qualifiées d’intermédiaires dans les simulations scénarii. Associé à l’extension de densité de cette gamme, nous

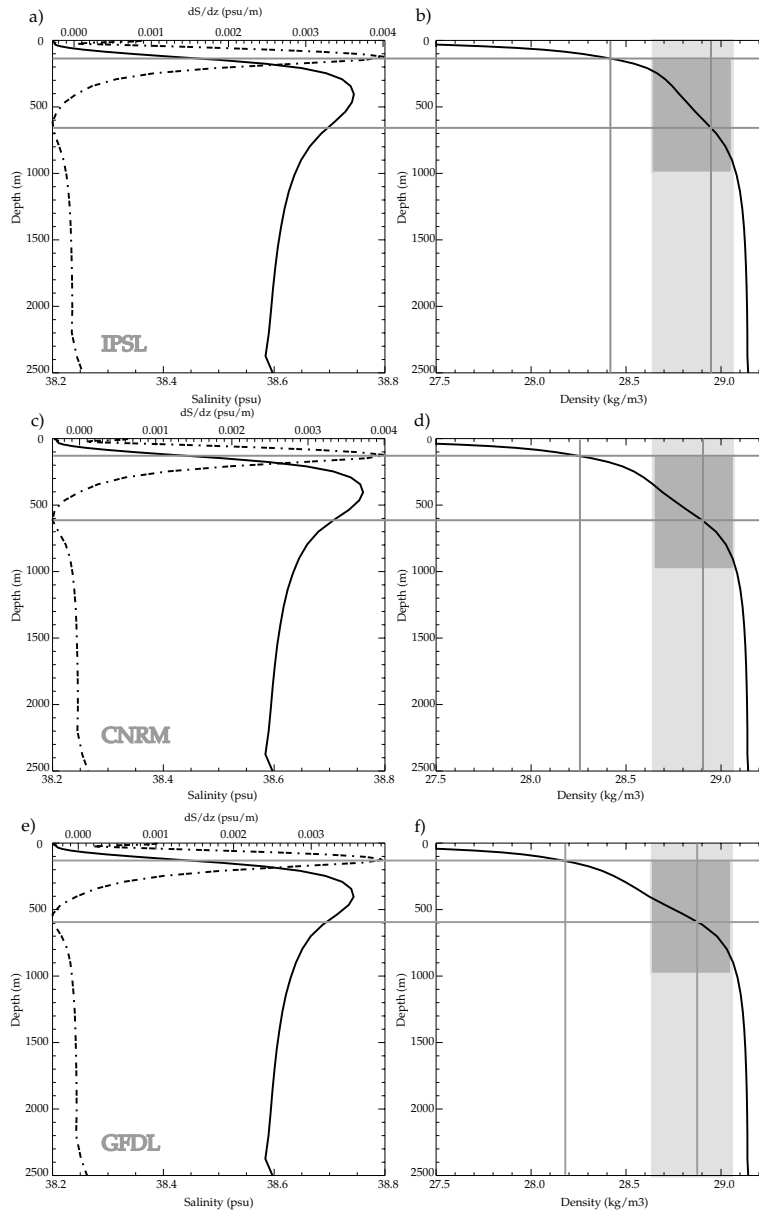
observons une remontée de la profondeur de l'isopycne marquant la borne supérieure de cette gamme. Ainsi, alors que la profondeur maximale des eaux de la couche intermédiaire de MED8-RANDOM se situait à une profondeur d'environ 1000m, la profondeur maximale dans les scénarii est de 600m (Fig. 7.16).

Suivant la classification de densité du climat "présent", l'isopycne  $\sigma_0=28.65 \text{ kg/m}^3$  marque la borne inférieure de la couche intermédiaire. La comparaison de la profondeur minimale de cette isopycne dans les simulations scénarii nous montre un approfondissement de celle-ci (Fig. 7.17). Cette approfondissement se retrouve également sur les zones de convections. La profondeur minimale de l'isopycne  $\sigma_0=28.65 \text{ kg/m}^3$  était inférieure à 100m dans la simulation MED8-RANDOM sur le Golfe du Lion. Celle-ci se retrouve à des profondeurs comprises entre 150m dans IPSL et 390m dans GFDL. La circulation étant ralentie, il est alors d'autant plus difficile de ramener cette isopycne vers la surface afin d'activer la formation d'eau de cette densité dans la région. Ce phénomène a déjà été observé dans une simulation de changement climatique par *Thorpe et Bigg (2000)*.

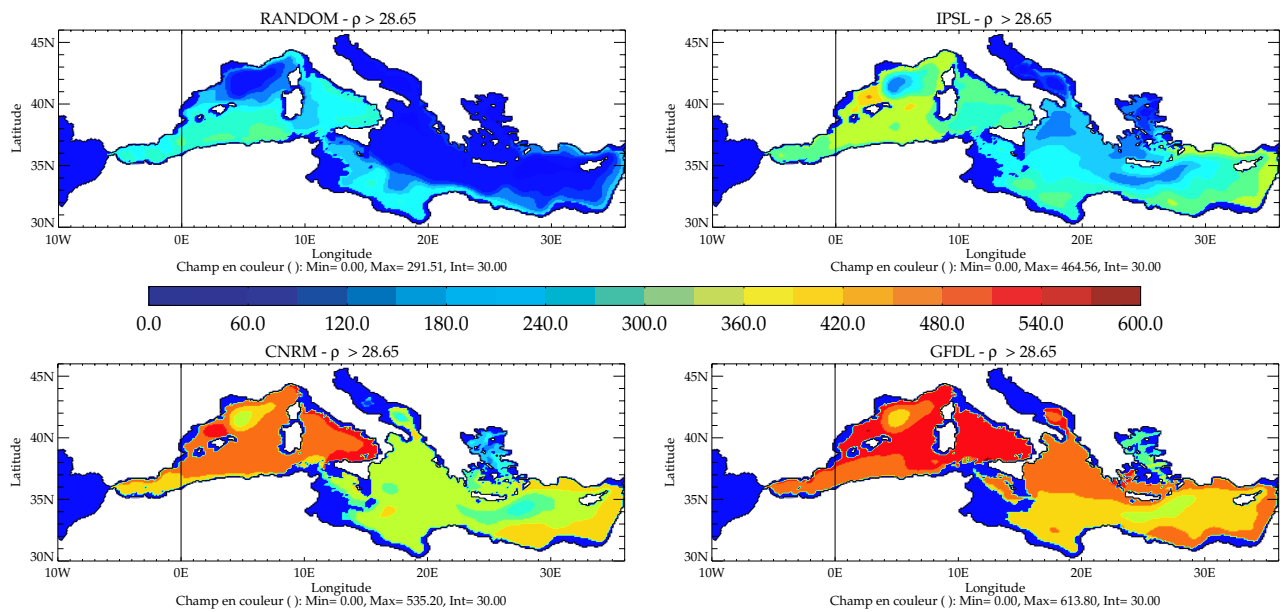
## 7.6 Conclusions et Discussion

Dans le cadre de l'étude du changement climatique sur la Mer Méditerranée, trois simulations longues ont été réalisées utilisant des forçages atmosphériques construits à partir de scénarii A2 pour la fin du XXIème siècle. Les sorties de SST et de couvertures de glace de modèles couplés globaux sont utilisées afin de forcer le modèle atmosphérique LMDz. Ce modèle ne peut résoudre les principales structures de la circulation atmosphérique du bassin Méditerranéen. Nous utilisons donc les anomalies de ces flux atmosphériques que nous ajoutons sur les champs haute-résolution ECMWF afin de définir des forçages scénarii.

Les trois simulations, IPSL, CNRM et GFDL montrent une intensité de réchauffement différente suivant leur forçage. On peut ainsi classer ces simulations de la "moins chaude" à la "plus chaude" avec tout d'abord la simulation IPSL, puis CNRM et enfin GFDL. Ainsi, nous trouvons une augmentation de température de 0.3°C (IPSL) à 0.5°C (GFDL) en moyenne sur toute la colonne d'eau et d'environ 0.6° à 1°C sur les 800 premiers mètres. Cette augmentation de la température se traduit à Gibraltar par une diminution du gradient de densité entre les eaux sortantes et entrantes. La circulation est alors ralentie de 10% (IPSL) à 20% (GFDL) suivant l'intensité du réchauffement. Ce ralentissement induit un apport d'eau Atlantique peu salée moins important dans le bassin. Cette eau se mélange d'autant plus avec les eaux environnantes plus salées provoquant une salinisation des eaux de surface (+0.06) malgré un rappel à la SSS MEDATLAS.



**Fig. 7.16:** Moyenne annuelle de profil a. de salinité et b. de densité de la simulation IPSL , c et d de la simulation CNRM et e et f de la simulation GFDL. En grisé est indiqué la couche intermédiaire en densité et en profondeur durant le climat présent.



**Fig. 7.17:** Profondeur minimale de la couche de densité supérieure  $\sigma_0 = 28.65 \text{ kg/m}^3$

Cette augmentation de température a également pour conséquence des convections moins profondes et des formations de masses d'eau moins denses et moins importantes. Ces masses d'eau sont pourtant plus salées (+0.07 entre 200 et 500m) du fait du ralentissement de la circulation. La salinité des eaux sortant à Gibraltar s'accroît alors de 0.08 (GFDL), 0.11 (CNRM) et 0.13 (IPSL). L'augmentation de température étant très importante (de  $0.75^\circ\text{C}$  à  $1.4^\circ\text{C}$ ), la densité du flux sortant à Gibraltar est pourtant moins élevée que sous un climat "présent".

Les propriétés des masses d'eau sont donc fortement modifiées. Un diagnostic simple classifiant les gammes de densité nous a permis de diviser la colonne d'eau en trois parties : la couche de surface, la couche intermédiaire et la couche de fond. La comparaison des résultats de ce diagnostic sur les simulations climat présent et futur nous a indiqué un recul de ces gammes de densité vers des densités plus faibles rendant ainsi la phase de pré-conditionnement moins efficace.

Cependant, dans ces simulations scénarii, la salinité de surface est rappelée vers une climatologie "présente" et les apports fluviaux restent identiques aux conditions actuelles. Or, d'après les flux E-P fournis par le modèle atmosphérique, nous devons nous attendre à une augmentation de ce bilan et donc à une augmentation de la salinité. De même, des études récentes (*Somot et al., 2005*) ont montré que les apports fluviaux dans la Mer Méditerranée seront moins importants à la fin du XXIème siècle. Ainsi, l'augmentation de la salinité trouvée dans nos scénarii constitue une borne inférieure à celle qui sera peut-être observée.

Rappelons également que cette salinisation du bassin est principalement due au ralentissement

de la circulation et donc à la baisse du gradient de densité à Gibraltar. Or, les eaux Atlantiques sont assimilées aux eaux de la zone tampon qui sont rappelées vers une climatologie “présente”. Un réchauffement de la couche de surface de l’ordre de celui observé dans la couche de fond nous donnerait un gradient de densité plus important que sur le climat présent. Cela impliquerait alors l’effet inverse avec une intensification de la circulation et donc un apport plus important d’eau peu salée dans le bassin.

Une intensification de la circulation serait associée à une diminution de la salinité en surface. Les masses d’eau formées auraient alors une salinité et donc une densité moins importante. Le gradient de densité entre la couche de surface et de fond à Gibraltar serait alors diminué. Mais cette diminution du gradient dû à la salinité pourrait-elle contrecarrer l’augmentation du gradient par la hausse de température ?

La circulation à Gibraltar est alors un facteur primordial dans l’évolution des propriétés des masses d’eau de la Méditerranée et mais également de l’Océan Atlantique.

Dans cette étude, les résultats des trois scénarii des modèles couplés étaient cohérents. Or, la diversité des modèles existants laisse présager également une diversité de résultats. Cependant, l’augmentation de température est un élément robuste dans l’étude du changement climatique. L’effet de la température étant dominant sur la Méditerranée, nos résultats restent une bonne base pour les études suivantes.

## 8.1 Conclusions

La Mer Méditerranée est un bassin semi-fermé influencé par le climat tempéré de l'Europe et le climat aride de l'Afrique. Sa circulation thermohaline est contrôlée par le gradient de densité entre les eaux Atlantiques entrant dans le bassin en surface et les eaux Méditerranéennes sortant en profondeur. Ce gradient de densité découle de l'importance des interactions air-mer transformant les eaux Atlantiques légères en eaux Méditerranéennes denses durant sa progression dans le bassin Méditerranéen. L'intensité de ces interactions peut varier tout d'abord sur une échelle spatiale locale et sur une échelle de temps de l'ordre de la dizaine d'année provoquant des changements importants de circulation thermohaline. Nous pouvons prendre l'exemple du bouleversement de la CTH de la Méditerranée Est dû à la succession d'hivers froids sur la Mer Égée entre 1987 et 1995 ("Eastern Mediterranean Transient"). L'intensité des interactions dépend aussi du climat global de la Terre sur une échelle de temps géologique. Dans ce contexte, la CTH Méditerranéenne présente donc deux variabilités. La première est une variabilité à court terme que nous avons défini de type "décennal" découlant de l'apparition d'événements atmosphériques intenses pendant un laps de temps court. La seconde variabilité concerne l'adaptation de la CTH à un climat donné présent sur une échelle de temps longue. Nous l'avons donc défini de type "climatique".

Le but de cette thèse était donc d'étudier et de quantifier la réponse de la CTH Méditerranéenne à des conditions atmosphériques correspondant à ces deux variabilités. Elle s'est orientée autour des deux questions suivantes :

- Un événement du type EMT peut-il se reproduire et si oui quels seraient les mécanismes

susceptibles de nous amener à ce phénomène et quelles en seraient les conséquences ?

- Quel serait le comportement de la CTH Méditerranéenne sous le climat prévu pour la fin du XXIème siècle ?

Afin de répondre à ces questions, nous avons tout d'abord mis en place une configuration Méditerranéenne d'une résolution de  $1/8^\circ$  en utilisant le modèle océanique OPA. Nous avons ensuite comparé l'impact de trois différents forçages atmosphériques (ECMWF, ERA40 et LMDz) sur la circulation thermohaline du modèle MED8. Nous avons ainsi pu évaluer la nécessité d'utiliser un forçage haute résolution pour obtenir une circulation océanique et une convection réaliste. Le forçage ECMWF (60 km) a donc été choisi afin de poursuivre l'étude sur une échelle de temps de 50 ans.

Cependant, avant d'entreprendre une étude sur les différentes variabilités de la CTH Méditerranéenne, il nous a fallu trouver un outil capable de quantifier les changements de CTH. Pour cela, nous avons utilisé le diagnostique décrit par *Walín (1982)* et développé par *Tziperman (1986)* estimant la formation de masse d'eau à partir des flux atmosphériques. Cependant, ce diagnostique ne prenait pas en compte la pénétration solaire sur les premiers mètres de l'océan intégrée dans le modèle et susceptible de changer les propriétés des masses d'eau. Nous avons donc inclus un coefficient de pénétration du flux solaire dans le calcul du flux de flottabilité afin d'être cohérent avec les paramétrisations de MED8 et les observations. Le résultat principal de la comparaison des deux méthodes nous a montré une destruction plus importante des eaux nouvellement formées au cours du printemps et de l'été quand la pénétration solaire est prise en compte. Ceci découle du fait que le flux solaire peut influencer une gamme plus importante de densité au moment où l'océan est le plus stratifié. Ainsi, près de 50% des eaux formées durant l'hiver sont transformées en eaux moins denses durant le printemps et l'été. Le flux de flottabilité était donc surestimé d'un facteur 2 par la méthode classique. Un bilan de masses d'eau sur la Méditerranée nous a également montré que la variation du volume des masses d'eau est principalement contrôlée par les rôles opposés du flux de flottabilité et du mélange. Nous avons alors également mis en évidence une surestimation du mélange par la méthode classique découlant directement de la surestimation du taux de formation. La prise en compte de la pénétration solaire peut toutefois être améliorée. La perspective de cette étude se place donc dans une meilleure paramétrisation de cette pénétration solaire par la prise en compte de la variabilité de l'absorption de la lumière due aux espèces biologiques.

Les outils nécessaires à la quantification de la formation de masse d'eau étant mis en place, l'analyse de la variabilité "décennale" a alors été entreprise. Le but de cette partie était de répondre à la



---

première question de cette étude concernant les mécanismes jouant un rôle dans la génération et les conséquences d'un événement transitoire en Mer Égée. Pour cela, deux simulations de 50 ans forcées par des conditions climatiques "présentes" ont été réalisées. La première simulation a été forcée par une année perpétuelle construite à partir des champs ECMWF et nous a servi de simulation de contrôle. Ne disposant pas d'un forçage interannuel de 50 ans pour forcer la seconde simulation, nous avons construit une distribution temporelle réaliste d'années de forçage ECMWF quasi-aléatoire. Dans les dix dernières années de la distribution, une succession d'années froides sur la Mer Égée a été introduite. Cette occurrence nous a alors permis d'analyser un événement similaire à l'EMT sur la Mer Égée mais également d'évaluer la sensibilité de la CTH aux forçages atmosphériques. Nous avons donc mis en évidence la formation d'une masse d'eau très dense ( $> 29.3 \sigma_\theta$ ) en Mer Égée durant la dernière décade de la simulation ainsi qu'un changement de circulation important dans le bassin, entre le sous-bassin central et la mer de Crète. Cependant, malgré un transport plus important que la moyenne durant 2 ans au détroit de Karpathos, le transport d'eau de densité supérieure à  $29.09 \sigma_\theta$  vers le bassin Levantin est resté faible. L'événement est donc resté très localisé contrairement à l'EMT. Nous avons cependant mis en évidence une plus grande sensibilité de la CTH de la Méditerranée au forçage atmosphérique qu'à une variabilité intrinsèque du système océanique.

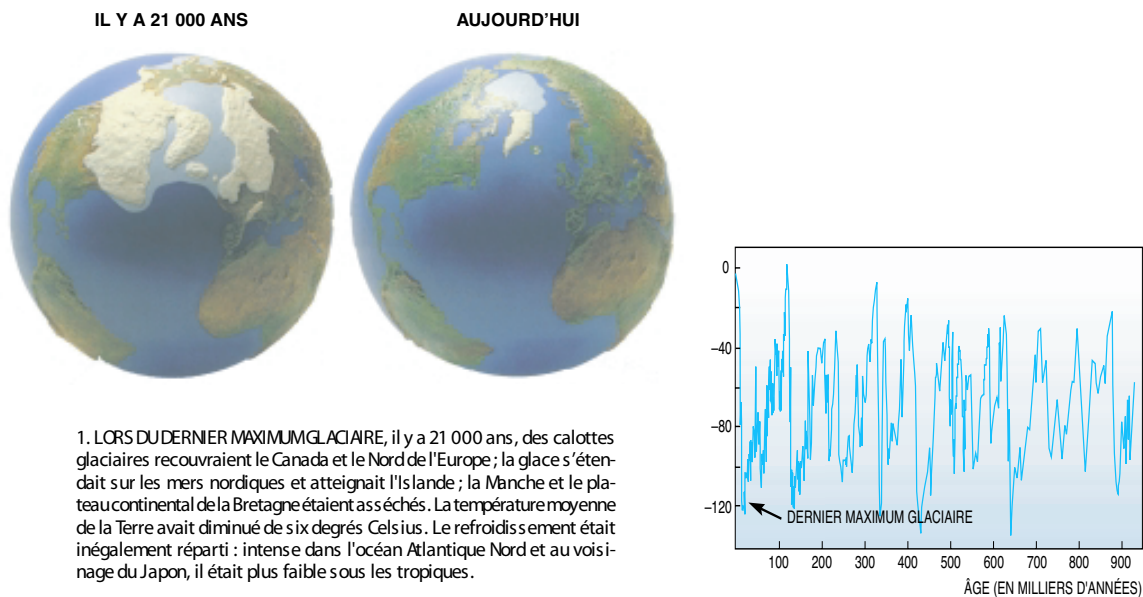
Ces simulations en climat "présent" nous ont alors fourni une estimation de la dérive du modèle et une base pour l'analyse de la variabilité "climatique". L'impact du changement climatique est l'une des questions les plus importantes de la communauté scientifique actuellement. Cependant, peu d'études décrivent l'impact de ce changement sur la CTH Méditerranéenne et sur le flux sortant à Gibraltar. Nous avons donc mis en place des simulations dite "scénarii" afin d'étudier cette question. Le forçage atmosphérique de ces simulations a été construit à partir des résultats de trois modèles couplés globaux (IPSL, CNRM et GFDL) utilisant le scénario A2 selon la classification de l'IPCC (*Rapport IPCC, 2001*). Afin de réaliser des simulations comparables avec la simulation climat "présent" et de forcer le modèle avec un forçage de "qualité", nous avons travaillé par anomalies que nous avons appliquées aux champs atmosphériques ECMWF qui présentent les structures spatio-temporelles les plus réalistes. Ces anomalies ont été créées en deux étapes. La résolution de modèles couplés étant trop basse, les résultats de SST et de couverture de glace de ces trois modèles ont été injectées dans le modèle atmosphérique LMDz zoomé sur le bassin Méditerranéen. Par différence avec une simulation de contrôle, trois jeux d'anomalies de flux atmosphériques correspondant à chaque modèle couplé ont été construits. Tout d'abord, l'analyse de ces anomalies a révélé une certaine hiérarchie dans l'intensité du réchauffement entre les résultats de IPSL, CNRM et GFDL. Ainsi, nous avons trouvé

une augmentation de température de 0.3°C (IPSL) à 0.5°C (GFDL) en moyenne sur toute la colonne d'eau et d'environ 0.6° à 1°C sur les 800 premiers mètres. Cette augmentation de température s'est traduite à Gibraltar par une diminution du gradient de densité et donc du transport de 10 à 20% suivant l'intensité du réchauffement. La diminution du transport implique un ralentissement de la circulation. Ce ralentissement a provoqué une salinisation du bassin en raison d'un apport moins important d'eaux Atlantiques peu salées dans le bassin. Cette augmentation de salinité n'a cependant pas été assez importante pour contrecarrer la stabilisation du gradient vertical de densité dû au réchauffement de la couche de surface dans le mécanisme de convection. En effet, nous avons constaté une diminution de la profondeur de la couche de mélange mais également de la densité des eaux formées. Cependant, ces eaux possèdent une salinité plus élevée qu'en climat "présent". Les eaux arrivant à Gibraltar sont alors plus salées et tendent à augmenter le gradient de densité entre les deux couches. Cependant, l'augmentation des températures étant très importante, ce gradient de densité diminue. Nous avons alors obtenu une rétroaction négative entre le ralentissement de la circulation et la salinisation du bassin. Pour ces simulations, la zone tampon a été rappelée vers la climatologie MEDATLAS tout comme la salinité de surface. Or, si la température de flux Atlantique était augmentée dans les mêmes proportions que les eaux du flux Méditerranéen sortant, le gradient de densité serait alors augmenté. La circulation de la Mer Méditerranée serait alors intensifiée et la salinité diminuée. La circulation à Gibraltar est donc un point important de la circulation thermohaline de la Mer Méditerranée.

En conclusion, l'étude de la variabilité "décennale" nous a montré qu'un événement tel que l'EMT pourrait se reproduire en Méditerranée. Cependant, l'augmentation de température induite par le changement climatique rendra la possibilité d'un tel événement très faible. En effet, cet événement n'apparaît plus dans les simulations climat "futur". D'après les scénarii atmosphériques futurs, la Méditerranée semble se rapprocher d'un climat chaud et sec. Les simulations océaniques ont cependant montré que le flux d'évaporation n'était pas assez important pour contrecarrer l'effet de l'augmentation de température dans le mécanisme de formation d'eau profonde. La CTH de la Méditerranée s'approche alors d'un état sans convection profonde.

## 8.2 Perspectives

Nous avons vu dans cette étude que la circulation thermohaline de la Méditerranée est fortement influencée par le forçage atmosphérique. Nous avons pu analyser son comportement sous des conditions climat "présent" tempéré et climat "futur" chaud. La perspective de ce travail s'inscrit alors dans l'hypothèse inverse, i.e le comportement de la CTH Méditerranéenne sous un climat "froid" de type



**Fig. 8.1:** Extension de la Glace du Pôle Nord au dernier Maximum Glaciaire (-20 000 ans) et aujourd'hui et reconstruction de la hauteur de la mer en mètre (Duplessis, 2002) .

Dernier Maximum Glaciaire (ci-après DMG).

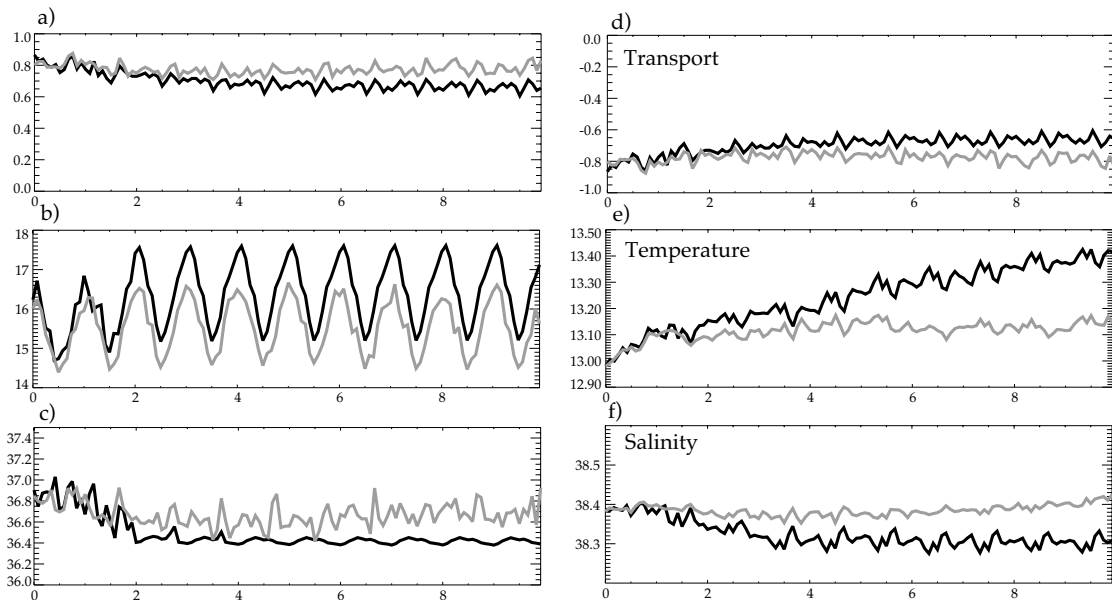
Dans le bassin Méditerranéen, le climat DMG est caractérisé par une forte diminution de la température de l'air et une diminution des précipitations. Le piégeage de l'eau dans les calottes de glaces recouvrant une grande partie de l'Hémisphère Nord a eu pour conséquence une diminution du niveau de la mer (Fig. 8.1). Le niveau de la mer à cette époque a été estimé à 120 m au-dessous du niveau actuel. La morphologie du bassin méditerranéen et du détroit de Gibraltar étaient donc différents. L'état thermohalin de la Mer Méditerranée à cette époque n'est pas très bien connu. Les températures et salinités sont reconstruites par différentes méthodes à partir d'échantillons de sédiments prélevés sur le fond du bassin Méditerranéen et sur ses côtes. Hayes *et al.* (2005) ont ainsi présenté une nouvelle reconstruction des SST en Méditerranée. Celles-ci montraient une température plus basse sur l'ensemble du bassin d'environ 5°C en hiver et 3°C en été. Ils ont également mis en évidence un gradient de SST Est-Ouest de plus 6°C en hiver et de plus de 9°C en été nettement supérieur au gradient observé de nos jours. Bien que ces méthodes aient fait leur preuve pour les reconstructions de températures, aucune d'entre elles n'est assez précise pour estimer la salinité. L'analyse de la végétation sur les côtes ainsi que le calcul du ratio de  $\delta O^{18}$  ont suggéré une salinité plus élevée de 1 à 3.5 psu qu'actuellement (Goudie, 1992; Bigg, 1995). Cependant, aucune étude ne présente de reconstruction de salinité plus précise.

De nombreuses questions restent alors en suspens : ce gradient de température entre l'Est et l'Ouest

était-il réaliste et stable ? Quelle pouvait être la distribution de sel associée à cette température ? Quelle était la variabilité de la CTH durant cette période ?

Peu d'études numériques ont été entreprises sur la CTH Méditerranéenne durant cette période. *Bigg (1994)* a montré un renversement de la circulation entre le bassin Est et le bassin Ouest sous un climat de type DMG. Cependant, le modèle océanique de résolution  $1/4^\circ$  utilisé dans cette étude ne pouvait reproduire la CTH sous un climat présent. Plus récemment, les résultats de *Myers et al. (1998b)* utilisant un état initial plus proche du DMG ont montré une formation d'eau profonde dans le Golfe du Lion et le Bassin Levantin mais plus en Mer Adriatique. Nous essaierons donc de compléter ces études et de répondre à aux différentes questions posées en mettant en place une configuration DMG de la Méditerranée d'une résolution  $1/8^\circ$ . Les études paléoclimatiques nous permettrons de plus de tester la validité du modèle dans des cas extrêmes *observées* contrairement aux cas des scénarii futurs.

Une relaxation est appliquée en surface en SST et en SSS. La zone tampon est également relaxé mais cette fois en surface et en profondeur afin de garder les propriétés des eaux entrant dans le bassin intactes au cours de la simulation.



**Fig. 2:** a, b et c : transport, température et salinité de la couche de surface de Gibraltar ; d, e et f : transport, température et salinité de la couche de fond. REF (noir) et MED\_sss (gris)

Afin de tester la nécessité de la relaxation de la salinité de surface, nous réalisons une simulation de 25 ans en utilisant des conditions climatiques présentes telles que décrites pour la simulation REF (Voir Chapitre 6) mais **aucune** relaxation de la salinité n'est appliquée<sup>1</sup>. Cette simulation est nommée MED\_sss. Le forçage atmosphérique est constitué d'une année moyenne des 6 années de forçage haute résolution ECMWF.

Dans un premier temps, nous calculons le bilan EMPR moyenné sur les 10 premières années de simulation que nous comparons au bilan trouvé par la simulation REF. Nous constatons que ce bilan

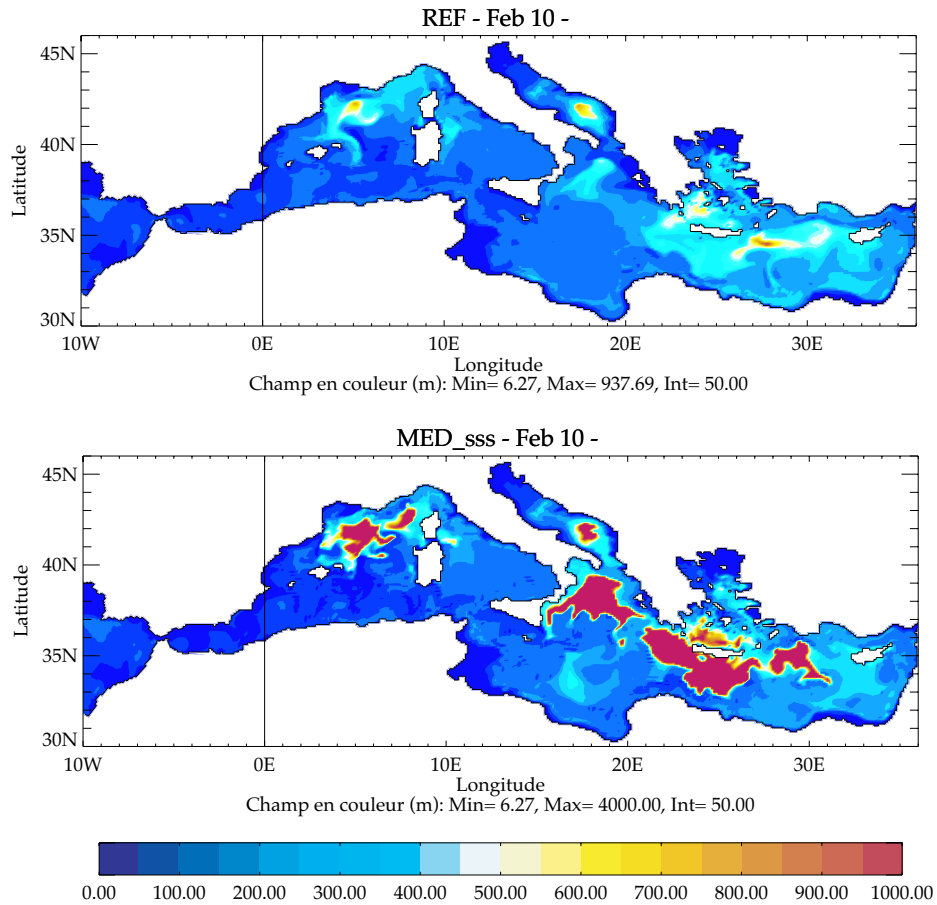
<sup>1</sup>Les apports fluviaux sont conservés

a une valeur de 1.59 mm/j dans MED\_sss supérieure à celle de 0.93 mm/j de la simulation REF. Ce bilan est associé à une augmentation de la salinité en surface et sur l'ensemble du bassin. La salinité moyenne du bassin dans MED\_sss est de 38.62 psu alors que la salinité du bassin dans REF est de 38.59 psu.

Ces changements de propriétés de masses d'eau sont détectés au détroit de Gibraltar (Fig. 2). Le transport au détroit est augmenté de 0.08 Sv entre les deux simulations. Ce transport est, de plus, plus froid et plus salé sur les couches de surface et de fond. En effet, la température des eaux entrantes diminue d'environ 1.3°C et la salinité augmente de 0.15 psu. Les eaux de surface de la Méditerranée sont donc alimentées par des eaux plus denses que dans la simulation REF. Leurs transformations dans le bassin Méditerranéen nous donne des eaux Méditerranéennes sortantes à Gibraltar également plus froide (-0.2°C) et plus salée (+0.1 psu).

L'augmentation de densité à la surface de la Méditerranée cause une augmentation de la profondeur de la couche de mélange (Fig. 3) . Dans la simulation REF, la profondeur maximale ne dépasse pas 1000m. Dans la simulation MED\_sss, la convection peut atteindre 4000m dans le bassin Levantin et le bassin Ionien. Or, selon les observations, le bassin Levantin est un site de formation d'eaux intermédiaires (300-600m) et la convection en mer Ionienne n'a jamais été observée. L'évolution de la profondeur maximale de couche de mélange dans chaque bassin ne nous montre pas de diminution significative de celle-ci sur les 25 ans de simulation.

En conclusion, bien que le bilan du flux virtuel de sel soit meilleur sans une relaxation en SSS, l'évolution de la profondeur de la couche de mélange est **irréaliste**. Nous garderons donc ce rappel en salinité de surface pour les différentes simulations.



**Fig. 3:** Example of Mixed layer depth for REF and MED\_sss in Feb after 10 years





---

Annexe B Chapitre : Regional Atmospheric, Marine Processes and Climate  
Modelling

---

Li, L., Bozec, A., Somot, S., Béranger, K., Bouruet-Aubertot, Sevault, F., Crépon, M. :  
2005, *Mediterranean Climate Variability*, Elsevier Edition, Cambridge, 359-382



1 Chapter 7

2  
3  
4 **Regional Atmospheric, Marine Processes**  
5 **and Climate Modelling**  
6  
7

8  
9 Laurent Li,<sup>1</sup> Alexandra Bozec,<sup>2</sup> Samuel Somot,<sup>3</sup> Karine Béranger,<sup>2</sup>  
10 Pascale Bouruet-Aubertot,<sup>2</sup> Florence Sevault,<sup>3</sup> and Michel Crépon<sup>2</sup>

11  
12 <sup>1</sup>*LMD/IPSL/CNRS, Université P. et M. Curie Paris, France (li@lmd.jussieu.fr)*

13 <sup>2</sup>*LOCEAN/IPSL, Université P. et M. Curie Paris, France*

14 *(Alexandra.Bozec@lodyc.jussieu.fr Karine.Beranger@ensta.fr,*

15 *Pascale.Bouruet-Aubertot@lodyc.jussieu.fr crepon@lodyc.jussieu.fr)*

16 <sup>3</sup>*Météo-France, CNRM/GMGEC/EAC, Toulouse, France*

17 *(samuel.somot@meteo.fr florence.sevault@meteo.fr)*

18  
19  
20  
21  
22  
23 **7.1. Introduction**

24  
25 The Mediterranean region is rather unique in respect to its geographical position:  
26 north of the largest desert in the world—the Sahara, and south of a large temperate  
27 climate region—Europe. It is therefore a transition area between tropical and  
28 mid-latitude climates. As a transition area, the Mediterranean region shows  
29 important local climate variability and rather large gradients, both in the  
30 South–North and East–West directions.

31 The Mediterranean climate is characterized by its strong seasonal contrast.  
32 The summer is dry and hot, the winter is humid and mild. The left panel of  
33 Fig. 123 shows the sealevel pressure for the region of the North Atlantic, Europe  
34 and Mediterranean for December–January–February as described in the ERA-15  
35 dataset. The remarkable structure of this figure is the Icelandic Low and the  
36 Azores High. The main atmospheric center of action affecting the Mediterranean  
37 climate is the Azores High, a subtropical anticyclone related to the descending  
38 branch of the Hadley cell. The Mediterranean region can thus be related  
39 to tropical climate events like El Niño and monsoons (see also Chapter 2).  
40 The Mediterranean Sea is an important playground for the North Atlantic  
41 Oscillation, a major atmospheric circulation pattern of the Northern

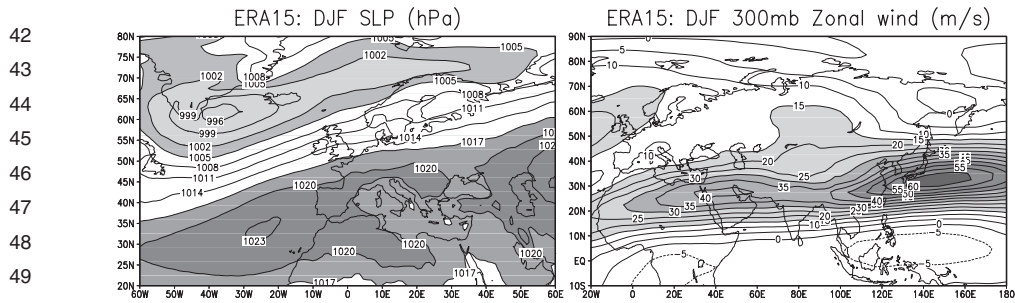


Figure 124: Sea-level pressure (hPa) and 300-hPa zonal wind (m/s) for December–January–February, as depicted in the ECMWF re-analysis dataset from 1979 to 1993.

Hemisphere, characterized by a seesaw between the Icelandic Low and the Azores High. The Mediterranean climate may thus be strongly influenced by processes which can involve the atmosphere only or coupled ocean-atmosphere phenomena in mid-and high latitudes (see also Chapters 3 and 6). As depicted in the right panel of Fig. 124 showing the 300-hPa zonal wind for the whole Eurasian continent and North Africa, the Mediterranean Sea is located in the north flank of the sub-tropical jet stream. The jet stream plays an important role in forming atmospheric teleconnections between the Mediterranean and regions far away.

The Mediterranean Sea is a concentration basin with an evaporation rate much larger than the rainfall rate and river runoff (Mariotti et al., 2002, Struglia et al., 2004), leading to increases in salt content. It is also a source of heat to the atmosphere with annual decreases of temperature for water masses. This particular behaviour of the Mediterranean Sea has its roots and consequences in the Gibraltar Strait, where the inflow is fresh (36.6 psu) and warm (maximum of 21°C in August and minimum of 17°C in March), and the outflow is salty (38.25 psu) and cold (13.3°C). The Mediterranean Sea is thus similar to a thermodynamic engine which transforms the inflowing light Atlantic water into dense deep Mediterranean waters through air–sea coupling (see Chapters 4 and 5 for more descriptions). This water transformation process generates thermohaline forcing which drives, in a large proportion, the Mediterranean marine general circulation. Convection can thus be observed in several places of the Mediterranean Sea, particularly, in the Gulf of Lions, Adriatic Sea, Aegean Sea and Levantine basin.

The surface circulation in the western Mediterranean can be schematically described as follows. The Atlantic Water (AW) enters the Alboran Sea forming the Alboran gyres (Gascard and Richez, 1985, Heburn and La Violette, 1990), and flows eastward forming the Algerian Current (AC). The AC presents well-

83 marked meanders due to baroclinic instabilities. Then the AC splits into two  
84 branches at the Sicily Strait, one entering the Tyrrhenian Sea passing through the  
85 Corsica strait and forming the Northern current, the other entering the eastern  
86 Mediterranean (Millot, 1987; Herbaut et al., 1998). The AW entering the eastern  
87 Mediterranean divides into two distinct streams (Robinson et al., 1999,  
88 Lermusiaux and Robinson, 2001). One flows over the Tunisian shelf, the other  
89 forms the Mid Ionian jet. These two currents merge at the level of East of Libya  
90 (as seen in Marullo et al., 1999) as a coastal current (Alhammoud et al., 2005,  
91 Hamad et al., 2002) flowing eastwards along the Egyptian coast. Then this  
92 current flows northwards along the Jordanian–Israel–Lebanon Coast and  
93 westwards at the level of Turkey. During its eastward progression, the AW  
94 is transformed through convection processes into Western Mediterranean  
95 Deep Water (WMDW) in the Gulf of Lion, into Levantine Intermediate Water  
96 (LIW) in the Levantine Basin, into Eastern Mediterranean Deep Water (EMDW)  
97 in the Adriatic and Aegean Seas. The LIW flows westwards into the Western  
98 Mediterranean at intermediate depth (400m) through the Sicily strait and then  
99 into the Atlantic Ocean through the Gibraltar Strait, closing the water budget of  
100 the Mediterranean Sea.

101 Numerical modelling, both global and regional, is an important tool to  
102 understand physical mechanisms controlling climate change and variability at  
103 different spatio-temporal scales. It also provides the unique possibility to  
104 construct physically based and comprehensive future climate scenarios, the  
105 starting point for many socio-economical impact considerations. Sections 7.2, 7.3  
106 and 7.4 will present several studies on the physical mechanisms controlling  
107 the Mediterranean climate variation and change. Sections 7.5 and 7.6 will  
108 then present the current status of the Mediterranean regional climate modelling  
109 and the preliminary results of a regional coupled model. Perspectives will be given  
110 in Section 7.7.

111

112

113

## 114 **7.2. Teleconnection Patterns from the Mediterranean Region**

115

116 The Mediterranean Sea plays an important role in determining the climate of the  
117 nearby regions (Millan et al., 2005a,b). It is also believed that the Mediterranean  
118 Sea can exert influences on the climate of regions far away. The first mechanism  
119 may be through the Mediterranean outflow water (about 1 Sverdrup of warm and  
120 salty water) flowing out of the Gibraltar Strait into the North Atlantic. The  
121 Mediterranean Sea can thus contribute to the global climate variation by altering  
122 the oceanic overturning circulation (see Chapter 5). Teleconnection patterns in  
123 the atmosphere can also be initiated from the Mediterranean region. Rowell

124 (2003) reported that a warming of the Mediterranean Sea Surface Temperature  
125 (SST) can increase the Sahelian rainfall during Summer through an increase  
126 of moisture transport in the eastern part of the Sahara. He remarked that the  
127 rainfall increase is also amplified by a more intense moisture flux from the  
128 tropical Atlantic ocean and a more intense local water re-cycling. The  
129 Mediterranean Sea may also regulate the northward progress of the African  
130 summer monsoon by changing the meridional thermal contrast.

131 The Mediterranean Sea is an important playground for the North Atlantic  
132 Oscillation (NAO), a major atmospheric circulation pattern of the Northern  
133 Hemisphere. In particular, the Polar–Mediterranean mode, as classified by  
134 Kodera and Kuroda (2003), can exert important influences on the Eurasian  
135 climate. Yu and Zhou (2004) reported that the cooling trend observed during the  
136 recent half century for the subtropical Eurasian continents and for the month of  
137 March is strongly correlated with the DJF (December–January–February) NAO  
138 index. They found also that the relation was the strongest with a lag of two  
139 months, the time necessary for the cooling signal to propagate from North Africa  
140 to Central Asia, in a quasi-barotropic structure for the whole troposphere. The  
141 mechanism responsible for this linkage is however still unclear.

142 The existence of large-scale zonally propagated teleconnection structures was  
143 already pointed out by Branstator (2002). He demonstrated that the Asian jet-  
144 stream beginning over North Africa played the role of waveguide by trapping  
145 disturbances inside the jet-stream and propagating them from west to east.  
146 Watanabe (2004) also found that there is a downstream extension of the NAO  
147 during late winter through wavetrain structure. This wavetrain is furthermore  
148 interpreted as composed of quasi-stationary Rossby waves trapped on the Asian  
149 jet waveguide and excited by the anomalous upper-level convergence over  
150 the Mediterranean Sea. He concluded that the Mediterranean convergence  
151 associated with the NAO may have some predictability for the medium-range  
152 weather forecast in East Asian countries.

153 Li (2005) uses an atmospheric GCM to study the influences of the  
154 Mediterranean Sea on the atmosphere. An idealized homogeneous cooling of  
155 2°C for the Mediterranean Sea is imposed as forcing. The model used is the  
156 LMDZ, an atmospheric general circulation model with a resolution of 4° in  
157 latitude and 5° in longitude. The model was run 9,000 days under perpetual  
158 January mode for respectively normal boundary conditions and conditions of an  
159 idealized Mediterranean cooling. Figure 125 plots the simulated geopotential  
160 height anomalies for 1,000, 850, 500 and 300 hPa respectively. A baroclinic  
161 structure is created downstream of the cooling location, across the entire  
162 Eurasian continent, roughly following the subtropical jet-stream. There are  
163 high (low) pressure anomalies in the lower (upper) atmosphere. Over South Asia,  
164 an opposite-sign baroclinic structure is obtained and it is believed to be the

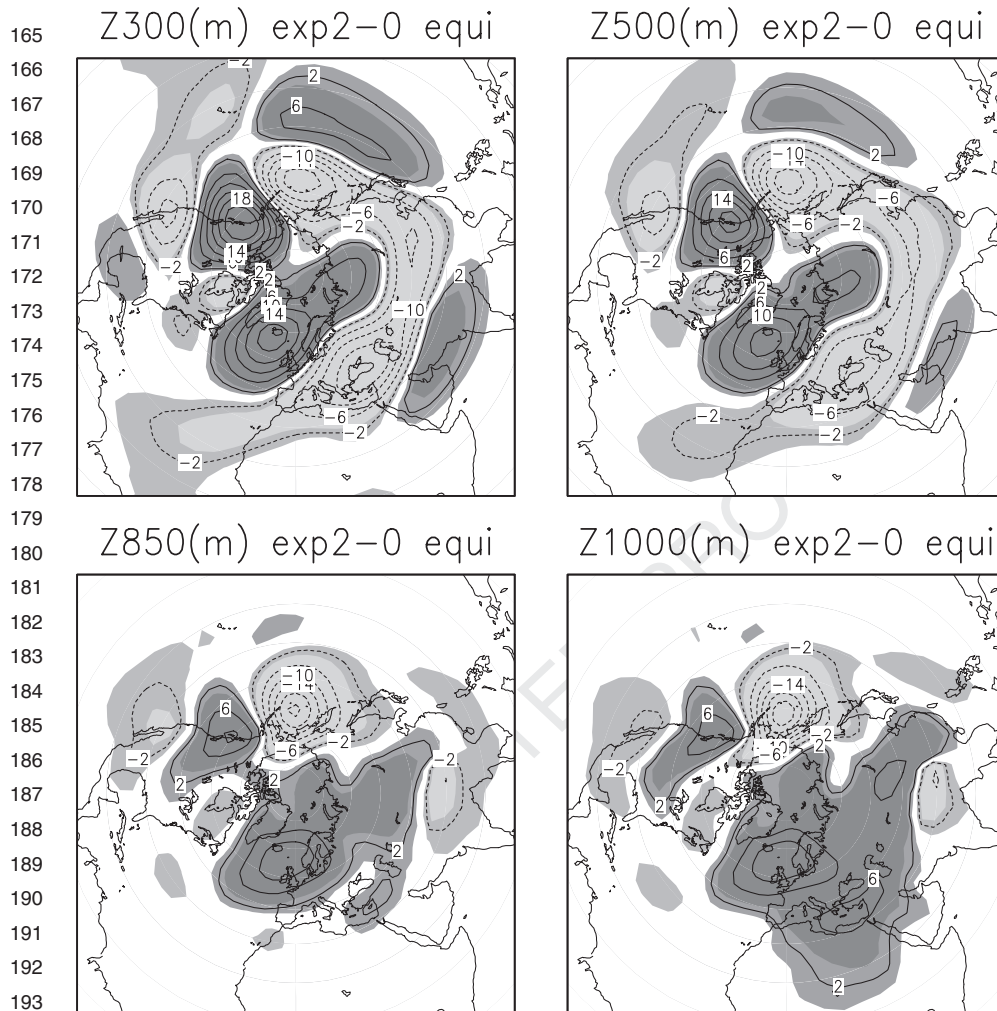


Figure 125: January geopotential height changes (m) at levels of 1,000, 850, 500 and 300-hPa for a homogeneous cooling of 2°C of the Mediterranean sea surface temperature, as simulated in the atmospheric general circulation model LMDZ.

consequence of tropical rainfall anomaly. All other remote structures are quasi-barotropic and the most remarkable ones are the deepening of the Aleutian Low in the North Pacific and the weakening of the Icelandic Low in the North Atlantic.

In order to study the temporal evolution of the response and the physical mechanisms at different time scales, an ensemble of transient simulations, parallel

206 to the equilibrium runs, are also performed. Each of them lasts 30 days and the  
207 ensemble size reaches the huge number of 3,000 to ensure a good statistical  
208 significance and an entire coverage of all possible atmospheric states. The  
209 approach of the ensemble transient simulations is found very useful in showing  
210 the temporal evolution of the response (Li and Conil, 2003). The two  
211 teleconnections need several days in the North Pacific and even several tens  
212 of days in the North Atlantic to form and to grow. Both of them have a quasi-  
213 barotropic vertical structure. It is believed that they are the consequence of  
214 complex interactions between the mean flow and the transient eddies in the  
215 atmosphere. It is interesting to note that the North Atlantic response is not  
216 directly from the Mediterranean Sea, the source of the perturbations, but through  
217 a long circle around the world, following roughly the Asian jet-stream and then  
218 the North Atlantic sub-polar jet-stream.

219  
220

221

### 222 **7.3. Mediterranean Thermohaline Circulation and its Sensitivity** 223 **to Atmospheric Forcing**

224

225 The overturning circulation driven by the thermohaline forcing is a particular  
226 character of the Mediterranean Sea general circulation. Since the pioneering  
227 work of the MEDOC group (MEDOC group 1970), a large number of studies has  
228 been dedicated to water formation in the Mediterranean Sea. An extensive  
229 summary can be found in Madec et al. (1991, 1996), Marshall and Schott (1999),  
230 Castellari et al. (1998), Lascaratos and Nitiis (1998), Lascaratos et al. (1999) and  
231 Korres et al. (2000), Beckers et al. (2002) concerning physical mechanisms and  
232 numerical modelling.

233 Several factors participate in deep water formation. Firstly, cyclonic structures  
234 in the horizontal circulation play an important pre-conditioning role by imposing  
235 the dense water in formation to stay at the same place and not to be advected off  
236 the formation zone. A second ingredient is the presence of strong atmospheric  
237 forcing for both heat flux and wind stress. Convection in the Gulf of Lions  
238 and the Adriatic Sea is particularly sensitive to the Mistral and Bora winds which  
239 create strong evaporative cooling and wind stress curl when they blow into  
240 the sea from the Alps. Intuitively, we can imagine that the performance of the  
241 Mediterranean Sea general circulation modelling is quite dependent on the  
242 atmospheric forcing and in particular, the intensity of wind stress.

243 This is confirmed by recent experiments performed with the OPA  
244 Mediterranean general circulation model at the resolution of  $1/8^\circ$  (MED8,  
245 conducted by A. Bozec, unpublished results) and of  $1/16^\circ$  (MED16, conducted  
246 by K. Béranger, unpublished results). Two datasets of atmospheric forcing are



247 used, one is from ERA40 – the ECMWF re-analysis (T159 model), the other  
248 the ECMWF operational analysis (T319). The period used from the re-analysis  
249 is from 1990 to 1999 and that from the operational analysis is from August 1998  
250 to August 2002. The ERA run lasts almost 10 years and the ECMWF run is  
251 repeated two times to have a simulation of 8 years (in order to have a comparable  
252 length with ERA run). It appears that the ERA run is unable to generate  
253 convection unless a strong probably unrealistic restoring to winter temperature  
254 and salinity is applied, while ECMWF run is able to trigger convection.

255 **Figure 126** shows time series of the maximum depth reached by the mixed layer  
256 in the Gulf of Lions and in the Levantine basin for the two simulations using  
257 MED8 (very similar results are obtained by using MED16). For both Gulf of  
258 Lions and Levantine basin, the mixed layer is much deeper in ECMWF run than  
259 in ERA run. A stronger interannual variability is also observed in ECMWF run.  
260 Although our experimental design does not allow a perfect comparison between  
261 the operational analysis and the re-analysis, since they are not over a same time  
262 period, we think that the explanation of such large differences is the fact that  
263 the ECMWF winds are stronger than those provided by ERA40. A comparison  
264 of wind stress for the average of Jan–Feb–Mar between the two datasets is shown  
265 in **Fig. 127**. Although the spatial structure is similar, the intensity in ERA40  
266 seems significantly under-estimated. This is confirmed by S. Marullo (personal  
267 communication) who compared both datasets against measurements through  
268 wind sensors installed on surface buoys in three locations of the Mediterranean  
269 Sea. It is revealed that ECMWF operational analysis winds are quite close  
270 to those of the buoy sensors, but the re-analysis winds are under-estimated.

271 The difference in spatial resolution (50 km for ECMWF against 120 km  
272 for ERA) is believed to be the main reason to explain the discrepancy of the  
273 two datasets. As presented in the following section, the same MED8 model, when  
274 forced by Arpege-Climate stretched to have 50 km for the Mediterranean, did  
275 produce marine convection. We may thus generalize the above results and  
276 tentatively conclude that the necessary atmospheric resolution is about 50 km  
277 in order to simulate the Mediterranean convection and deep water formation.

278

279

280

281

282

283

284 Regional climate changes under global warming context (Jones et al. 1995, 1997,  
285 Machenhauer et al., 1998, Frei et al., 2002, Gibelin and Déqué, 2003) are the  
286 most important motivations for the Mediterranean regional climate modelling.  
287 It is generally agreed that the Mediterranean region is one of the sensitive areas

288  
289  
290  
291  
292  
293  
294  
295  
296  
297  
298  
299  
300  
301  
302  
303  
304  
305  
306  
307  
308  
309  
310  
311  
312  
313  
314  
315  
316  
317  
318  
319  
320  
321  
322  
323  
324  
325  
326  
327  
328

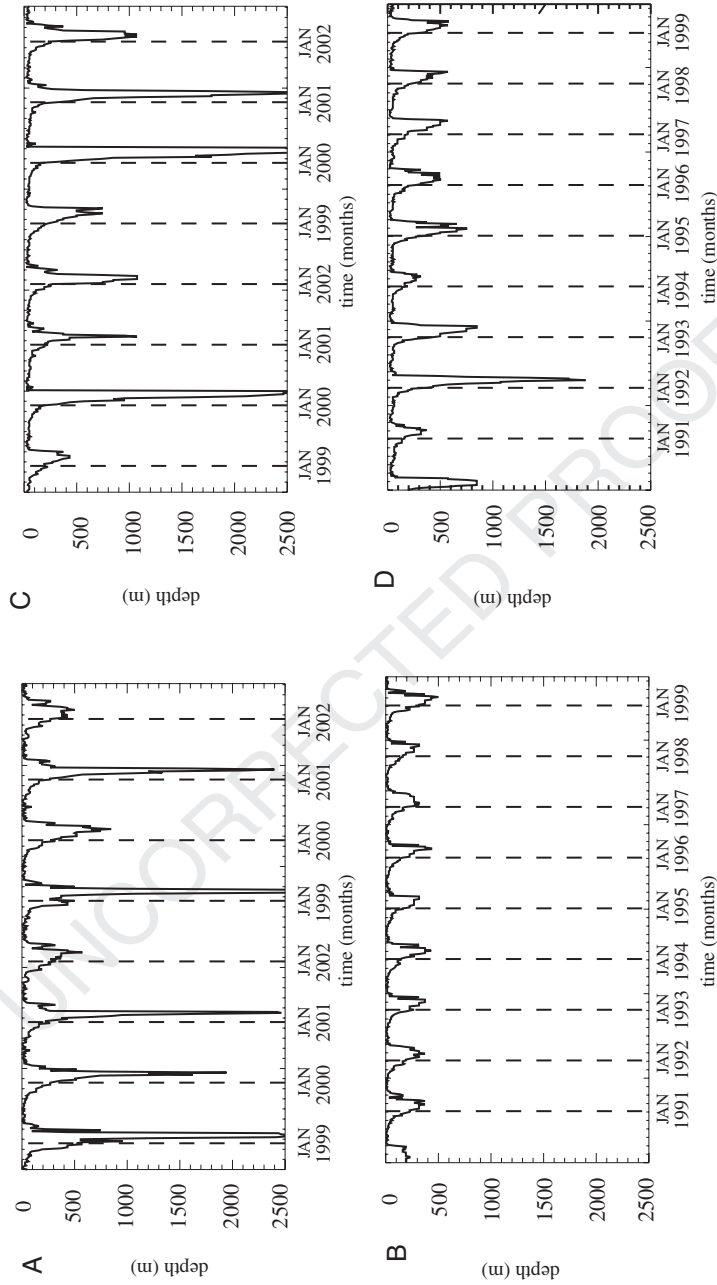


Figure 126: Time series of the maximum mixed-layer depth (m) in the Gulf of Lion (left panels, A and B) and in the Levantine basin (right panel, C and D) for the model MED8, forced respectively by ECMWF operational analysis (top panels, A and C) and re-analysis ERA40 (bottom panels, B and D).

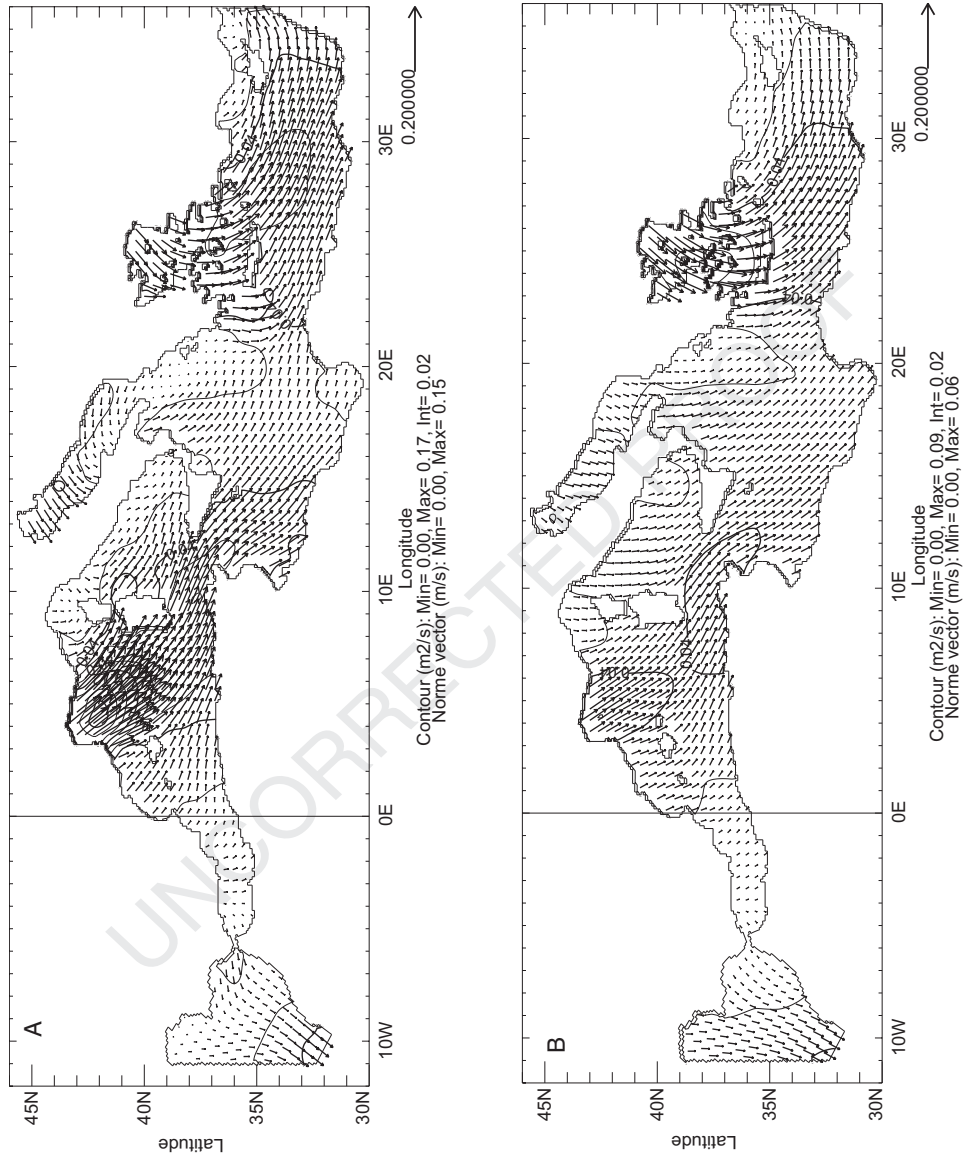


Figure 127: Wind stress (Pa) for January-February-March, as depicted in ECMWF operational analysis (top) and re-analysis ERA40. The top panel is from 5 years from 1998 to 2002 and the bottom 12 years from 1988 to 1999.

329 on Earth in the context of global climate change, due to its position at the border  
330 of the climatologically determined Hadley cell and the consequent transition  
331 character between two very different climate regimes in the North and in the  
332 South.

333 In terms of global mean surface air temperature, the Globe has experienced  
334 a general warming of  $0.6^{\circ}\text{C}$  over the last century. IPCC (2001) estimated changes  
335 of the global temperature to be between  $2$  to  $5^{\circ}\text{C}$  at the end of the present century.  
336 The global mean temperature is only a mean indicator and changes at regional  
337 scales can be much larger. Many global and regional models tend to simulate a  
338 warming of several degrees (from  $3$  to  $7^{\circ}\text{C}$ ) on the Mediterranean for the end of  
339 the twenty-first century and the warming in Summer is larger than the global  
340 average. There is also a general trend of a mean precipitation decrease for the  
341 region (especially in Summer), due mainly to the northward extension of the  
342 descending branch of the subtropical Hadley circulation (IPCC 2001). Examples  
343 and studies concerning the regional projections of global warming are given  
344 in Chapter 8. Here we only investigate the sensitivity of the Mediterranean  
345 thermohaline circulation to global warming.

346 The simultaneous increase of both surface temperature and water deficit  
347 (Gibelin and Deque, 2003; Li, 2003 and Girgi et al., 2004b) could counteract  
348 each other in the possible evolution of the Mediterranean Sea thermohaline  
349 circulation (MTHC). A weakening or strengthening of the MTHC due to  
350 climate change could have an impact on the Mediterranean sea surface  
351 temperature and consequently, on the climate of the surrounding areas. With a  
352 Mediterranean model at  $1/4$ -degree resolution, Thorpe and Bigg (2000) found  
353 that a global warming would lead to a reduced deep water formation in the  
354 Mediterranean Sea.

355 Through the Mediterranean Outflow Waters (MOW), changes of MTHC can  
356 furthermore influence the Atlantic Ocean and then the Atlantic thermohaline  
357 circulation. The Mediterranean marine ecosystems are also expected to be  
358 strongly influenced by the variation of marine circulation. Vichi et al. (2003)  
359 investigated the climate change impact on the northern Adriatic Sea and found  
360 that an enhanced stratification of the water column, particularly in Summer may  
361 reduce the vertical diffusion of oxygen and nutrients.

362 Somot et al. (2005) reported a study employing the Arpege-Climate stretched-  
363 grid model (Déqué and Piedelievre, 1995, Déqué et al., 1998, Gibelin and Déqué,  
364 2003) with local spatial resolution around  $50$  km for the Mediterranean basin.  
365 The IPCC-A2 global scenario for the end of the twenty-first century was used.  
366 Regional patterns of climate change are similar to those presented in Chapter 8,  
367 with a general warming of about  $3^{\circ}\text{C}$  and a decrease of precipitation around the  
368 Mediterranean basin. Somot et al. (2005) used furthermore the corresponding  
369 changes of atmospheric forcing (wind stress, heat flux, damping SST and water

## ARTICLE IN PRESS

*Regional Atmospheric, Marine Processes and Climate Modelling* 369

370 Table 8: Temperature (in °C) and salinity (in psu) averaged over different layers  
371 of the Mediterranean Sea. “Control” indicates the current climate and “Scenario”  
372 at the end of the 21st century.

	SST	T (0–500m)	T (500-m bottom)	SSS	S (0–500m)	S (500-m bottom)
376 Control	18.7	13.8	13.0	38.18	38.44	38.66
377 Scenario	21.7	15.9	13.9	38.61	38.84	38.84
378 Diff.	+3	+2.1	+0.9	+0.43	+0.40	+0.18

380  
381 flux) at the sea surface and of river runoff to force a Mediterranean Sea general  
382 circulation model at the resolution of 1/8 degree (MED8 model).

383 For the whole Mediterranean Sea and at the end of the twenty-first century,  
384 the net heat loss by the surface is lower in the scenario run ( $1.6 \text{ W.m}^{-2}$ ) than in the  
385 control run ( $6.1 \text{ W.m}^{-2}$ ) but the water loss (Evaporation – Precipitation – River  
386 runoff) is higher (0.98 vs. 0.72 m/year). This leads to an increase in temperature  
387 and salinity for the Mediterranean Sea (see Table 8) and for each sub-basins.  
388 The increase in SST is nearly homogeneous whereas a heterogeneous SSS  
389 increase is produced by the model (from +0.36 psu in the Gulf of Lions to +0.87  
390 psu in the Aegean Sea). The pattern of SSS anomalies is mainly driven by the river  
391 runoff decrease and especially the behaviour of the Po and Black Sea.

392 The competing changes in SST and SSS lead finally to a decrease in surface  
393 density and thus a weakening of the MTHC. This weakening is estimated to  
394 about 60% for the deep circulation (WMDW: Western Mediterranean Deep  
395 Water, EMDW: Eastern Mediterranean Deep Water) and 20% for the  
396 intermediate circulation (LIW: Levantine Intermediate Water). The strength of  
397 the thermohaline overturning cell can be seen in the Mediterranean zonal  
398 overturning stream function (ZOF) following Myers and Haines (2002). The top  
399 panel of Fig. 128 plots the ZOF for the control run (30-year average at the end of  
400 the control run). The intermediate circulation is seen as a clockwise vertical  
401 circulation (positive values) with a maximum value of 1.2 Sv in the Eastern Basin  
402 and 1.5 Sv in the Western Basin. This represents mainly the circulations of the  
403 Modified Atlantic Water (MAW) and the LIW. The counter-clockwise circula-  
404 tion in the deep part of the Eastern Basin shows the EMDW circulation. A 0.5-Sv  
405 circulation is found in the control run. The WMDW path can not be seen by  
406 a ZOF. A Western Mediterranean meridional overturning stream function is  
407 needed instead. The bottom panel of Fig. 128 plots the ZOF at the end of the  
408 scenario simulation (average over the 2070–2099 period). A decrease in the  
409 strength and extension of the intermediate thermohaline overturning cell  
410 is observed. The deep cell has almost completely vanished. We can thus conclude

370 *Mediterranean Climate Variability*

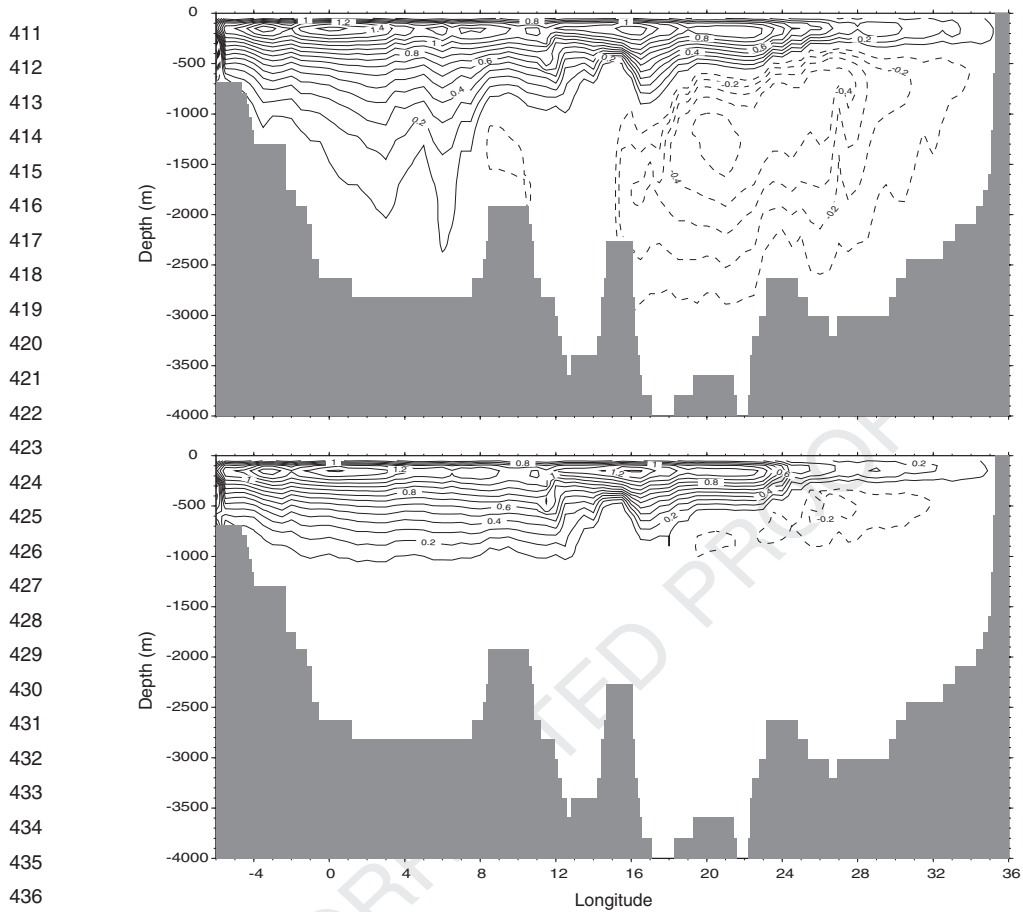


Figure 128: Vertical sections averaged over the 2070–2099 period for Mediterranean Zonal Overturning stream Function for the control run (top) and for the scenario run (bottom).

437  
438  
439  
440  
441  
442 that the MTHC weakens and becomes shallower during global warming, at least  
443 for the IPCC-A2 scenario.

444 Behaviours of the MOW give an integrated measurement of the Mediterranean  
445 Sea evolution. Warmer (+1.9°C) and saltier (+0.5 psu) waters are simulated  
446 for the end of the twenty-first century. Warm and salty tendencies have also  
447 been reported during recent years for the Mediterranean deep waters (Béthoux  
448 et al., 1990; Rohling and Bryden, 1992; Fuda et al., 2002; Rixen et al., 2005) and  
449 the MOW (Curry et al., 2003; Potter and Lozier, 2004) from hydrographic  
450 data for the last decades. This might be already a manifestation of climate change  
451 and global warming for the Mediterranean Sea.

452 The robustness of the results presented by Somot et al. (2005) using only one  
453 scenario and one particular model needs, however, to be confirmed by other  
454 models and other groups. It will be interesting to explore the validity of the  
455 results by incorporating uncertainties in different stages of the investigation in  
456 relation to the emission scenarios, climate projection scenarios, regional down-  
457 scaling methods and the tunable parameters of the Mediterranean Sea model  
458 itself. It will be extremely useful if the multi-model ensemble approach can be  
459 performed by different research groups in a coordinated manner.

460 Furthermore, it is worthwhile to note that the SST anomalies coming from the  
461 global coupled model are used for the relaxation of the SST in the regional marine  
462 model. This overlooks for example the feedback of the MTHC change to the  
463 large-scale SST. As shown by Räisänen et al. (2004) for the Baltic Sea, a more  
464 suitable way to overcome this problem is to use an atmosphere–ocean-coupled  
465 regional climate model focused on the Mediterranean Basin.

466

467

## 468 **7.5. Current Status of Mediterranean Regional Climate Modelling**

469

470 Global and regional modelling complement each other. While the global-coupled  
471 ocean–atmosphere General Circulation Models (GCM) are the best tools to  
472 predict large-scale climate variations at seasonal and interannual scales, and to  
473 estimate climate changes at longer time scales, especially those related to the  
474 anthropogenic modification of atmospheric composition or surface character-  
475 istics, they can not however be directly used in impact-oriented applications  
476 because of their relatively coarse spatial scale (typically several hundreds of  
477 kilometres). Furthermore, while coarse-resolution-coupled GCMs may be  
478 capable of capturing the mean climate behaviour, they are usually not successful  
479 in reproducing higher order statistics and extreme values. Regional climate  
480 modelling has been introduced to fill the gap between the global climate  
481 models and the growing demand of climate predictions and scenarios on shorter  
482 spatio-temporal scales.

483 Few studies dedicated to the Mediterranean regional climate modelling have  
484 been reported so far. Most of the existing research works on climate variability  
485 and change over Europe include only partially the Mediterranean basin as the  
486 southernmost part of their considered domain. Due to the marginal effects  
487 (Giorgi and Francisco, 2000 a,b), simulated climates over the Mediterranean  
488 basin are often biased by the prescription of the boundary conditions. This  
489 decreases the validity of such studies on the Mediterranean climate. One can note  
490 however that in Girogi et al. (2004 a,b) and Gibelin and Deque (2003), the whole  
491 Mediterranean basin is quite in the central part of their regionally oriented  
492 studies.

493 The most important regional climate forcing in the Mediterranean region  
494 is associated with the complex orography, characterized in many coastal regions  
495 by steep mountain slopes, and the large land–sea contrast. These provide a  
496 very good testbed but also a big challenge for regional climate modelling.  
497 Determination of the Mediterranean regional climate is currently undertaken  
498 through several different approaches. The most popular one is the use of (usually  
499 atmospheric only) regional climate models (RCM) (Giorgi and Mearns, 1999).  
500 The spatial resolution of such models varies from a few kilometres to several tens  
501 of kilometres. Models running at resolution less than 10 km are normally based  
502 on the full non-hydrostatic equations. Regional climate models (for example,  
503 those used in Jones et al., 1995; Christensen et al., 1997; Giorgi and Mearns, 1999,  
504 and many others) need to be nested into coarser-resolution global models in order  
505 to get the necessary driving information through the lateral boundaries of the  
506 domain. This approach allows implementation of highly detailed physical  
507 parameterizations in the RCM to ensure a better simulation of local weather  
508 and climate events. Another existing approach is based on the use of variable grid  
509 (zoomed) general circulation models (GCM) with higher resolution for the  
510 Mediterranean basin (for example, Déqué and Piedelievre, 1995, Li and Conil,  
511 2003). This ensures a smooth downscaling of information from large scales to  
512 regional scale, but the resolution limit is currently thought to be around 50  
513 kilometres, due to limitations in computing capacity and physical parameteriza-  
514 tions implemented in such GCMs. A third approach for high-resolution  
515 determination of climate parameters over the Mediterranean region is associated  
516 with the application of statistical methods for the downscaling of results  
517 simulated by large-scale GCMs (Wilby et al., 1998).

518 Several high resolution models of the Mediterranean Sea have developed  
519 during the last decade. These models accurately reproduce the Mediterranean  
520 thermohaline circulation and the intermediate and deep water formations which  
521 drives it. Among these models, we can mention several  $1/8^\circ$  grid mesh models  
522 like OPA (Béranger et al., 2004, 2005) and the POM model (Nitiis et al., 2003).  
523 A  $1/16^\circ$  grid mesh version is also running in the framework of the European  
524 Commission-funded programme MFSTEP (Mediterranean Forecasting System:  
525 Toward Environmental Predictions) and at IPSL (Béranger et al., 2005).

526

527

528

## 529 **7.6. Atmosphere-Sea Coupled Modelling**

530

531 Obtaining a good representation of the Mediterranean thermohaline circulation  
532 is a great challenge for ocean modelling community because air–sea fluxes need to  
533 be simulated with very high accuracy. In the past, many modelling groups were



534 involved in such a challenge, but their oceanic general circulation models were  
535 forced by atmospheric fluxes and their sea surface temperatures were relaxed to  
536 the observed ones. This relaxation term is a strong constraint for many studies  
537 such as the Mediterranean Sea interannual variability and regional climate  
538 change projection. Indeed, the impact of the relaxation term on the interannual  
539 variability is uncontrolled and often unrealistic. Moreover, in the framework  
540 of climate change studies, we do not know how to compute the future SST  
541 needed for the surface relaxation. Besides, it is completely impossible, in  
542 projecting future scenarios, to take into account the feedback of the evolution  
543 of the Mediterranean SST on the local (or global) climate. This justifies the  
544 development of an Atmosphere–Ocean Regional Climate Model devoted to  
545 Mediterranean studies.

546 The SAMM model (Sea–Atmosphere Mediterranean Model, [Sevault et al.,](#)  
547 [2002](#)) has been developed at CNRM (Centre National de Recherches  
548 Météorologiques, Météo-France) coupling the stretched version of Arpege-  
549 Climate ([Déqué and Piedelievre 1995](#)) and MED8 as used in the previous  
550 sections. The atmospheric component has a horizontal resolution of 50 km over  
551 the Mediterranean Basin and the Mediterranean Sea component has a resolution  
552 of about 10 km. Each day, the two components exchange SST as well as  
553 momentum, water and heat fluxes. At the surface, the interaction between the  
554 Mediterranean Sea and the atmosphere is completely free because the simulation  
555 has been run without relaxation or flux correction. For the river runoff fluxes, a  
556 monthly climatology is computed from the RivDis database ([Vörösmarty et al.,](#)  
557 [1996](#)). Specific parameterizations are used for the Black Sea (based on salt  
558 conservation) and for the Nile (in order to obtain realistic runoff for the period  
559 after the building of the Aswan dam). Outside the Mediterranean Sea, the SST  
560 used in the atmospheric model is prescribed from interannual monthly mean  
561 observed data, reconstructed with in situ and satellite data ([Smith et al., 1996](#)). A  
562 38-year simulation has been performed with SAMM following a 20-year spin-up.  
563 The area and the coast line of the model are presented in [Fig. 129](#) as well as the  
564 winter averaged 34 m-depth temperatures and horizontal currents.

565 For comparison purposes, a parallel experiment has been carried out with  
566 MED8 forced by air–sea fluxes coming from a previously run using only the  
567 atmospheric Arpege-Climate model. The difference between the simulations  
568 is thus only the way of taking into account the air–sea fluxes, which permits one  
569 to quantify the differences between fully coupled and uncoupled models.

570 The surface water flux (Evaporation – Precipitation) for the SAMM  
571 simulation and over the whole basin is equal to 0.77 m/year with a weak  
572 standard deviation in agreement with observed evidence. Note that the river  
573 runoff flux is prescribed according to its seasonally-varied observation-based  
574 estimation with an annual average of 0.18 m/year. The same computation for the

ARTICLE IN PRESS

575  
576  
577  
578  
579  
580  
581  
582  
583  
584  
585  
586  
587  
588  
589  
590  
591  
592  
593  
594  
595  
596  
597  
598  
599  
600  
601  
602  
603  
604  
605  
606  
607  
608  
609  
610  
611  
612  
613  
614  
615

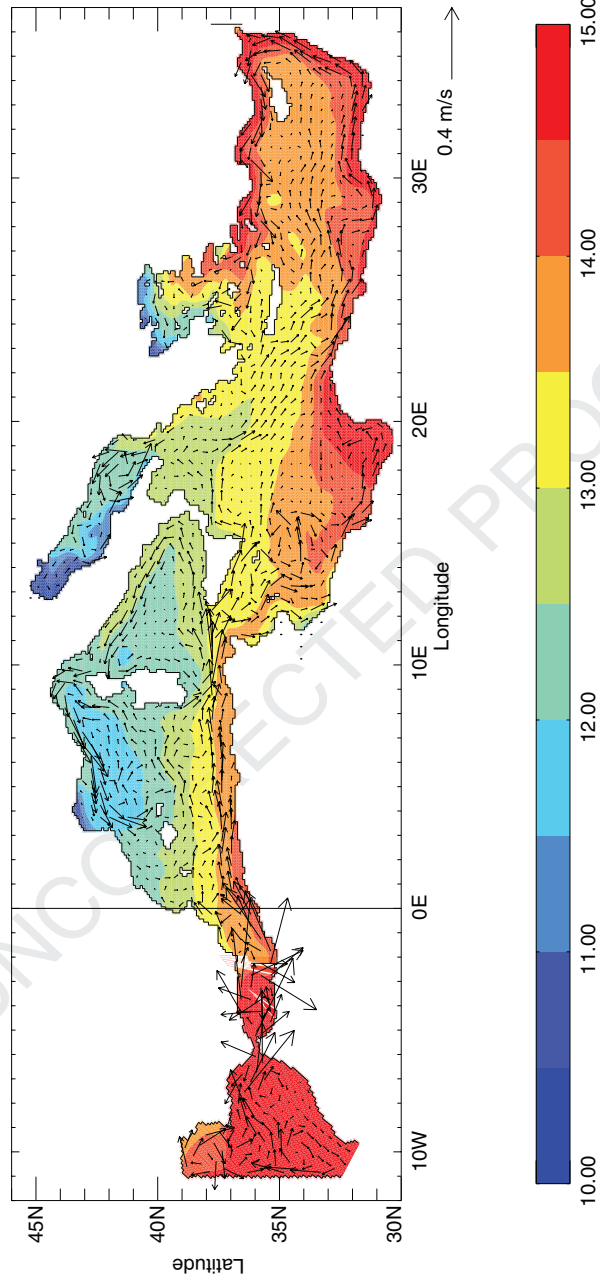


Figure 129: Winter (January, February, March) 34-m depth horizontal currents (arrow, in m/s) and potential temperature (colour, in °C), averaged over the whole coupled simulation (38 years)

616 surface net heat flux gives a value of  $-7.1 \text{ W/m}^2$  (heat loss for the Mediterranean  
617 Sea) with a standard deviation of  $5.0 \text{ W/m}^2$ . These values are in agreement with  
618 observed data and other modelling studies. In SAMM as in the real world, the  
619 surface heat loss is compensated by a positive heat transport across the Gibraltar  
620 Strait ( $+5.5 \text{ W/m}^2$ , with a weak standard deviation of  $0.3 \text{ W/m}^2$ ). Note that the  
621 values are normalized by the surface of the Mediterranean area to be consistent  
622 with the surface flux. The small negative total heat budget,  $-1.6 \text{ W/m}^2$   
623 ( $-7.1 + 5.5 \text{ W/m}^2$ ) implies a weak cooling drift occurring along the simulation.  
624 But it is not statistically different from zero due to the large interannual  
625 variability of the heat content change (standard deviation of  $5.1 \text{ W/m}^2$ ). The time  
626 series of the net surface heat flux, the Gibraltar heat transport and the heat  
627 content change are plotted in Fig. 130 for the coupled simulation (left panel)  
628 and for the forced simulation (right panel).

629 The time correlation between the surface flux and the heat content is equal  
630 to 0.98 for both simulations. The comparison of the interannual variability of  
631 these 3 terms implies that all the surface flux variability is damped by the heat  
632 content of the Mediterranean Sea and not exported across the Gibraltar Strait.  
633 Indeed, the physical constraints due to the shape of the strait lead to a filtering  
634 of the interannual variability.

635 Another interesting feature is that the interannual variability (standard  
636 deviation) simulated in the coupled model is always lower than in the forced  
637 model. Even if the simulations are not long enough to obtain statistically  
638 significant results, this variability difference is obtained for many variables, both

639

640

641

642

643

644

645

646

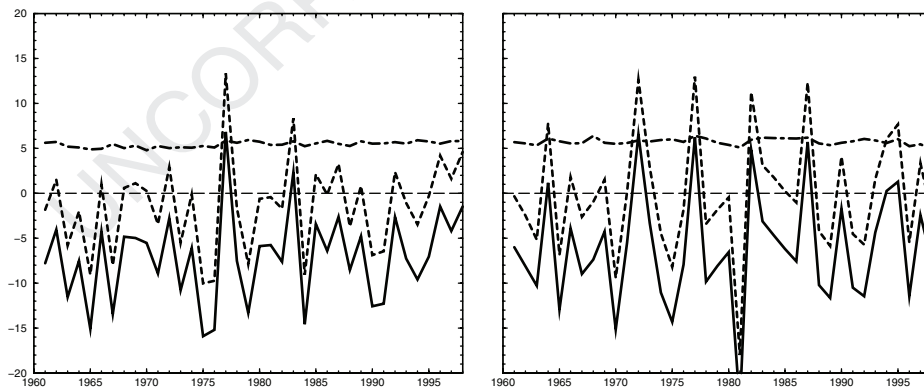
647

648

649

650

651



652

653

654

655

656

Figure 130: Time evolution of the Mediterranean Sea heat budget components (in  $\text{W/m}^2$ ) computed from the coupled simulation (left) and from the forced simulation (right). The surface heat flux is plotted in solid line, the Gibraltar heat transport in dashed line and the heat content change term in dotted line.

657 globally and locally. For example, this is true for the surface heat flux and the  
658 heat content averaged over the Mediterranean Sea but also in the Gulf of Lions  
659 area and in the Adriatic Sea. For these two sub-basins of deep water formation, a  
660 lower interannual variability in the coupled model is also observed for the water  
661 mass formation rate and the deep water volume transport. Further work is  
662 needed to better understand this behaviour but the coupled model seems to  
663 simulate an additional air–sea feedback which is not represented in the forced  
664 ocean model. We are thus convinced that regional coupled models are much more  
665 suitable to study physical mechanisms and climate interannual variability, and  
666 to make future projections of regional climate change (see also [Section 7.2](#)).

667  
668  
669  
670

## 7.7. Perspectives and Outlooks

671 In this chapter, we have shown several examples where numerical modelling  
672 was used to investigate physical mechanisms controlling the Mediterranean  
673 climate variation and change. Due to its particular geographical position, the  
674 Mediterranean region is quite strongly related to other major climate phenomena  
675 of the globe, such as tropical monsoons and the North Atlantic Oscillation. The  
676 Mediterranean Sea can also exert its climatic influence on the nearby and remote  
677 regions in Africa, Europe and Asia through complex atmospheric processes.  
678 It is also believed that the Mediterranean outflow water plays an important role  
679 for the Atlantic overturning circulation and ultimately the global climate. Under  
680 the global warming context, current atmospheric models seem to converge on  
681 the conclusion that both water stress on the nearby lands and water deficit of  
682 the Mediterranean Sea itself increase. This may further impact the marine  
683 overturning circulation and the marine ecosystem. Considering the results  
684 reviewed in this chapter, two important issues can be foreseen for the  
685 Mediterranean regional climate modelling in the next few years.

686  
687  
688  
689

### 7.7.1. *High-Resolution Mediterranean Climate Modelling Systems*

690 The spatial resolution of future modelling systems will be further increased.  
691 It is expected to have regional atmospheric models with resolution around 10 to  
692 20 kilometres in the next few years. Experience with numerical weather  
693 forecasting shows that higher spatial resolution usually leads to better prediction,  
694 mainly due to improvements in the representation of atmospheric instability  
695 which is crucially dependent on the model's spatial resolution. In climate  
696 modelling, higher spatial resolution may lead to improvements in some aspects  
697 and degradation in others ([May and Roeckner, 2001](#); [Leung et al., 2003](#)). Climate

698 is in fact more related to the sources and sinks of energy, moisture and  
699 momentum. Mechanisms controlling their budgets and evolution at different  
700 spatio-temporal scales are thus crucial for climate. In general higher spatial  
701 resolution models can provide a more comfortable background to incorporate  
702 sophisticated physics and the latter will improve the performance of regional  
703 climate models. For the Mediterranean region, high resolution is particularly  
704 important, as shown in [Section 7.4](#), since there is a very complex terrain  
705 surrounding the Mediterranean Sea, responsible for intense wind events, such as  
706 Mistral and Bora which contribute largely to oceanic convection in the  
707 Mediterranean (Gulf of Lions, Adriatic Sea and Aegean Sea).

708 The overall studies reported in the current scientific literature seem to show  
709 improved model performance with higher spatial resolution, especially in  
710 reproducing extreme events, such as strong precipitation episodes and cyclogen-  
711 esis often related to the specific surface orography. But there is indeed a need to  
712 further evaluate and quantify the impacts of spatial resolution on regional climate  
713 simulation. Even in the most advanced high-resolution regional climate models,  
714 it will be difficult, in some cases, to determine dynamically the hydrological  
715 variables, such as run-off. Application of statistical methods will always be  
716 necessary to provide appropriate solutions for climate change impact studies.

717 In the next few years, high-resolution Mediterranean climate modelling  
718 systems are expected to be used to produce consistent data for the  
719 Mediterranean basin during the last 40 years, which can not be achieved by  
720 global re-analysis performed at weather prediction centres (such as NCEP and  
721 ERA40) due to the too coarse spatial resolution and the deficiency in the  
722 hydrological cycle. By performing a special calibration through the regional  
723 atmospheric/land-surface climate models covering a quite large domain around  
724 the Mediterranean, it is in principle possible to reduce the hydrological bias of the  
725 re-analysis products. Such simulations of the Mediterranean climate over the last  
726 40 years will be very useful to study the dynamical and physical processes  
727 controlling the climate in the Mediterranean region. They are also useful for  
728 climate trend detection for the last 40 years.

729

730

### 731 ***7.7.2 Development and Validation of Integrated Regional Modelling Systems***

732

733 Other components controlling the regional climate will enter interactively into  
734 the regional modelling system. They include, through the most important topics,  
735 the Mediterranean Sea general circulation, basin-scale hydrology, dynamic  
736 surface vegetation, land use, atmospheric chemistry, air pollution and man-  
737 made or desert-originated aerosols, marine and land-surface ecosystems. It  
738 is expected that new climate feedbacks and modes derived from the complex

739 interaction among different components of the Mediterranean climate system  
740 might be discovered and quantified. Especially the regional atmosphere and  
741 Mediterranean sea-coupled models should receive high priority for their  
742 development and utilisation in the Mediterranean climate studies.

743 With increasing complexity of numerical modelling systems, validation against  
744 appropriate observational data is becoming an important issue. This will require  
745 however a significant improvement of the currently existing data bases for the  
746 region and an increasing capacity to obtain and analyse new measurements with  
747 different geophysical characteristics of the region like soil moisture, soil types,  
748 vegetation coverage, dust sources and transport, etc. The current observational  
749 network around the Mediterranean basin is still scarce and accuracy of measured  
750 geophysical parameters in this region is also significantly lower than that over  
751 more developed areas like Europe. Special emphasis will be made on the  
752 processing of satellite data dedicated to measure surface processes such as sea  
753 surface temperature and height, and vegetation. Initiatives as those managed by  
754 CIESM to monitor deep sea hydrology will be encouraged as they provide  
755 mandatory controls for the climate models.

756 Putting the numerical systems in the configuration of paleoclimate will be an  
757 interesting exercise to test the robustness of the numerical models because it is the  
758 only way to test the sensitivity of our complex models to documented climate  
759 changes. Paleoclimate simulations will allow to test not only the ability of models  
760 to simulate the correct amplitude but also the geographical pattern of climate  
761 changes thanks to a large number of dated samples all around the Mediterranean  
762 basin. It should be noted that climate studies on these timescales require also  
763 outputs from global general circulation models.

764

765

### 766 **Acknowledgements**

767

768

769

770

771

772

773

774

### 775 **References**

776

777

778

779

- Alhammoud, B., Béranger, K., Mortier, L., & Crépon, M. (2005). Surface circulation of the Levantine Basin: comparison of model results with observations. *Progress in Oceanography* (in press).
- Beckers, J. M. (2002). Model intercomparison in the Mediterranean: MEDMEX simulation of the seasonal cycle. *J. of Marine Systems*, **33–34**, 215–251.

## ARTICLE IN PRESS

*Regional Atmospheric, Marine Processes and Climate Modelling* 379

- 780 Béranger, K., Mortier, L., Gasparini, G. P., Gervasio, L., Astraldi, M., & Crépon, M.  
781 (2004). The dynamics of the Sicily Strait: a comprehensive study from observations and  
782 models. *Deep-sea Research II*, **51**, 411–440.
- 782 Béranger, K., Mortier, L., & Crépon, M. (2005). Seasonal variability of water transport  
783 through the Straits of Gibraltar, Sicily and Corsica, derived from a high-resolution  
784 model of the Mediterranean circulation. *Progress in Oceanography* (in press).
- 785 Bethoux, J. P., Gentili, B., Raunet, J., & Tailliez, D. (1990). Warming trend in the  
786 Western Mediterranean deep water. *Nature*, **347**, 660–662.
- 787 Branstator, G. (2002). Circumglobal teleconnections, the jet stream waveguide, and the  
788 north atlantic oscillation. *J. of Climate*, **15**, 1893–1910.
- 788 Castellari, S. N., Pinardi, & Leaman, K. D. (1998). A model study of air-sea interactions  
789 in the Mediterranean Sea. *J. of Marine Systems*, **18**, 89–114.
- 790 Christensen, J. H., Machenhauer, B., Jones, R. G., Schär, C., Ruti, P. M., Castro, M., &  
791 Visconti, G. (1997). Validation of present-day climate simulations over Europe: LAM  
792 simulations with observed boundary conditions. *Climate Dynamics*, **13**, 489–506.
- 792 Curry, R., Dickson, B., & Yashayaev, I. (2003). A change in the freshwater balance of the  
793 Atlantic Ocean over the past four decades. *Nature*, **426(6968)**, 826–828.
- 794 Déqué, M., & Piedelievre, J. P. (1995). High-resolution climate simulation over Europe.  
795 *Climate Dynamics*, **10**, 249–266.
- 796 Déqué, M., Marquet, P., & Jones, R. G. (1998). Simulation of climate change over  
797 Europe using a global variable resolution general circulation model. *Climate Dynamics*,  
798 **14**, 173–189.
- 798 Frei, C., Christensen, J. H., Déqué, M., Jacob, D., Jones, R. G., & Vidale, P. L. (2002).  
799 Daily precipitation statistics in regional climate models: evaluation and intercompar-  
800 ison for the European Alps. *J. of Geophysical Research*, **108(D3)**, 4124–4142.
- 801 Fuda, J. L., Etiope, G., Millot, C., Favali, P., Calcara, M., Smiraglio, G., & Boschi, E.  
802 (2002). Warming, salting and origin of the Tyrrhenian Deep Water. *Geophysical*  
803 *Research Letters*, **29(19)**, 1898, doi:10.1029/2001GL014072.
- 804 Gascard, J. C., & Richez, C. (1985). Water masses and circulation in the western Alboran  
805 Sea and in the Strait of Gibraltar. *Progress in Oceanography*, **15(3)**, 157–216.
- 805 Gibelin, A. L., & Déqué, M. (2003). Anthropogenic climate change over the  
806 Mediterranean region simulated by a global variable resolution model. *Climate*  
807 *Dynamics*, **20**, 327–339.
- 808 Giorgi, F., & Francisco, R. (2000a). Evaluating uncertainties in the prediction of  
809 regional climate change. *Geophysical Research Letters*, **27**, 1295–1298.
- 809 Giorgi, F., & Francisco, R. (2000b). Uncertainties in regional climate prediction:  
810 a regional analysis of ensemble simulations with the HADCM2 coupled AOGCM.  
811 *Climate Dynamics*, **16**, 169–182.
- 812 Giorgi, F., & Mearns, L. O. (1999). Introduction to special section: regional climate  
813 modelling revisited. *J. of Geophysical Research*, **104**, 6335–6352.
- 814 Giorgi, F., Bi, X., & Pal, J. S. (2004a). Mean, interannual variability and trends in  
815 a regional climate change experiment over Europe. I. present-day climate (1961–1990).  
816 *Climate Dynamics*, **22**, 733–756.
- 816 Giorgi, F., Bi, X., & Pal, J. (2004b). Mean, interannual variability and trends in  
817 a regional climate change experiment over Europe. II. climate change scenarios  
818 (2071–2100). *Climate Dynamics*, **23**, 839–858.
- 819 Hamad, N., Millot, C., & Taupier-Letage, I. (2002). The surface circulation in the eastern  
820 basin of the Mediterranean Sea: new elements, in: *Proceedings of the 2nd International*

- 821 *Conference on Oceanography of the eastern Mediterranean and Black Sea: similarities*  
822 *and difference of two interconnected basins, Ankara, Turkey 14–18 October, 2002.*  
823 Heburn, G. W., & La Violette, P. E. (1990). Variations in the structure of the anticyclonic  
824 gyres found in the Alboran Sea. *J. of Geophysical Research*, **95**, 1599–1613.  
825 Herbaut, C., Codron, F., & Crépon, M. (1998). Separation of a costal current at a strait  
826 level: case of the Strait of Sicily. *J. of Physical Oceanography*, **28**, 1346–1362.  
827 Jones, R. G., Murphy, J. M., & Noguer, M. (1995). Simulation of climate change over  
828 Europe using a nested regional-climate model: I: assessment of control climate,  
829 including sensitivity to location of lateral boundaries. *Quarterly Journal of the Royal*  
830 *Meteorological Society*, **121**, 1413–1449.  
831 Jones, R. G., Murphy, J. M., Noguer, M., & Keen, A. B. (1997). Simulation of climate  
832 change over Europe using a nested regional-climate model. II: comparison of driving  
833 and regional model responses to a doubling of carbon dioxide. *Quarterly Journal of the*  
834 *Royal Meteorological Society*, **123**, 265–292.  
835 Kodera, K., & Kuroda, Y. (2003). Regional and hemispheric circulation patterns in the  
836 Northern Hemisphere winter, or the NAO and the AO. *Geophysical Research Letters*,  
837 **30**, 1934, doi:10.1029/2003GL017290.  
838 Korres, G., Pinardi, N., & Lascaratos, A., (2000). The ocean response to low-frequency  
839 interannual atmospheric variability in the mediterranean Sea. Part I: sensitivity  
840 experiments and energy analysis. *J. of Climate*, 705–731.  
841 Lascaratos, A., & Nittis, K. (1998). A high-resolution three-dimensional numerical study  
842 of Intermediate Water formation in the Levantine Sea. *J. of Geophysical Research*,  
843 **103(C9)**, 18497–18511.  
844 Lascaratos, A., Roether, W., Nittis, K., & Klein, B. (1999). Recent changes in deep water  
845 formation and spreading in the Eastern Mediterranean Sea: a review. *Progress in*  
846 *Oceanography*, **44**, 5–36.  
847 Leung, L. R., Means, L. O., Giogi, F., & Wilby, R. L. (2003). Regional climate  
848 research, needs and opportunities. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **84**,  
849 89–95.  
850 Lermusiaux, P. F. J., & Robinson, A. R. (2001). Features of dominant mesoscale  
851 variability, circulation patterns and dynamics in the Strait of Sicily. *Deep-sea research*  
852 *I*, **48**, 1953–1997.  
853 Li, L. (2003). Evolution future du climat en Méditerranée: vers un état de sécheresse  
854 accru? Rapport CNFGG 2003, 220–223, Paris, France. Also available at [http://](http://www.omp.obs-mip.fr/cnfgg/UGGI2003.pdf)  
855 [www.omp.obs-mip.fr/cnfgg/UGGI2003.pdf](http://www.omp.obs-mip.fr/cnfgg/UGGI2003.pdf).  
856 Li, Z. X. (2005). Atmospheric GCM response to an idealized anomaly of the  
857 Mediterranean Sea surface temperature. *J. of Climate*, submitted.  
858 Li, Z. X., & Conil, S. (2003). Transient response of an atmospheric GCM to North  
859 Atlantic SST anomalies. *J. of Climate*, **16**, 3993–3998.  
860 Machenhauer, B., Windelband, M., Botzet, M., Christensen, J. H., Deque M., Jones,  
861 R. G., Ruti, P. M., & Visconti, G., (1998). Validation and analysis of regional present-  
day climate and climate change simulations over Europe. MPI Report No. 275,  
MPI, Hamburg, Germany.  
Madec, G., Chartier, M., Delecluse, P., & Crépon, M. (1991). A three-dimensional  
numerical study of deep-water formation in the northwestern Mediterranean Sea.  
*J. of Physical Oceanography*, **21**, 1349–1371.



- 862 Madec, G., Lott, F., Delecluse, P., & Crépon, M. (1996). Large-scale preconditioning of  
863 deep-water formation in the Western Mediterranean Sea. *J. of Physical Oceanography*,  
864 **26**, 1393–1408.
- 864 Mariotti, A., Struglia, M. V., Zeng, N., & Lau, K. M. (2002). The hydrological cycle in  
865 the Mediterranean region and implications for the water budget of the Mediterranean  
866 Sea. *J. of Climate*, **15**, 1674–1690.
- 867 Marshall, J., & Schott, F. (1999). Open-ocean convection: observations, theory and  
868 models. *Reviews of Geophysics*, **37**(1), 1–64.
- 869 Marullo, S., Santoleri, R., Malanotte-Rizzoli, P., & Bergamasco, A. (1999). Atlantic  
870 water in the Strait of Sicily. *J. of Geophysical Research*, **95**, 1569–1575.
- 871 May, W., & Roeckner, E. (2001). A time-slice experiment with the ECHAM4 AGCM at  
872 high horizontal resolution: the impact of the horizontal resolution on annual mean  
873 climatic change. *Climate Dynamics*, **17**, 407–420.
- 873 Mearns, L. O., Bogardi, I., Giorgi, F., Matyasovszky, I., & Palecki, M. (1999).  
874 Comparison of climate change scenarios generated from regional climate model  
875 experiments and statistical downscaling. *J. of Geophysical Research*, **104**, 6603–6621.
- 876 MEDOC Group (1970). Observation of formation of deep water in the Mediterranean in  
877 1969. *Nature*, **227**, 1037–1040.
- 877 Millan, M. M., & 21 co-authors (2005a). Climatic feedbacks and desertification: the  
878 mediterranean model. *J. of Climate*, **18**, 684–701.
- 879 Millan, M. M., Estrela, M. J., & Miro, J. J., (2005b). Rainfall components: variability  
880 and spatial distribution in a mediterranean area (Valencia region). *J. of Climate*,  
881 in press.
- 881 Millot, C. (1987). Circulation in the Western Mediterranean Sea. *Oceanologica Acta*, **10**,  
882 143–149.
- 883 Myers, P., & Haines, K. (2002). Stability of the Mediterranean's thermohaline circulation  
884 under modified surface evaporative fluxes. *J. of Geophysical Research*, **107**(C3), 3021,  
885 doi:10.1029/2000JC000550.
- 886 Nittis, K., Lascaratos, A., & Theocharis, A. (2003). Dense water formation in the Aegean  
887 Sea: numerical simulations during the Eastern Mediterranean Transient. *Journal of*  
888 *Geophysical Research*, **108**(C9), 8120, doi:10.1029/2002JC001352.
- 888 Potter, R., & Lozier, S. (2004). On the warming and salinification of the Mediterranean  
889 outflow waters in the North Atlantic. *Geophysical Research Letters*, **31**, 01202,  
890 doi:10.1029/2003GL018161.
- 891 Räisänen, J., Hansson, U., Ullerstig, A., Döscher, R., Graham, L. P., Jones, C.,  
892 Meier, H. E. M., Samuelsson, P., & Willén, U. (2004). European climate in the late  
893 twenty-first century: regional simulations with two driving global models and two  
894 forcing scenarios. *Climate Dynamics*, **22**, 13–31.
- 894 Rixen, M., & 16 co-authors, (2005). The Western Mediterranean Deep water: a proxy for  
895 climate change. *Geophysical Research Letters*, in press.
- 896 Robinson, A. R., Sellschopp, J., Warn-Varnas, A., Leslie, W. G., Lozano, C. J. Jr.,  
897 Haley, P. J., Anderson, L. A., & Lermusiaux, P. F. J. (1999). The Atlantic Ionian  
898 stream. *J. of Marine Systems*, **20**, 129–156.
- 898 Rohling, E., & Bryden, H. (1992). Man-induced salinity and temperature increases in the  
899 Western Mediterranean deep water. *J. of Geophysical Research*, **97**, 11191–11198.
- 900 Rowell, D. P. (2003). The impact of Mediterranean SSTs on the Sahelian rainfall season.  
901 *J. of Climate*, **16**, 849–862.
- 902

## ARTICLE IN PRESS

### 382 *Mediterranean Climate Variability*

- 903 Schar, C., Vidale, P. L., Luthi, D., Frei, C., Haberli, C., Liniger, M. A., &  
904 Appenzeller, C. (2004). The role of increasing temperature variability in European  
summer heatwaves. *Nature*, **427**, 332–336.
- 905 Sevault, F., Somot, S., & Déqué, M. M. (2002). Couplage ARPEGE-MEDIAS -OPA-  
906 MEDITERRANEE. Les étapes, Note de Centre, CNRM, GMGEC, n. 84, Meteo-  
907 France, Toulouse, France (in French, available at samuel.somot@meteo.fr).
- 908 Smith, T., Reynolds, R., Livezey, R., & Stokes, D. (1996). Reconstruction of historical  
909 sea surface temperatures using empirical orthogonal functions. *J. of Climate*, **9**,  
910 1403–1420.
- 911 Somot, S., Sevault, F., & Déqué, M. (2005). Is the Mediterranean Sea thermohaline  
circulation stable in a climate change scenario? *Climate Dynamics*, in revision.
- 912 Struglia, M. V., Mariotti, A., & Filograsso, A. (2004). River discharge in the  
913 Mediterranean Sea: climatology and aspects of the observed variability. *J. of*  
914 *Climate*, **17**, 4740–4750.
- 915 Thorpe, R. B., & Bigg, G. R. (2000). Modelling the sensitivity of Mediterranean outflow  
to anthropogenically forced climate change. *Climate Dynamics*, **16**, 355–368.
- 916 Vichi, M., May, W., & Navarra, A. (2003). Response of a complex ecosystem model of  
917 the northern Adriatic Sea to a regional climate change scenario. *Climate Research*, **24**,  
918 141–159.
- 919 Vörösmarty, C., Fekete, B., & Tucker, B. (1996). Global river discharge database,  
920 RivDis, vol. 0 to 7. International Hydrological Program, Global Hydrological Archive  
921 and Analysis Systems, UNESCO, Paris, France.
- 922 Watanabe, M. (2004). Asian jet waveguide and a downstream extension of the North  
Atlantic Oscillation. *J. of Climate*, **17**, 4674–4691.
- 923 Wilby, R. L., Wigley, T. M. L., Conway, D., Jones, P. D., Hewitson, B. C., Main, J., &  
924 Wilks, D. S. (1998). Statistical downscaling of general circulation model output: A  
925 comparison of methods. *Water Resources Research*, **34**, 2995–3008.
- 926 Yu, R., & Zhou, T. (2004). Impacts of winter-NAO on March cooling trends over  
927 subtropical Eurasia continent in the recent half century. *Geophysical Research Letters*,  
928 **31**, 12204, doi: 10.1029/2004GL019814.
- 929  
930  
931  
932  
933  
934  
935  
936  
937  
938  
939  
940  
941  
942  
943

---

Annexe C : Interannual Variability of water formation derived from a  
high-resolution model of the Mediterranean circulation

---

Béranger, K., Drillet, Y., Bourdalle-Badie, R., Izart, L., Crépon, M., Alhammoud, B., Bozec, A., Testor, P., Mortier, L., Bouruet-Aubertot, P., 2005, Soumis à Ocean Dynamics



# Interannual variability of water formation derived from a high-resolution model of the Mediterranean circulation

KARINE BERANGER(✉)

*'ENSTA, UME, Chemin de la Humière, 91761 Palaiseau Cedex, France*

Karine.Beranger@ensta.fr

tel 33 1.69.31.97.53

fax 33 1.69.31.99.97

YANN DRILLET<sup>2</sup>

ROMAIN BOURDALLE-BADIE<sup>2</sup>

LAURENT IZART<sup>2</sup>

<sup>2</sup> CERFACS, 42 Avenue Gaspard Coriolis, 31057 Toulouse Cedex, France

MICHEL CREPON<sup>3</sup>

BAHJAT ALHAMMOUD<sup>3</sup>

ALEXANDRA BOZEC<sup>3</sup>

PIERRE TESTOR<sup>3</sup>

LAURENT MORTIER<sup>1</sup>

PASCALE BOURUET-AUBERTOT<sup>3</sup>

<sup>3</sup> LODYC, Tour 45-55, Université P. et M. Curie, 4 place Jussieu, 75252 Paris cedex 05, France

Ocean Dynamics Special Issue

Submitted the 13 July 2005

## Abstract

In the Mediterranean Sea, several water masses are formed in winter by convection in four well known major places which are the Gulf of Lions, the south Adriatic Sea, the Aegean and Cretan seas, and the Levantine Basin. These events present interannual variability which are difficult to well know due to the lack of measurements, but have an important global climatic impact.

The interannual variability of the convection in the Mediterranean Sea is studied over the period January 1987 to June 2004 with a high resolution model of the Mediterranean circulation developed in the context of the Mercator Project. From 1987 to February 1998, the model was forced by ECMWF reanalyse fluxes (ERA40) and winds. Then, since March 1998, the model was forced with two different forcing, ERA40 and the recent ECMWF analyses which has a higher horizontal resolution. The convection is also compared in the two simulations over their common period (March 1998 to June 2002). To analyse the runs, the Mediterranean Sea has been divided into 13 regions, where only 7 are finally studied for convection.

The oceanic model is in general able to reproduce convective chimneys in the four main previous places, except in the Gulf of Lions when it is forced by ERA40. Another important point is that the convection is represented by different depth and hydrology according to the atmospheric forcings. Nevertheless, the depth and the hydrology are not always in agreement with observations. In particular, the eastern Mediterranean Transient event is not well reproduced by the model. A short analyse of the atmospheric forcing shows high interannual variability which could be in part related to the interannual variability of the convection events.

**Keywords:** Mediterranean Sea, Water formation, convection.

## 1 Introduction

The Mediterranean is a concentration basin where evaporation exceeds fresh water supply due to precipitation and river run-off, leading to increase of salt content. As the heat exchanges between the atmosphere and the Mediterranean are negative (the Mediterranean loses heat and warms the atmosphere), the Mediterranean water temperature decreases on an annual base. These salt increase and temperature decrease are compensated by an inflow of fresh and warm water through the Strait of Gibraltar, yielding to constant hydrological water parameters at a yearly basis. This water transformation generates the general circulation of the Mediterranean Sea, which is mainly driven by this thermohaline forcing. The Mediterranean Sea is similar to a thermodynamic machine, which transforms the inflowing light Atlantic Water (AW) into dense deep Mediterranean waters through air-sea forcing. A change in the climate may have important consequences on the thermohaline forcing and consequently on the basin circulation. A major challenge for oceanographers and scientist involved in climate research is to tentatively predict what would be the modification in the Mediterranean Sea state and circulation under climate modification. The most natural way for investigating these modifications is to use numerical ocean models forced with climatic scenarios. As the forcing of this thermohaline circulation is due to dense water formation down to intermediate or deep layers in a few specific areas yielding to a pressure gradient between the Atlantic and the Mediterranean, it is of importance to study the capability of numerical models to adequately reproduce this dense water formation.

In the present paper we address the effect of inter-annual variability of dense water formation in some major areas of occurrence in the Mediterranean Sea, i.e. the Gulf of Lions, the south Adriatic Sea and the Levantine basin by using a very high-resolution model (MED16) whose

resolution is about 5 km). We expected to extract information on the mechanisms responsible for the circulation in the western Mediterranean Sea and its variability.

Similar work has been done by Castellari et al. (2000) by using a numerical model of the Mediterranean Sea with a relatively high resolution (about 10 km) forced by the NCEP air-sea fluxes. A major conclusion of this latter work is that the time step of the forcing plays a crucial role in triggering the convection. These authors showed that the convection is significantly increased when using a daily forcing instead of a monthly one. Nevertheless they still need to restore the surface salinity to quite high value with respect to climatology to obtain a realistic convection. Does an increase of spatial resolution of the oceanic model and atmospheric air-sea fluxes improve the convection of the oceanic model? This is the question we address in the present study.

Since the pioneer work of the Medoc Group (Medoc Group, 1970), a large number of studies has been dedicated to the water formation in the Mediterranean Sea. An extensive summary of them is given in Madec et al (1991a,b, 1996) and Marshall and Schott (1999) concerning the mechanism and in Castellari et al (2000), Lascaratos et al (1998) concerning the modeling one. Several factors participate to deep formation. First the circulation plays an important role by forming steady cyclonic structure, which preconditions the convection by imposing the dense water in formation to stay at the same place and not to be transported off the formation zone. This preconditioning is of importance in the Gulf of Lions as shown by Swallow and Gaston (1973), Killworth (1976) and Gascard (1978). It is enhanced by the topography which contributes in trapping the oceanic structures and counter-acts the destabilizing effect of the baroclinic instability as shown by Madec et al. (1991a,b) and Jones and Marshall (1992, 1993). A second ingredient is the presence of strong air-sea fluxes. According to Madec et al. (1996) the pattern of the air-sea fluxes is of importance by generating an upwards Ekman pumping associated with the wind curl, which favors a local cyclonic circulation and upwards

velocities enhancing the convection. In the present work attention is focused on the spatial resolution of the forcing allowing a better estimation of the wind stress curl. Our study differs from this of Castellari et al (2000) with respect to several aspects: a better spatial resolution of the oceanic model, and a better spatial resolution of the atmospheric forcing allowing a better estimation of the wind stress curl.

Due to the large variety of convection areas, several water types are formed in the Mediterranean Sea. In the western Mediterranean Sea, we encounter the Western Mediterranean Deep Water (WMDW hereafter,  $\theta=12.85^{\circ}\text{C}$ ,  $S=38.45$  psu,  $\sigma_{\theta}=29.10$  kg.m<sup>-3</sup>, Tab.1), which forms in the Gulf of Lions in winter and extends from 800 m down to the bottom (Schott et al, 1996; Millot, 1999; Testor and Gascard, 2003). At intermediate depth (200m-800m), we encounter the Levantine Intermediate Water (LIW hereafter,  $\theta =13.1-14.2^{\circ}\text{C}$ ,  $S=38.48-38.80$  psu) coming from the eastern Mediterranean Sea, and the Western Mediterranean Intermediate Water (WIW hereafter,  $T<13^{\circ}\text{C}$ ,  $S=38.30$  psu) formed on the shelf of the Gulf of Lions whose temperature might be very cold (below  $10^{\circ}\text{C}$  as reported by Béthoux et al (2002), and salinity of about 36.50psu) in the area of formation. In the eastern Mediterranean Sea, we observe the LIW, which is present in all the basin at intermediate depth (200-500 m). The LIW is a warm and salty water. It is supposed to form in east of the Rhodes Island in winter, but also in a lot of places in the Levantine basin (Klein et al, 1999). Below, we encounter the Levantine Deep water (LDW hereafter, Tab.1), which forms in the same region during specific winters where the convection may reach down to 2000 m. The deep layers are filled with the Eastern Mediterranean Deep Water (EMDW, Tab.1). The location and the water mass characteristics of the EMDW has been changed during the Eastern Mediterranean Transient (EMT) especially in the Aegean Sea. Before the EMT, intermediate water formation occurred in the Aegean Sea and Cretan Sea during winter generating a water whose characteristics are close to the LIW (Roether et al, 1998). This

water was found in the Levantine basin between the LIW and the EMDW. Since the EMT, EMDW partly forms in the south Adriatic Sea (Adriatic Deep Water, ADW, Tab.1) as before, but also in the Cretan Sea and the formed Cretan Deep Water (CDW, Tab.1) invades the bottom layer of the eastern Mediterranean Sea (Roether et al, 1996). A common feature to water formation is the intermittency of the process, which occurs during a succession of events lasting up to several days making the observations quite difficult. Some characteristics of the major water masses are resumed in Tab. 1.

The paper is organized as follows. Section 2 presents the numerical model configuration and the different simulations. In Section 3, some information is given about the atmospheric forcing fields. Mean characteristics of the simulation are shown in Section 4. In Section 5, the inter-annual variability of the deep-water formation is investigated in the four main regions mentioned above (Gulf of Lions, the South Adriatic Sea, the Levantine basin, the Aegean Sea, see Fig.7.7.2 in Candella (2001)), and perhaps a new one depicted in the simulation which is the North Ionian Basin. Section 6 is devoted to a discussion and a conclusion.

## 2. The Mediterranean model MED16

### 2.1 Model description

The Mediterranean model MED16 Béranger et al., 2004, 2005) was developed in the context of the Mercator project (Bahurel et al., 2002). The horizontal resolution of the model domain is  $1/16^{\circ}$  ( $1/16^{\circ}$  in longitude,  $1/16^{\circ}\cos\phi$  in latitude, where  $\phi$  is the latitude) with 43 vertical levels on a stretched grid (6 m at the surface to 200 m at the bottom). This numerical model is an extended version of the primitive-equation numerical model OceanParallel (Madec et al.,

1997). The fast barotropic gravity waves are filtered by using the rigid lid hypothesis. A biharmonic parameterisation is used for modeling horizontal momentum and tracer exchanges whose horizontal eddy viscosity and diffusivity coefficients are taken equal to  $-3.10m^4.s^{-2}$ . Owing to the small size of the horizontal grid, a no-slip condition at the coast is used. The time step is 600 s.

## 2.2 Model simulations

The model domain is illustrated in Fig. 1. The initial hydrographical seasonal conditions for the potential temperature  $\theta$  and salinity  $S$  were provided for the Atlantic Ocean by the seasonal climatology of Reynaud et al. (1998). During the run,  $\theta$  and  $S$  of the model were relaxed in the time to these seasonal three dimensional climatological fields, with a time-scale of two days from  $11^\circ W$  to  $8.5^\circ W$  and of two days to 90 days from  $8.5^\circ W$  to  $6^\circ W$ . In the Mediterranean Sea, the initial hydrographical seasonal conditions were provided by the MODB-4 seasonal climatology (Brankart and Brasseur et al., 1998). The model was forced by daily atmospheric forcing (see Tab. 2). During the first phase, the model was forced from January 1987 to February 1998 by the sea surface fluxes of the recent re-analyse ERA40 of the European Centre for Medium-range Weather Forecast (ECMWF hereafter) whose the horizontal grid scale is equivalent to  $1.125^\circ \times 1.125^\circ$ . Then the model was run in two different manners. First, the MED16-ERA40 simulation was continued and forced from March 1998 to June 2002 by ERA40 sea surface fluxes. Second, a new simulation called MED16-ECMWF was started from the initial state of MED16-ERA40 at the end of February 1998, and forced from March 1998 to June 2004 by recent sea surface fluxes analyses of ECMWF whose horizontal grid scale is twice smaller ( $TL319$  grid equivalent to a resolution of  $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ ). This very high resolution analysis which has been available since March 1998, better simulates the major dynamical features related to atmospheric forcing as those linked to

ography. The heat fluxes are applied using the correction method (Barnier et al., 1995) with a restoring coefficient varying from  $-10 W.m^2.K^{-1}$  in winter and  $-40 W.m^2.K^{-1}$  in summer. During the restoring phase, the sea surface temperature (SST hereafter) of the model was relaxed to the SST of Reynolds. The freshwater flux (evaporation, precipitation, river runoff) is model as a virtual salt flux including a relaxation term. This term relaxes the sea surface salinity (SSS here-after) toward the climatological SSS using a constant coefficient (equivalent to  $-40 W.m^2.K^{-1}$ ).

## 3. Description of the forcing fields

In order to compare the response of the Mediterranean Sea to the spatial resolution of the atmospheric forcing, we used two different sets:

- the ECMWF re-analyses, the so-called ERA40, from 1987 to June 2002 (horizontal resolution of  $1.125^\circ$ )
- the ECMWF analyses, from March 1998 to June 2004 (horizontal resolution of  $0.5^\circ$ )

First we present an analysis of the two air sea flux fields. Regional budget are calculated over the 13 regions presented in Fig.1. Monthly mean of local and global budget have been compiled for the net heat flux, the net evaporation, the wind stress modulus and the wind stress curl for the global period 1987 to 2004.

### 3.1 Global analyses



Maps of fluxes or winds are shown for the winters 1992 (Fig. 3), 1993 (Fig. 4) and 1999 (Fig.4), which were cold winters and associated to deepest convection events as we will see in the following.

Annual global budgets are displayed in Tab.3. The budget of net heat flux are larger than whose reported in Castellari et al (2000, see their Tab.6) . The monthly heat budget of ECMWF and ERA40 have the same behavior with a well marked seasonal cycle and with differences which may reach  $30\text{W/m}^2$ . Minimum occurred in February or March (1992 and 2002 have the coldest winters) with a mean heat loss of 135 up to  $250\text{W/m}^2$  Maximum occur in summer with a warming of 120 up to  $150\text{W/m}^2$ . The ECMWF heat loss is always larger than the ERA40 in winter (Fig.5a). In agreement with that, the net evaporation (that is Evaporation minus Precipitation) whose the annual mean is about 0.7 m for both fields. These estimates are in agreement with those reported in Boukthir and Barmier (2000). The water budget is somewhat greater for ECMWF than for ERA40 especially for the year 2001 (Tab.3). We note that the ERA40 heat flux (and E-P) in 1992 is as large as the ECMWF one in 2002 showing that 1992 might be a very peculiar year for the Mediterranean Sea (Fig. 5b). We also note that the wind modulus and the wind stress curl are larger for ECMWF than for ERA40 (Fig. 5c,d).

### 3.2 Regional analyses

We now present the spatial variability of these air-sea fluxes. The Mediterranean Sea has been split in 13 boxes according to specific physical characteristic and in order to process to local studies (Fig.1). Marine convection occurs in four main places which are the Gulf of Lions (zone 3), the Southern Adriatic Sea (zone 5), the Levantine basin (zones 10, 11 and 12) and the Aegean Sea (zone 9). The Northern Ionian basin (zone 6) also seems to be sensitive to

convection. The daily heat loss values can reach up to  $600\text{W/m}^2$  in zones 3 and 5, and in zones 10, 11, 12 and even  $800\text{W/m}^2$  in zone 9 (the Aegean Sea, not shown). The monthly heat loss difference is about  $50\text{W/m}^2$  between ECMWF and ERA40 in zones 3 (Fig. 6a) and 5, ECMWF being the coldest. The difference is less marked in the other zones. The maximum heat loss occurs in January 2000 in zones 3 (Fig. 6a), 10, 11, 12, in December 2002 in zone 5, in January 2003 in zone 9 (Fig.7a).

In zone 3 (Gulf of Lions), the ECMWF net evaporation (Fig.6b) is higher than this of ERA40 in October-November 1999 and September 2000 in the Gulf of Lions ( $120\text{mm/months}$ ) and lags the maximum heat loss by several months, which occurs in February. The ECMWF ERA40 difference ranges between 20 up to  $40\text{mm/month}$  for the winter months. In zone 10, we note a similar behavior between ECMWF and ERA40. In zone 11 and 12 ECMWF net evaporation is higher by 10 to  $20\text{mm/month}$  than this of ERA40. Maximum evaporation occurs in fall reaching 150 up to  $180\text{mm/month}$ .

In zone 3, the ECMWF wind modulus is higher than this of ERA40 by  $0.06\text{N/m}^2$  (corresponding to a factor 1/3 higher than the mean modulus) and consequently the wind stress curl. In the Aegean region, the wind modulus is maximum in winter 2002-2003 and the curl is twice than this 2001-2002 (Fig. 7b). In the south Adriatic Sea, the ECMWF is higher than this of ERA40 by  $0.02\text{N/m}^2$  (corresponding to a factor 1/4 higher than the mean modulus) and its daily mean curl can be three times higher (not shown). In the Levantine basin, the wind modulus is maximum in 2003-2004 (Fig.8b) and associated with a maximum of the curl in 2004 (zone 10) whilst in zone 11 and 12, the curl of the wind is maximum in 1991 and 2003 (Fig.8a).

## 4. Mean characteristics of the simulations

## 4.1 Global analyses

We now analyze the mean characteristics of the two simulations. First we present the depth integrated mean depth integrated turbulent kinetic energy (EKE) of the two models with respect to time (Fig.9a). We see that the model mean EKE do not present systematic drifts and are quasi constant for several years (during the period 1987-1990 and after 1993) with a high inter annual variability. The MED16-ECMWF simulation is more energetic than this of MED16-ERA40. We notice two events, one in 1992 and a second in 2004 where the EKE of the models present a rapid but finite change.

The MED16-ERA40 mean salinity over the Mediterranean Sea ( $S_{\text{mean}}$  hereafter) presents a large change between 1992 and 1994 (Fig.9b).  $S_{\text{mean}}$  in 1992 which is of  $S=38.540$  psu reaches  $S=38.565$  psu in 1994. We also note a change in 1998 with a salinity increase up to 38.570 psu for MED16-ERA40 and 38.560 psu for MED16-ECMWF. This difference in salinity change will be explain latter (see Section 5) by the difference in the convection events between the models.

The shift in salinity in 1992 is associated with a decrease in potential temperature in March 1992 similar to this observed in February 1999 (Fig. 9c).

In general, the mean temperature of the Mediterranean waters ( $\theta_{\text{mean}}$  hereafter) are warmer by 0.05°C up to 0.08°C in MED16-ERA40 compared with these of MED16-ECMWF.

## 4.2 Regional analyses

- Gulf of Lions (Zone 3)

$\theta_{\text{mean}}$  (Fig.10a) and  $S_{\text{mean}}$  generally increase during the spin phase (the first years of the simulation) and before 1998. Then MED16-ECMWF presents a different behavior than this of MED16-ERA40 related to strong convection events occurring in the former model in February 1999. Consequently  $\theta_{\text{mean}}$  is decreasing during the period 1999-2004 by 0.05°C and  $S_{\text{mean}}$  by 0.005 psu to reach values of 13.18°C and 38.44 psu respectively in 2004.

- South Adriatic Sea (Zone 5)

$\theta_{\text{mean}}$  (Fig.10b) and  $S_{\text{mean}}$  decrease from the initial state during the whole simulation. This decrease could be related to the decrease of ADW characteristics observed between 1991 and 1996 (Klein et al, 1999), probably due to a reduced salt import into the Adriatic Sea. The behavior of MED16-ERA40 is different from this of MED16-ECMWF. MED16-ECMWF, waters in winter are colder and fresher than these of MED16-ERA40 by 0.35°C and 0.015 psu. In summer they are also colder and fresher except in 1999 and 2000 where they are saltier. These differences in temperature and salinity between MED16-ERA40 and MED16-ECMWF can explain the difficulty to adequately represent the convection with MED16-ERA40 in these two regions.

- Aegean Sea (Zone 9)

$S_{\text{mean}}$  (Fig.10c) continuously decreases from 1987 up to 1996 from 38.83 up to 38.76 psu. A large inter annual variability is noticed on the  $\theta_{\text{mean}}$ . The coldest waters are observed during the winter 1993 (14.2°C). After 1998, differences between the two simulations are between 0.02°C and 0.12°C for  $\theta_{\text{mean}}$  and 0.01 psu for the salinity. The coldest year is 2003 (13.95°C) and the freshest one is 1999 (38.74 psu) in the two simulations.

- The Levantine Basin (Zones 10 to 12)

(Zone 10). Since 1992,  $\theta_{\text{mean}}$  and  $S_{\text{mean}}$  (Fig.10d) have been increased, the salinity maximum being reached in 1993 (38.782 psu). Difference have being noticed between the two simulations from 1999, MED16-ECMWF having colder and fresher waters. From winter 2002

up to 2004,  $S_{\text{mean}}$  have been increase by more than 0.1 psu ( $S=38.787$  psu) while  $\theta_{\text{mean}}$  stays around 14°C.

(Zone 11). This zone behaves as zone 10 except that from winter 2002,  $S_{\text{mean}}$  decreases by more than 0.1 psu to reach the value of 38.778 psu.

(Zone 12).  $S_{\text{mean}}$  stays around 38.792 psu and  $\theta_{\text{mean}}$  around 13.98°C.

### 4.3 The transports

Transport are computed from the daily values. At the Strait of Gibraltar the megeostrophic transport is 0.55 Sv (to the East and -0.55 Sv to the West due to the rigid lid condition) with monthly mean ranging between 0.35 up to 0.68 Sv. The mean northward transport through the Strait of Corsica is around 0.6 Sv, with monthly values ranging between 0.1 and 1.2 Sv. For the Strait of Sicily, the mean geostrophic transport increases from 0.8 Sv at the beginning of the simulation up to 1.1 Sv at the end. We note a large monthly variability (between 0.5 up to 1.5 Sv). The seasonal behavior of the transport through these three straits to these described in Béranger et al. (2005) from another simulation done with the same model and are in agreement with observation reported in Astraldi et al (1999). At the Strait of Gibraltar, differences are less than 0.05 Sv in the transport for the two simulations. In MED16-ECMWF, the maximum of the geostrophic transport through the Strait of Sicily is higher by 0.2 Sv in 1999 and 2001. In MED16-ECMWF, at the level of the Strait of Corsica, the maximum of the northward transport is higher by 0.4 Sv in 1999 and by 0.2 Sv in 2000.

Monthly means of geostrophic transport through the Strait of Otranto is shown in Fig. 11a.

Mean values is around 0.4 Sv where monthly means are ranged between 0.15 to 0.75 Sv, in

relative good agreement with Manca et al (2002). It is maximum in general in November-December, but interannual variability is noticed. In particular, two events of transport maximum (larger than 0.6 Sv) are noticed in 1999, 2000 and 2004. Monthly means of the total inflow and outflow transports through the Western and Eastern Cretan Arc are shown in Fig.11b,c. No noticeable differences are noticed between the two simulations. Mean outflow of the two passages is 0.62 Sv for the period March 1994 to April 1995, a value well comparable to the observations (Kontoyiannis et al., 1999). A larger outflow through the Western Cretan Arc is noticed in 1993 and through the two passages in 2004.

## 5 The convection

Let us now analyse the results of the two runs. In Fig. 12, we have displayed maps representing the maximum of the mixed layer depth for several days. In 1993, for MED16-ERA40, the convection is maximum in the Levantine Basin. In 1999, the convection is present in MED16-ECMWF and not in MED16-ERA40. In general, we remark that the convection is much deeper in all areas in the run forced by ECMWF. In 2004, for MED16-ERA40, the convection is again high in the Adriatic Sea and in the North of the Ionian basin.

Let us analyse deep water formation in the major areas of water formation in the western and eastern Mediterranean seas. One only identifies a region of deep water formation in the western Mediterranean Sea whilst several regions of deep water formation are encounter in the eastern Mediterranean Sea. If the convection is very deep in the western Mediterranean Sea and may reach the bottom, it occurs in several areas in the eastern Mediterranean Sea but mainly reaches intermediate depth.

## 5.1 - The Gulf of Lions

Since the pioneer work of the Medoc Group (1970), the water formation in this area has been intensively documented. The WMDW formation occurs in a well-identified patch (diameter of about 100 km) over the Rhone fan in February during a succession of strong convective events. The mixing can reach down to the ocean bottom (2500m). The bottom trapping seems to play a major role in the localization of the patch by imposing the steadiness of the cyclonic preconditioning phase (Madec et al, 1996). If the formation area is well identified and quite steady from year to year due to geographical factors (topography of the Rhone river fan trapping the circulation, maximum of the atmospheric forcing occurring at the same place due to orographic effects), the convection presents a strong inter-annual variability depending on the strength of the atmospheric forcing. The potential density of the water formed is about  $29.10 \text{ kg.m}^{-3}$  while the temperature and salinity are about  $12.85^\circ\text{C}$  and  $38.4 \text{ psu}$  respectively as reported by Leaman and Schott (1991).

The model results show that only ECMWF forcing are able to drive a realistic deep convection in winter. In Fig.13 we displayed time series representing the maximum depth reached by the mixed layer in the Gulf of Lions area for the two simulations. It is found that the deepest mixed layer reached in MED16-ERA40 is about 300 m, with some inter annual variability while this of MED16-ECMWF may reach more than 1400 m and presents a strong inter annual variability. This is very noticeable for the winter 1999 and 2003. The explanation is due to the fact that the ECMWF winds and fluxes are stronger than those provided by ERA40 as seen in Section 3. This shows the importance of the role of transient atmospheric events in triggering the ocean convection in the Gulf of Lions and the necessity to take them into account in the modeling. The three phases described by the Medoc Group (1970) for the

deep water formation process (preconditioning, convection, stratification) are well observed in the MED16-ECMWF simulation. At the beginning of the convection period, when the surface water sinks above the LIW, the convective water are warmer and saltier ( $\theta = 13.3-13.4^\circ\text{C}$ ,  $S=38.52-38.56 \text{ psu}$ ) than during the maximum of convection ( $\theta = 13.1-13.2^\circ\text{C}$ ,  $S=38.48-38.52 \text{ psu}$ ). The convection in February 1999 is the deepest convection event found in the MED16-ECMWF model for this area. The preconditioning phase extends from mid-December 1998 up to January 1999 with mixing starting from 200 m, reaching 400 m at the end of January. The convection period starts at the beginning of February 1999, with a mixed layer depth reaching 400 to 600m during a succession of transient events. At the bottom of the mixed layer the water characteristics are :  $S=38.54 \text{ psu}$  and  $\theta = 13.3^\circ\text{C}$ ,  $\sigma_\theta=29.065 \text{ kg.m}^{-3}$ . The convection is maximum at the end of February : the mixed layer is deeper than 1400m where the water characteristic are :  $\theta=13^\circ\text{C}$ ,  $S=38.48-38.52 \text{ psu}$  and  $\sigma_\theta=29.085 \text{ kg.m}^{-3}$  (Fig.14). The restratification starts in March. During the winter 2000, the convection is less important. The preconditioning phase starts at the end of December 1999 with a mixed layer depth reaching 400-500 m ( $\theta = 13.4^\circ\text{C}$ ,  $S=38.52-38.56 \text{ psu}$ ,  $\sigma_\theta=29.065 \text{ kg.m}^{-3}$ ) at  $5^\circ\text{E}-42^\circ\text{N}$ . A convection event occurs at the beginning of January and reaches 700m ( $\theta = 13.1-13.2^\circ\text{C}$ ,  $S=38.48-38.52 \text{ psu}$ ,  $\sigma_\theta=29.075 \text{ kg.m}^{-3}$ ). Then several weak convection events occur between the end February-beginning of March with a mixed layer depth of only 400-600m ( $\sigma_\theta=29.055-29.075 \text{ kg.m}^{-3}$ ). We notice a strong convection event at the end of February where the mixed layer depth reaches 1000m and the is  $\sigma_\theta = 29.085 \text{ kg.m}^{-3}$  at  $4.5^\circ\text{E}$ . The restratification starts in March 2000. In December 2000 there is no noticeable preconditioning phase. We observe several convection events in the middle of January 2001 whose mixed layer depth is between 400 to 600m ( $\sigma_\theta= 29.035-29.050 \text{ kg.m}^{-3}$ ). In February, we notice several cheminees whose mixed layer depth reaches 600 m. ( $\theta=13.2^\circ\text{C}$ ,  $S=38.48-38.50 \text{ psu}$ ,  $\sigma_\theta=29.070 \text{ kg.m}^{-3}$ ) between  $4^\circ\text{E}$  and  $6^\circ\text{E}$ . March the second 2001, the maximum of

convection is localized between 4°E, 4.5°E and 5.2°E and reaches 800m, with  $\sigma_\theta=29.080$  kg.m<sup>-3</sup> (Fig. 13). The restratification starts in the middle of March.

There is a weak preconditioning phase between the end of December 2001 and the end of January 2002 whose mixed layer depth reaches 400m ( $\sigma_\theta=29.040$ - $29.055$  kg.m<sup>-3</sup>). Then the convection is very weak up to the 20/02/2001. The 25/02/2001, a short convection event occurs at 400-600 m ( $\sigma_\theta=29.050$ ,  $\theta = 13.2^\circ\text{C}$ ,  $S=38.48$  psu). The restratification starts in March 2002. There is no noticeable preconditioning phase in December 2002. At the end of January 2003, a convection event reaches the depth of 400m at 5E ( $\theta=13.3^\circ\text{C}$ ,  $S=38.50$  psu,  $\sigma_\theta=29.06$  kg.m<sup>-3</sup>). Then the convection increases in 5 days down to 600-800 m ( $\theta=13.1^\circ\text{C}$ ) and again to 1000-1200m 5 days later ( $\sigma_\theta=29.085$  kg.m<sup>-3</sup>). It is maximum still the end of February where it reaches 1500m the 25/02/2003 between 4.2 and 5.2E ( $\sigma_\theta=29.09$  kg.m<sup>-3</sup>,  $\theta = 13.1^\circ\text{C}$ ). Then the restratification starts in March 2003 (Fig. 13). In 2004, the convection reaches 800m.

In the model, the WMDW (Tab.4) which are formed in winter are generally warmer than observations ( $\sigma_\theta < 29.1$  kg.m<sup>-3</sup> in the model). Convection is well localized, but the depth of the convection events seems to be deepest than realistic depths observed in MEDOC, Schott et al (1991) or Testor and Gascard (2003). The higher resolution of the ECMWF forcing shows great improvement in the representation of the convection in the oceanic model. The high resolution of the MED16 model allows a good representation of convective chimneys and also probably a better representation of the preconditioning phase.

## 5.2 - The South Adriatic Sea

Strong convection occurs in the South Adriatic Sea in winter at the level of the Sad cyclonic gyre situated between Bari and Dubrovnik (Artegiani et al, 1997). The quasi-permanence of this cyclonic gyre favors the convection in winter by trapping the surface waters at the same place a sufficient time for the strong atmospheric exchanges to cool them efficiently. The convection produces the so-called Southern Adriatic Deep Water (SAdDW hereafter). The SAdDW mixes with the Northern Adriatic Deep Water (NADDW) and Middle Adriatic Deep Water (MadDW) formed in the north and middle part of the Adriatic Sea to form the Adriatic Deep Water (ADW). The ADW (Tab.1) flows out in the Ionian Sea through the Strait of Otranto and invades the Levantine basin to form the Eastern Mediterranean Deep Water (EMDW). This deep water formation is well observed on satellite ocean color images where the deep water formation area is characterized by a low chlorophyll content in February, the development of algae cells being inhibited by the vertical motion associated with the convection; and a high productivity in March-April due to an enrichment in nutrient produced by the vertical motion which occurred in February. The time series of the mixed layer depth displayed in Fig. 15 shows that the MED16-ECMWF model produces deeper mixed layer in winter than the MED16-ERA40 model. We can thus expect that the MED16-ECMWF model will much more efficiently contribute to form the EMDW than MED16-ERA40, which is of importance for reproducing the impact of climate evolution, on the rate of water mass formation in the eastern Mediterranean and its hydrological characteristics on one hand, and the thermohaline circulation on the other hand.

Let us now analyze the convection in the MED16-ECMWF model for the different years, when it is generally deepest than before 1998. Convection starts in December 1998 down to 250-350m with  $\theta=13.4$ - $13.6^\circ\text{C}$  and  $S=38.38$ - $38.40$  psu whereas there is no LIW on the vertical. Then during January 1999, the surface waters are colder and fresher and the convection reaches 400m at the beginning of February ( $\theta = 13.2$ - $13.4^\circ\text{C}$ ,  $S=38.36$ - $38.42$ psu,

$\sigma_t=29.015 \text{ kg.m}^{-3}$ ). At the beginning of March (Fig.12b), it reaches 500-600m ( $\theta=13\text{-}13.1^\circ\text{C}$ ,  $S=38.42\text{-}38.46 \text{ psu}$ ).

At the end of 1999, LIW is present between 250 and 350m in the southern Adriatic Sea. In the middle of January 2000, the convection reaches 300-400m and the surface waters ( $\theta=13.2\text{-}13.4^\circ\text{C}$ ,  $S=38.46\text{-}38.50 \text{ psu}$ ,  $\sigma_t=29.015\text{-}29.045 \text{ kg.m}^{-3}$ ) are mixed with LIW. At the end of January and the beginning of February, the convection reaches 400-600m ( $\theta=29.055 \text{ kg.m}^{-3}$ ), and increases up to the end of February ( $\theta=13^\circ\text{C}$ ,  $\sigma_t=29.06 \text{ to } 29.09 \text{ kg.m}^{-3}$ ) (Fig. 16).

In winter 2001, the convection is in general not deeper than 200-300m due to warm waters at the surface ( $\theta=13.6\text{-}13.8^\circ\text{C}$ ) but reached 400 m at  $[34.5^\circ\text{E}$ ,  $27^\circ\text{E}\text{-}29^\circ\text{E}]$  with  $\sigma_t=29.135 \text{ kg.m}^{-3}$ . In January 2002, the surface waters are warm ( $\theta=13.4\text{-}13.7^\circ\text{C}$ ) and the convection reaches 200-300m the 11 January ( $\theta=13.1\text{-}13.2^\circ\text{C}$ ,  $\sigma_t=29.065 \text{ kg.m}^{-3}$ ). Then no convection is noticeable. At the end of February and beginning of March 2002, the convection still deepens down to 600m ( $\sigma_t=29.145 \text{ kg.m}^{-3}$ ) along the western sill.

At the end of February and in March 2003, the convection reaches 300-500m ( $\theta=13.2\text{-}13.3^\circ\text{C}$ ,  $S=38.40\text{-}38.42 \text{ psu}$ ,  $\sigma_t=29.12 \text{ kg.m}^{-3}$ ) at  $27^\circ\text{E}\text{-}28^\circ\text{E}$ . In March 2004, convection occurred at  $28^\circ\text{E}\text{-}29^\circ\text{E}$  with  $\sigma_t=29.115 \text{ kg.m}^{-3}$  (Fig. 12c).

In general, the depth of convection is lower in MED16-ERA40 than in MED16-ECMWF by 200m due to a lighter surface water ( $\theta=+0.2^\circ\text{-}0.4^\circ\text{C}$ ,  $\Delta S=-0.02\text{-}0.04 \text{ psu}$ ,  $\Delta\sigma_t=-0.05 \text{ kg.m}^{-3}$ ). Several convection events noticed in MED16-ECMWF are not reproduced by MED16-ERA40, as the convection in December 1998 or at the end of February 1999. Some difference in behavior can also be explained by the characteristics and the presence/absence of LIW which enters the Adriatic Sea in the simulations. But MED16-ECMWF creates more ADW than MED16-ERA40 as seen in the transport through the Strait of Otranto (Fig. 11a).

The convective zone is well represented and composed of several chimneys, located in majority in front of the western coast, but ADW in the model are not enough saltier (Tab.4), and also not enough cold in MED16-ERA40 (waters are warmer by  $0.3^\circ\text{C}$  compared to MD16-ECMWF). ADW are not enough dense to sink down to the bottom of the Ionian basin in both simulations. In MED16-ECMWF, it reaches only 1000m at the exit of the Strait of Otranto, except perhaps in 2004 where colder waters are formed ( $\theta=13.1^\circ\text{C}$ ,  $S=38.50 \text{ psu}$ , no figure).

### 5.3 - The Levantine Basin

The LIW occupies the subsurface layers of the Levantine basin below 150 m down to 500 m. It is characterized by a salinity maximum at 250 m of  $39.1 \text{ psu}$  and a temperature of  $15^\circ\text{C}$  (Lacombe and Tchernia, 1960; Ozsoy et al, 1989; Gertman et al, 1987, 1994; POEM group 1992). During winter, LIW forms in the Levantine basin, mainly in the Rhodes gyre, south of the Rhodes island.

The circulation and LIW formation have recently been investigated by Wu and Haines (1998) and Lascaratos and Nittis (1998). Lascaratos and Nittis (1998) deal with a high resolution model of the Levantine basin. They showed that the Rhodes gyre area is the main LIW formation site. This gyre extends between Rhodes and Cyprus island. The convection area is more marked in their high resolution model (11 km grid) than in their very high resolution one (4.5 km grid) due to the role played by baroclinic instability in the restratification of the ocean as mentioned by Madec et al (1991) and Jones and Marshall (1993) and Legg and Marshall (1993). Convection may reach 250-300 m in the center of the Rhodes gyre. We note that in our simulations (MED16-ECMWF and MED16-ERA40), the pattern of the Mid Mediterranean Jet (MMJ) which is supposed to be a major circulation structure of the

eastern Mediterranean Sea, is not present and so is very different from previous descriptions found in literature (POEM group, 1992). The AW entering the eastern Mediterranean Sea through the Strait of Sicily splits into two streams, one flowing along the coast of Libya, the other meandering in the Ionian basin. These two streams join together at the east end of the Gulf of Libya, and flow eastward along the coast of Egypt, then northward along the coast of Jordania, Liban, Syria, and then westward along the coast of Turkey. This scheme which is supported by satellite SST images (Marullo et al., 1999) has been discussed in Millot et al. (2005) and Alhammad et al. (2005).

The formation of LIW in the MED16-ECMWF simulation is illustrated by Figs. 17 to 19. It is in agreement with this of Lascaratos and Nittis (1998) as shown in Fig.19 which presents a vertical West-East density section at 34° N taken in march 2000. We observe several chimneys between 26° and 30° E where the 29.10  $\sigma_0$  isopycne outcrops the surface, corresponding to a signature of LIW formation. This region corresponds to the Rhodes gyre. The presence of several chimneys could be due to eddies associated with a baroclinic instability of the Rhodes gyre. We note on the same figure that MED16-ERA40 does not show LIW formation expect in an area south of Crete. This is still in agreement with the fact that the ECMWF air sea fluxes are larger than those of ERA40.

We note an important inter-annual variability of the LIW production in the three zones 10, 11 (no figure) and 12 (Fig.17). Special events seems to occur in 1992 and 1993 in the three regions, and in 1996 and 2000 in region 12. In 1993, the convection occurs in a very large region [26-29°E, 33-35°N] ( $S=38.80-38.82$  psu,  $\theta = 13.70^\circ\text{C}$ ) (Fig.18). In March 1998, several convective chimneys are noticed for depths ranging between 200 and 400m ( $S=38.92-38.94$  psu,  $\theta=14.9^\circ\text{C}$ ,  $\sigma_0=29.095-29.12$  kg.m<sup>-3</sup>). In January 1999, the same behaviour is noticed where at the beginning of February ( $S=38.96$  psu,  $\theta=14.8^\circ\text{C}$ ,  $\sigma_0=29.1$  kg.m<sup>-3</sup>) and ( $S=38.92$  psu,  $\theta=15.2^\circ\text{C}$ ). At the end of February (Fig.12b)  $\sigma_0=29.12$  kg.m<sup>-3</sup> at 28°E (Fig.19).

In the middle of January 2000, a large area is noticed with a depth of 300-450m [34.5°N,27°E-29°E] and with a density of 29.135 kg.m<sup>-3</sup>. At the beginning of February 2000, LDW are formed by convection reaching 1000m at 28°E-34°N in several chimneys ( $S=38.88-38.92$ ,  $\theta=14.1-14.3^\circ\text{C}$ ,  $\sigma_0=29.175-29.185$  kg.m<sup>-3</sup>). At the end of March, the convection reaches 400m ( $\sigma_0=29.135$  kg.m<sup>-3</sup>) at 27-28°E. In 2001, several chimneys of 300-600m are noticed from January to the middle of March ( $\theta=14.5-14.6^\circ\text{C}$ ,  $S=38.92-38.94$ psu,  $\sigma_0=29.145-29.155$  kg.m<sup>-3</sup>). At the end of February, the convection is localized in the Rhodes region at [28°E-35°N]. In January 2002, the convection is noticed to 400m ( $\sigma_0=29.145$  kg.m<sup>-3</sup>). In 2003, two maximum of convection occur at the end of February and at the end of March ( $\sigma_0=29.1-29.12$  kg.m<sup>-3</sup>) at [34.5°N,27°E-28°E]. In March 2004 (Fig.12c), the convection reaches 400 m at [34.5°N,28°E-29°E].

The convection occurs at a lot of places in the model. Several spots of small diameter (<50km) are noticed in the Levantine basin, with sometimes a larger area (100-200km). The location of the chimneys are different in MED16-ECMWF and MED16-ERA40, as their depths which are generally lower in MED16-ERA40 by 100m. The density is 0.02 kg.m<sup>-3</sup> lower, the waters warmer by 0.1°C and saltier by 0.01 psu. There are more LIW and less LDW in MED16-ERA40 than in MED16-ECMWF. In general, their characteristics (Tab.4) are closer the situation before the EMT, LIW in the model being more cold and less salty than observations of 1995, and, LDW being more warm and salty than observations of 1995.

#### 5.4 The Aegean and Cretan Seas

Fig.20 shows a high interannual variability of the convection in the Aegean Sea. In the two simulations, the depth of convection is almost the same from 1998 to 2001. The convection reaches 800m in 1993, 2000, 2002 and 2003. In 1993, the characteristics of the water mass are  $S=38.87-38.90$  and  $\theta=14.6-14.8^{\circ}\text{C}$  centered in  $[24^{\circ}\text{E}-37^{\circ}\text{N}]$  (Fig.21a,b). These characteristics are closer to observations of 1987 than 1995 reported in Klein et al (1999). Nevertheless, deep waters relatively cold are filled the bottom of the Cretan Sea according to section through the Western Cretan Arc and the Eastern Cretan Arc ( $T=13.9^{\circ}\text{C}$  below 800m in 1993, below 1200m in 2004). The model does not realistically reproduce the EMT, convective waters are too warm. The hydrology is relatively different in 2004 (Fig.21c,d).

### 5.5 The Ionian Basin

Some convection is noticed in the northern part of the Ionian basin as seen in Fig. 12c. The convection is not so deep in 1993 for example (fig.22, Fig.23a,b), but reaches 600 m in the region  $[18^{\circ}\text{E}-19^{\circ}\text{E}, 38^{\circ}\text{N}]$  in 2004. In that case, the density of the convective waters are ranged between  $29.85$  to  $29.095 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$  ( $\theta=14.1^{\circ}\text{C}$ ) in February as seen in Fig.23(c,d).

## 6. Conclusions

Deep water formation occurs in many regions of the Mediterranean sea. The MED16-ECMWF model is able to reproduce it quite realistically when compared to observations and results of previous dedicated modeling works while the MED16-ERA40 model poorly represents this formation. Due to the interannual changes in the hydrology of each region, it is difficult to estimate the rate formation of the different water masses. But for example, a preliminary result gives a rate formation of WMDW in the Gulf of Lions ranged between 0.1

Sv and 0.3 Sv for the period 1998 to 2002 (for the density class 29.08 to 29.1 in MED16-ECMWF). This value is larger than those of Castellari et al. (2000) done with another model and another forcing having a lower horizontal resolution. For the Adriatic Sea, ADW rate formation ranges between 0.01 Sv (denser waters in March 1999 for example) to 0.2 Sv (fresher waters, in January 2000).

The fact that the convection occurs (ex: Gulf of Lions) and also occurs deeper in MED16-ECMWF can be explained by the fact that the last version of the ECMWF atmospheric model reproduces much more realistically the surface winds in the Mediterranean Sea than ERA40 as demonstrated by Marullo (personal communication) who has compared ERA40, ECMWF, and Q-SCAT winds to wind sensors fixed on surface buoys in three locations of the Mediterranean Sea. These measurements show that ECMWF and Q-SCAT winds are close to the winds measured by the buoy sensors while the ERA-40 winds underestimate the measured winds. Besides, the high resolution of the ECMWF analyses is able to better reproduce the orography, which strongly conditions the channeling of the winds by valleys and mountains. This effect is particularly well marked in the Gulf of Lions area, where the Mistral is better reproduced by ECMWF than ERA40. Another fact is that, even MED16-ERA40 and MED16-ECMWF have the same depth of convection, the two simulations have different location and occurrence, duration for the convective chimneys, and also a different hydrology. So the resolution of the forcing is very important. Moreover, in the eastern Mediterranean Sea, the convective region in the Levantine basin seems to be sometimes too south compared to the observations which gives the Rhodes area as the main place of formation.

This study is of importance as it shows that the air sea coupled models in the Mediterranean region dedicated to the study of climate changes must have an atmospheric grid of 50 km at



least to simulate the water formation. We note the strong inter annual variability of the water convection which occurs as a succession of events. The convection is important some years less other years. This variability seems to be linked to the inter annual variability of the atmospheric forcing. A higher resolution for the atmospheric forcing is needed to better represent the convection, with heat fluxes and winds allowing the good hydrology of the convective waters. The high resolution of the oceanic model plays also an important role in the representation of convective chimneys.

#### Acknowledgment

This work was supported by the French Mercator project ([www.mercator-ocean.fr](http://www.mercator-ocean.fr)) and by the Service Hydrographique et Océanographique de la Marine (SHOM). We are grateful to the 'Prototype Atlantique-Méditerranée' project team from the European Centre for Research and Advanced Training in Scientific Computation (CERFACS). ECMWF analyses were made available by the European Centre for Medium-range Weather Forecasts (ECMWF). Computations were made at the Institut du Développement et des Ressources en Informatique Scientifique (IDRIS) from the Centre National de la Recherche Scientifique (CNRS).

## References

- Alhammoud B, Béranger K, Mortier L, Crépon, M (2005) Surface circulation of the Levantine Basin: comparison of model results with observations, *Progress in Oceanography*, doi:10.1016/j.pocean.2004.07.015.
- Artigiani A, Bregant 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* 27(8), 1492-1514.
- Astraldi M, Balopoulos S, Candela J, Font J, Gacic M, Gasparini GP, Manca B, Theocharis A, Tintore J (1999) The role of straits and channels in understanding the characteristics of Mediterranean circulation, *Progress in Oceanography*, 44, 65-108.
- Bahurel P, De Mey P, Le Provost C, Le Traon PY, Mercator project (2002) GODAE Prototype system with applications. Example of the Mercator system. European Geophysical Society XXVII General Assembly, Nice, France, April 2002.
- Barnier, B, Siefridt, L, & Marchesioello, P. (1995). Thermal forcing for a global ocean circulation model using a three-year climatology of ECMWF analyses. *Journal of Marine Systems*, 363-380.
- Béranger K, Mortier L, Gasparini GP, Gervasio L, Astraldi M, Crépon M (2004) The dynamics of the Sicily Strait : a comprehensive study from observations and models", *Deep Sea Research II*, Vol. 51, pp 411-440.
- Béranger K, Mortier L, Crépon M (2005) Seasonal variability of water transports through the Straits of Gibraltar, Sicily and Corsica, derived from a high resolution model of the Mediterranean circulation, *Progress in Oceanography*, doi:10.1016/j.pocean.2004.07.013.
- Béthoux JP, Durieu de Madron X, Nyfíeler F, Tailleux D (2002) Deep water in the western Mediterranean : peculiar 1999 and 2000 characteristics, shelf formation hypothesis, variability since 1970 and geochemical inferences, *Journal of Marine Systems* 33, 34, 117-131.
- Brankart JM, Brasseur P (1998) The general circulation in the Mediterranean Sea : a climatological approach. *Journal of Marine Systems*, 18, 41-70.
- Boukhrir M, Barnier B (2000) Seasonal and inter-annual variations in the surface freshwater flux in the Mediterranean Sea from the ECMWF re-analysis project. *Journal of Marine Systems*, 24, 343-354.
- Candela J (2001) Mediterranean water and global circulation. Observing and Modelling the Global Ocean, J. Siedler, J. Church, and J. Gould, eds., Academic San Diego, Calif. 419-429.
- Castellari S, Pinardi N, Leanman K (2000) Simulation of water mass formation processes in the Mediterranean Sea: Influence of the time-frequency of the atmospheric forcing. *Journal of Geophysical Research* 105(C10), 24157-24181.
- Gascard JC (1978) Mediterranean deep water formation, baroclinic instability and oceanic eddies, *Oceanol. Acta* 1(3), 315-330.
- Germain I, Popov Y, Trigub V (1987) Deep convection in the Levantine Sea.
- Germain I, Ovehinnicov I, Popov Y (1994) Deep Convection in the Eastern Basin of the Mediterranean Sea. *Oceanology*, 34, No 1, 25-31.
- Jones H, Marshall J (1993) Convection with rotation in a neutral Ocean: a study of open ocean deep convection, *J. Phys. Oceanogr* 23, 1009-1039.
- Killworth PD (1976) The mixing and spreading phases of MEDOC I, *Prog. Oceanogr.* 7, 59-90.
- Klein B, Roether W, Manca BB, Bregant D, Breitzel V, Kovacevic V, Luchetta A (1999) The large deep water transient in the Eastern Mediterranean, *Deep-Sea Research Part I* 46, 371-414.
- Kontoyiannis H, Theocharis A, Balopoulos E, Kioroglou S, Papadopoulos V, Collins M, Velegrakis AF, Iona A (1999) Water fluxes through the Cretan Arc Straits, Eastern Mediterranean Sea : March 1994 to June 1995, *Progress in Oceanography* 44, 511-529.
- Lacombe H, Tchermia P (1960) Quelques traits généraux de l'hydrologie Méditerranée." *Cahiers Oceanogr.* 12, 527-547.

- Lascaratos A, Nittis, K (1998) A high resolution three-dimensional numerical study of intermediate water formation in the Levantine Sea, *Journal of Geophysical Research* 103(C9), 18497-18511.
- Leaman KD, Schott F (1991) Hydrographic structure of the convection regime in the Gulf of Lions : Winter 1987, *Journal of Physical Oceanography* 21, 575-598.
- Legg S, Marshall J (1993) A beton model of the spreading phase of open-ocean deep convection, *Journal of Physical Oceanography* 23, 1040-1056.
- Madeo G, Chartier M, Delecluse P, Crepon M (1991) A three dimensional numerical study of deep-water formation in the northwestern Mediterranean Sea, *Journal of Physical Oceanography* 21, 1349-1371.
- Madeo G, Chartier M, Crepon M (1991) Effect of thermohaline forcing variability on deep-water formation in the western Mediterranean Sea : A high resolution 3D numerical study, *Dyn. Atmos. Oceans* 15, 301-332.
- Madeo G, Lott F, Delecluse P, Crepon M (1996) Large-scale preconditioning of deep-water formation in the northwestern Mediterranean Sea, *JPO* 26, 1393-1408.
- Madeo G, Delecluse P, Imbard M, Levy C (1997) OPA, release 8, Ocean General Circulation reference manual. Technical report 96/xx, LODYCI/PSL, France, February 1997.
- Manca BB, Kovacevic V, Gacic M, Viezzoli D (2002) Dense water formation in the Southern Adriatic Sea and spreading into the Ionian Sea in the period 1997 – 1999, *Journal of Marine systems* 33-34, 133-154.
- Marshall J, Schott F (1999) Open ocean deep convection: observations, models and theory, *Rev. Geophys.* 37, 1-64.
- Marullo S, Santoleri R, Malanotte-Rizzoli P, Bergamasco A. (1999) The sea surface temperature field in the eastern Mediterranean from A VHRR data. Part I: Seasonal variability, *Journal of Marine Systems*, 20(1-4), 63-81.
- Medoc Group (1970) Observations of formation of deep water in the Mediterranean sea, 1969, *Nature* 227, 1037-1040.
- Millot C (1999) Circulation in the western Mediterranean Sea. *Journal of Marine Systems*, 20, 423-442.
- Ózsoy E, Hecht A, Ünlüata Ü. (1989) Circulation and hydrography of the Levantine Basin-Results of POEM co-ordinated experiments 1985-1986, *Progress in Oceanography*, 22, 125-170.
- Ózsoy E, Hecht A, Ünlüata Ü, Bremner S, Sur HI, Bishop J, Latif MA, Rozenztraub Z, Oguz T (1993) A synthesis of Levantine Basin circulation and hydrography, 1985-1990, *Deep-Sea Research* II, 40, 1075-1119.
- 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, 29-31.
- Robinson AR, Golnaraghi M, Leslie WG, Artegiani A, Hecht A, Lazzoni E, Michelato E, Sansone E, Theocharis A, Ünlüata Ü (1991) The eastern Mediterranean general circulation: features, structure and variability, *Dynamics of Atmospheres and Oceans*, 15, 215-240.
- Roether W, Manca B, Klein B, Bregant D, Georgopoulos D, Beitzel V, Kovacevic V, Luchetta A (1996) Recent changes in the eastern Mediterranean deep waters, *Science*, 271, 333-335.
- Roether W, Klein B, Beitzel V, Manca BB (1998) Property distributions and transient-tracer ages in Levantine Intermediate Water in the Eastern Mediterranean, *Journal of Marine Systems* 18, 71-87.
- Schott F, Leaman K (1991) Observations with Moored Acoustic Doppler Current Profilers in the convection Regime in the Golfe of Lion, *Journal of Physical Oceanography* 21, 558-574.
- Schott F, Virbeck M, Send U, Fischer J, Stramma L, Desaubes Y (1996) Observations of deep convection in the Gulf of Lions, Northern Mediterranean, during the winter of 1991/1992, *Journal of Physical Oceanography*, 505-524.
- Swallow JC, Gaston GF (1973) The preconditioning phase of MEDOC 1969-I, *Deep-Sea Res.* 20, 429-448.
- Testor P, Gascard JC (2003) Large scale spreading of deep waters in the western Mediterranean Sea by submesoscale coherent eddies, *J. Phys. Oceanogr.* 33, 75-87.

Theocharis A, Balopoulos E, Kioroglou S, Kontoyiannis H, Iona A (1999) A synthesis of the circulation and hydrography of the South Aegean Sea and the Straits of the Cretan Arc (March 1994 – January 1995), *Progress in Oceanography* 44, 469-509.

Wu P, Haines K (1996) Modeling the dispersal of Levantine Intermediate Water and its role in Mediterranean deep-water formation, *Journal of Geophysical Research*, 101(C3), 6591-6607.

## TABLES

Table 1: Water mass characteristics in the region of convection from observations according to Schott and Leanan (1991), Roether et al. (1998), Klein et al. (1999), Theoharis et al. (1999).

Water mass	$\theta$ (°C)	S (psu)	$\sigma_t$ (kg/m <sup>3</sup> )
WMDW	12.85	38.45	29.1
ADW in 1991	13.45	38.73	29.2
ADW in 1996	13.1	38.64	29.2
LJW in 1992	15.2-15.5	39.1-39.20	29.15
LJW in 1995	14.39	38.93	29.14
LJW in 1992	13.7 - 14.1	38.70 - 38.85	29.1 - 29.16
LJW in 1995	13.59	38.75	29.18
CDW in 1992	14.15	38.92	29.18-29.20
CDW in 1995	13.9-14	39.05-39.10	29.3-29.35
EMDW	13.44 - 13.75	38.70 - 38.85	29.1 - 29.24

Table 2: Name of simulations forced by ERA40 or ECMWF.

<b>MED16-ERA40</b>	<b>MED16-ERA40</b>
ERA40 01/1987 to 02/1998	ERA40 03/1998-06/2002
	<b>MED16-ECMWF</b>
	ECMWF analyses 03/1998 to 06/2004

Table 3: Annual budget over the Mediterranean Sea from ERA40 and ECMWF atmospheric forcing.

Year	87	88	89	90	91	92	93	94	95	96	97	98	99	00	01	02	03		
	Net heat flux (- W/m <sup>2</sup> )																		
ERA40	14.7	16.3	1.1	6.8	15.6	11.4	10.8	6.9	13.5	14.2	12.3	13.8	13.8	14.3	19.6				
ECMWF															23.7	27.8	32.3	26.1	38.8
	Net evaporation (mm/year)																		
ERA40	729	726	715	743	660	702	732	662	713	620	708	722	740	781	799				
ECMWF															790	765	885	702	770

Table 4: Water mass characteristics from the MED16-ECMWF simulation.

Water mass	$\theta$ (°C)	S (psu)	$\sigma_t$ (kg/m <sup>3</sup> )
WMDW	13-13.4	38.48-38.56	29.05-29.09
ADW	13.-13.8	38.36-38.50	29.015-29.09
LJW	14.5-15.2	38.92-38.96	29.1-29.155
LJW	13.70	38.80-38.82	29.175-29.185
CDW in 2004	14.9	38.92-38.94	29.015-29.055
CDW in 1993	14.1	38.72-38.74	29.04-29.05
Ionian Intermediate Water	14.2-14.3	38.46-38.82	29.02-29.08

## FIGURE LEGENDS

Figure 1: Domain of the MED16 model divided in 14 regions.

Figure 2: Maps of the wind stress curl ( $N/m^2$ ) and net evaporation ( $mm/month$ ) in February 1992 from ERA40.

Figure 3: Maps of the wind stress curl ( $N/m^2$ ) and net evaporation ( $mm/month$ ) in March 1993 from ERA40.

Figure 4: Maps of the wind stress curl and net heat flux in the Gulf of Lions in February 1999 from ERA40 (right) and ECMWF (left).

Figure 5: Mean of (a) net heat flux (b) net evaporation (c) wind modulus, and (d) wind stress curl, averaged over the Mediterranean region of MED16.

Figure 6: Mean of (a) net heat flux and (b) wind modulus, averaged over region 3.

Figure 7: Mean of (a) net heat flux and (b) wind modulus, averaged over region 9.

Figure 8: Mean of (a) wind stress curl and (b) wind modulus, averaged over region 12.

Figure 9: (a) Mean depth integrated of Turbulent Kinetic Energy over the whole MED16 domain. Mean (b) salinity and (c) potential temperature of the Mediterranean region of MED16.

Figure 10: Mean potential temperature (a) for region 3 and (b) for region 5. Mean salinity (c) for region 9 and (d) for region 10.

Figure 11: Monthly means of transport (a) southward transport through the Strait of Otranto, (b) inflowing and outflowing transports through the Western Cretan Arc, and (c) inflowing and outflowing transports through the Eastern Cretan Arc.

Figure 12: Maps of the depth (in meter) of the mixed layer for (a) MED16-ERA40 the 27/02/1993, (b) for the two simulations the 21/02/1999, and for MED16-ECMWF the 20/02/2004

Figure 13: Maximum of the mixed layer depth in the region 3 for the two simulations.

Figure 14: Vertical section of density at 42°N in the Gulf of Lions for the two simulations in February 1999.

Figure 15: Maximum of the mixed layer depth in the region 5 for the two simulations.

Figure 16: Vertical section of density at 17.2°E in the Adriatic Sea for the two simulations in winter 2000.

Figure 17: Maximum of the mixed layer depth in the region 12 for the two simulations.

Figure 18: Vertical section of salinity and potential temperature at 34°N in the Levantine Basin for MED16-ERA40 in winter 1993.

Figure 19: Vertical section of density at 34°N in the Levantine Basin for the two simulations in winter 2000.

Figure 20: Maximum of the mixed layer depth in the region 9 for the two simulations

Figure 21: Vertical sections of salinity and potential temperature at 37°N in the Aegean Sea for MED16-ERA40 in winter 1993 (top) and 2004 (bottom).

Figure 22: Maximum of the mixed layer depth in the region 6 for the two simulations

Figure 23: Vertical section of potential temperature and salinity at 17.9°E in the Ionian Basin for MED16-ECMWF in winter 1993 (top) and 2004 (bottom)

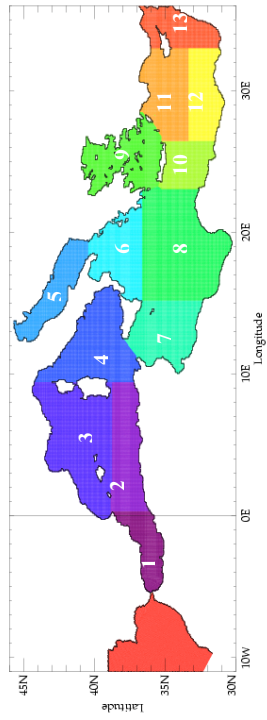
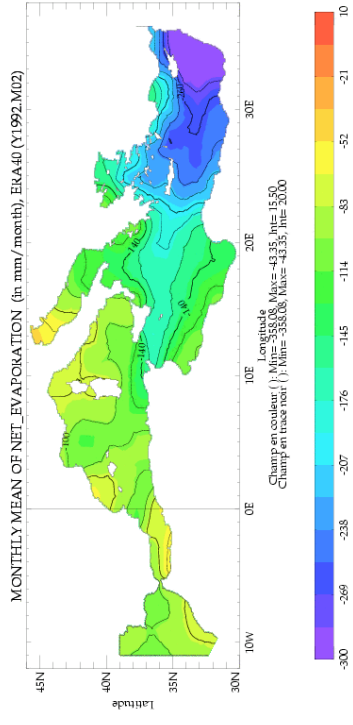


FIGURE 1

FIGURE 2

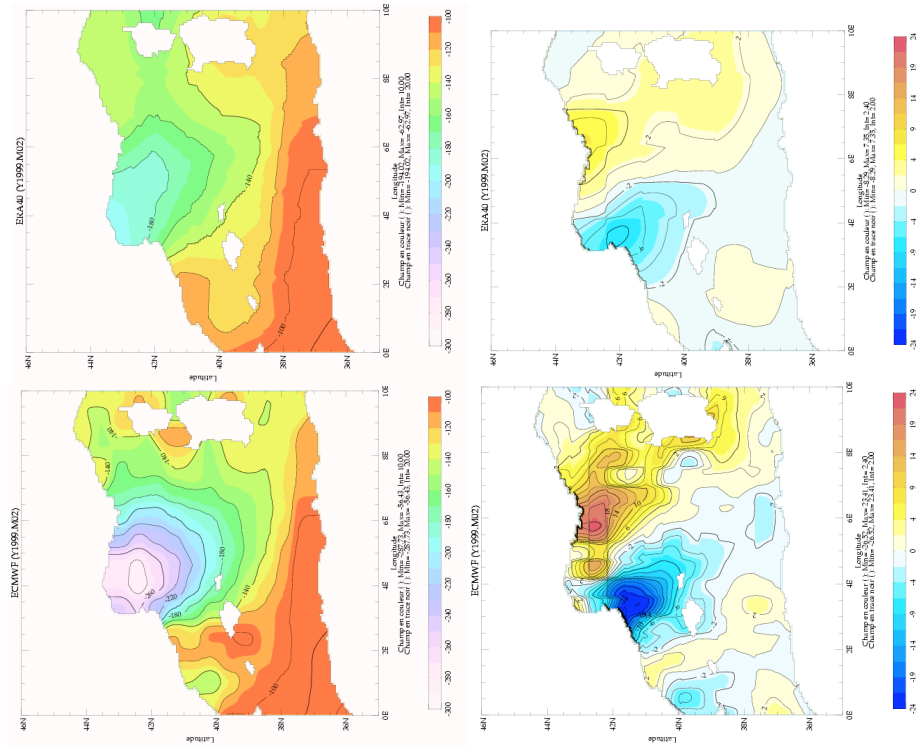


FIGURE 4

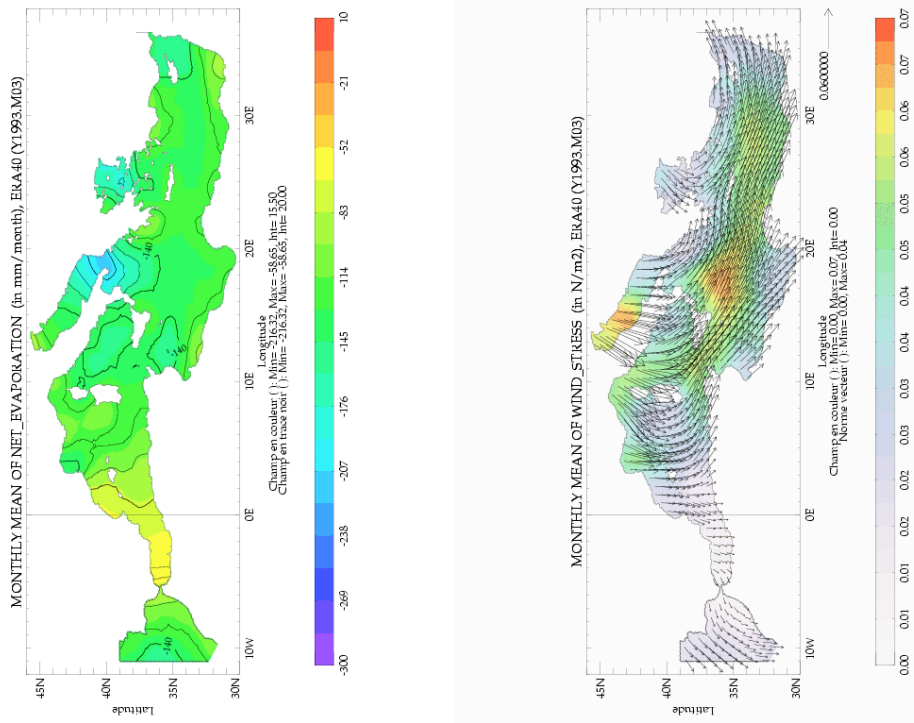


FIGURE 3

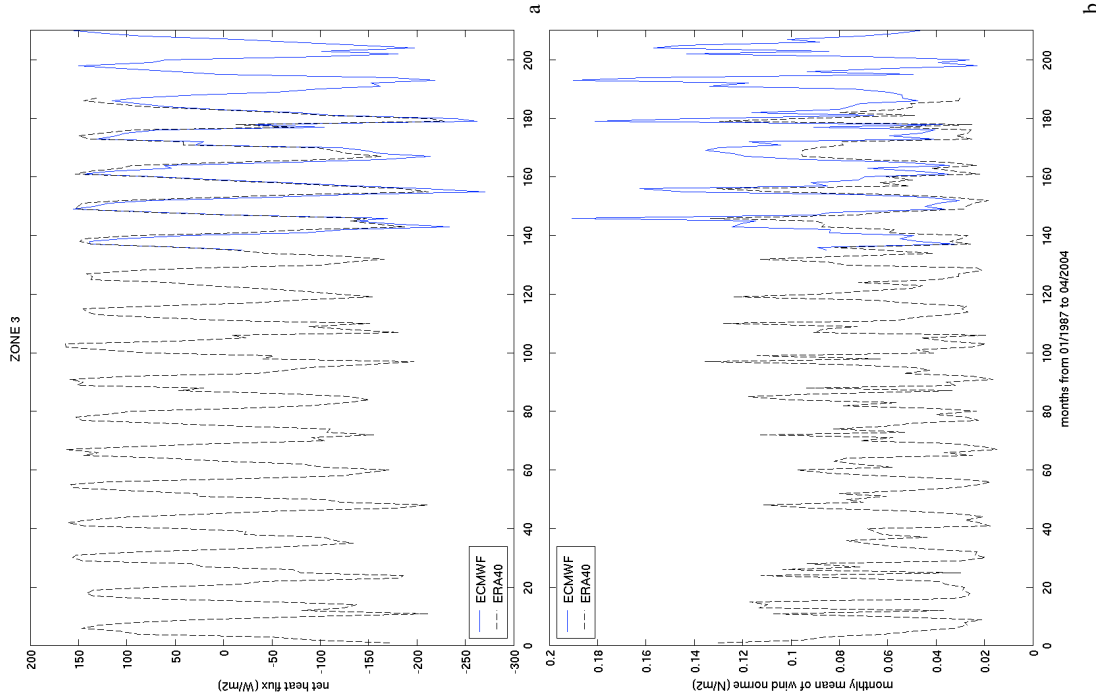


FIGURE 5

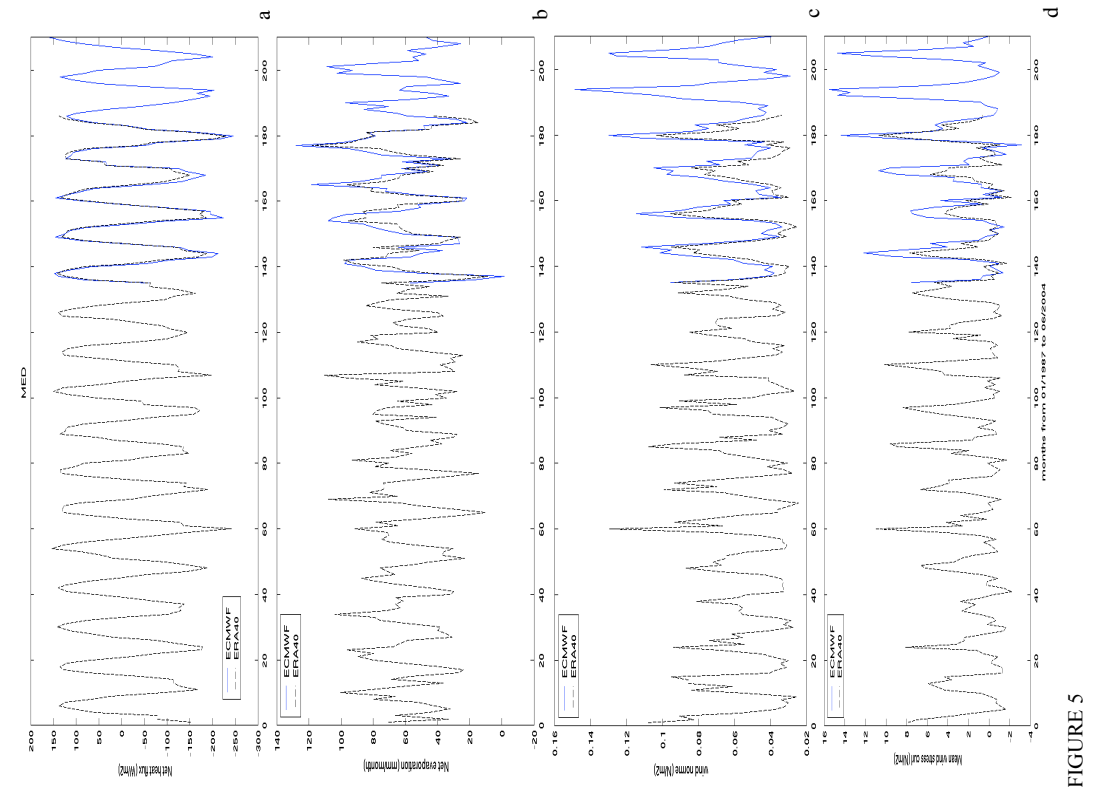


FIGURE 6

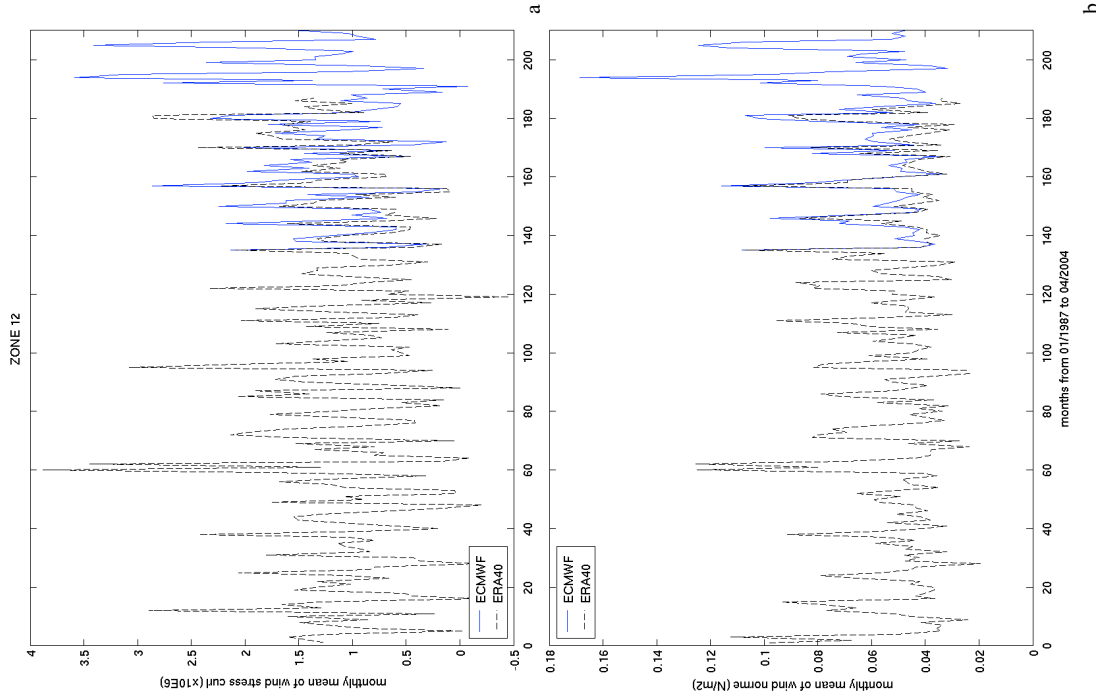


FIGURE 8

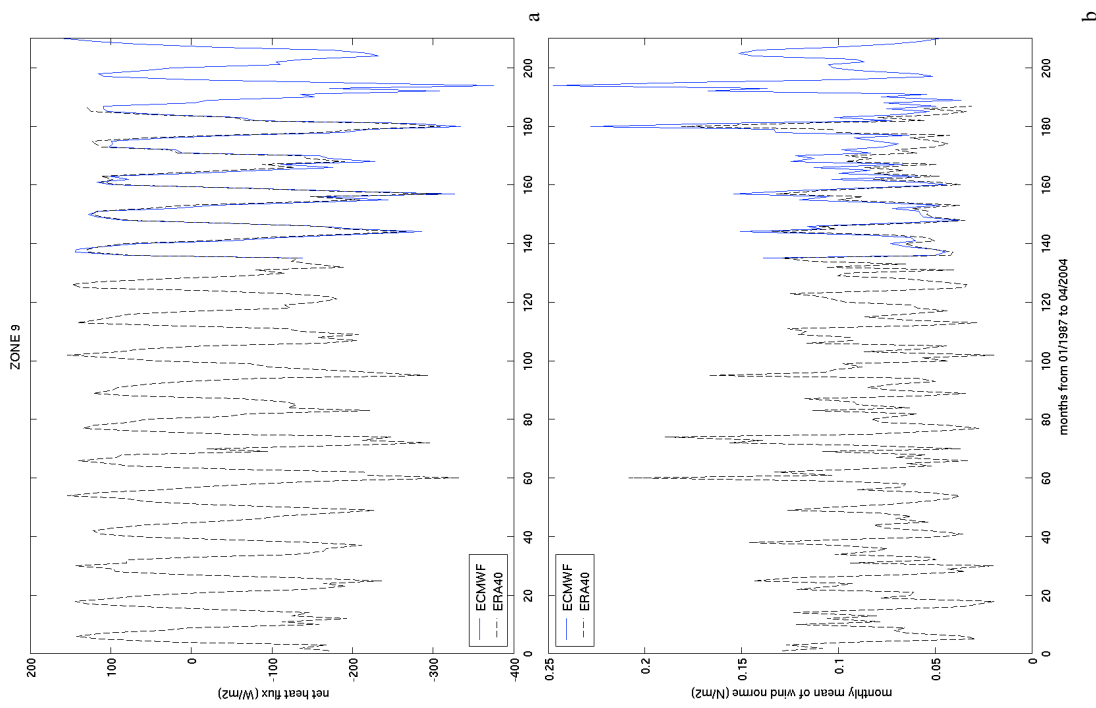


FIGURE 7

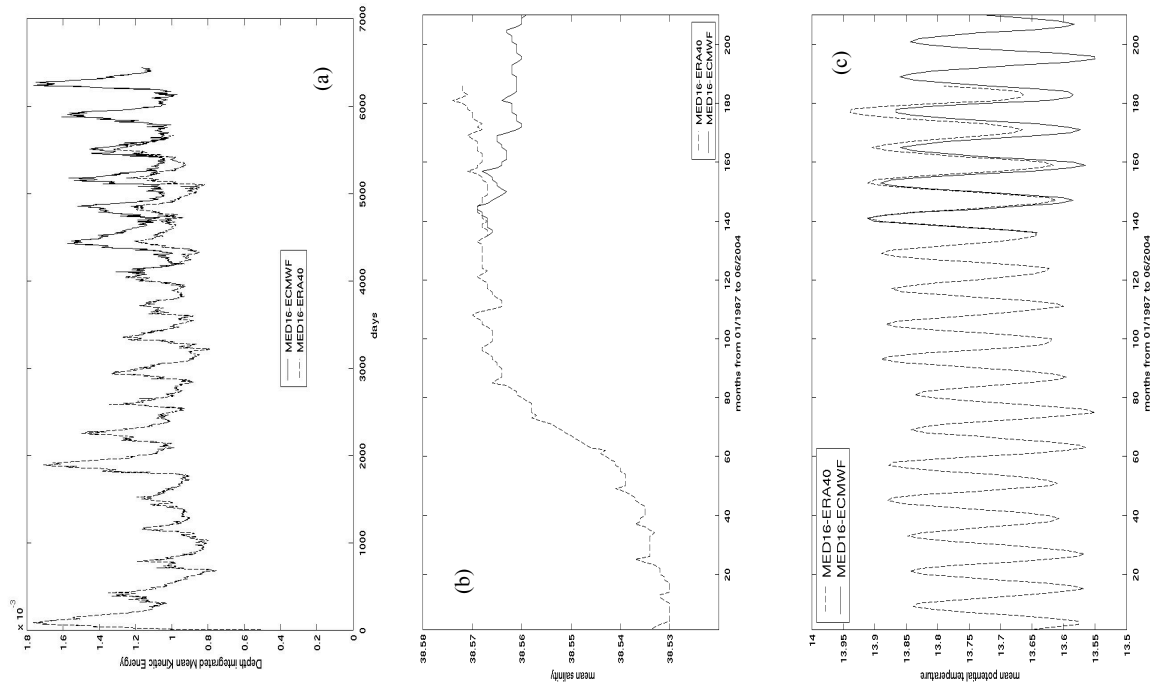


FIGURE 9

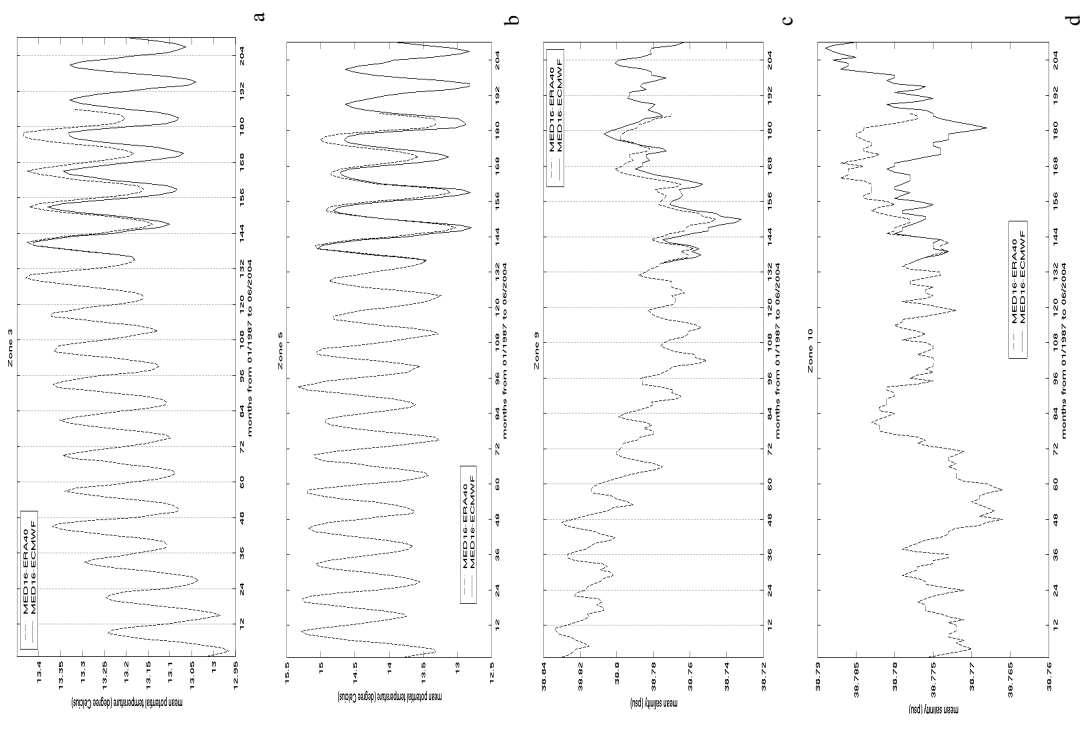


FIGURE 10



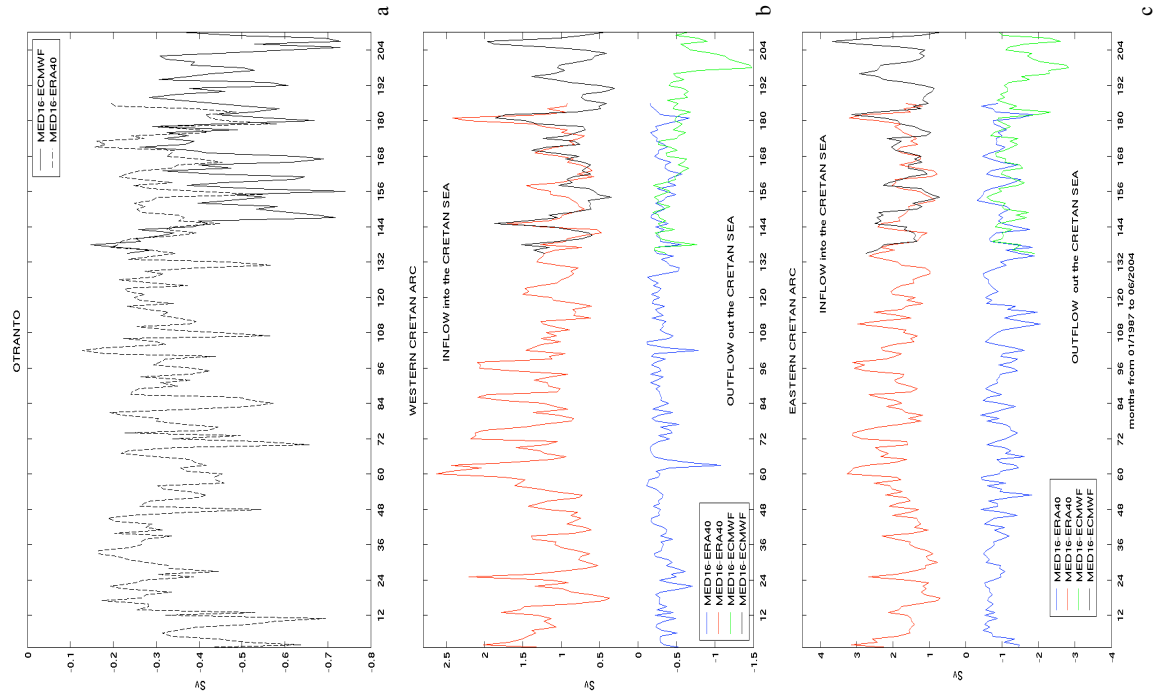


FIGURE 11

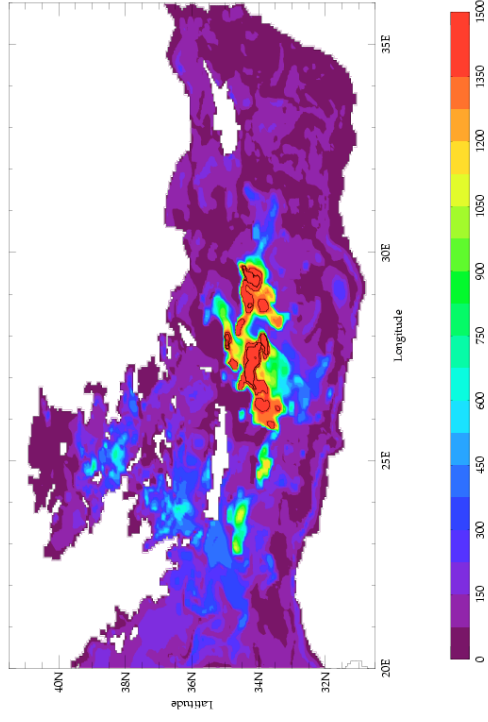


FIGURE 12 a

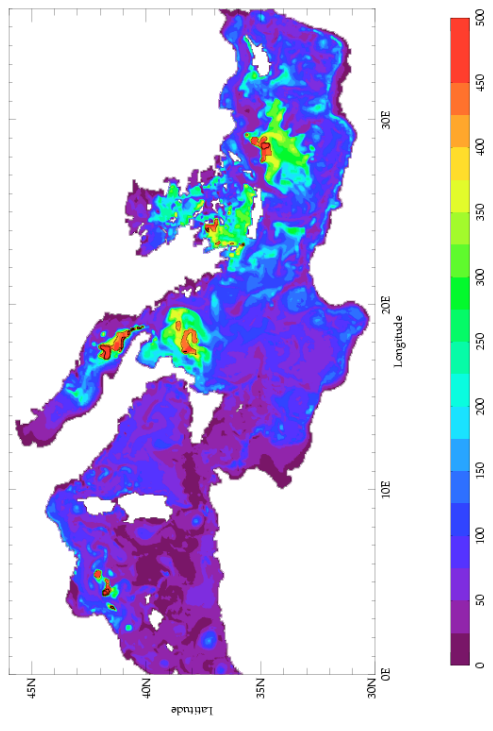


FIGURE 12 c

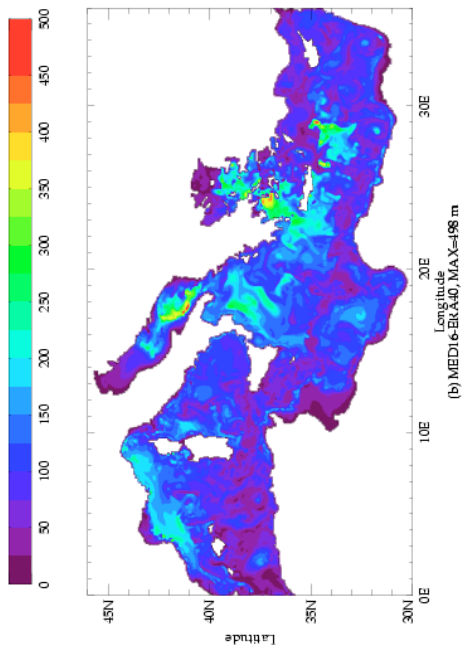
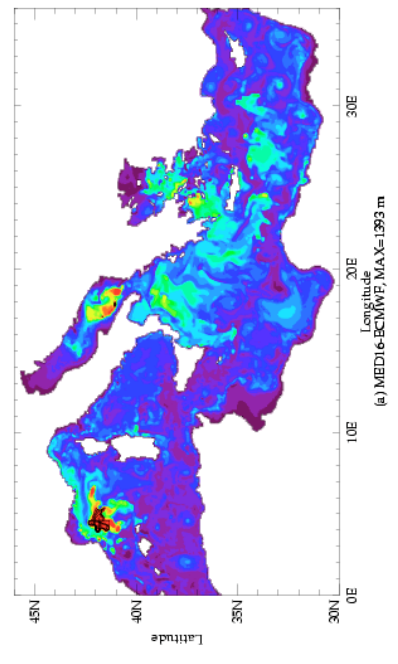


FIGURE 12 b

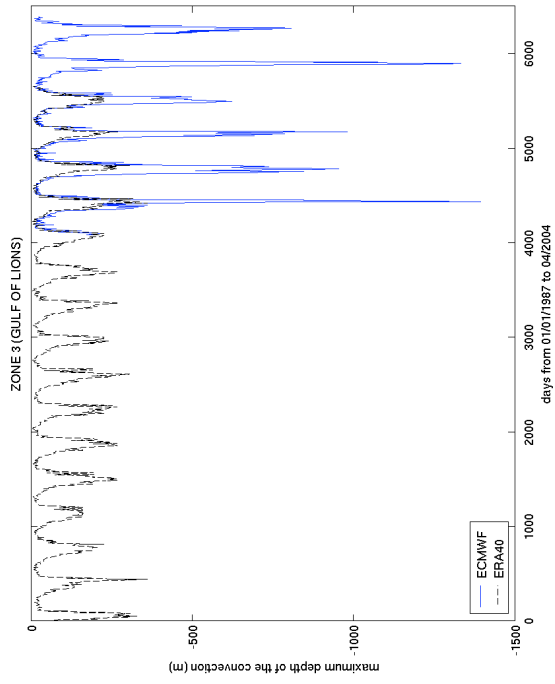


FIGURE 13

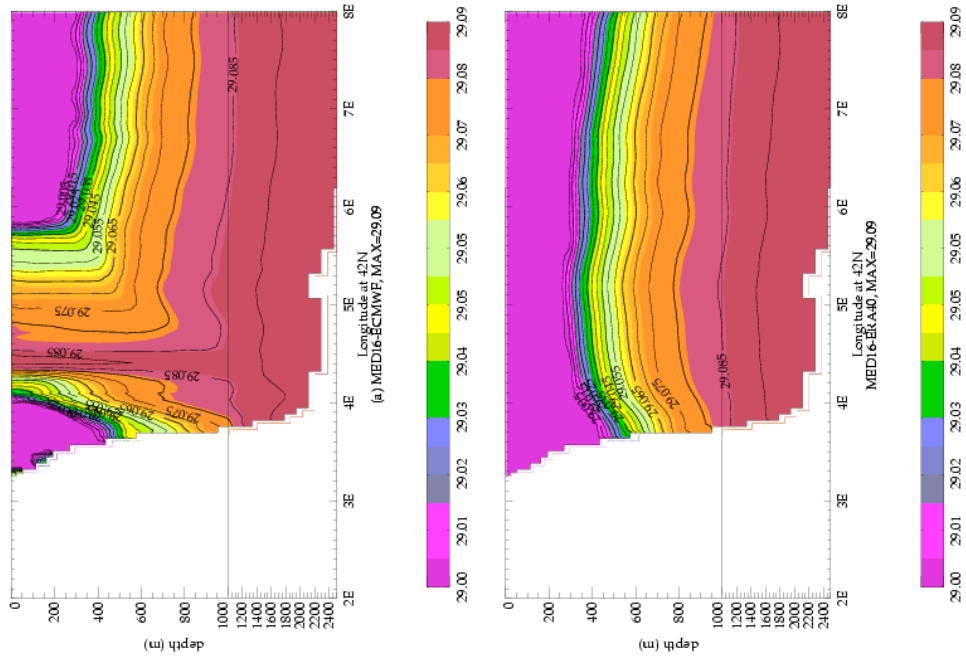


FIGURE 14

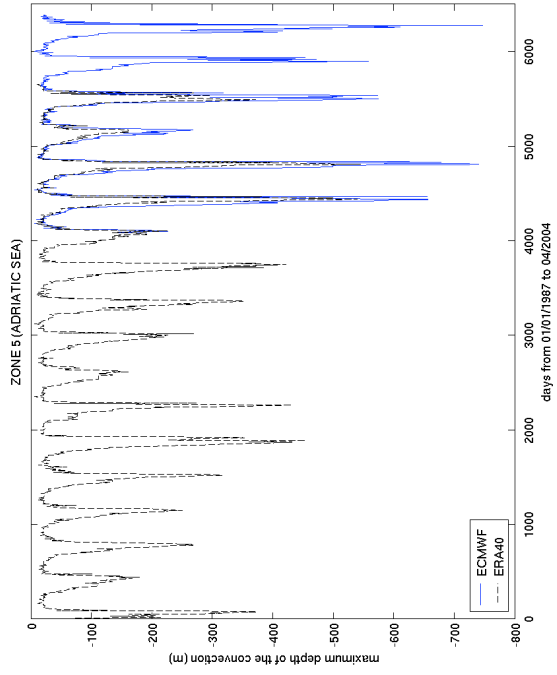


FIGURE 15

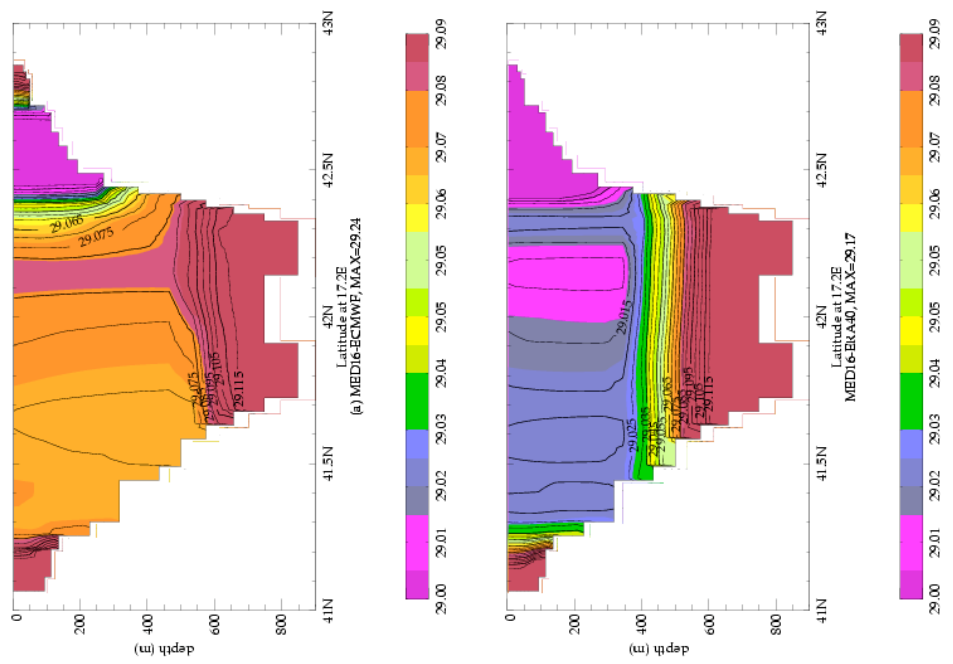


FIGURE 16

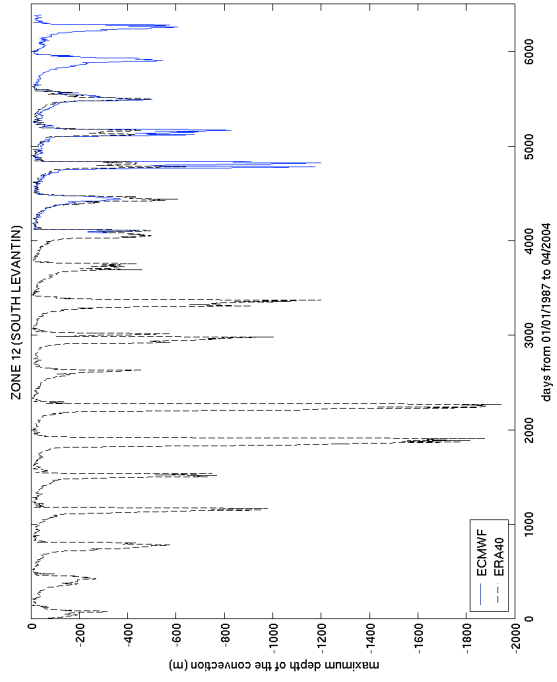


FIGURE 17

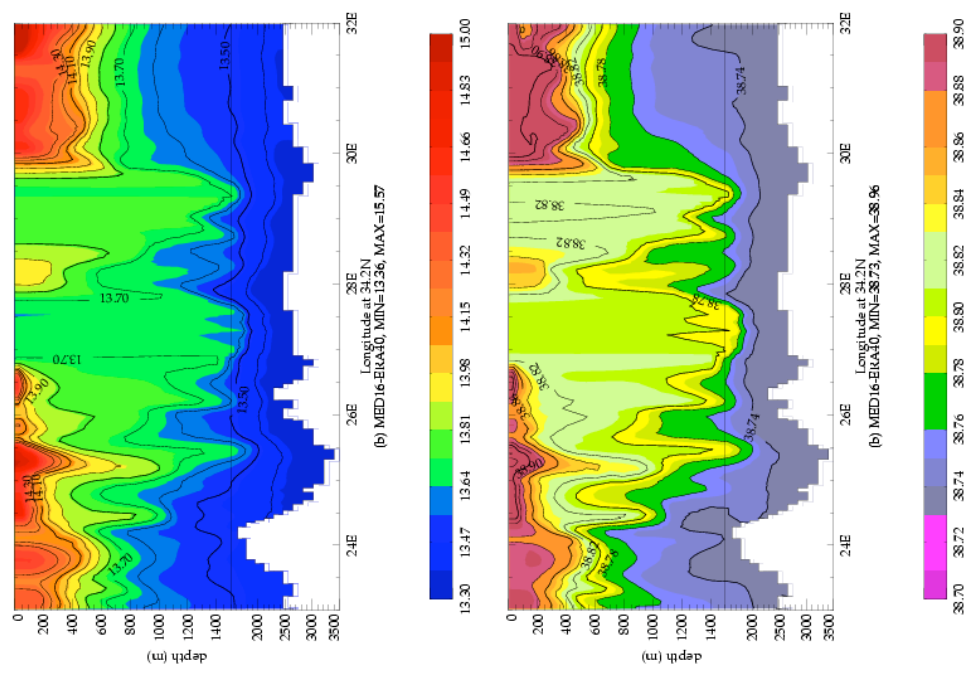


FIGURE 18

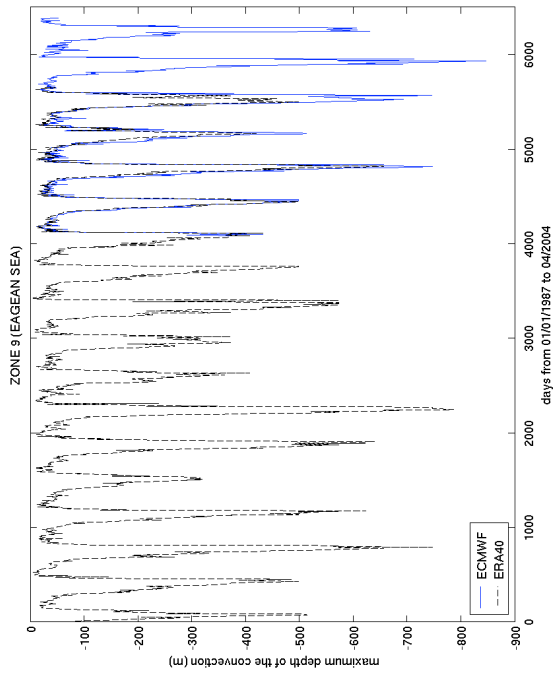


FIGURE 20

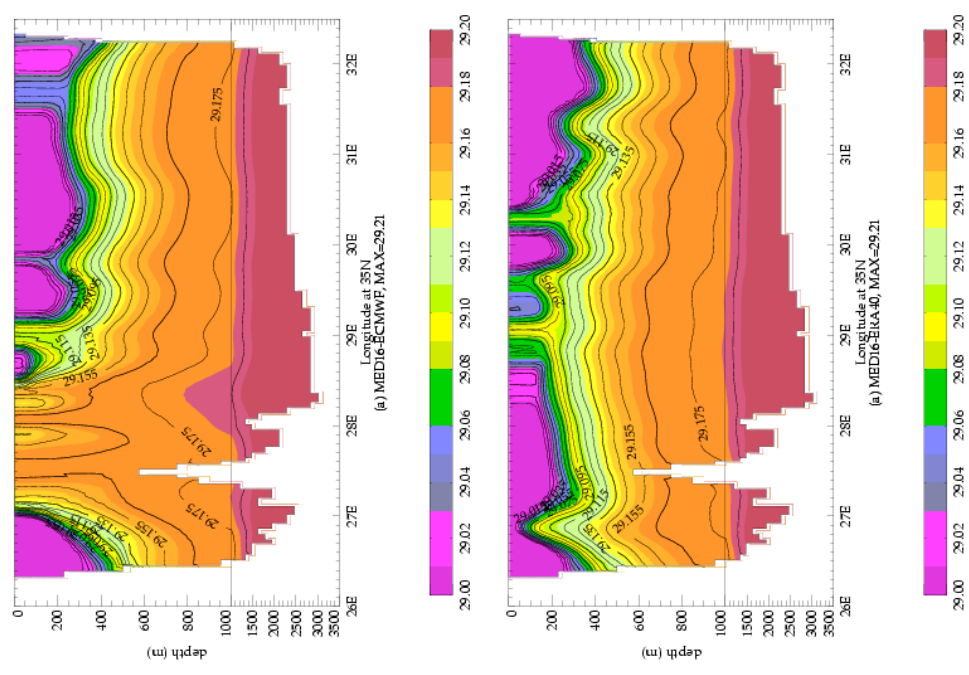


FIGURE 19

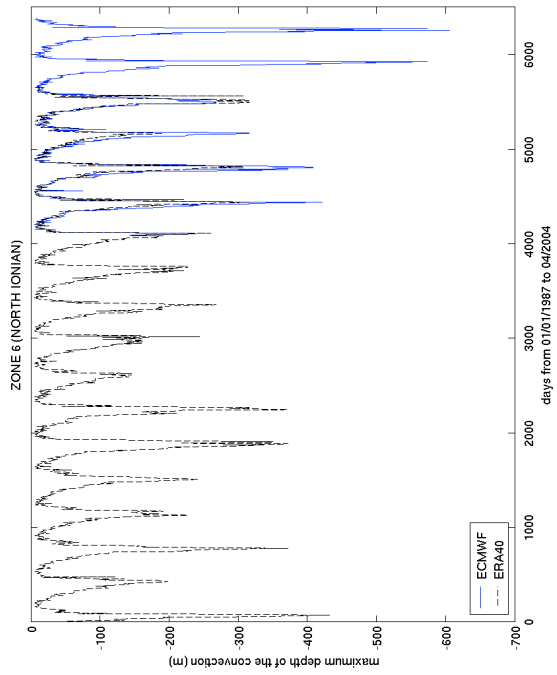


FIGURE 22

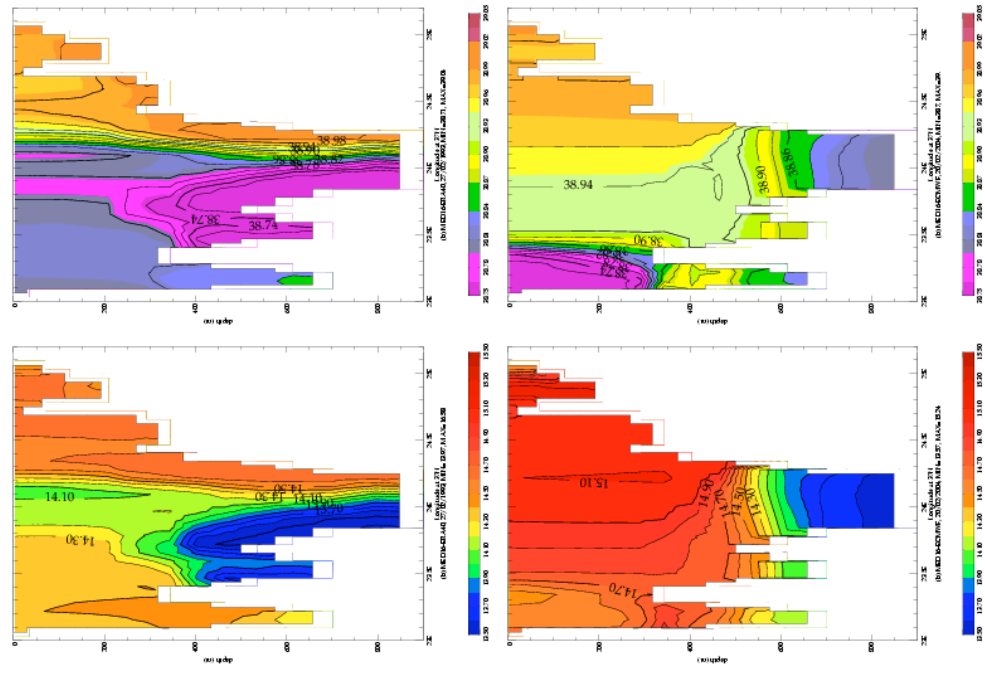


FIGURE 21

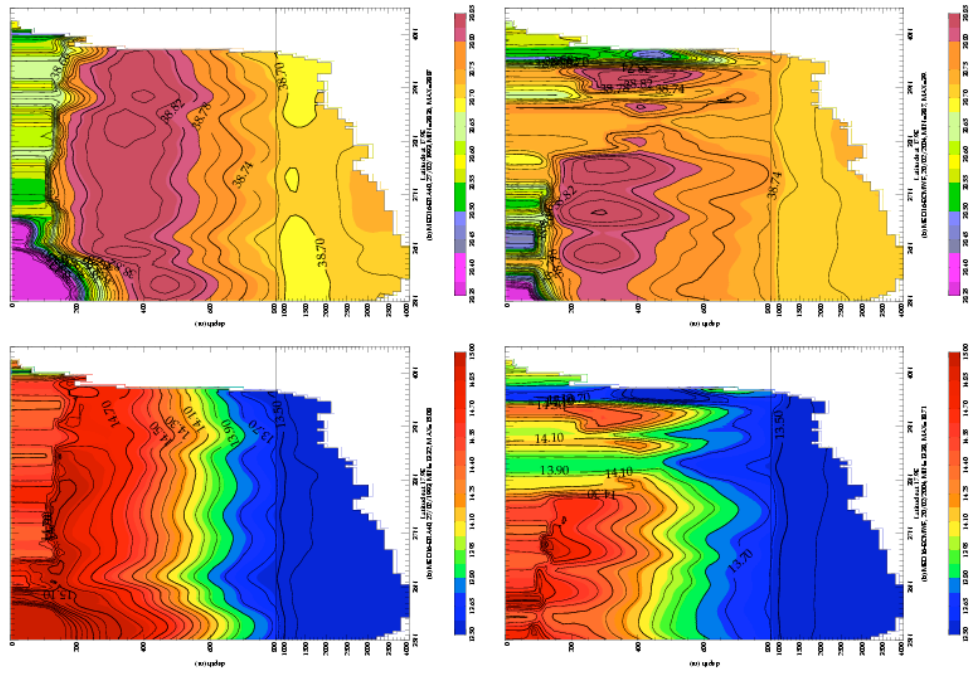


FIGURE 23



- [1] Alhammoud, B., Béranger, K., Mortier, L., Crépon, M., Dekeyser, I. 2005. Surface Circulation of the Levantine Basin : comparison of models results with observations. *Progress in Oceanography*, 66, 299-320.
- [2] Artegiani, A., Bregant, D., Paschini, E., Pinardi, N., Raicich, F. and Russo, A. 1997. The Adriatic Sea general circulation. Part I : Air-Sea interactions and Water mass Structure. *Journal of Physical Oceanography*, 27, 1492-1514.
- [3] Astraldi, M., Gasparini, G.P., Sparnocchia, S. Moretti, M., Sansone, E. 1996. The characteristics of the water masses and the water transport in the Sicily strait at long time scales. *Dynamics of Mediterranean straits and channels*, In F. Briand, CIESM Science Series, 95-115.
- [4] Astraldi, M., Balopoulos, S., Candela, J., Font, J., Gacic, M., Gasparini, G.P., Manca, B., Theoharis, A., Tintoré, J 1999. The role of straits and channels in understanding the characteristics of the Mediterranean circulation. *Progress in Oceanography*, 44, 65-108.
- [5] Astraldi, M., Gasparini, G.P., Vetrano, A., Vignudelli, S. 2002. Hydrographic characteristics and interannual variability of water masses in the central Mediterranean : a sensitivity test for long-term changes in the Mediterranean Sea. *Deep Sea Research I*, 49, 661-680.
- [6] Baringer, M. O., Price, J.F 1997. Mixing and Spreading of the Mediterranean Outflow. *Journal of Physical Oceanography*, 27, 1654-1676.
- [7] Barnier, B., Siefrid, L., Marchesiello, P. 1995. Thermal forcing for a global ocean circulation model using a three-year climatology of ECMWF analyses. *Journal of Marine Systems*, 6, 363-380.
- [8] Béranger, K., Mortier, L., Gervasio, L., Gasparini, G.P., Astraldi, M., Crépon, M. 2004. The surface circulation dynamics of the Sicily strait : a comprehensive study from the observations to the models, the role of the topography. *Deep Sea Research II*, 51, 411-440.

- [9] Béranger, K., Drillet, Y., Bourdalle-Badie, R., Izart, L., Alhammoud, B., Bozec, A., Testor, P., Mortier, L., Bouruet-Aubertot, P., Crépon, M. 2005. Interannual variability of water formation derived from a very high-resolution model of the Mediterranean circulation. Submitted to *Ocean Dynamics*.
- [10] 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* 2, 157-163.
- [11] Béthoux, J. P. 1980. Mean water fluxes across sections in the Mediterranean Sea, evaluated on the basis of water and salt budgets and of observed salinities. *Oceanologica Acta*, 7, 79-88.
- [12] Béthoux, J. P., Gentili, B. 1999. Functioning of the Mediterranean Sea : past and present changes related to freshwater input and climate changes. *Journal of Marine Systems*, 20, 33-47
- [13] Bigg, G. R. 1994. An ocean general circulation model view of the glacial Mediterranean thermohaline circulation. *Paleoceanography*, 9, 705-722.
- [14] Bigg, G. R. 1995. Aridity of the Mediterranean Sea at the last glacial maximum : A reinterpretation of the d18O record. *Paleoceanography*, 10, 283-290.
- [15] Blanke, B., Delecluse, P. 1993. Variability of the tropical Atlantic Ocean simulated by a general circulation model with two different mixed layer physics. *Journal of Physical Oceanography*, 23, 1363-1388.
- [16] Bormans, M., Garrett, C. 1989. The effect of rotation on the surface inflow, through the Strait of Gibraltar. *Journal of Physical Oceanography*, 19, 1535-1542.
- [17] Bosc, E., Bricaud, A., Antoine, D. 2004. Seasonal and interannual variability in algal biomass and primary production in the Mediterranean Sea, as derived from 4 years of SeaWiFS observations. *Global Biogeochemical Cycles*, 18, doi :10.1029/2003GB002034.
- [18] Boukthir, M., Barnier, B. 2000. Seasonal and inter-annual variations in the surface freshwater flux in the Mediterranean Sea from the ECMWF re-analysis project. *Journal of Marine Systems*, 24, 343-354.
- [19] Bozec, A., Bouruet-Aubertot, P., Iudicone, D., Crépon, M. 2005a. Impact of penetrative solar flux on water mass formation. *Deep-Sea Research I*, en révision.
- [20] Bozec, A., Bouruet-Aubertot, P., Béranger, K., Crépon, M. 2005b. Mediterranean oceanic response under interannual high resolution atmospheric forcing : a focus on the Aegean sea. *Journal of Geophysical Research*, en révision.

- 
- [21] Brasseur, P., Beckers J.M., Brankart, J.M., Schoenauen, R. 1996. Seasonal temperature and salinity in the Mediterranean Sea : climatological analysis of a historical data set. *Deep Sea Research*, 43, 159-192.
- [22] Bryden, H. L., Stommel, H., M. 1984. Limiting processes that determine basic features of the circulation in the Mediterranean Sea. *Oceanologica Acta*, 7, 289-296.
- [23] Bryden, H. L., Kinder, T.L. 1991. Steady two-layer exchange through the Strait of Gibraltar. *Deep Sea Research*, 38, Supplément 1, S445-S463.
- [24] Candela, J. 2001. Mediterranean Water and Global Circulation. *Ocean Circulation and Climate*, Academic Press, 419-429.
- [25] Castellari, S., Pinardi, N., Leaman, K. 2000. Simulation of water mass formation processes in the Mediterranean Sea : influence of the time frequency of the atmospheric forcing. *Journal of Geophysical research*, 105, 24,157-24,181.
- [26] Demirov, E., Pinardi, N. 2002. Simulation of the Mediterranean Sea circulation from 1979 to 1993 : Part I the Interannual variability. *Journal of Marine Systems*, 33-34, 23-50.
- [27] Drillet, Y., Béranger, K., Brémond, M., Gaillard, F., Le Provost, C., Theetten, S. 2000. Expérimentation PAM. *Technical report of MERCATOR project*.
- [28] Duplessis, J.C. 2002. L'évolution du Climat. *Pour la Science*, 300, 78-81.
- [29] Farmer, D. M., Armi, L. 1988. The flow of Atlantic water through the Strait of Gibraltar : the flow of Mediterranean water through the Strait of Gibraltar. *Progress in Oceanography*, 21, 1-105.
- [30] Frouin, R., Iacobellis, S.F. 2002. Influence of phytoplankton on the global radiation budget. *Journal of Geophysical Research*, 107, doi :10.1029/2001JD000562.
- [31] Fuda, J. L., Millot, C., Taupier-Letage, I., Send, U. and J.M. Bocognano 2000. XBT monitoring of a meridian section across the western Mediterranean Sea. *Deep Sea Research I*, 47, 2191-2218.
- [32] Gacic, M., Kovacevic, V., Manca, B., Papageorgiou, E., Poulain, P.-M., Scarazzato, P., Vetrano, A. 1996. Thermohaline properties and circulation in the Strait of Otranto. *Dynamic of Mediterranean straits and channels*, I. F. Briand, CIESM Science Series No. 2, 117-145.
- [33] Garrett, C., Outerbridge, R., Thompson, K. 1993. Interannual variability in Mediterranean Heat and Buoyancy fluxes. *Journal of Climate*, 6, 900-910.
- [34] Garrett, C. 1996. The role of the Strait of Gibraltar in the evolution of the Mediterranean water properties and circulation. *Dynamics of Mediterranean straits and channels*, F. Briand, CIESM Sciences series.
-

- [35] Gascard, J.-C. 1978. Mediterranean deep water formation, baroclinic eddies and ocean eddies. *Oceanologica Acta*, 1, 313-315.
- [36] Gascard, J.-C., Rouault, C., Testor, P. 1999. General ocean circulation and subsurface mesoscale eddies in the Algerian basin. *4th MTP workshop MATER, Perpignan, France, 28-30, October 1999*.
- [37] Gertman, I. F., Ovchinnikov, I.M., Popov, Yu. I. 1994. Deep convection in the Eastern basin of the Mediterranean Sea. *Oceanology*, 34, 19-24.
- [38] Gibelin, A.-L., Déqué, M. 2003. Anthropogenic climate change over the Mediterranean region simulated by a global variable resolution model. *Climate Dynamics*, 20, 327-339.
- [39] Goudie, A. 1992. Environmental Change. Clarendon, Oxford, England, 329pp.
- [40] Haines, K., Wu, P. 1998. GCM studies of intermediate and deep waters in the Mediterranean. *Journal of Marine Systems*, 18, 197-214.
- [41] Hamad, N., Millot, C., Taupier-Letage, I. 2005. A new hypothesis about the surface circulation in the eastern basin of the Mediterranean sea. *Progress in Oceanography*, 66, 287-298.
- [42] Hayes, A., Kucera, M., Kallel, N., Sbaffi, L., Rohling, E.J. 2005. Glacial Mediterranean sea surface temperatures based on planktonic foraminiferal assemblages. *Quaternary Science Reviews*, 24, 999-1016.
- [43] Herbaut, C., Codron, F., Crépon, M. 1996. Separation of a coastal current at a strait level : case of the strait of Sicily. *Journal of Physical Oceanography*, 28, 1346-1362.
- [44] Hopkins, T. S. 1999. The Thermohaline forcing of the Gibraltar exchange. *Journal of Marine Systems*, 20, 1-31.
- [45] Horton, C., Kerling, J., Athey, G., Schmitz, J., Clifford, M. 1994. Airborne expendable bathythermograph surveys of the eastern Mediterranean. *Journal of Geophysical Research*, 99, 9891-9905.
- [46] IPCC, 2001. Climate change 2001 : the Scientific Basis.[ Joos, F., Ramirez-Rojas, A., Stone, J.M.R., Zillman, J. (eds)], Cambridge University Press, Cambridge, 97pp.
- [47] Iudicone, D., Madec, G., McDougall, T.J. 2005. Diagnosing water transformations in neutral density space and the key role of light penetration in the ocean. *Submitted to Journal of Physical Oceanography*.
- [48] Jerlov, N. G. 1968. Optical Oceanography. Elsevier, 194pp.

- 
- [49] Jones, R. G., Murphy, J.M., Noguer, M. 1995. Simulation of Climate change over Europe using a nested regional-climate model : I : assessment of control climate, including sensitivity to location of lateral boundaries. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 121, 1413-1449.
- [50] Jones, R. G., Murphy, J.M., Noguer, M., Keen, A.B. 1997. Simulation of Climate change over Europe using a nested regional-climate model : II : comparison of driving and regional model responses to a doubling of carbon dioxide. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 123,265-292.
- [51] Klein, B., Roether, W., Manca, B.B., Bregant, D., Beitzel, V., Kovacevic, V., Luchetta, A. 1999. The large deep water transient in the Eastern Mediterranean. *Deep Sea Research I*, 46, 371-414.
- [52] Klein, B. 2003. Mediterranean climate variability and its connection to the Eastern Mediterranean Transient. *EGU Joint Assembly*, Nice, France.
- [53] Kontoyiannis, H., Theocharis, A., Balopoulos, E., Kioroglou, S., Papadopoulos, V., Collins, M., Velegrakis, A.F., Iona, A. 1999. Water fluxes through the Cretan Arc Straits, Eastern Mediterranean Sea : March 1994 to June 1995. *Progress in Oceanography*, 44, 511-529.
- [54] Lacombe, H., Tchernia, P. 1972. Caractères hydrologiques et circulation des eaux en Méditerranée. *Mediterranean Sea*, In D. Stanley, Hutchinson and Ross, 25-36.
- [55] Lascaratos, A., Roether, W., Nittis, K., Klein, B. 1999. Recent changes in deep water formation and spreading in the eastern Mediterranean Sea : a review. *Progress in Oceanography*, 44, 5-36.
- [56] Large, W. G., Nurser, A.J.G 2001. Ocean Surface Water Mass transformation. Ocean circulation and Climate, Academic Press, 317-336.
- [57] Levy, M., Estublier, A., Madec, G. 2001. Choice of an advection scheme for biogeochemical models. *Geophysical Research Letters*, 28, 3725-3728.
- [58] Lewis, M. R., Carr, M.-E., Feldman, G.C., Esaias, W., McClain, C. 1990. Influence of the penetrating solar radiation on the heat budget of the equatorial Pacific Ocean. *Nature*, 347, 543-545.
- [59] Li, L. 2003. Evolution future du climat en Méditerranée : vers un état de sécheresse accrue ? *Rapport CNFGG 2003*, 220-223. <http://www.omp.obs-mip.fr/cnfgg/UGGI2003.pdf>
- [60] MacDonald, A., Candela, J., Bryden, H.L. 1994. An estimate of the net heat transport through the Strait of Gibraltar, Vol. 46. Coastal Estuarine Stud. AGU, Washington, DC.
- [61] Madec, G., Chartier, M., Delecluse, P., Crépon, M. 1991. A three-dimensional numerical study of Deep-Water formation in the Northwestern Mediterranean Sea. *Journal of Physical Oceanography*, 21,1349-1371.
-

- [62] Madec, G., Lott, F., Delecluse, P., Crépon, M. 1996. Large-scale Preconditionning of Deep-Water Formation in the Northwestern Mediterranean Sea. *Journal of Physical Oceanography*, 26, 1393-1408.
- [63] Madec, G., Delecluse, P., Imbard, M., Lévy, C. 1998. OPA8.1, Ocean General Circulation Model, Reference manual. *Note du Pôle de modélisation de l'IPSL*.
- [64] Malanotte-Rizzoli, P., Hecht, A., 1988. Large-scale properties of the eastern Mediterranean : a review. *Oceanologica Acta*, 11, 323-335.
- [65] Malanotte-Rizzoli, P., Robinson, A.R. 1988. POEM : physical oceanography of the Eastern Mediterranean Sea. *EOS : The Oceanography Report*, 69, 194-198.
- [66] Malanotte-Rizzoli, P. 1991. The Northern Adriatic Sea as a prototype of convection and water mass formation on the continental shelf. *Deep convection and deep water formation in the oceans*, In P. C. Chu & J.-C. Gascard, Elsevier, 229-239.
- [67] Malanotte-Rizzoli, P., Manca, B.B., Ribera D'Alcala, M., Theocharis, A., Bergamasco, A., Bregant, D., Budillon, G., Civitarese, G., Georgopoulos, D., Michelato, A., Sansone, E., Scarazzato, P., Souvermezoglou, E. 1997. A synthesis of the Ionian Sea hydrography, circulation and water mass pathways during POEM-Phase I. *Progress in Oceanography*, 39, 153-204.
- [68] Malanotte-Rizzoli, P., Manca, B.B., Ribera d'Alcala, M., Theocharis, A., Brenner S., Budillon G., Ozsoy, E. 1999. The Eastern Mediterranean in the 80s and in the 90s : the big transition in the intermediate and deep circulations. *Dynamics of the atmospheres and oceans*, 29, 365-395.
- [69] Manca, B. B., Kovacevic, V., Gacic, M., Viezzoli, D. 2002. Dense water formation in the Southern Adriatic Sea and spreading into the Ionian Sea in the period 1997-1999. *Journal of Marine Systems*, 33-34, 133-154.
- [70] Manzella, G. M. R., Gasparini, G.P., Astraldi, M. 1988. Water exchange between the eastern and western mediterranean through the Strait of Sicily. *Deep Sea Research I*, 35, 1021-1035.
- [71] Marshall, J.C., Nurser, A.J.G., Williams, R.G. 1993. Inferring the subduction rate and period over the North Atlantic. *Journal of Physical Oceanography*, 23, 1315-1329.
- [72] Marshall, J., Schott, F. 1999. Open-ocean convection : Observations, Theory, and Models. *Review of Geophysics*, 37, 1-64.
- [73] Mauritzen, C., Morel, Y., Paillet, J. 2001. On the Influence of Mediterranean Water on the Central Waters of the North Atlantic Ocean. *Deep Sea Research I*, 48, 347-381.

- 
- [74] MEDAR/MEDATLAS Group 2002. MEDAR/MEDATLAS 2002 Database. Cruise inventory, observed and analysed data of temperature and bio-chemical parameters (4 CD-roms).
- [75] MEDOC Group 1970. Observation of formation of deep water in the Mediterranean Sea. *Nature*, 227, 1037-1040.
- [76] Mertens, C. and Schott, F. 1998. Interannual Variability of Deep-Water Formation in the Northwestern Mediterranean. *Journal of Physical Oceanography*, 28, 1410-1424.
- [77] Millot, C. 1999. Circulation in the Western Mediterranean Sea. *Journal of Marine Systems*, 20, 423-442.
- [78] Millot, C. 2002. Communication au Congrès de la CIESM (Commission Scientifique Internationale pour l'Exploration Scientifique de la mer Méditerranée).
- [79] Morel, A., Antoine, D. 1994. Heating Rate within the upper ocean in relation to its Bio-Optical state. *Journal of Physical Oceanography*, 24, 1652-1665.
- [80] Murtugudde, R., , Beauchamp, J., McClain, C.R., Lewis, M., Busalacchi, A.J. 2002. Effects of penetrative Radiation on the upper tropical ocean circulation. *Journal of Climate*, 15, 470-486.
- [81] Myers, P. G., Haines, K., Josey, S. 1998a. On the importance of the choice of wind stress forcing to the modeling of the Mediterranean Sea circulation. *Journal of Geophysical Research*, 103, 15,729-15,749.
- [82] Myers, P. G., Haines, K., Rohling, E. 1998b. Modeling the paleocirculation of the Mediterranean : The last glacial Maximum and the Holocene with emphasis on the formation of sapropel S1. *Paleoceanography*, 13, 586-606.
- [83] Myers, P. G., Haines, K. 2000. Seasonal and Interannual Variability in a model of the Mediterranean under derived flux forcing. *Journal of Physical Oceanography*, 30, 1069-1082.
- [84] Myers, P. G., Haines, K. 2002. Stability of the Mediterranean's thermohaline circulation under modified surface evaporative fluxes. *Journal of Geophysical Research*, 107, 3021, doi : 10.1029/2000JC000550.
- [85] Nielsen, J. N. 1912. Hydrography of the Mediterranean and adjacent waters. *Report of the Danish Oceanographic Expedition 1908-1910 to the Mediterranean and adjacent waters*, 1, 77-192.
- [86] Nittis, K., Lascaratos, A., Theocharis, A. 2003. Dense water formation in the Aegean Sea : Numerical simulations during the Eastern Mediterranean Transient. *Journal of Geophysical Research*, 108, 8120, doi :10.1029/2002JC001352.
-

- [87] Nurser, A. J. G., Marsh, R., Williams, R.G. 1999. Diagnosing Water Mass Formation from Air-Sea Fluxes and Surface Mixing. *Journal of Physical Oceanography*, 29, 1468-1487.
- [88] Pacanowski, R. C., Gnanadesikan, A. 1998. Transient Response in a Z-level ocean model that resolves Topography with Partial Cells. *Monthly Weather Review*, 126, 3248-3270.
- [89] Pettigrew, N. R. 1989. Direct measurements of the flow of the Western Mediterranean Deep Water over the Gibraltar Sill. *Journal of Geophysical Research*, 94, 18,089-18,093.
- [90] Pinardi, N., Masetti, E. 2000. Variability of the large scale general circulation of the Mediterranean Sea from observations and modelling : a review. *Palaeogeography, Palaeoclimatologie, Palaeocology*, 158, 153-173.
- [91] Poulain, P.-M., Gacic, M., Vetrano, A. 1996. Current measurements in the Strait of Otranto reveal unforeseen aspects of its hydrodynamics. *EOS*, 77, 345-348.
- [92] Poulain, P.-M. 2001. Adriatic Sea surface circulation as derived from drifter data between 1990 and 1999. *Journal of Marine Systems*, 29, 3-32.
- [93] Robinson, A. R., Golnaraghi, M. 1994. The physical and dynamical oceanography of the Mediterranean sea. Ocean processes in climate dynamics : Global and Mediterranean Examples, Kluwer Academic Edition, 255-306.
- [94] Robinson, A. R., Sellschopp, J., Warn-Varnas, A., Leslie, W.G., Lozano, C.J., Haley, P.J.Jr, Anderson, L.A., Lermusiaux, P.F.J 1999. The Atlantic Ionian Stream. *Journal of Marine Systems*, 20, 129-156.
- [95] Roether, W., Schlitzer, R. 1991. Eastern Mediterranean deep water renewal on the basis of chlorofluoromethans and tritium. *Dynamics of the atmospheres and oceans*, 15, 333-354.
- [96] Roether, W., Roussenov, V.M., Well, R. 1994. A tracer study of the thermohaline circulation of the eastern Mediterranean. *Ocean Processes in Climate Dynamics : Global and Mediterranean Examples*, P. Malanotte-Rizzoli, Robinson, A.R., Kluwer Academic, 239-254.
- [97] Roether, W., Manca, B., Klein, B., Bregant, D., Georgopoulos, D., Beitzel, V., Kovacevic, V., Luchetta, A. 1996. Recent changes in the Eastern Mediterranean Deep Waters. *Science*, 271, 333-335.
- [98] Roether, W., Klein, B., Beitzel, V., Manca, B.B. 1998. Property distributions and transient-tracer ages in Levantine Intermediate Water in the Eastern Mediterranean. *Journal of Marine Systems*, 18, 71-87.



- 
- [99] Rohling, E., Hilgen, F.J. 1991. The eastern Mediterranean climate at times of sapropel formation : A review. *Geologie en Mijnbouw*, 70, 253-264.
- [100] Rohling, E., Bryden, H. 1992. Man-induced salinity and temperature increases in the Western Mediterranean Deep Water. *Journal of Geophysical Research*, 97, 11,191-11,198.
- [101] Roussenov, V., Stanev, E., Artale, V., Pinardi, N. 1995. A Seasonal Model of the Mediterranean Sea General Circulation. *Journal of Geophysical Research*, 100, 13,515-13,538.
- [102] Rupolo, V., Marullo, S., Iudicone, D. 2003. Eastern Mediterranean Transient studied with Lagrangian diagnostics applied to a Mediterranean OGCM forced by satellite SST and ECMWF wind stress for the years 1988-1993. *Journal of Geophysical research*, 108, 8121, doi :10.1029/2002JC001403.
- [103] Samuel, S., Haines, K., Josey, S., Myers, P.G.G. 1999. Response of the Mediterranean Sea thermohaline circulation to observed changes in the winter wind stress field in the period 1980-1993. *Journal of Geophysical research*, 104,7771-7784.
- [104] Sanchez, E., Gallardo, C., Gaertner, M.A., Arribas, A., Castro, M. 2004. Future climate extreme events in the Mediterranean simulated by a regional climate model : a first approach. *Global and Planetary change*, 44, 163-180.
- [105] Schlitzer, R., Roether, W., Oster, H., Junghans, H.-G., Hausmann, M., Johannsen, H., Michelato, A. 1991. Chlorofluoromethane and oxygen in the Eastern Mediterranean. *Deep Sea Research I*, 38, 1,531-1,551.
- [106] Schneider, N., Barnett, T., Latif, M., Stockdale, T. 1996. Warm Pool Physics in a coupled GCM. *Journal of Climate*, 9, 219-239.
- [107] Schott, F. A., Leaman, K.D. 1991. Hydrographic Structure of the Convection Regime in the Gulf of Lions : Winter 1987. *Journal of Physical Oceanography*, 21, 575-598.
- [108] Schott, F., Visbeck, Send, U. 1994. Open ocean deep convection, Mediterranean and Greenland seas. *Ocean Processes in Climate Dynamics : Global and Mediterranean Examples*, P. Malanotte-Rizzoli, Robinson, A.R., Kluwer Academic, 203-225.
- [109] Siefridt, L., Drillet, Y., Bourdalle-Badie, R., Béranger, K., Talatier, C., Greiner, E. 2002. Mise en oeuvre du modèle Mercator : haute résolution sur l'Atlantique Nord et la Méditerranée. *Newsletter MERCATOR WWW Page* : [www.mercator.com.fr/html/lettre/lettre\\_5/page\\_1.html](http://www.mercator.com.fr/html/lettre/lettre_5/page_1.html).
- [110] Smith, W. H. F., Sandwell, D.T. 1997. Global sea floor topography from satellite altimetry and ship depth sounding. *Science*, 277, 1956-1962.
-

- [111] Somot, S., Sevault, F., Déqué, M. 2005. Is the Mediterranean Sea thermohaline circulation stable in a climate change scenario? *Climate Dynamics*, In Revision.
- [112] Stratford, K., Haines, K. 2002. Modelling changes in Mediterranean Thermohaline circulation 1987-1995. *Journal of Marine Systems*, 33-34, 51-62.
- [113] Stratford, K., Williams, R.G. 1997. A tracer study of the formation, dispersal, and renewal of Levantine Intermediate Water. *Journal of Geophysical Research*, 102, 12,539-12,549.
- [114] Sur, H. I., Ozsoy, E., Unluata, U. 1992. Simultaneous deep and intermediate convection in the northern Levantine Sea, winter 1992. *Oceanologica Acta*, 16, 33-43.
- [115] Tchernia, P. 1978. Océanographie Régionale : Description physique des océans et des mers. *Ed. ENSTA*, Paris, 257pp.
- [116] Testor, P. 2002. Etude Lagrangienne de circulations tourbillonnaires de submésos et mésoéchelle en Méditerranée occidentale sur la base d'observations et de simulations numériques : phénoménologie et interaction avec la circulation générale. *Ph.D. Thesis*, Université Paris VI, Paris, France.
- [117] Testor, P., Gascard, J.-C. 2003. Large-scale spreading of deep waters in the Western Mediterranean Sea by submesoscale coherent eddies. *Journal of Physical Oceanography*, 33, 75-87.
- [118] Theocharis, A., Nittis, K., Kontoyiannis, H., Papageorgiou, E., Balopoulos, E. 1999. Climatic changes in the Aegean Sea influence the Eastern Mediterranean thermohaline circulation (1986-1997). *Geophysical Research Letters*, 26, 1617-1620.
- [119] Theocharis, A., Klein, B., Nittis, K., Roether, W. 2002. Evolution of the Eastern Mediterranean Transient (1997-1999). *Journal of Marine Systems*, 33-34, 91-116.
- [120] Thorpe, R. B., Bigg, G. R. 2000. Modelling the sensitivity of Mediterranean Outflow to anthropogenically-forced climate change. *Climate Dynamics*, 16, 355-368.
- [121] Tselepidaki, I., Zarifis, B., Asimakopoulos, D.N. 1992. Low precipitation over Greece during 1989-1990. *Theoretical and Applied Climatology*, 46, 115-121.
- [122] Tsimplis, M. N., Velegrakis, A.F., Drakopoulos, P., Theocharis, A., Collins, M.B. 1999. Cretan Deep Water outflow into the Eastern Mediterranean. *Progress in Oceanography*, 44, 531-551.
- [123] Tziperman, E. 1986. On the Role of Interior Mixing and Air-Sea Fluxes in Determining the Stratification and Circulation of the Oceans. *Journal of Physical Oceanography*, 16, 680-693.

- 
- [124] Tziperman, E., Speers, K. 1994. A study of water mass transformation in the Mediterranean Sea : analysis of climatological data and a simple three-box model. *Dynamics of the atmospheres and oceans*, 21, 53-82.
- [125] Vargas-Yañez, M., Plaza, F., Garcia-Lafuente, J., Sarhan, T., Vargas, J.M., Velez-Belchi, P. 2000. About the seasonal variability of the Alboran Sea Circulation. *Journal of Marine Systems*, 35, 229-248.
- [126] Vilibic, I., Orlic, M. 2002. Adriatic water masses, their rates of formation and transport through the Otranto Strait. *Deep-Sea Research I*, 49, 1321-1340.
- [127] Vörösmarty, C.J., Fekete B., Tucker, B.A. 1996. River Discharge Database, Version 1.0 (RivDIS v1.0), Volumes 0 through 6. A contribution to IHP-V Theme 1. Technical Documents in Hydrology Series. UNESCO, Paris.
- [128] Walin, G. 1982. On the relation between sea-surface heat flow and the thermal circulation in the ocean. *Tellus*, 34, 187-195.
- [129] Wu, P., Haines, K. 1998. The General circulation of the Mediterranean Sea from a 100-year simulation. *Journal of Geophysical Research*, 103, 1121-1135.
- [130] Wu, P., Haines, K., Pinardi, N. 2000. Toward the understanding of deep-water Renewal in the Eastern Mediterranean. *Journal of Physical Oceanography*, 30, 443-458.
- [131] Wust, G. 1961. On the vertical circulation of the Mediterranean Sea. *Journal of Geophysical Research*, 66, 3261-3271.
- [132] Zervakis, V., Georgopoulos, D., Drakopoulos, P.G. 2000. The role of the North Aegean in triggering the recent eastern Mediterranean climatic changes. *Journal of Geophysical Research*, 105, 26,103-26,116.