

Chapitre 3

Modèles et simulations

Pour étudier la circulation et les masses d'eau en Méditerranée, nous avons été amenés à utiliser plusieurs configurations méditerranéennes à différentes résolutions. La première, NEMO-MED8 de résolution $1/8^\circ$, existait précédemment ; la deuxième, MED12 de résolution $1/12^\circ$ a été développée au cours de cette thèse ; la troisième, MED36 de résolution $1/36^\circ$, a été développée plus récemment et les premiers résultats seront montrés par la suite. Après avoir décrit les principales caractéristiques de ces trois configurations, nous présentons et validons à l'échelle de la Méditerranée les principales simulations réalisées.

3.1 Configurations océaniques utilisées

3.1.1 Le modèle NEMO en version Méditerranée

3.1.1.1 NEMO

Le modèle NEMO, *Nucleus for European Modelling of the Ocean* (Madec and the NEMO Team, 2008), est un modèle de circulation générale océanique (*Ocean General Circulation Model*, OGCM). C'est une structure océanique composée de plusieurs modules reliés : OPA (*Ocean Parallélisé*) pour la dynamique et la thermodynamique océaniques, LIM (*Louvain-la-Neuve Ice Model*) pour la dynamique et la thermodynamique de la glace de mer, TOP (*Tracer in the Ocean Paradigm*) pour la biogéochimie (avec les modules LOBSTER et PISCES) et les traceurs passifs (avec le module TRP). La composante océanique de NEMO a été développée à partir de la version 8 du modèle OPA (Madec et al., 1998) ; la partie océanique de NEMO correspond donc en quelque sorte à OPA9. Par la suite et sauf mention contraire, le terme NEMO fera référence uniquement à son module océanique OPA. Au cours de cette thèse, nous avons utilisé successivement les versions 2.3 et 3.2-beta de NEMO (voir tableau 3.1).

NEMO est un modèle aux équations primitives, c'est-à-dire qu'il résout, pour le fluide océanique, les équations de Navier-Stokes et une équation d'état non-linéaire, couplant les deux traceurs océaniques (température T et salinité S) et les composantes U , V et W de la vitesse du fluide, avec certaines hypothèses simplificatrices. Etablies à partir de raisonnements en ordre de grandeur, ces hypothèses sont :

- approximation de la Terre sphérique : les surfaces géopotentielles sont supposées sphériques, de telle sorte que la gravité est selon la verticale locale,
- approximation de la couche mince : la profondeur de l'océan est négligée devant le rayon terrestre,
- hypothèse de fermeture turbulente : les flux turbulents sont considérés comme des processus sous-maille et sont donc exprimés grâce à des variables de grande échelle,

- hypothèse de Boussinesq : les variations de densité sont négligées ($\rho = \rho_0$) sauf dans leur contribution à la force de flottabilité,
- hypothèse hydrostatique : l'équation de conservation de la quantité de mouvement sur la verticale est réduite à l'équilibre entre le gradient vertical de pression et la force de flottabilité ; cela supprime les processus convectifs des équations de Navier-Stokes, qui doivent donc être paramétrés,
- hypothèse du fluide incompressible : la divergence tridimensionnelle du vecteur vitesse est supposée nulle.

NEMO résout donc un système de six équations : l'équation de conservation de la quantité de mouvement, l'équation d'équilibre hydrostatique, l'équation d'incompressibilité, les équations de conservation du sel et de la chaleur et l'équation d'état du fluide océanique. Ces équations sont projetées sur un repère orthogonal en coordonnées sphériques de telle sorte que la verticale soit parallèle au rayon terrestre. Elles sont ensuite discrétisées sur une grille de type Arakawa C (Arakawa (1972), voir figure 3.1). Plusieurs choix sont possibles pour la coordonnée verticale. Dans notre cas, nous sommes en coordonnée z avec configuration *partial-step* : pour chaque colonne d'eau, l'épaisseur du niveau le plus profond peut varier et différer donc des épaisseurs standards de la grille verticale (figure 3.1).

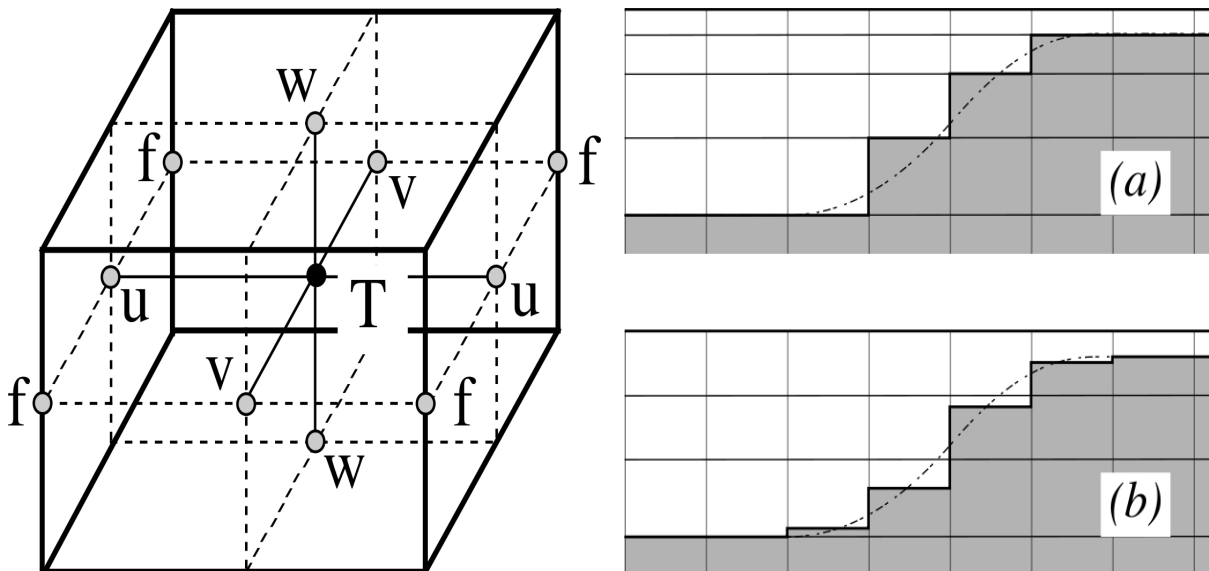


FIG. 3.1 – Illustrations de deux schémas classiques de discrétisation utilisés dans NEMO, extraits de Madec and the NEMO Team (2008).

A gauche : grille C d'Arakawa. Les champs scalaires (température, salinité, densité, pression et divergence horizontale) sont définis au point T, les champs vectoriels sont définis aux points u, v et w et enfin les vorticités relative et planétaire sont définies au point f.

A droite : différences de discrétisation verticale entre la configuration full-step (a) et la configuration partial-step (b). La courbe tiretée représente la bathymétrie réelle. En partial-step, la profondeur du dernier niveau est choisie au plus près de la valeur réelle et non pas discrétisée sur une des valeurs fixes de profondeur de la grille verticale comme en full-step.

3.1.1.2 NEMO-Méditerranée

Les modèles de la famille NEMO-Méditerranée se basent sur une configuration régionale méditerranéenne du modèle NEMO. Leur développement fait suite aux travaux effectués avec

les modèles de la famille OPAMED qui se basaient sur le code OPA, en version 8 principalement : OPAMED16 de résolution horizontale $1/16^\circ$ (Béranger *et al.*, 2005) développé pour des études de processus à méso-échelle en Méditerranée et extrait de la configuration PAM (Drillet *et al.*, 2005), et OPAMED8 de résolution horizontale au $1/8^\circ$ développé pour des études de climat (Somot, 2005; Bozec, 2006; Somot *et al.*, 2006; Bozec *et al.*, 2006). Ces modèles couvrent l'ensemble de la mer Méditerranée plus une partie du proche-Atlantique, jusqu'à 11°W , appelée zone tampon ou *buffer zone*, avec une frontière fermée à 11°W (figure 3.2). La mer Noire n'est pas représentée (cf. section 3.1.5.2).

Dans ce contexte, NEMOMED8 a d'abord été développé, au CNRM (Beuvier *et al.*, 2008; Se-

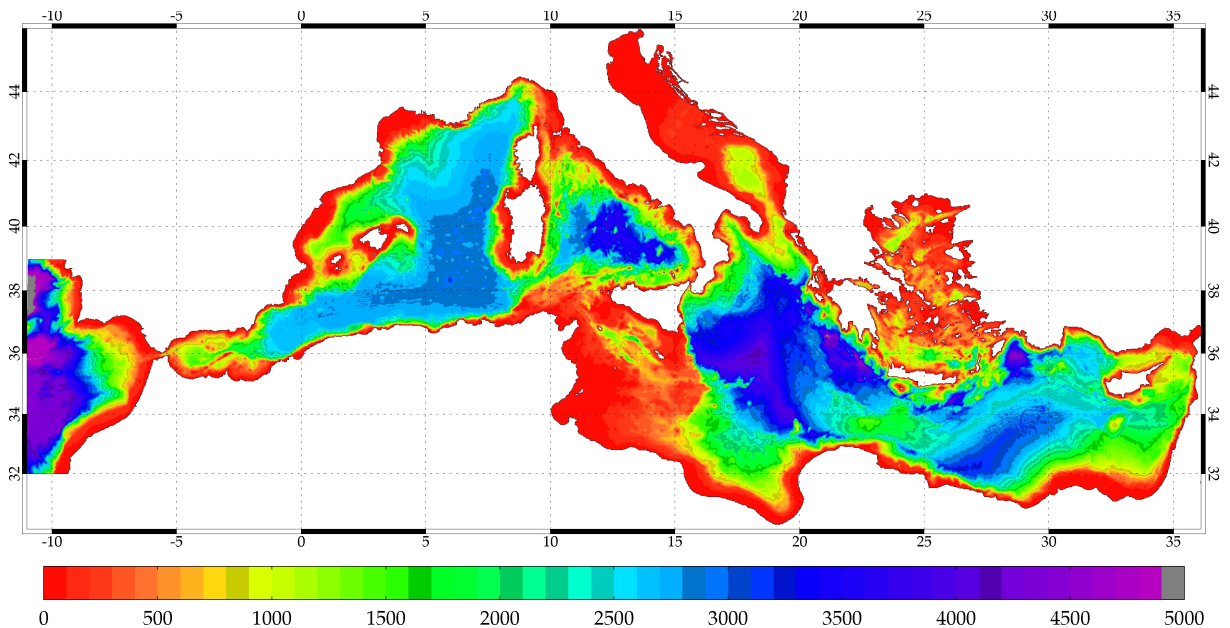


FIG. 3.2 – Domaine de la configuration NEMO-Méditerranée, illustré par la bathymétrie (en mètres) de MED36. Pour toutes nos configurations, la frontière avec l'Atlantique à 11°W est une frontière fermée.

vault *et al.*, 2009; Beuvier *et al.*, 2010b) en collaboration avec l'ENSTA-ParisTech, le LOCEAN (LODYC à l'époque) et Mercator Océan. Il est très proche de la configuration OPAMED8, avec une grille de résolution $1/8^\circ \times 1/8^\circ \cos(\phi)$, avec ϕ la latitude (résolution horizontale entre 9 et 12 km du Nord au Sud), tournée et resserrée au niveau du détroit de Gibraltar, représenté par 2 points de grille (résolution localement augmentée à 6 km). NEMOMED8 a 43 niveaux verticaux dont l'épaisseur varie de 6 m pour le premier, à 200 m pour le dernier vers 4000 m de fond. Cette configuration de la grille provient des modèles PAM Atlantique+Méditerranée (Drillet *et al.*, 2005) et OPAMED16 (Béranger *et al.*, 2005), ce qui fait que la profondeur des 43 niveaux verticaux diffère, en-dessous du seuil du détroit de Gibraltar, entre la partie Méditerranée et la partie Atlantique du modèle. La version que nous avons utilisée se base sur le code NEMO version 2.3.

L'appellation des deux modèles MED12 et MED36 ne fait plus référence à NEMO puisqu'il n'y a pas de risque de confusion avec une version OPAMED de même résolution. Les configurations MED12 et MED36 proviennent des modèles opérationnels de Mercator-Océan MNATL12 au $1/12^\circ$ et partiellement NEATL36 au $1/36^\circ$, basés sur des grilles ORCA (6 à 8 km de résolution en Méditerranée au $1/12^\circ$ et 2 à 3 km de résolution en Méditerranée au $1/36^\circ$). Le détroit de Gibraltar est large de 3 points de grille dans MED12, de 7 points de grille dans MED36. MED12 et MED36 ont 50 niveaux verticaux (grille verticale des modèles de Mercator Océan), de 1 m

d'épaisseur pour le premier, à 400 m pour le 46^e à 4000 m de fond. MED12 et MED36 utilisent également la configuration *partial-step*. Nous avons utilisé MED12 et MED36 avec la version v3.2-beta du code NEMO. Une autre version de MED12 (très proche de la nôtre avec une bathymétrie légèrement différente, d'autres conditions initiales et un jeu de paramétrisations partiellement modifié) a d'abord été développée par *Lebeauvin Brossier et al.* (2011) pour la partie Méditerranéenne du projet MORCE (*Drobinski et al.*, 2012).

Le tableau 3.1 permet de comparer les caractéristiques générales des 3 configurations NEMO-MED utilisées dans cette thèse.

	NEMOMED8	MED12	MED36
Version de NEMO	v2.3	v3.2-beta	
Grille (nombre de points)	394×160×43	567×264×50	1699×790×50
Résolution horizontale (km)	9-12	6-8	2-3
Coordonnée verticale	z avec configuration <i>partial-step</i>		
Bathymétrie	ETOPO 5' × 5'	Mercator-LEGOS version 10 30'' × 30'' (GEBCO-08, Medimap et Ifremer)	
Pas de temps (s)	1200	720	240

TAB. 3.1 – Description générale des 3 configurations NEMO-Méditerranée.

3.1.2 Paramétrisations physiques

3.1.2.1 Principales paramétrisations

Concernant les paramétrisations physiques employées dans les 3 configurations, elles sont détaillées pour les principales dans le tableau 3.2. Les trois configurations ont en commun :

- l'utilisation d'une surface libre filtrée (*Roullet and Madec, 2000*), la hauteur de la surface de la mer (*Sea Surface Height, SSH*) étant une variable pronostique,
- l'emploi du schéma TVD (*Total Variance Dissipation scheme*) pour l'advection des traceurs et d'un opérateur laplacien pour leur diffusion sur les surface iso-neutrales (*Barnier et al., 2006*),
- l'emploi du schéma EEN (*Energy and ENstrophy conserving scheme*) pour le calcul de la vorticité et d'un opérateur bilaplacien pour la diffusion des moments sur les surfaces horizontales (*Barnier et al., 2006*),
- une condition de non-glissement pour la condition latérale sur les moments,
- un modèle de mélange vertical dépendant de l'énergie cinétique turbulente (*Turbulent Kinetic Energy, TKE*) (*Blanke and Delecluse, 1993*),
- l'utilisation d'un critère sur la turbocline pour la détection de la base de la couche mélangée,
- un flux de chaleur et de sel nul au fond de l'océan,
- la pénétration du flux solaire en surface (*Bozec et al., 2008*),
- une friction de fond quadratique :

$$\vec{F} = C_D \sqrt{U_H^2 + V_H^2 + E} \vec{U}_H \quad (3.1)$$

avec C_D le coefficient de trainée de fond, U_H et V_H respectivement les vitesses zonale et méridienne de la couche de fond, \vec{U}_H le vecteur-vitesse horizontal de la couche de fond et E l'énergie cinétique turbulente de fond (voir section 3.1.3.2).

	NEMOMED8	MED12	MED36
Schéma d'advection des traceurs	TVD (<i>Total Variance Dissipation scheme</i>)		
Diffusion latérale des traceurs	Opérateur laplacien sur les surfaces iso-neutrales		
Coefficient de diffusivité turbulente horizontale pour les traceurs (m ² /s)	125	60	30
Schéma de calcul du terme de vortacité	EEN (<i>Energy and ENstrophy conserving scheme</i>)		
Diffusion latérale des moments	Opérateur bilaplacien sur les surfaces horizontales		
Coefficient de viscosité turbulente horizontale pour les moments (m ² /s)	-1×10^{10}	-1.25×10^{10}	-1×10^9
Condition frontière latérale pour les moments	Pas de glissement (<i>no slip</i>)		
Friction de fond	Non-linéaire (quadratique)		
Coefficient de traînée de fond (sans unité)	1.225×10^{-3}	1×10^{-3}	
Bottom turbulent kinetic energy background (m ² /s ²)	2.5×10^{-3}	2.5×10^{-3} ou champ 2D	
Schéma de fermeture turbulente	Schéma TKE (<i>Turbulent Kinetic Energy</i>) d'ordre 1.5		
Coefficient de diffusivité turbulente verticale pour les traceurs (m ² /s)	10^{-5}		
Coefficient de viscosité turbulente verticale pour les moments (m ² /s)	10^{-4}		
Schéma EVD (Enhanced Vertical Diffusion)	Appliqué à la fois sur les traceurs et les moments		
Coefficient de mélange du schéma EVD (m ² /s)	50	10	
Critère de détection de la base de la couche mélangée	turbocline : $Kz \geq 5 \text{ cm}^2 \cdot \text{s}^{-1}$		

TAB. 3.2 – Principales paramétrisations dans les 3 configurations NEMO-Méditerranée.

3.1.2.2 Conservation du volume d'eau total du modèle

Comme nous l'avons décrit au chapitre 2, la Méditerranée est un bassin d'évaporation et la perte nette d'eau par la surface est supposée être compensée par l'apport d'eau de l'océan Atlantique par le détroit de Gibraltar. Or, puisque nous utilisons une paramétrisation de surface libre filtrée et non pas un toit rigide, le volume du premier niveau du modèle peut changer sous l'effet principalement de l'évaporation et donc le volume d'eau total du modèle n'est pas conservé. Une paramétrisation est donc nécessaire pour maintenir le niveau d'eau dans le

modèle et éviter que la Méditerranée ne se vide, la frontière occidentale du modèle dans l'Atlantique étant fermée.

Une première façon de procéder est de redistribuer, à chaque pas de temps, le volume d'eau correspondant au bilan net d'eau $E - P - R$ en surface de la Méditerranée sous forme de précipitation dans la zone tampon Atlantique entre 11°W et 7.5°W . Le volume d'eau total du modèle est ainsi conservé par construction et la légère différence de hauteur d'eau entre les parties Atlantique et Méditerranée du modèle ainsi créée permet de représenter l'apport net d'eau par le détroit de Gibraltar.

Une deuxième manière d'empêcher que le modèle ne perde de l'eau est d'imposer la SSH dans la zone tampon Atlantique. La perte nette de volume d'eau par la partie méditerranéenne du modèle est alors compensée par le maintien du volume de la partie Atlantique et par les échanges au détroit de Gibraltar. Des valeurs climatologiques ou réalistes prises par la SSH en Atlantique peuvent être appliquées (voir section 5.1).

Conceptuellement, la deuxième voie est plus proche de la réalité, dans le sens où c'est bien l'apport de masse par l'Atlantique qui empêche la Méditerranée de se vider. De plus, la première façon ne correspond physiquement à rien, puisque l'eau évaporée au-dessus de la Méditerranée ne retombe ni instantanément ni intégralement dans le proche-Atlantique. Nous précisons ici que le code de NEMO propose d'autres choix pour conserver le volume d'eau total du modèle ; ils aboutissent, comme dans notre première façon de faire, à un flux d'eau douce nul en moyenne sur l'ensemble de la surface du modèle.

Les deux manières de procéder ont été successivement testées (voir tableau 3.6) et une analyse des différences obtenues se trouve dans l'étude présentée en section 5.1.

3.1.3 Conditions aux limites de fond

3.1.3.1 Bathymétrie

La bathymétrie de NEMOMED8 se base sur les données ETOPO de résolution $5' \times 5'$ (*Smith and Sandwell, 1997*). Celles de MED12 et MED36 proviennent des travaux réalisés à Mercator par Bruno Levier et au LEGOS par Florent Lyard ; elles se basent sur un produit de résolution $30'' \times 30''$ (*i.e.* $1/120^\circ$), combinant les bathymétries GEBCO-08, Medimap (*Medimap Group, 2005*) et un produit de l'Ifremer pour le golfe du Lion (*Berné et al., 2004*). Ce produit est ensuite interpolé sans lissage sur les grilles au $1/12^\circ$ et au $1/36^\circ$ de MED12 et MED36. Un travail spécifique a ensuite été réalisé par Romain Bourdallé-Badie (Mercator Océan) lors de la création de la bathymétrie au niveau du détroit de Kassos à l'Est de la Crète. En effet, ce détroit dont le seuil se situe à 1000 m de profondeur (cf. figure 2.5), joue un rôle important dans la chronologie de l'EMT (cf. section 2.2) et sa profondeur maximale doit être suffisamment importante (cf. section 4.1.4.3 pour NEMOMED8 dans lequel le seuil du détroit est à seulement 542 m de fond). Le produit à $30'' \times 30''$ représente bien ce seuil profond mais pas les versions simplement interpolées de la bathymétrie de MED12 et de MED36. Le détroit de Kassos a donc été approfondi sur 5 points dans une version améliorée des deux bathymétries de telle sorte que le seuil de Kassos se retrouve à 1000 m de fond.

La figure 3.3 illustre, par l'exemple du sous-bassin Égée, les différences de résolution horizontale et de bathymétrie entre les modèles NEMOMED8, MED12 et MED36. Les changements que cela implique sur la surface et le volume de ce sous-bassin sont résumés dans le tableau 3.3.

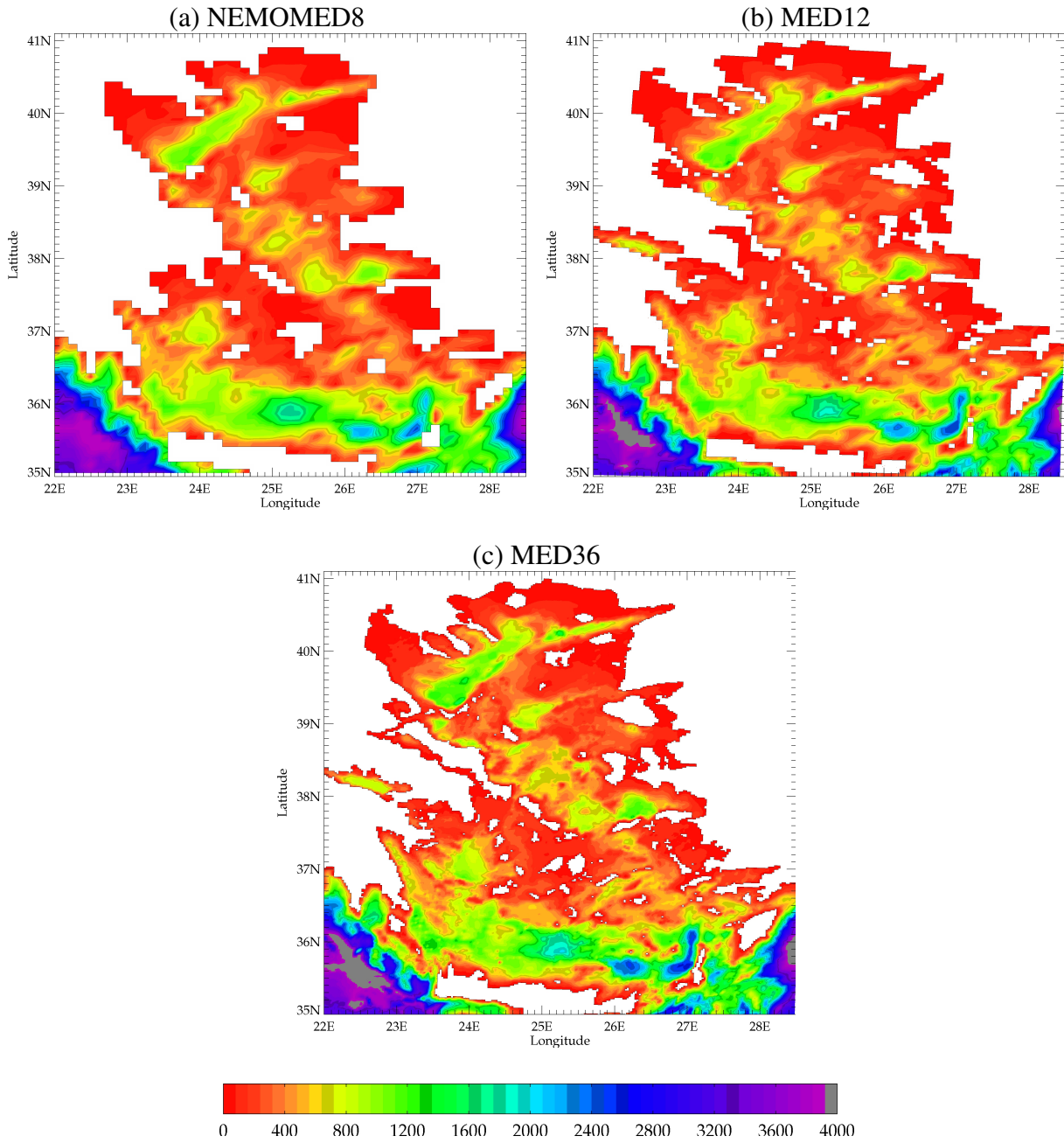


FIG. 3.3 – Bathymétrie (en mètres) de la mer Égée dans les configurations NEMOMED8 (a), MED12 (b) et MED36 (c).

Sous-bassin Égée	Surface (10^{11} m^2)	Volume par couches (10^{13} m^3)			
		0-150m	150-600m	600m-fond	0m-fond
NEMOMED8	1.75	2.28	3.76	1.89	7.93
MED12	1.99	2.55	4.12	2.21	8.88
MED36	1.90	2.45	4.08	2.24	8.77

TAB. 3.3 – Surface (en 10^{11} m^2) et volume par couches (en 10^{13} m^3) du sous-bassin Égée, selon la configuration NEMO-Méditerranée.

3.1.3.2 Friction de fond

La friction de fond \vec{F} est définie dans la paramétrisation quadratique de NEMO par l'équation 3.1 (voir section 3.1.2.1). Dans notre cas, C_D est une constante (voir tableau 3.2) et E peut soit être une constante, soit être un champ 2D. Dans certaines simulations avec MED12 et MED36 (voir tableau 3.6), le champ 2D utilisé représente l'effet moyen dû à l'énergie de marée (voir figure 5.1 dans la section 5.1). Il a été fourni par Florent Lyard du LEGOS à partir de son modèle de marée (Lyard *et al.*, 2006). E est alors maximal au niveau du détroit de Gibraltar (400 fois plus élevé que dans le cas E constant) et a des valeurs importantes dans le canal de Sicile, dans le Golfe de Gabès au large de la Tunisie, dans les parties septentrionale et centrale du sous-bassin Adriatique, dans le sous-bassin Alboran et dans certains détroits très étroits (comme Bonifacio, Otrante et dans le sous-bassin Egée). Ailleurs, le champ 2D prend des valeurs plus faibles que dans le cas où E est constant.

3.1.4 Forçages atmosphériques

Le modèle NEMO peut être forcé soit en mode flux – il reçoit alors les flux de chaleur, d'eau et de quantité de mouvement calculés par un modèle atmosphérique – soit en mode *bulk* – il recalcule alors lui-même ces flux à partir des variables atmosphériques de surface : température, vent, humidité et couverture nuageuse. Dans les simulations existantes, NEMOMED8 est forcé en flux par ARPERA, MED12 est soit forcé en flux par ARPERA, soit forcé en *bulk* par les analyses de l'ECMWF, et MED36 est forcé en *bulk* par les analyses de l'ECMWF. Du fait de l'imprécision des flux d'eau douce dans les modèles atmosphériques, on leur applique une correction, expliquée par la suite. Une comparaison entre les forçages ARPERA et ECMWF est effectuée dans la section 3.2.1.

MED12 est également forcé par le modèle WRF dans le cadre de la configuration Méditerranéenne du projet MORCE (Lebeaupin Brossier *et al.*, 2011; Drobinski *et al.*, 2012); ce jeu de forçage n'étant pas utilisé dans cette thèse, il ne sera pas décrit ici.

3.1.4.1 ARPERA

Le jeu de forçage ARPERA, développé au CNRM, est disponible pour la période 1958-2008 (il est régulièrement prolongé jusqu'au présent et est désormais disponible jusqu'en 2010). Il provient de la descente en échelle dynamique de différents jeu de données de l'ECMWF : la réanalyse ERA40 de 1958 à 2001 (Uppala *et al.*, 2005) de résolution horizontale ~ 125 km et les analyses de l'ECMWF pour la période 2002-2008, leur résolution horizontale (de 25 à 40 km selon les années) étant dégradée et ramenée à celle d'ERA40 pour assurer la cohérence sur toute la période. La méthode de descente en échelle dynamique utilisée est un *spectral nudging* (Von Storch *et al.*, 2000) du modèle atmosphérique ARPEGE-Climat (Déqué and Piedelievre, 1995) par les champs des produits de l'ECMWF : un rappel est appliqué sur les coefficients spectraux correspondant aux 63 premiers nombres d'onde, pour les variables pronostiques suivantes : température, vorticité, divergence, logarithme de la pression de surface (et pas sur l'humidité). Ainsi, les phénomènes de grande échelle (au-dessus de 250 km) sont pilotés par les champs ERA40/ECMWF et les échelles plus petites peuvent se développer librement selon la physique d'ARPEGE-Climat. On utilise la version d'ARPEGE-Climat à grille resserrée au-dessus de la Méditerranée, de résolution ~ 50 km en son centre (figure 3.4). De cette manière, ARPERA possède une chronologie réaliste sur l'ensemble des 50 ans grâce au pilotage spectral des champs ERA40/ECMWF (qui contiennent des données assimilées) et les structures de plus haute résolution grâce à la résolution d'ARPEGE-Climat. L'apport d'ARPEGE-Climat par rapport à ERA40 pour forcer la Méditerranée a été montré par Herrmann and Somot (2008) dans

le cas de la modélisation de la convection dans le Golfe du Lion pendant l'hiver 1986-1987.

MED12 est forcé par les moyennes journalières des flux de chaleur (flux solaire pouvant

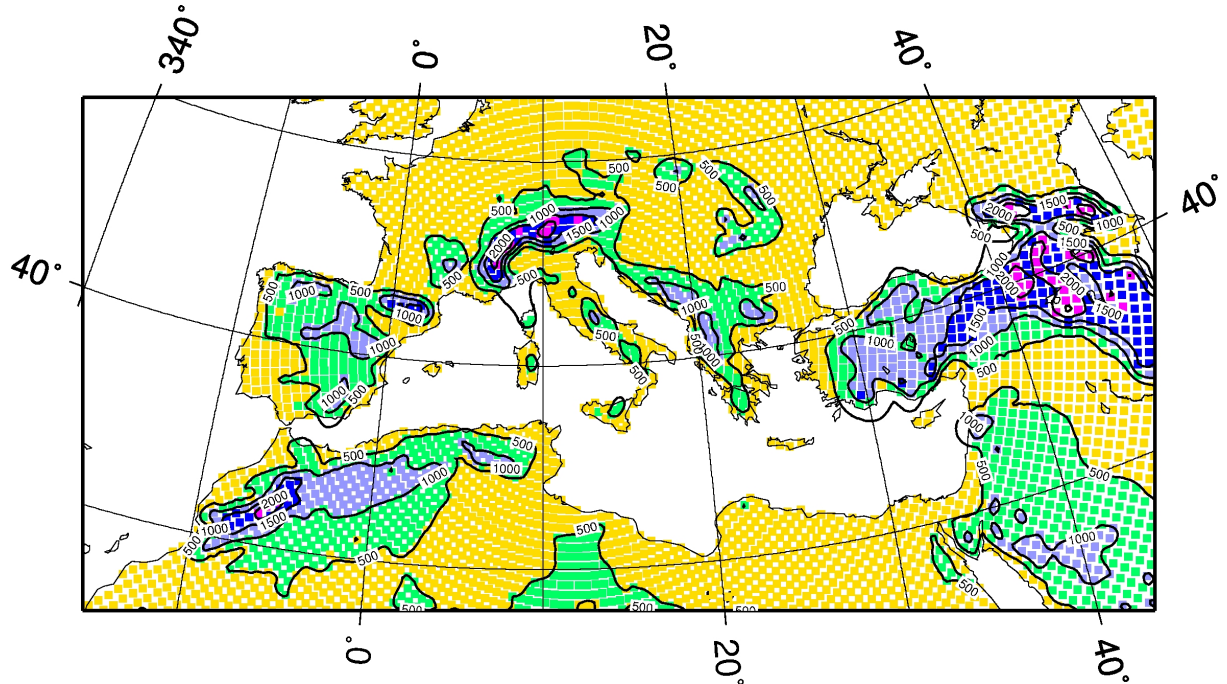


FIG. 3.4 – Grille horizontale et reliefs (en mètres) d'ARPERA autour de la région méditerranéenne. Chaque point de couleur représente un point de grille.

pénétrer la surface et flux non-solaire), d'eau douce (E–P) et des tensions de vent zonale et méridienne. Ces champs nous ont été fournis et interpolés sur les grilles horizontales de NE-MOMED8 et MED12 par Florence Sevault du CNRM.

Forçage thermique

Dans un modèle aux équations primitives, la condition limite de surface pour la température T est donnée par la formule :

$$\left(K_V \frac{\partial T}{\partial z} \right)_{z=0} = \frac{Q}{\rho_0 C_p} \quad (3.2)$$

avec K_V la diffusivité turbulente verticale en $\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$, Q le flux net de chaleur en surface en $\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$ (avec la convention positif si gain par l'océan), ρ_0 la densité potentielle de l'eau ($\rho_0 = 1020 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$) et C_p sa capacité calorifique massique ($C_p = 4000 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$).

Nous appliquons pour Q la méthode de rétroaction de flux (Barnier et al., 1995). Q est alors considéré comme la somme de deux termes : le premier est Q_{net} , le flux net de chaleur fourni par ARPERA, et le second modélise la rétroaction de l'océan sur ce flux atmosphérique.

Considérons que le flux de chaleur entre l'océan et l'atmosphère dépend de la température de surface de l'océan (Sea Surface Temperature, SST) : $Q = Q(SST)$. On peut alors retrouver la signification physique de ces deux termes en effectuant un développement de Taylor au premier ordre du flux de chaleur net en SST_0 , la température de surface de la mer vue par le modèle atmosphérique :

$$Q(SST) = Q(SST_0) + \left(\frac{\partial Q}{\partial SST} \right)_{SST=SST_0} \times (SST - SST_0) \quad (3.3)$$

$Q(SST_0)$ correspondant alors au flux de chaleur Q_{net} fourni par ARPERA. Pour ARPERA, les valeurs de SST_0 utilisées sont les moyennes mensuelles des champs de SST utilisés dans la réanalyse ERA40 et les analyses ECMWF. D'après *Fiorino (2004)*, ces champs proviennent du jeu de données mensuelles HadISST1 du UK Met Office (*Rayner et al., 2003*) de janvier 1958 à novembre 1981, du jeu de données hebdomadaires SST NCEP-2DVar (*Reynolds et al., 2002*) de décembre 1981 à juin 2002, et du jeu de données NCEP-OISST-V2 (*Reynolds and Smith, 1994*), hebdomadaires de juillet 2001 à décembre 2001 puis quotidiennes à partir de janvier 2002. Dans le code NEMO est ensuite faite une interpolation temporelle linéaire journalière de ces champs mensuels, afin d'éviter que le champ SST_0 obtenu ne présente des sauts lors des changements de mois.

En analysant les champs de surfaces des analyses de l'ECMWF sur la période 1986-1988, *Barnier et al. (1995)* ont estimé les valeurs que doit prendre le terme de rétroaction $(\frac{\partial Q}{\partial SST})_{SST=SST_0}$, ces valeurs variant dans l'espace et selon un cycle saisonnier. En suivant les conclusions de *CLIPPER Project Team (1999)*, nous prenons ce coefficient de rappel constant temporellement et spatialement et fixons sa valeur telle que $(\frac{\partial Q}{\partial SST})_{SST=SST_0} = -40 \text{ W.m}^{-2} \cdot \text{K}^{-1}$. En injectant l'équation 3.3 dans l'équation 3.2, on obtient :

$$\left(K_V \frac{\partial T}{\partial z} \right)_{z=0} = \frac{Q_{net}}{\rho_0 C_p} + \frac{\Delta z_1}{\tau} (SST - SST_0) \quad (3.4)$$

avec Δz_1 l'épaisseur du premier niveau du modèle et

$$\tau = \frac{\rho_0 C_p \Delta z_1}{(\frac{\partial Q}{\partial SST})_{SST=SST_0}} < 0$$

avec τ homogène à un temps. τ correspond alors à la constante de temps de la rétroaction et vaut ~ 7.8 jours dans NEMOMED8 (pour une couche de surface épaisse de 6.6 m) et ~ 1.2 jours dans MED12 (pour une couche de surface épaisse d'1 m).

En permettant au modèle océanique de "voir" la même SST que celle qu'a vu le modèle atmosphérique servant à le forcer, le terme de rétroaction joue le rôle d'un couplage au premier ordre entre la SST du modèle océanique et les flux de chaleur calculés par le modèle atmosphérique.

Forçage hydrique atmosphérique

Comme les modèles que nous utilisons sont en configuration "surface libre" et non "toit rigide", le flux d'eau douce en surface est un flux de masse qui modifie donc le volume du premier niveau du modèle via la SSH. L'évolution de la SSH est alors donnée dans le cas général par la formule :

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} = \sum_k \chi_k \Delta z_k - \frac{E - P - R}{\rho_0} \quad (3.5)$$

avec η la hauteur de surface de la mer, k l'indice du niveau vertical, χ_k la divergence horizontale au niveau k , Δz_k l'épaisseur du niveau k , $E - P - R$ le flux d'eau douce en surface de la mer en $\text{kg.m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$, et ρ_0 la densité de référence de l'eau de mer.

De façon analogue à la température, un rappel de la salinité de surface vers une valeur observée peut être ajouté dans la valeur prise par le flux d'eau douce en surface :

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} = \sum_k \chi_k \Delta z_k - \frac{E - P - R + \text{erp}}{\rho_0} \quad (3.6)$$

avec erp le terme de rappel valant

$$erp = \frac{\Delta z_1}{C_{rappel}} \frac{SSS - SSS_0}{SSS}$$

avec Δz_1 l'épaisseur du premier niveau du modèle, SSS la salinité de surface de la mer (*Sea Surface Salinity*), SSS_0 une climatologie de salinité et C_{rappel} un coefficient de rétroaction négatif.

Contrairement à ce qu'on a dit pour la chaleur, il n'y a pas d'échange de sel entre l'atmosphère et la surface de l'océan. Ainsi, le second terme de l'équation 3.5 n'a pas de signification physique ; c'est un terme de correction ou de rappel. Or, contrairement à la SST, il n'existe pas de climatologie interannuelle et quotidienne de SSS. L'utilisation d'un rappel se ferait donc obligatoirement vers une climatologie à basse résolution et altérerait les variations spatiales et temporelles créées par un modèle océanique à plus haute résolution que la climatologie. *Ferry (2001)* a montré en effet qu'un rappel en SSS diminue la capacité d'un modèle océanique à modéliser correctement la convection profonde, qui implique entre autres des variations spatiales et temporelles importantes de la SSS, que viendrait "tuer" un terme de rappel. Nous n'utilisons donc pas de rappel vers une climatologie de SSS mais appliquons une correction du flux d'eau douce E–P–R, constante spatialement et avec un cycle mensuel (*Somot, 2005*) :

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} = \sum_k \chi_k \Delta z_k - \frac{E - P - R + correction}{\rho_0} \quad (3.7)$$

Pour chaque modèle, les valeurs prises par cette correction sont déduites d'une simulation précédente ayant utilisé un rappel en SSS. Cette correction permet de compenser l'imprécision du flux d'eau douce provenant du modèle atmosphérique. Ainsi, le bilan en eau du modèle est équilibré sans altérer sa variabilité spatio-temporelle. Cette correction, qui vient s'ajouter aux flux d'eau douce venant des champs atmosphériques et des débits de rivières, s'élève en moyenne annuelle à +0.20 m/an pour NEMOMED8 ($\sim 10\%$ du flux d'eau), calculée sur la période 1960-1970 (figure 3.5a), et à -0.003 m/an pour MED12, calculée sur la période 1998-2008 (figure 3.5b). Cette dernière valeur étant quasiment négligeable, la simulation longue MED12-50ans et son test de sensibilité MED12-EGEE ont tourné sans correction du flux d'eau.

Forçage mécanique

L'action du vent à la surface de l'océan est paramétrée par l'intermédiaire de la tension de vent $\vec{\tau}$. La condition limite de surface pour la vitesse horizontale \vec{u}_h relie alors le gradient vertical de vitesse à la surface de l'océan à la tension du vent :

$$\left(\kappa_V \frac{\partial \vec{u}_h}{\partial z} \right)_{z=0} = \frac{\vec{\tau}}{\rho_0} \quad (3.8)$$

avec κ_V la viscosité turbulente verticale en $\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$, \vec{u}_h la vitesse horizontale en $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$, $\vec{\tau}$ la tension de vent en $\text{N} \cdot \text{m}^{-2}$ et ρ_0 la densité de l'eau en $\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}$.

3.1.4.2 ECMWF

Dans les simulations forcées par les champs ECMWF, les variables atmosphériques issues des analyses de l'ECMWF sont utilisées pour forcer MED12 ou MED36 en mode bulk. Les champs à notre disposition sont des champs journaliers qui couvrent la période d'avril 1998 à fin octobre 2007. Sur cette période, la résolution des analyses est de ~ 60 km jusqu'en novembre 2000, puis de ~ 40 km jusqu'en février 2006 et de ~ 25 km ensuite. Les formules

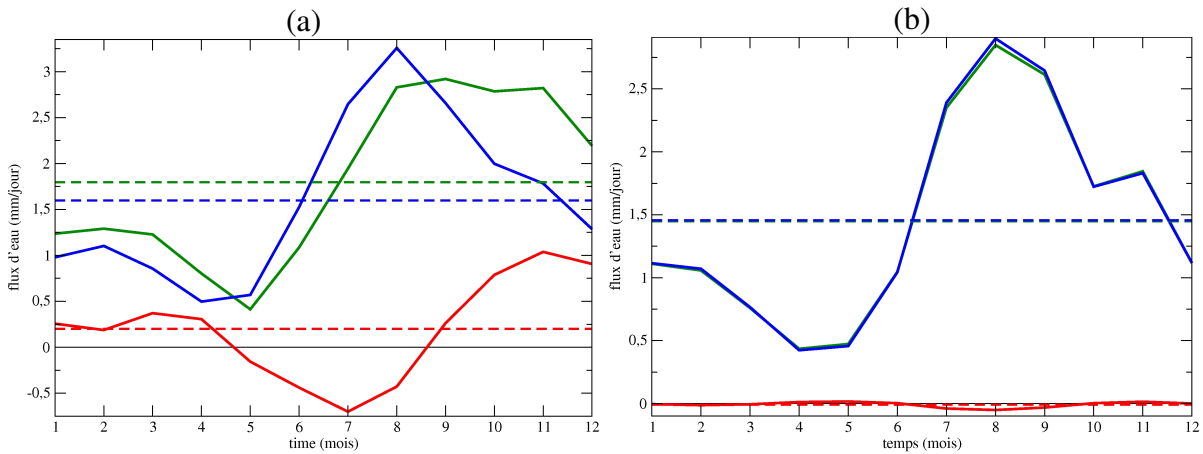


FIG. 3.5 – Cycle mensuel (traits pleins) et moyenne annuelle (tirets) de différentes composantes du flux d'eau sur l'ensemble de la Méditerranée dans (a) NEMOMED8 (moyenne 1961-2000) et (b) MED12 (moyenne 1999-2008). En bleu le flux $E-P-R$ sans correction, en rouge la correction et en vert le flux $E-P-R$ +correction tel que le reçoit le modèle.

bulk utilisées suivent la formulation CLIO ; les coefficients employés dans les formules bulk CLIO sont décrits en détail par *Goosse et al.* (2001). Elles permettent de calculer les flux de surface suivants : flux de chaleur radiatifs (infrarouge et solaire), flux de chaleur turbulents (chaleur sensible et chaleur latente) et flux d'eau douce atmosphérique ($E-P$). Elles utilisent comme données d'entrée les variables atmosphériques suivantes : la température et l'humidité spécifique de l'air à 2 m de la surface océanique, la vitesse du vent à 10 m, la couverture nuageuse et les précipitations (*Goosse et al.*, 2001). Le flux de quantité de mouvement est une donnée d'entrée, les tensions de vent zonale et méridienne étant fournies au modèle.

Les conditions aux limites de surface sont celles décrites dans le cas général par les équations 3.2, 3.5 et 3.8. Pour la condition en température, la rétroaction en SST n'est pas activée puisque les formules bulk intègrent déjà l'écart entre température atmosphérique et température de surface de l'océan pour calculer les flux de chaleur. Pour la condition en salinité, le rappel en SSS est activé, la valeur du coefficient de rappel ($C_{rappel} = -16.7$ mm/jour/psu) est prise de telle sorte que la constante de temps du rappel soit égale à 1.2 jours comme dans le cas où la rétroaction en SST est activée.

Les champs atmosphériques des analyses ECMWF nous ont été fournis sur la grille ORCA au $1/4^\circ$ par Olivier Legalloudec (Mercator Océan) et les fichiers de poids pour l'interpolation dans le code NEMO sur les grilles au $1/12^\circ$ et $1/36^\circ$ nous ont été fournis par Romain Bourdallé-Badie (Mercator Océan).

3.1.5 Conditions aux limites latérales

3.1.5.1 Zone tampon Atlantique

La frontière Ouest du modèle à $11^\circ W$ est une frontière fermée. Les échanges avec l'océan Atlantique sont réalisés par une zone tampon (*buffer zone*). Dans cette zone, θ et S sont rappelées sur l'ensemble de la colonne d'eau vers des champs prescrits. Ces champs peuvent être climatologiques – climatologie saisonnière de *Reynaud et al.* (1998) pour NEMOMED8, climatologie mensuelle de *Levitus et al.* (2005) pour MED12 et MED36 – ou interannuels. Les valeurs interannuelles proviennent de la base de données mensuelles de *Daget et al.* (2009), obtenues à partir d'une réanalyse océanique globale basse résolution réalisée au CERFACS pour le

projet européen ENSEMBLES. Elle couvre la période 1960-2005. Pour chaque mois, un profil vertical moyen d'anomalies calculé à partir de la réanalyse de θ et de S est ajouté à la climatologie utilisée (pour plus de détails sur la construction, se référer à *Beuquier et al.* (2008)).

La constante de temps τ du rappel varie dans NEMOMED8 de 3 jours à 11°W à 100 jours à 7.5°W . Dans MED12 et MED36, τ est constant à 2 jours entre 11°W et 7.5°W puis décroît à 90 jours à 6°W .

3.1.5.2 Fleuves et Mer Noire

Le débit des fleuves est modélisé dans les modèles NEMO-Méditerranée par un apport d'eau douce en surface au niveau de l'embouchure du fleuve. Différents jeux de données, climatologiques ou interannuels, fournissant des valeurs mensuelles de débit, sont utilisés. Tout d'abord, nous précisons que 4 embouchures fluviales sont présentes à l'Ouest du détroit de Gibraltar mais hors de la zone où est effectué le rappel fort. Nous nous intéressons dans la suite de cette section uniquement à la partie Méditerranéenne du modèle, *i.e.* à l'Est du détroit de Gibraltar. Dans NEMOMED8, les 29 embouchures de 28 fleuves méditerranéens de la base de données RivDis de l'UNESCO (*Vörösmarty et al.*, 1996) sont représentés, le Nil ayant deux embouchures ; par la suite et par abus de langage, nous dirons que 29 fleuves sont représentés dans la partie méditerranéenne des modèles NEMO-Méditerranée. Quand des valeurs climatologiques sont utilisées (tableau 3.6), ce sont celles de la base RivDis. Le débit total pour l'ensemble des 29 fleuves s'élève à $6251 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, ce qui représente un apport d'eau douce de 0.079 m/an pour l'ensemble de la Méditerranée (la surface totale de la Méditerranée est prise égale à $2.5 \times 10^{12} \text{ m}^2$). Les valeurs interannuelles sur la période 1960-2000 viennent des travaux de *Ludwig et al.* (2009) pour ces 29 fleuves (voir figure 4.3 de la section 4.1 pour les débits interannuels des principaux fleuves méditerranéens). En moyenne sur ces 41 ans, le débit total de ces 29 fleuves s'élève à $6871 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, soit un apport d'eau douce de 0.087 m/an pour l'ensemble de la Méditerranée. Pour chaque fleuve, nous avons gardé le cycle mensuel moyen des données RivDis, les variations interannuelles ne viennent que du débit moyen annuel et pas du cycle mensuel utilisé.

Dans MED12 et MED36, les mêmes 29 principaux fleuves méditerranéens sont modélisés explicitement. Les valeurs interannuelles viennent comme dans NEMOMED8 de la base de données de *Ludwig et al.* (2009). La différence est que quand des valeurs climatologiques sont utilisées, elles viennent de la moyenne sur la période 1960-2000 de cette base de données et non plus des valeurs climatologiques de RivDis. Une autre différence importante est que la base de *Ludwig et al.* (2009) comprend 239 fleuves, certes de plus faible importance que les principaux repris dans la base RivDis, mais, cumulés, leurs débits ne sont pas négligeables. Ainsi, dans MED12 et MED36, les débits des fleuves non modélisés explicitement à une embouchure sont répartis, pour différents sous-bassins méditerranéens (voir figure 3.6), dans un ruissellement côtier. Ce ruissellement vient s'ajouter, pour les points de grille côtiers du modèle, au flux d'eau douce atmosphérique E–P et éventuellement au débit d'un fleuve aux points d'embouchure. La figure 3.6 indique que c'est dans les sous-bassins Adriatique et Égée que ce ruissellement côtier est le plus important. Là aussi, l'interannualité vient des moyennes annuelles, aucun cycle saisonnier n'est appliqué sur les valeurs de ruissellement pour chaque sous-bassin.

La figure 3.7a illustre l'importance du ruissellement côtier par rapport aux débits explicitement modélisés des grands fleuves pour l'ensemble de la Méditerranée. En moyenne sur les 41 ans, le ruissellement côtier total s'élève à $4686 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, *i.e.* 0.059 m/an ramené à la surface totale de la Méditerranée. Au total, dans MED12 et MED36, l'apport d'eau douce par les débits fluviaux méditerranéens et le ruissellement côtier s'élève en moyenne interannuelle à $11557 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, soit 0.146 m/an de gain d'eau douce pour la surface de la Méditerranée. Dans MED12 et MED36,

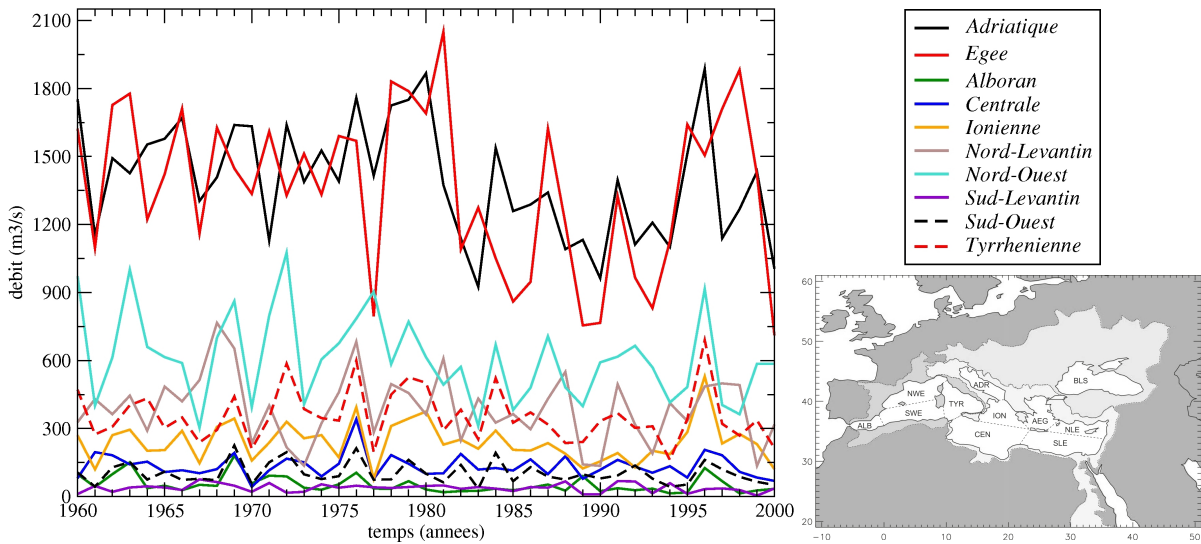


FIG. 3.6 – Variations interannuelles du ruissellement côtier par sous-bassin (en $m^3 \cdot s^{-1}$). La délimitation de chaque sous-bassin est indiquée dans la figure en bas à droite, extraite de Ludwig et al. (2009).

des valeurs constantes, égales aux moyennes climatologiques sur la période 1960-2000, sont utilisées pour les débits fluviaux et le ruissellement côtier, pour les années 1958-1959 et 2001-2008.

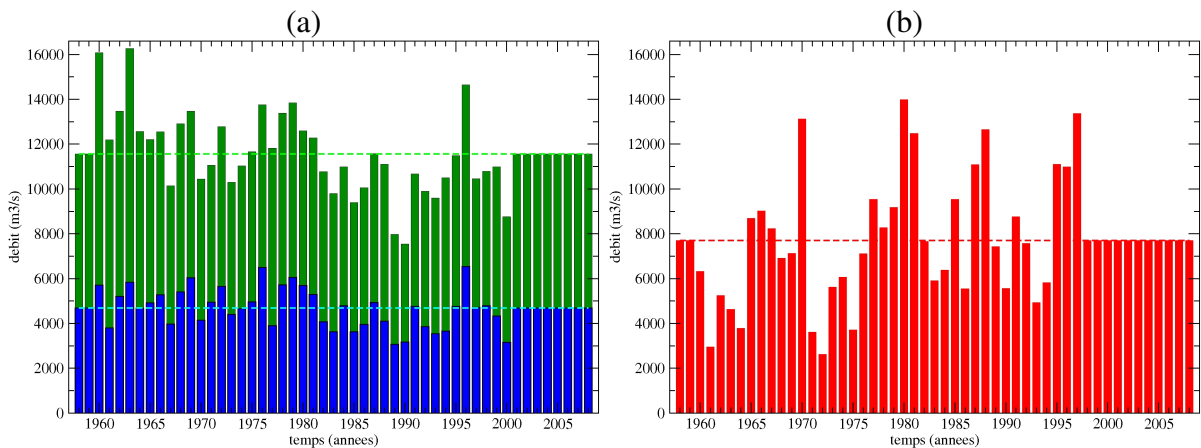


FIG. 3.7 – Variations interannuelles du débit (en $m^3 \cdot s^{-1}$) pour (a) le ruissellement côtier total (en bleu) et l'apport d'eau douce total par les fleuves (en vert, ruissellement inclus), (b) l'apport d'eau douce par la mer Noire. Les lignes pointillées indiquent les moyennes interannuelles utilisées comme valeurs climatologiques.

La mer Noire n'est pas explicitement représentée dans les modèles NEMOMED mais est considérée comme un 30^e fleuve. Les échanges entre la mer Noire et la mer Méditerranée au niveau du détroit des Dardanelles peuvent être schématisés de la même façon que ceux entre la Méditerranée et l'Atlantique au niveau du détroit de Gibraltar : un courant de surface chaud et peu salé entre en Méditerranée et une veine d'eau plus froide et plus salée sort en sub-surface. L'analyse détaillée dans Somot et al. (2001), basée sur les résultats de Stanev et al. (2000), a conduit à représenter ces échanges entre la mer Noire et le sous-bassin Égée par un seul

flux d'eau en surface (comme pour un fleuve). Ainsi, pour des moyennes annuelles, on peut considérer que le bilan $R + P - E$ de la mer Noire est une très bonne approximation du flux net entre le sous-bassin Égée et la mer Noire, si on néglige une possible tendance à long terme du niveau moyen de la mer Noire. Cependant, il faut garder en mémoire quelques défauts de cette paramétrisation. A part le bilan $R + P - E$, on ne prend pas en compte les phénomènes intervenant dans la variabilité intra-annuelle du flux entre la mer Noire et le sous-bassin Égée, puisqu'un cycle mensuel moyen est utilisé. De plus, on ne fait qu'ajouter une quantité d'eau douce, sans tenir compte des échanges de sel et de chaleur. Enfin, on néglige le fait que les eaux venant de la mer Noire modifient les eaux de surface du sous-bassin Égée et que les eaux sortantes modifient les propriétés des eaux de sub-surface du sous-bassin Égée.

Comme pour les débits fluviaux, nous utilisons des moyennes mensuelles pour l'apport d'eau douce par la mer Noire. Dans NEMOMED8, les valeurs climatologiques viennent des travaux de *Stanev et al.* (2000), avec un débit annuel moyen de $8036 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, correspondant à 0.101 m/an . Dans les trois modèles, nous gardons le même cycle mensuel moyen quand des valeurs interannuelles sont utilisés. Elles viennent de la base de données de *Stanev and Peneva* (2002) couvrant la période 1923-1997 à l'exception des années entre 1941 et 1944. La valeur moyenne sur les 38 ans que nous utilisons (1960-1997) est de $7696 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, *i.e.* 0.097 m/an pour l'ensemble de la surface de la Méditerranée. C'est cette valeur qui est utilisée pour les années 1958-1959 et 1998-2008 (figure 3.7b).

Modèle	NEMOMED8				MED12 et MED36	
	Climatologique		Interannuel		Climatologique et interannuel	
Composante du runoff R	$\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$	m/an	$\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$	m/an	$\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$	m/an
Fleuves	6251	0.079	6871	0.087	6871	0.087
Ruissellement côtier	Non modélisé				4686	0.059
Mer Noire	8036	0.101	7696	0.097	7696	0.097
Total	14287	0.180	14567	0.184	19253	0.243

TAB. 3.4 – Valeurs moyennes des différentes composantes du runoff R, en $\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ et en m/an pour une surface de la Méditerranée de $2.5 \times 10^{12} \text{ m}^2$, en moyenne sur l'ensemble de la partie méditerranéenne des trois modèles NEMO-Méditerranée, selon que la configuration climatologique ou interannuelle soit utilisée.

Au total (tableau 3.4), la composante runoff R du bilan $E - P - R$, *i.e.* l'apport d'eau douce par les débits fluviaux, la mer Noire et le ruissellement côtier, est de 0.180 m/an (climatologique) ou 0.184 m/an (interannuel) dans NEMOMED8 et de 0.243 m/an dans MED12 et MED36, la valeur climatologique étant par construction la moyenne des valeurs interannuelles. On rappelle que les valeurs d'apport d'eau douce équivalentes en surface de la Méditerranée sont données en considérant que dans les trois modèles la surface totale de la Méditerranée vaut $2.5 \times 10^{12} \text{ m}^2$.

3.1.6 Conditions initiales

Pour la partie Atlantique du modèle, les conditions initiales (température potentielle θ et salinité S) proviennent des données de *Reynaud et al.* (1998) dans NEMOMED8 et de *Levitus et al.* (2005) dans MED12 et MED36.

Pour la partie méditerranéenne, différents états initiaux ont été utilisés :

- pour NEMOMED8, ils proviennent des moyennes mensuelles de la climatologie de la base de données MEDATLAS-II (*MEDAR/MEDATLAS Group, 2002*),
- pour MED12, ces moyennes mensuelles ont été pondérées par des anomalies représentatives de la période de départ des simulations ; pour les simulations MED12 commençant en 1998, un filtre passe-bas avec une fenêtre temporelle de 3 ans centrée sur 1998 a été appliqué aux données de la base MEDATLAS-II correspondant à cette période ; pour la simulation commençant en 1958, la fenêtre temporelle est de 10 ans et centrée sur 1960 ; ces anomalies nous ont été fournies par Samuel Somot (CNRM) à partir des travaux de *Rixen et al. (2005)* ; nous les avons ensuite interpolées sur les grille horizontale et verticale de MED12,
- la simulation MED12-EGEE démarre avec l'état instantané (*restart*) de la simulation MED12-50ans au 1er novembre 1991,
- pour MED36-ECMWF, l'état initial en août 2003 provient des moyennes mensuelles de θ et de S de la simulation MED12-ECMWF ayant démarré en 1998.

3.1.7 Jeu de simulations

Les simulations réalisées avec NEMOMED8 forcé par ARPERA, NM8-clim, NM8-riv et NM8-atl-riv (voir tableau 3.5), ont pour but d'étudier l'impact de la variabilité des forçages hydrologiques non atmosphériques (*i.e.* le débit des fleuves, l'apport d'eau douce de la mer Noire et les caractéristiques thermohalines de la zone tampon atlantique, voir tableau 3.6) sur la variabilité de la circulation et des masses d'eau, principalement sur la représentation de l'EMT (section 4.1). Ce sont des simulations longues de 40 ans sur la période 1960-2000. La simulation NM8-clim a ensuite été prolongée jusqu'en 2006 par Marine Herrmann au CNRM afin d'étudier l'impact de l'EMT sur le déclenchement de la WMT (*Herrmann et al. (2010)*, section 5.3.1 et annexe A).

Durant la mise en place de la configuration MED12 à plus haute résolution, de nouvelles paramétrisations des conditions aux limites ont été implémentées et des simulations courtes de 10 ans sur la période 1998-2008 ont été réalisées pour les valider ; les plus récentes, MED12-ARPERA-1, MED12-ARPERA-2 et MED12-ARPERA-3, forcées en flux par ARPERA, et MED12-ECMWF, forcée en *bulk* par les analyses ECMWF, ont servi à des études de processus, principalement la propagation des eaux denses formées dans le Golfe du Lion au début de la WMT (section 5.1).

Puis, une simulation de 50 ans sur la période 1958-2008, nommée MED12-50ans, a été réalisée avec les nouvelles paramétrisations validées, pour étudier la variabilité à long terme en Méditerranée (sections 4.2 et 5.3.2). Une simulation avec un forçage atmosphérique ARPERA modifié au-dessus du sous-bassin Égée, MED12-EGEE, est en cours de réalisation ; ses résultats sur la période 1991-1995 servent à une étude de sensibilité aux flux atmosphériques hivernaux sur la représentation de l'EMT (section 4.3).

Enfin, très récemment, la configuration MED36 a été développée et une simulation de 4 ans sur la période 2003-2007, forcée en *bulk* par les analyses ECMWF et donc nommée MED36-ECMWF, a été réalisée. Les premiers résultats étant disponibles, ils sont utilisés pour étudier la représentation de l'épisode de convection de l'hiver 2005 dans le Golfe du Lion avec un modèle océanique à plus haute résolution horizontale (section 5.2).

Dans le cas des simulations avec NEMOMED8, une stratégie de spin-up a été appliquée.

Tout d'abord, pendant 5 ans, le modèle a tourné avec un forçage atmosphérique interannuel 1960-1965, des conditions aux limites climatologiques et un rappel 3D aux conditions initiales de θ et de S avec un coefficient de rappel de 10 jours. Puis, le modèle a tourné librement pendant 10 ans sous le forçage atmosphérique interannuel de 1960-1970, toujours avec des conditions aux limites climatologiques. L'état final de ces 15 ans de spin-up a fourni l'état initial au 1^{er} août 1960 des simulation NM8-ctrl, NM8-riv and NM8-atl-riv.

Les simulations réalisées avec MED12 démarrent à l'état de repos aux dates indiquées dans le tableau 3.5 sans période de spin-up préalable. La simulation MED12-EGEE utilisant un restart de la simulation MED12-50ans, elle démarre avec des courants non nuls.

La simulation MED36-ECMWF démarre au 1^{er} août 2003 avec les moyennes mensuelles de ce mois venant de la simulation MED12-ECMWF et à l'état de repos.

Nom de la simulation	Période	Etat initial en Méditerranée	Forçage atmosphérique
NM8-clim	01/08/1960 - 31/12/2006	MEDATLAS-II + 15 ans de spin-up	ARPERA
NM8-riv	01/08/1960 - 31/12/2000	MEDATLAS-II + 15 ans de spin-up	ARPERA
NM8-atl-riv	01/08/1960 - 31/12/2000	MEDATLAS-II + 15 ans de spin-up	ARPERA
MED12-ARPERA-1	01/10/1998 - 31/12/2008	MEDATLAS-1998	ARPERA
MED12-ARPERA-2	01/10/1998 - 31/12/2008	MEDATLAS-1998	ARPERA
MED12-ARPERA-3	01/10/1998 - 31/12/2008	MEDATLAS-1998	ARPERA
MED12-50ans	01/10/1958 - 31/12/2008	MEDATLAS-1960	ARPERA sans correction du flux d'eau
MED12-EGEE	01/11/1991 - 31/12/1995	restart de MED12-50ans au 01/11/1991	ARPERA sans correction du flux d'eau, modifié en Égée pour les hivers 91-92 et 92-93
MED12-ECMWF	01/10/1998 - 31/10/2007	MEDATLAS-1998	ECMWF
MED36-ECMWF	01/08/2003 - 31/10/2007	moyennes mensuelles de MED12-ECMWF en août 2003	ECMWF

TAB. 3.5 – *Caractéristiques principales des simulations présentées dans le manuscrit. La première partie du nom de chaque simulation indique avec quel modèle océanique elle a été effectuée (NM8=NEMOMED8).*

Nom de la simulation	Atlantique (θ -S)	Fleuves et mer Noire	Ruissellement côtier	Conservation du volume	Friction de fond
NM8-clim	clim	clim	non	report de l'eau	E constant
NM8-riv	clim	inter	non	report de l'eau	E constant
NM8-atl-riv	inter	inter	non	report de l'eau	E constant
MED12-ARPERA-1	clim	clim	clim	report de l'eau	E constant
MED12-ARPERA-2	clim	clim	clim	report de l'eau	E marée
MED12-ARPERA-3	clim	clim	clim	rappel en SSH	E marée
MED12-50ans	inter	inter	inter	rappel en SSH	E marée
MED12-EGEE	inter	inter	inter	rappel en SSH	E marée
MED12-ECMWF	clim	clim	clim	report de l'eau	E marée
MED36-ECMWF	clim	clim	clim	report de l'eau	E marée

TAB. 3.6 – Conditions aux limites utilisées pour les différentes simulations ; clim = climatologique(s), inter = interannuel(s). Les données interannuelles ne sont employées que sur la période pour laquelle elles sont disponibles ; en dehors, leurs moyennes climatologiques sont utilisées. Les cases en *bleu* ou en *vert* symbolisent les développements techniques réalisés pour cette thèse, par opposition aux configurations standards en *rouge*.

3.2 Validation globale des simulations présentées

A partir de cette section, quand des résultats pour plusieurs simulations sont présentés par des courbes, nous associons un code de couleurs pour distinguer facilement les simulations. Les résultats provenant des simulations avec NEMOMED8 sont présentés, quand cela est possible, par des courbes tiretées, en noir pour NM8-clim, en bleu pour NM8-riv et en rouge pour NM8-atl-riv (dans la section 4.1, elles ont le même code de couleurs, pas toujours en tiretées). Les simulations MED12 et MED36 sont en traits continus, avec MED12-ARPERA-1 en noir, MED12-ARPERA-2 en rouge, MED12-ARPERA-3 en bleu, MED12-50ans en vert, MED12-EGEE en violet, MED12-ECMWF en marron et MED36-ECMWF en orange (voir par exemple la figure 3.16).

La figure 3.8 présente les limites des différents sous-bassins qui pourront être utilisés par la suite dans des diagnostics utilisant des moyennes spatiales.

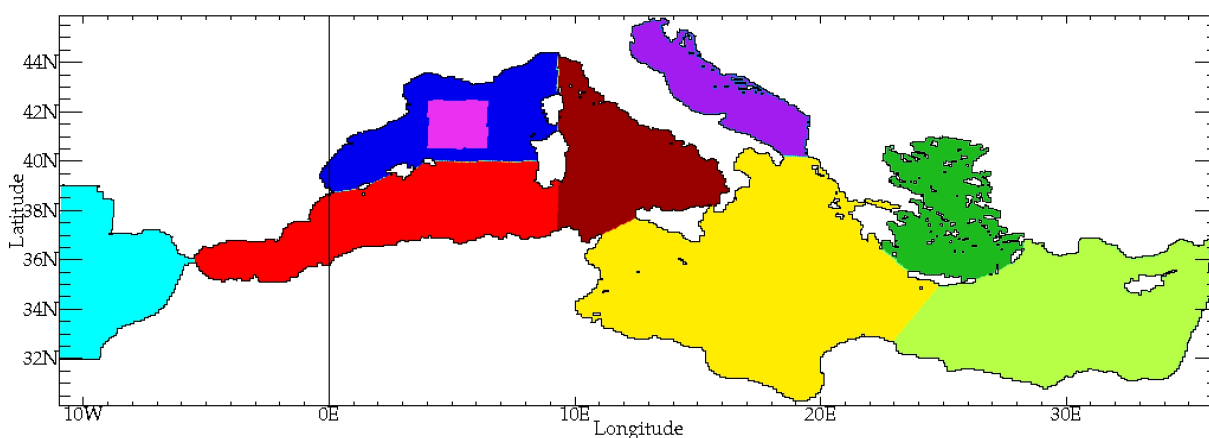


FIG. 3.8 – Délimitations des sous-bassins utilisés dans les différents diagnostics, illustrées avec le domaine MED12. On trouve, d'Ouest en Est : zone tampon (bleu fluo), Algérien (rouge), Med-Nord-Ouest (bleu foncé), Golfe-du-Lion (rose), Tyrrhénien (grenat), Ionien (jaune), Adriatique (violet), Égée (vert foncé), Levantin (vert clair). Les regroupements Med-Ouest (bassin occidental, à l'Ouest du canal de Sicile), Med-Est (bassin oriental, à l'Est du canal de Sicile, incluant les sous-bassins Egée et Adriatique) et Med (tout à l'Est de Gibraltar) peuvent également être utilisés.

Cette section présente dans un premier temps une comparaison des forçages ARPERA et ECMWF sur leur période de disponibilité commune. Puis, nous analysons la capacité des 3 configurations NEMO-Méditerranée à reproduire la circulation Méditerranéenne de surface, en comparaison avec des observations satellites AVISO. Enfin, nous regardons la variabilité inter-annuelle des contenus thermiques et halins modélisés par l'ensemble des simulations réalisées par rapport aux données de *Rixen et al.* (2005).

3.2.1 Comparaison des forçages ARPERA et ECMWF avec MED12

Dans cette partie, nous n'effectuons pas une étude détaillée des différences entre ces deux forçages puisque ce n'est pas l'objet de la thèse. Nous présentons simplement les deux forçages utilisés dans les simulations réalisées. Nous rappelons que la résolution d'ARPERA est de 50 km, et que le forçage par les analyses ECMWF, de résolution variant de 60 km en avril 1998 à 40 km à partir de novembre 2000, puis à 25 km à partir de février 2006, utilise la formulation

bulk CLIO.

Nous comparons ici les flux totaux de chaleur (Q_{tot}) et d'eau douce ($E-P-R+$ rappel ou correction) ainsi que de la norme de la tension de vent ($\|\vec{\tau}\|$), en moyenne sur l'ensemble de la surface de la Méditerranée, pour les forçages ARPERA et ECMWF (figure 3.9). Pour faciliter la comparaison, nous utilisons les sorties des simulations MED12-ARPERA-2 et MED12-ECMWF, qui, en dehors de leurs forçages atmosphériques, utilisent les mêmes configurations (même état initial, mêmes fleuves et Mer Noire, E avec effet moyen de la marée, report de l'eau). Pour le forçage ARPERA, le terme de rétroaction en SST est inclus dans Q_{tot} et le flux net d'eau douce comprend le terme de correction du flux d'eau. Pour le forçage ECMWF, le flux de chaleur est celui issu des formules bulk et le flux net d'eau douce comprend le terme dû au rappel en SSS. Dans les deux cas, les flux de chaleur et d'eau sont donc les flux totaux vu par le modèle océanique. La période de comparaison est la période commune de ces deux simulations, *i.e.* d'octobre 1998 à octobre 2007. Les champs spatiaux moyennés sur cette période sont présentés dans la figure 3.10.

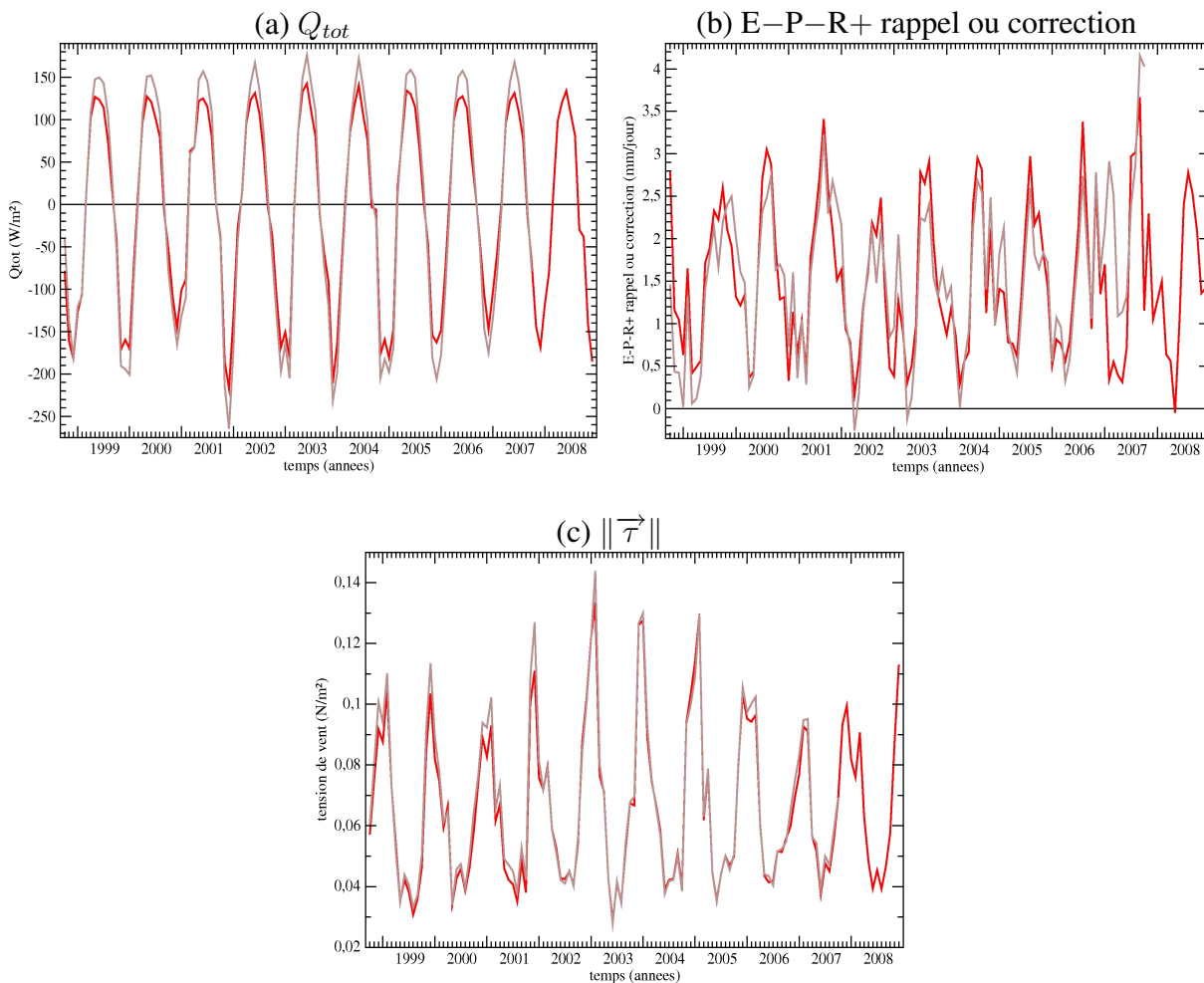


FIG. 3.9 – Valeurs mensuelles en moyenne sur l'ensemble de la Méditerranée, pour les simulations MED12-ARPERA-2 (rouge) et MED12-ECMWF (marron), des forçages (a) thermique (flux total de chaleur en surface, en $W.m^{-2}$, positif si descendant), (b) hydrique (flux total d'eau douce en surface, en $mm/jour$, négatif si descendant) et (c) mécanique (norme de la tension de vent, en $N.m^{-2}$).

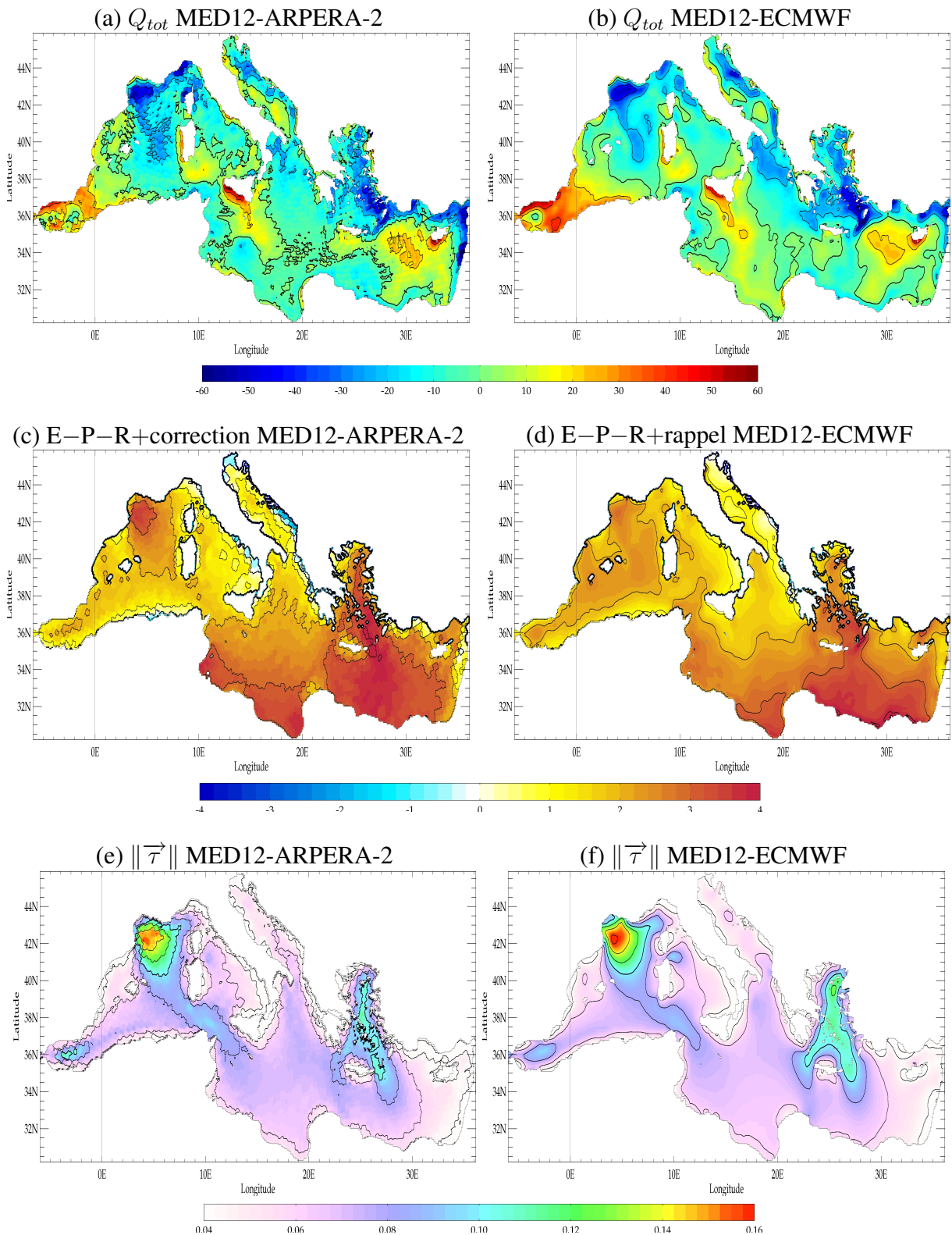


FIG. 3.10 – Moyennes des forçages de surface sur la période novembre 1998 - octobre 2007 pour (a, c et e) MED12-ARPERA-2 et (b, d et f) MED12-ECMWF : (a et b) flux total de chaleur en surface (en $W.m^{-2}$, contours tous les $20 W.m^{-2}$, positif si gain de chaleur pour l'océan), (c et d) flux total d'eau douce en surface (en $mm/jour$, contours tous les $1 mm/jour$, négatif si gain d'eau douce pour l'océan), et (e et f) norme de la tension de vent (en $N.m^{-2}$, contours tous les $0.02 N.m^{-2}$).

Concernant le flux total de chaleur (figure 3.9a), l'amplitude du cycle saisonnier est plus élevée (± 30 à 40 W.m^{-2}) avec le forçage ECMWF (en brun) qu'avec ARPERA (en rouge). Les pertes de chaleur sont plus importantes en hiver et les gains de chaleur plus importants en été avec ECMWF par rapport à ARPERA. En moyenne sur la période novembre 1998 - octobre 2007 (pour avoir un nombre entier d'années), le flux de chaleur total en surface de la Méditerranée est de -3.5 W.m^{-2} pour ARPERA et de -2.4 W.m^{-2} pour ECMWF ; ces deux valeurs sont très proches du "best estimate" de -3 W.m^{-2} donné par *Sanchez-Gomez et al.* (2011) à partir de données observées de flux de chaleur sensible, latente, solaire et infra-rouge. Pour ARPERA, en moyenne sur ces 9 ans, la rétroaction en SST fait gagner 16.2 W.m^{-2} à la surface de la Méditerranée, compensant le fait que le forçage ARPERA seul est trop froid. Les moyennes spatiales sur ces 9 années présentent des structures de flux similaires pour les deux forçages (figures 3.10a et 3.10b), à la différence que la grille originelle d'ARPERA en spirale centrée au niveau du sous-bassin Tyrrhénien est clairement visible. Les zones où l'atmosphère chauffe la surface de la mer sont plutôt présentes au Sud de la Méditerranée et dans les zones de vent faible. A l'inverse, dans la partie Nord du bassin et dans les zones de vent fort, la surface de la mer a tendance à se refroidir en cédant de la chaleur à l'atmosphère. L'effet moyen de la rétroaction en SST dans le flux de chaleur d'ARPERA est visible sur la figure 3.11a.

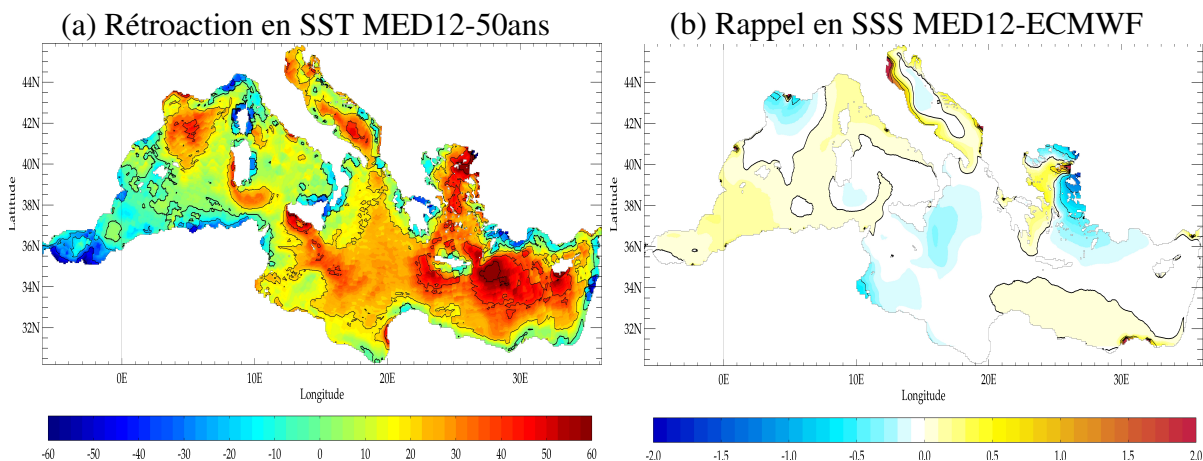


FIG. 3.11 – Effets moyens, sur la période novembre 1998 - octobre 2007, (a) de la rétroaction en SST dans le flux de chaleur de MED12-ARPERA (en W.m^{-2} , contours tous les 20 W.m^{-2} , positif si gain de chaleur pour l'océan), et (b) du rappel en SSS dans le flux d'eau douce de MED12-ECMWF (en mm/jour , contours tous les 0.5 mm/jour , négatif si gain d'eau douce pour l'océan).

Pour le flux total d'eau douce (figure 3.9b), les cycles saisonniers sont similaires entre les deux forçages. Les pertes d'eau douce sont maximales en automne et minimales en début de printemps, avec même pour certains printemps un gain net d'eau douce en surface (en 2002 et 2003 avec ECMWF et en 2008 avec ARPERA). Avec ARPERA (courbe rouge), les pertes automnales sont plus élevées par rapport à celles d'ECMWF. Le cycle saisonnier d'ECMWF présente un second pic de pertes importantes en janvier beaucoup plus marqué qu'avec ARPERA. L'année 2007 présente les différences maximales entre les pertes d'eau douce créées par les deux forçages : cette année-là, ECMWF fait perdre au modèle beaucoup plus d'eau qu'ARPERA, avec un écart supérieur à 2 mm/jour en février et mars 2007. En moyenne sur la période novembre 1998 - octobre 2007, la perte totale d'eau douce en surface de la Méditerranée est de 1.49 mm/jour (0.544 m/an) pour ARPERA et de 1.53 mm/jour (0.558 m/an) pour ECMWF.

Ce bilan comprend pour ARPERA la correction du flux d'eau (-0.01 mm/jour, -0.003 m/an), et pour ECMWF l'effet du rappel en SSS (-0.02 mm/jour, -0.007 m/an). En moyenne sur 9 ans, les pertes totales d'eau douce (évaporation nette) sont donc assez proches entre les deux forçages. Mais cette moyenne est trompeuse à cause de l'année 2007 atypique. Pour la période novembre 1998 - octobre 2006, la perte totale d'eau douce vaut 1.48 mm/jour (0.540 m/an) pour ARPERA et 1.42 mm/jour (0.518 m/an) pour ECMWF. La différence vient principalement de la dernière année de la période commune, puisqu'entre novembre 2006 et octobre 2007, la perte totale d'eau douce en surface de la Méditerranée est de 1.58 mm/jour (0.577 m/an) pour ARPERA et de 2.41 mm/jour (0.880 m/an) pour ECMWF.

En moyenne sur les 9 années communes, à nouveau les structures spatiales sont semblables entre les deux forçages (figures 3.10c et 3.10d). Le forçage atmosphérique provoque une perte nette d'eau par évaporation sur quasiment toute la Méditerranée, avec des pertes plus importantes dans les zones de vent fort (Golfe du Lion, sous-bassin Egée), dans le sous-bassin Levantin et près des côtes libyo-égyptiennes. Mais l'utilisation d'un rappel en SSS dans le forçage ECMWF lisse les pertes extrêmes, là où la SSS a tendance à s'éloigner de la climatologie à basse résolution. Ainsi, dans le Golfe du Lion et dans le sous-bassin Egée, la perte moyenne d'eau douce est plus faible avec ECMWF qu'avec ARPERA. A l'inverse, près des embouchures des grands fleuves (Rhône, Elbe, Nil, Pô) et dans les zones où le ruissellement côtier fluvial est important (sous-bassins Adriatique, Egée et Tyrrhénien), la perte moyenne d'eau douce est plus élevée avec ECMWF qu'avec ARPERA. Ces constats sont confirmés sur la figure 3.11b présentant l'effet moyen du rappel en SSS sur le flux net d'eau en surface dans ECMWF. On constate ici que l'utilisation d'un rappel vers une SSS climatologique basse-résolution tend à limiter les extrêmes créés par le modèle océanique, ce qui peut être néfaste à la représentation de la variabilité de la convection profonde.

Pour la norme de la tension de vent (figure 3.9c), les valeurs en moyenne mensuelle sur l'ensemble de la surface de la Méditerranée sont très proches entre ARPERA et ECMWF, légèrement plus faibles dans ARPERA. Le cycle saisonnier est le même, avec des valeurs de tension de vent maximales en hiver et minimales en fin de printemps - début d'été. En moyenne sur la période novembre 1998 - octobre 2007, la norme de la tension de vent moyennée sur l'ensemble de la Méditerranée vaut 0.065 N.m^{-2} pour ARPERA et 0.067 N.m^{-2} pour ECMWF. Les motifs spatiaux en moyenne sur les 9 ans (figures 3.10e et 3.10f) font ressortir, pour les deux forçages, les zones de vents forts connues (voir *Chronis et al.* (2010) pour une analyse des observations satellitaires QuikSCAT de vent en Méditerranée) : le Golfe du Lion (Mistral et Tramontane, dont l'influence se fait sentir jusque dans les canaux de Sardaigne et de Sicile), le sous-bassin Egée (vents Etésiens) et le sous-bassin Alboran (vents canalisés dans le détroit de Gibraltar). La résolution d'ECMWF étant légèrement plus importante, les maxima y sont plus élevés et certains effets locaux sont plus marqués, par exemple en sortie du détroit de Bonifacio ou entre le Péloponnèse et la Crète. En revanche, dans aucun des deux forçages ne sont visibles des tensions de vent importantes dues à la Bora dans le sous-bassin Adriatique. La résolution horizontale des champs atmosphériques est en effet insuffisante dans les deux cas pour pouvoir représenter finement les reliefs entourant le sous-bassin et donc ce vent régional (voir *Herrmann et al.* (2011) pour l'analyse d'un passage en résolution de 50 km à 10 km dans un modèle régional atmosphérique sur la représentation des vents forts en Méditerranée).

3.2.2 Circulation de surface

Dans cette section, nous vérifions que les 3 configurations NEMO-Méditerranée sont capables de reproduire la circulation générale moyenne de surface en Méditerranée. Pour cela,

nous regardons la SSH et les courants à 35 m, pour une simulation de chaque configuration : pour NEMOMED8, NM8-atl-riv sur la période 1961-2000 (figure 3.12a), pour MED12, MED12-50ans sur la période 1961-2000 (figure 3.12b) et sur la période 2004-2006 (figure 3.12c), et pour MED36, MED36-ECMWF sur la période 2004-2006 (figure 3.12d). La simulation MED12-50ans est présentée à la fois en moyenne sur 1961-2000 et sur 2004-2006 pour faciliter les comparaisons avec les moyennes de NM8-atl-riv et de MED36-ECMWF.

Nous les comparons aux données altimétriques AVISO de niveau de la mer et de courants géostrophiques en Méditerranée (figure 3.13). Nous utilisons les champs hebdomadaires absolus (*Maps of Absolute Dynamic Topography*, MADT), résultant de la somme des anomalies hebdomadaires de hauteur de mer (*Sea Level Anomalies*, SLA) et de la topographie dynamique moyenne (*Mean Dynamic Topography*, MDT) RioMed 2007 (Rio et al., 2007), ainsi que les courants géostrophiques dérivés. La MDT RioMed 2007 a été calculée sur la période 1993-1999 à partir de données altimétriques et in-situ (bouées dérivantes) incorporées dans une ébauche fournie par le système MFSTEP. Pour les MADTs, nous utilisons les produits disponibles en temps différé (*Delayed Time*, DT) et mis à jour (*UPDated*, UPD) fabriqués début 2008 (pour la période 1993-2007) et début 2009 (pour l'année 2008). Les données sur cette période proviennent des satellites ERS-1, ERS-2, Topex/Poséidon, Jason-1 et Envisat. Les produits DT-UPD s'appuient, pour une semaine donnée, sur l'ensemble des traces des satellites disponibles, améliorant ainsi la qualité des données, mais créant un produit inhomogène sur la durée quant aux satellites utilisés. Ces produits altimétriques ont été produits par Ssalto/Duacs et distribué par AVISO, avec le soutien du CNES (<http://www.aviso.oceanobs.com/duacs/>).

Les principales caractéristiques de la circulation générale de surface sont bien reproduites dans les 3 simulations utilisées dans la figure 3.12. Le contraste entre les gyres cycloniques à SSH négative dans la partie Nord de la Méditerranée (gyre du Golfe du Lion, gyre sud-adriatique, gyre de Rhodes) et les zones de tourbillons anticycloniques à SSH positive près des côtes méridionales (tourbillons d'Alboran, zones d'accumulation de tourbillons est-algérienne et ouest-levantine) est correctement modélisé. Dans les observations AVISO (figure 3.13), les courants de bord sont plus rapides et situés plus près des côtes, donnant des valeurs de SSH plus élevées (de l'ordre de +0.2 m) que dans les modèles (de l'ordre de +0.1 m).

La comparaison des moyennes des deux simulations longues (figures 3.12a et 3.12b) permet de diagnostiquer la différence de réponse moyenne de NEMOMED8 et MED12 au forçage ARPERA en termes de circulation de surface. Comme nous regardons des moyennes à long terme sur 40 ans, ces champs moyens montrent surtout la position moyenne des courants et des tourbillons ; ils seront alors d'autant plus facilement identifiables que le modèle les reproduit fréquemment et à une position proche. Ainsi, dans NM8-atl-riv, le tourbillon d'Alboran le plus à l'Ouest n'est pas présent en moyenne alors qu'il l'est dans MED12-50ans. MED12 arrive donc mieux à maintenir la succession de tourbillons anticycloniques et cycloniques dans le sous-bassin Alboran. Dans les observations AVISO, un seul tourbillon anticyclonique est visible en SSH et courants, le second a une signature moyenne visible en SSH très près de la côte maghrébine vers 2°W. MED12 semble ici plus réaliste puisque l'état moyen de la circulation dans le sous-bassin Alboran fait état de deux tourbillons anticycloniques (Vargas-Yáñez et al., 2002), comme nous l'avons mentionné dans la section 2.1.2.1.

Dans le sous-bassin Tyrrhénien, le tourbillon cyclonique au large du détroit de Bonifacio et le gyre cyclonique entre les canaux de Sardaigne et de Sicile ont une signature beaucoup plus marquée dans MED12 que dans NEMOMED8. Ces deux objets ne sont pas clairement identifiables dans les observations satellites AVISO.

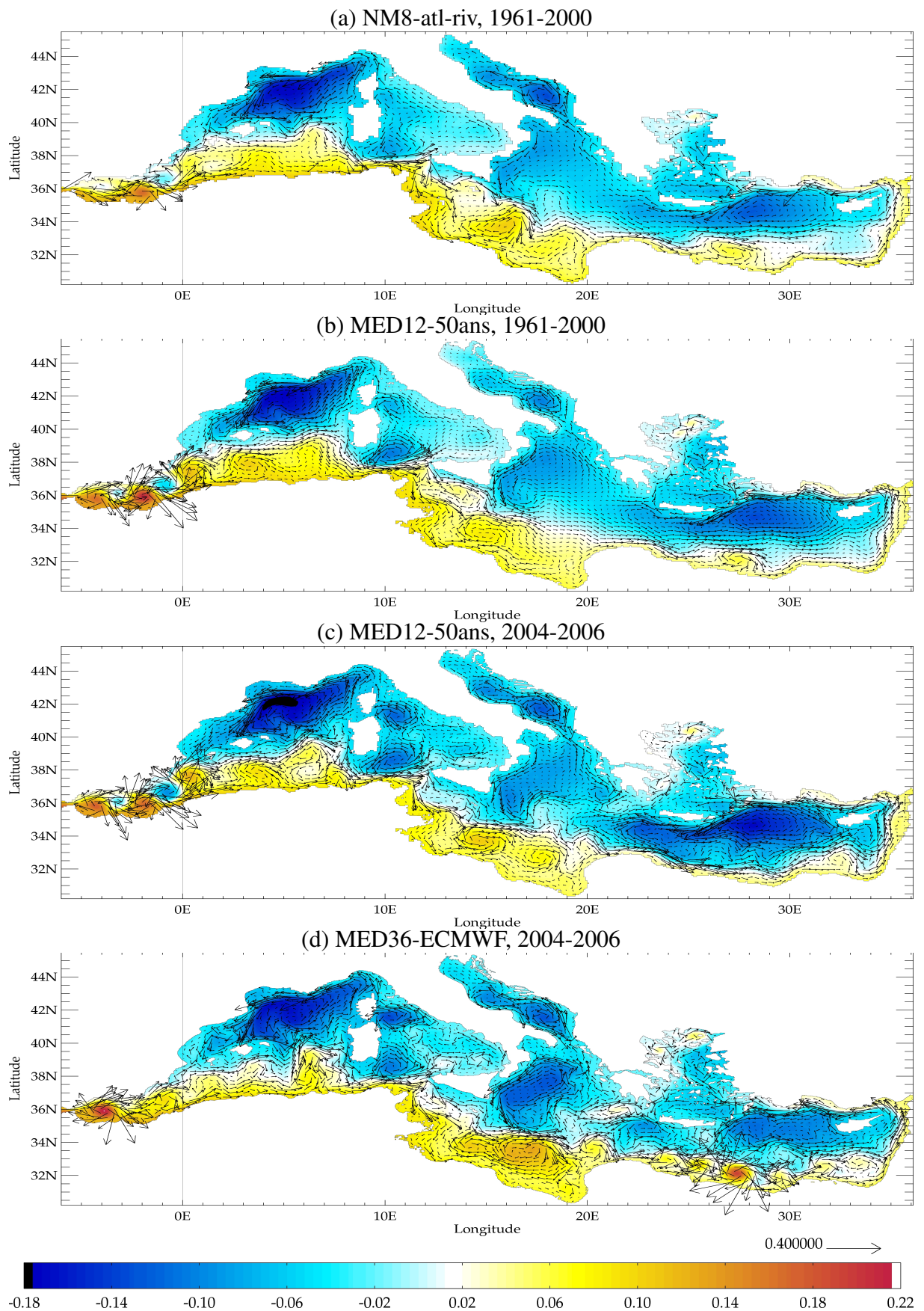


FIG. 3.12 – SSH (couleurs, en mètres) et courants à 35 m (vecteurs, en $m.s^{-1}$) pour les simulations (a) NM8-atl-riv (moyenne sur la période 1961-2000, un vecteur sur 3 tracé), MED12-50ans : (b) moyenne sur la période 1961-2000, (c) moyenne sur la période 2004-2006 (un vecteur sur 4 tracé), et (d) MED36-ECMWF (moyenne sur la période 2004-2006, un vecteur sur 12 tracé).

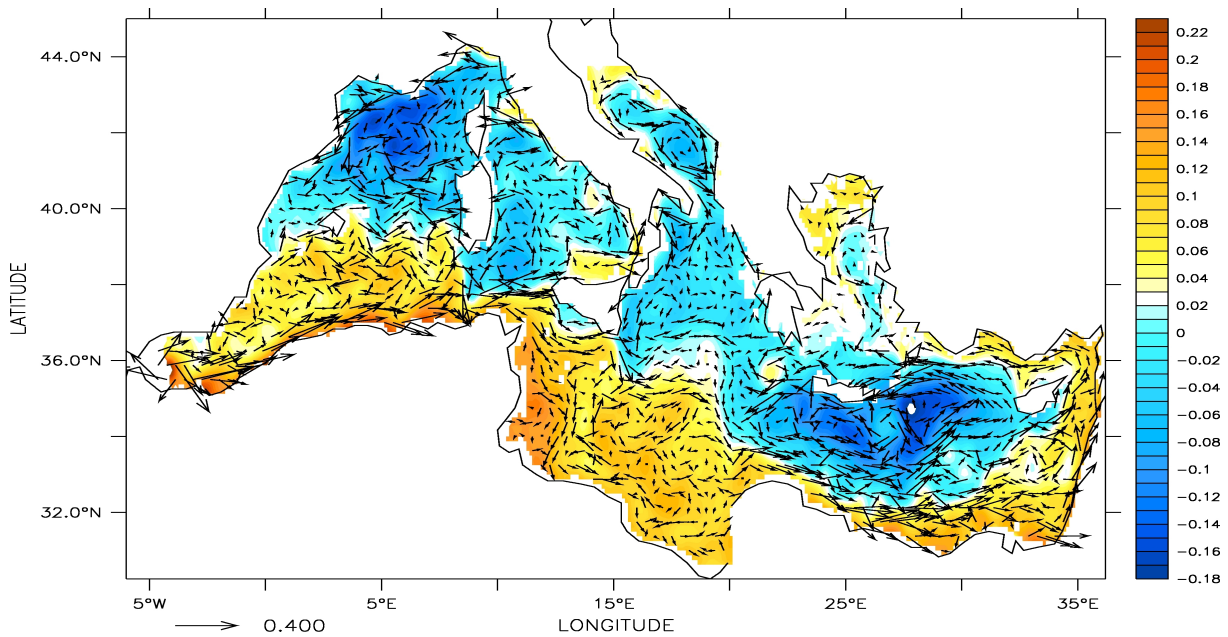


FIG. 3.13 – Moyenne, sur la période 1993-2008, des champs hebdomadaires AVISO de niveau de la mer altimétrique absolu (MADT en couleurs, en mètres) et courants géostrophiques altimétriques dérivés (vecteurs, en $m.s^{-1}$). Un vecteur sur 2 est tracé.

Les moyennes de la simulation MED12-50ans sur les périodes 1961-2000 (figure 3.12b) et 2004-2006 (figure 3.12c) ne présentent pas de grandes différences. Le fait que certains gyres, comme le gyre sud-adriatique, ou certains tourbillons, comme le tourbillon de Bonifacio, semblent plus intenses sur la figure 3.12c vient de la comparaison entre une moyenne sur 40 ans et une moyenne sur 3 ans. Cette moyenne sur une période courte permet de rendre visible le tourbillon anticyclonique Pélops, au Sud-Ouest du Péloponnèse, ainsi que la zone tourbillonnaire est-levantine entre $31^{\circ}E$ et $33^{\circ}E$.

Pour MED36 (figure 3.12d), la principale amélioration par rapport aux deux autres configurations est la représentation de la zone tourbillonnaire ouest-levantine, avec une succession de quatre tourbillons anticycloniques le long des côtes lybio-égyptiennes, entre $23^{\circ}E$ et $30^{\circ}E$. La zone tourbillonnaire est-Levantine, entre $31^{\circ}E$ et $35^{\circ}E$, est plus marquée que dans MED12 sur la même période, et correspond à ce qui est observé par AVISO. Dans le sous-bassin Alboran, un seul tourbillon anticyclonique, centré à $4^{\circ}W$, est modélisé en moyenne par MED36-ECMWF. Un second tourbillon anticyclonique, centré à $1^{\circ}W$, pourrait correspondre au tourbillon est-alboran qui serait situé plus à l'Est par rapport à MED12. Les tourbillons Pélops ($21.5^{\circ}E$ - $36^{\circ}N$) et Ierapetra ($26^{\circ}E$ - $34.5^{\circ}N$), identifiables dans les observations AVISO (figure 3.13), sont reproduits dans MED36. La signature de Pélops est plus marquée que celle d'Ierapetra, comme dans les observations AVISO, probablement parce que le tourbillon Ierapetra est plus mobile spatialement entre la Crète et la côte lybio-égyptienne que ne l'est le tourbillon de Pélops entre le Péloponnèse et le centre du sous-bassin Ionien.

3.2.3 Température et salinité de surface

Pour analyser le comportement de nos simulations en termes de SST, nous comparons la SST moyenne de la climatologie MEDATLAS-II (figure 3.14a) aux moyennes de SST des si-

mulations NM8-atl-riv et MED12-50ans sur la période 1961-2000 (figures 3.14b et 3.14c), et des simulations MED12-50ans et MED36-ECMWF sur la période 2004-2006 (figures 3.14d et 3.14e).

Sur la période 1961-2000, les simulations NM8-atl-riv et MED12-50ans reproduisent très bien les caractéristiques à grande échelle de la SST en Méditerranée que montre la moyenne de MEDATLAS-II. Le gradient, selon la latitude, entre les SST plus froides des sous-bassins au Nord (Golfe du Lion, Adriatique, Egée) et les SST plus chaudes près des côtes méridionales (dans le sous-bassin Levantin notamment) est correctement représenté dans ces deux simulations. Les moyennes des deux simulations contiennent en plus des structures de plus petite échelle, qui ne sont pas vues par la climatologie MEDATLAS-II. On remarque ainsi le gyre de Rhodes (centré vers 28°E-35°N), caractérisé par une SST plus froide que celle du sous-bassin Levantin, ou encore les tourbillons anticycloniques dans le sous-bassin Alboran (un seul en moyenne pour NM8-atl-riv, deux pour MED12-50ans, comme on l'a vu dans la section précédente), marqués par une SST plus chaude que leur environnement. Comme ces deux simulations utilisent le même champ observé SST_0 pour calculer la rétroaction dans le flux de chaleur, les structures moyennes sur les 40 ans sont très proches. On notera juste que le sous-bassin Adriatique est plus froid dans MED12-50ans que dans NM8-atl-riv.

Sur la période 2004-2006 (période qui n'est pas couverte par la climatologie MEDATLAS-II), la SST de MED12-50ans (figure 3.14d) est légèrement plus élevée que pour la période 1961-2000, notamment dans le sous-bassin Alboran, près des côtes libyennes ou dans le sous-bassin Adriatique. La principale différence entre MED12-50ans (figure 3.14d) et MED36-ECMWF (figure 3.14e) est que cette dernière est beaucoup plus chaude (0.5°C en moyenne) dans la partie Sud de la Méditerranée, notamment dans les sous-bassins Ionien et Levantin. La différence entre MED12-50ans et MED36-ECMWF atteint même 1°C près des côtes libyennes, entre 15°E et 20°E. Cette différence importante est due au forçage ECMWF utilisé dans la simulation MED36 (revoir les différences du flux de chaleur près des côtes libyennes entre les figures 3.10a et 3.10b). On retiendra néanmoins, comme points positifs de la simulation MED36, que les tourbillons anticycloniques Pélops et Ierapetra, dont nous avons constaté la signature en SSH sur la figure 3.12d, sont également visibles sur la figure 3.14e et sont caractérisés par une SST plus chaude que leur environnement.

Pour la salinité de surface, nous comparons de la même manière la SSS moyenne de la climatologie MEDATLAS-II (figure 3.15a) aux moyennes de SSS des simulations NM8-atl-riv et MED12-50ans sur la période 1961-2000 (figures 3.15b et 3.15c), et des simulations MED12-50ans et MED36-ECMWF sur la période 2004-2006 (figures 3.15d et 3.15e).

A nouveau, sur la période 1961-2000, les caractéristiques de grande échelle présentes dans MEDATLAS-II sont bien reproduites dans NM8-atl-riv et MED12-50ans. Le gradient, selon la longitude, entre la SSS plus basse dans le bassin occidental (notamment dans le sous-bassin Alboran) et la SSS plus élevée dans le bassin oriental (notamment dans le sous-bassin Levantin) correspond dans ces deux simulations à ce qui est observé. On remarque cependant que le front en SSS entre les Baléares et la Sardaigne est situé plus au Nord dans les simulations (vers 40°N) que dans la climatologie (vers 38°N). Une autre différence est notée dans le Nord du sous-bassin Ionien, qui est plus salé dans les simulations que dans la climatologie ; ceci est lié à la circulation cyclonique qui advecte l'eau de surface salée du sous-bassin Levantin dans cette zone pour les deux simulations. Ensuite, comme pour la SST, les simulations contiennent des structures de petite échelle que ne peut pas voir la climatologie MEDATLAS-II. Le gyre cyclonique du Golfe du Lion, marqué par une SSS plus élevée que le reste de la Méditerranée nord-occidentale, apparaît plus nettement dans les simulations (contour fermé). Concernant les différences entre NM8-atl-riv et MED12-50ans, on peut noter que, comme le tourbillon de Bonifacio a une signa-

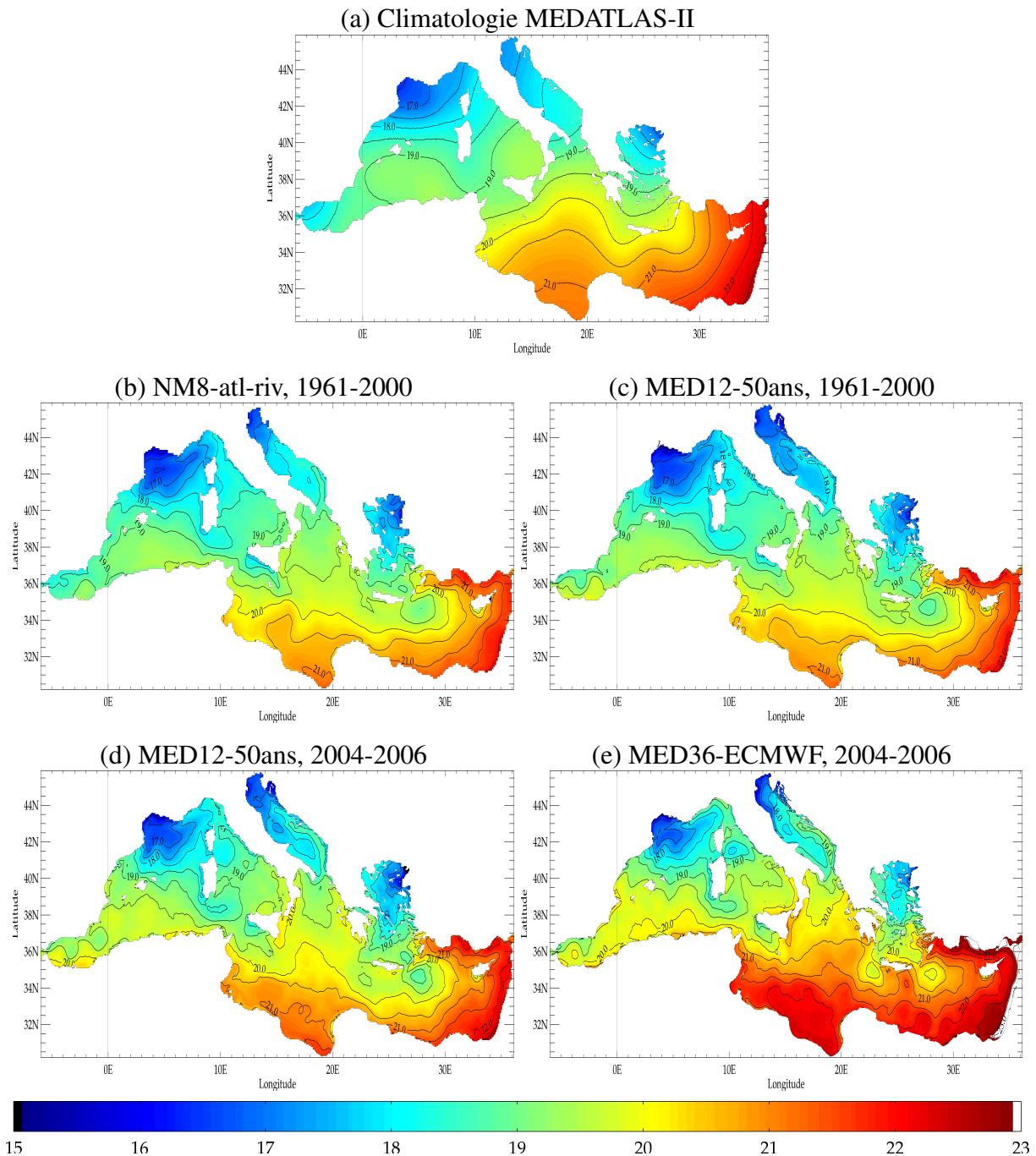


FIG. 3.14 – SST (en °C, contours tous les 0.5°C) (a) pour la climatologie MEDATLAS-II en moyenne annuelle, et pour les simulations (b) NM8-atl-riv (moyenne sur la période 1961-2000), (c) MED12-50ans (moyenne sur la période 1961-2000), (d) MED12-50ans (moyenne sur la période 2004-2006), et (e) MED36-ECMWF (moyenne sur la période 2004-2006).

ture plus marquée en terme de SSH dans MED12-50ans (revoir la figure 3.12b), il est également plus visible en SSS que dans NM8-atl-riv. Cependant, un point négatif de MED12-50ans est que l'ajout du ruissellement fluvial côtier a pour conséquence une diminution très importante de la SSS dans le sous-bassin Adriatique, par rapport à la simulation NM8-atl-riv. Par la suite, nous n'étudions pas spécifiquement la convection océanique dans le sous-bassin Adriatique, mais nous indiquons ici que ce biais négatif en SSS diminue fortement l'intensité de la formation

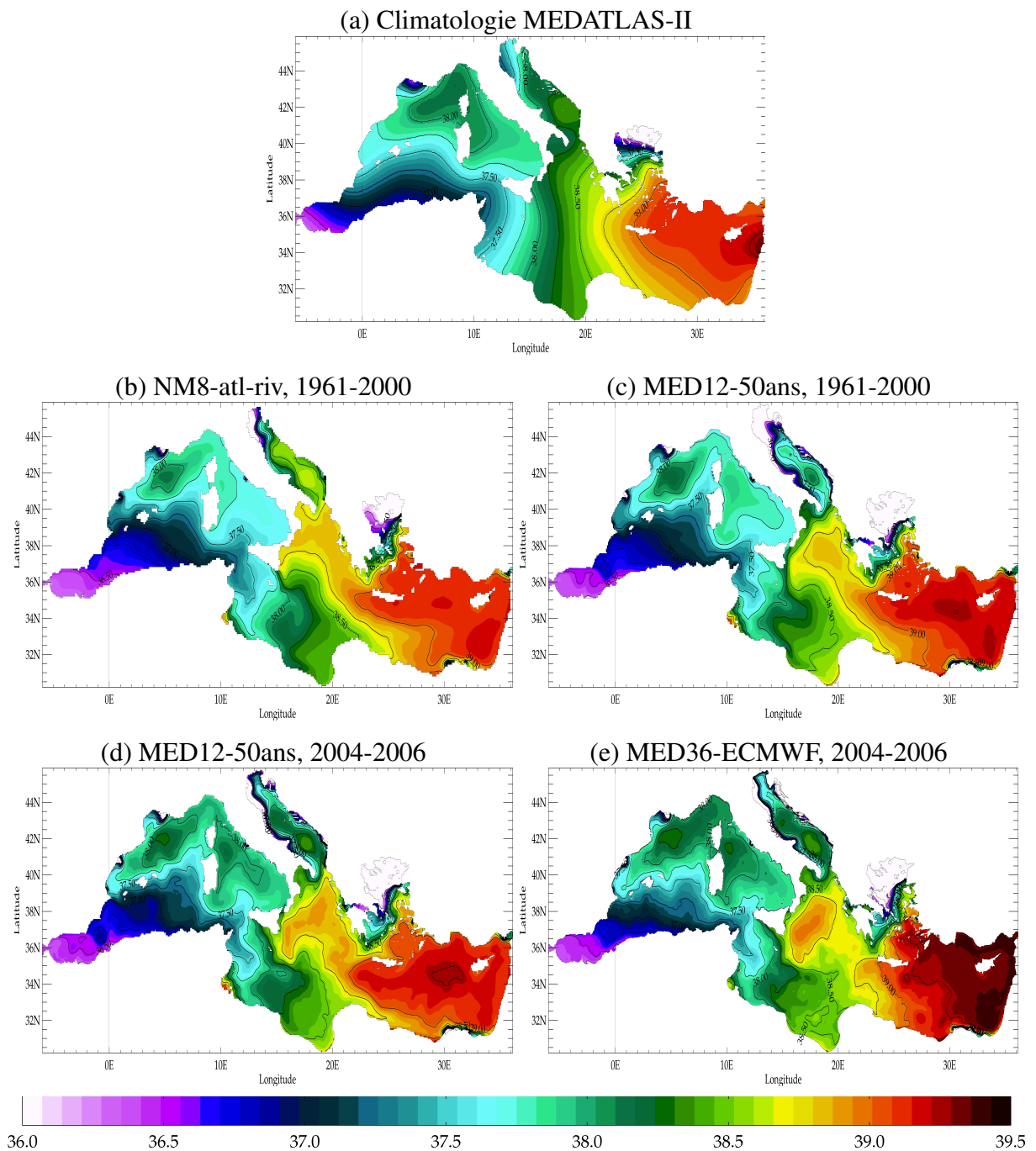


FIG. 3.15 – SSS (en psu, contours tous les 0.25 psu) (a) pour la climatologie MEDATLAS-II en moyenne annuelle, et pour les simulations (b) NM8-atl-riv (moyenne sur la période 1961-2000), (c) MED12-50ans (moyenne sur la période 1961-2000), (d) MED12-50ans (moyenne sur la période 2004-2006), et (e) MED36-ECMWF (moyenne sur la période 2004-2006).

d'eau dense Adriatique dans la simulation MED12-50ans.

Sur la période 2004-2006 pour la simulation MED12-50ans (figure 3.15d), on remarque que le biais négatif en SSS dans le sous-bassin Adriatique s'est réduit. La SSS a également augmenté, par rapport à la période 1961-2000, dans le sous-bassin Tyrrhénien et dans le Golfe du Lion. La principale différence entre les simulations MED12-50ans (figure 3.15d) et MED36-ECMWF (figure 3.15e) est la SSS plus élevée dans cette dernière dans le sous-bassin Levantin,

et dans une moindre mesure dans le sous-bassin Tyrrhénien et dans le Golfe du Lion. Au vu des flux d'évaporation semblables d'ARPERA et d'ECMWF dans ces zones (figures 3.10c et 3.10d)), ces différences de SSS ne sont probablement pas dues au forçage atmosphérique mais à une modification de la circulation de surface, due au changement de résolution horizontale. La présence du tourbillon Ierapetra dans la simulation MED36-ECMWF semble en effet ralentir la circulation de surface vers l'Ouest au niveau du gyre de Rhodes, ce qui facilite une accumulation d'eau de surface salée dans la partie la plus orientale du sous-bassin Levantin. La SSS plus élevée dans le tourbillon de Bonifacio et dans le gyre du Golfe du Lion pour la simulation MED36-ECMWF peut être attribuée à une circulation plus fermée dans ces structures, ce qui facilite l'accumulation d'eau salée en leur centre.

En conclusion, les simulations que nous avons analysées dans cette section reproduisent bien les principales caractéristiques de la SST et de la SSS en Méditerranée. On retiendra que les points à améliorer sont un biais négatif en SSS dans le sous-bassin Adriatique pour la simulation MED12-50ans et une surface de la mer chaude et salée dans le sous-bassin Levantin pour la simulation MED36-ECMWF.

3.2.4 Contenus thermiques et halins

Dans cette section, nous analysons les contenus thermiques et halins ainsi que leur variabilité, en moyenne annuelle sur la Méditerranée totale (figure 3.16), le bassin occidental (figure 3.17) et le bassin oriental (figure 3.18). Les résultats de toutes les simulations sont présentés, sauf pour les simulations NEMOMED8 où seule NM8-atl-riv est représentée. On se référera à l'étude de la section 4.1 pour l'analyse des différences entre NM8-clim, NM8-riv et NM8-atl-riv. Nous avons choisi de présenter dans cette partie les moyennes issues de NM8-atl-riv puisqu'elle est la plus proche de MED12-50ans en termes de variabilité interannuelle des forçages fluviaux et atlantiques utilisés (cf. tableau 3.6). Par contenu thermique (respectivement halin), nous entendons la moyenne volumique de la température potentielle (respectivement de la salinité).

Nous comparons ces résultats aux données de *Rixen et al.* (2005). C'est une climatologie interannuelle de température potentielle et de salinité couvrant la période 1945-2002. Elle provient de l'analyse de 291209 profils de température et de 124264 profils de salinité de la base de données MEDATLAS-II (*MEDAR/MEDATLAS Group*, 2002). Ils ont été interpolés sur une grille verticale à 25 niveaux. Puis ils ont été interpolés sur une grille horizontale $0.2^\circ \times 0.2^\circ$ par une méthode statistique (*Brankart and Brasseur*, 1998; *Rixen et al.*, 2000) que nous ne décrivons pas ici; cette méthode fournit des champs en moyenne annuelle ainsi que des cartes d'erreurs statistiques. Nous disposons des moyennes annuelles ainsi que des erreurs moyennes associées à ± 1 écart-type, pour l'ensemble de la colonne d'eau (0 m-fond) et pour les couches de surface (0-150 m), intermédiaire (150-600 m) et de fond (600 m-fond), et pour les différents sous-bassins et regroupements décrits dans la figure 3.8. Ces données 4D nous ont gracieusement été fournies par Michel Rixen du NURC de La Spezia (Italie). Nous proposons ici de faire une comparaison générale, ces graphiques pourront servir par la suite pour des comparaisons plus détaillées et spécifiques aux études des chapitres suivants. Les échelles verticales de ces graphiques sont choisies de telle sorte que les échelles des contenus halins soient cinq fois plus faibles que celles des contenus thermiques; cela tient compte du fait qu'un changement de 0.1 psu a approximativement le même effet sur la densité potentielle qu'un changement de 0.5 °C. L'incertitude sur la salinité est beaucoup plus élevée que pour la température à cause du plus petit nombre de profils de salinité contenus dans la base de donnée.

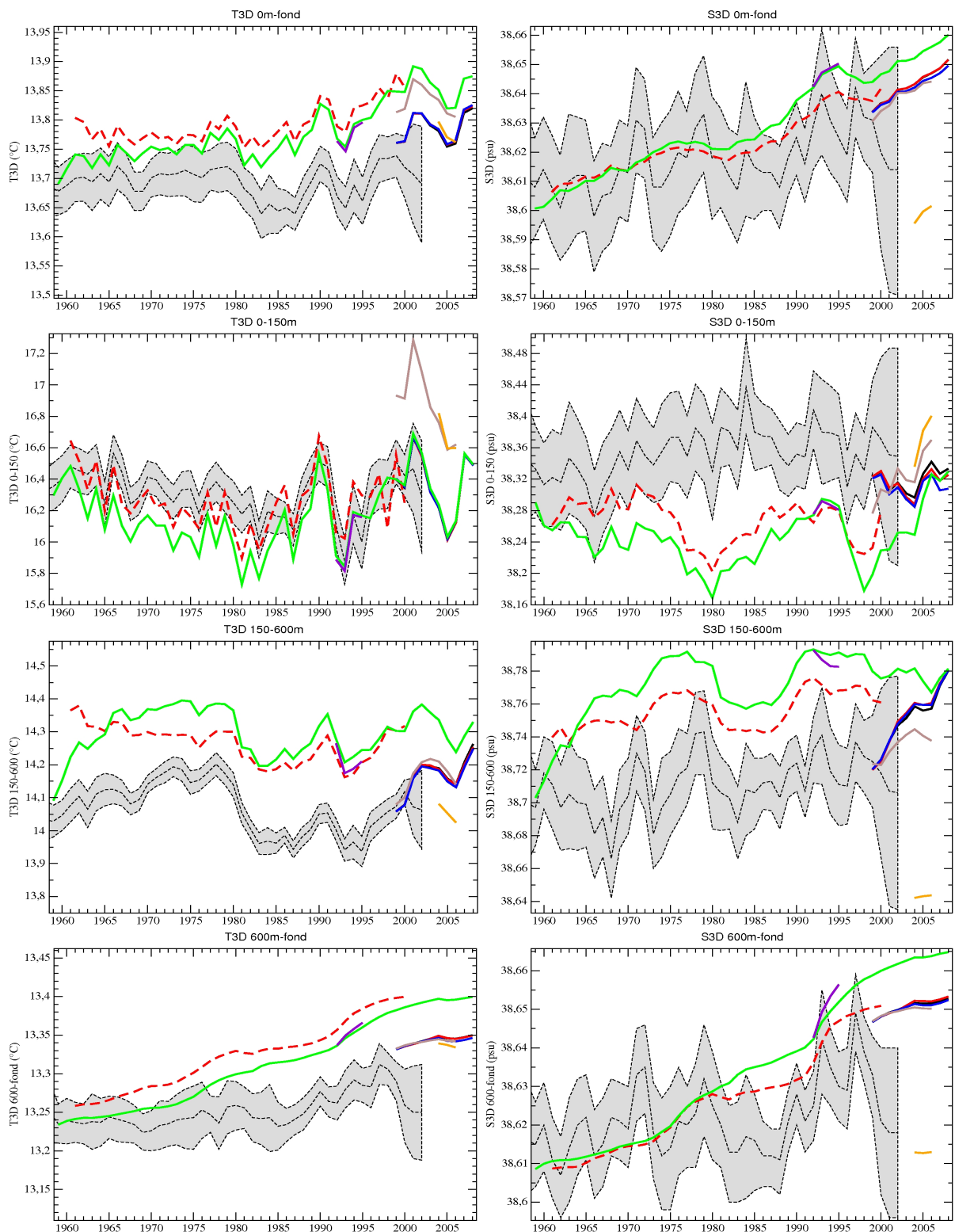


FIG. 3.16 – Moyennes tridimensionnelles de la température potentielle (T3D, à gauche) et de la salinité (S3D, à droite), par couches (respectivement 0 m-fond, 0-150 m, 150-600 m et 600 m-fond, de haut en bas), en moyenne annuelle, **pour l'ensemble de la Méditerranée** et pour l'ensemble des simulations : NM8-atl-riv (tirets rouges), MED12-ARPERA-1 (noir), MED12-ARPERA-2 (rouge), MED12-ARPERA-3 (bleu), MED12-50ans (vert), MED12-EGEE (violet), MED12-ECMWF (marron) et MED36-ECMWF (orange). Les données interannuelles de Rixen et al. (2005) sont représentées par les courbes tiretées noires et la zone grisée (moyenne et intervalle à ± 1 écart-type).

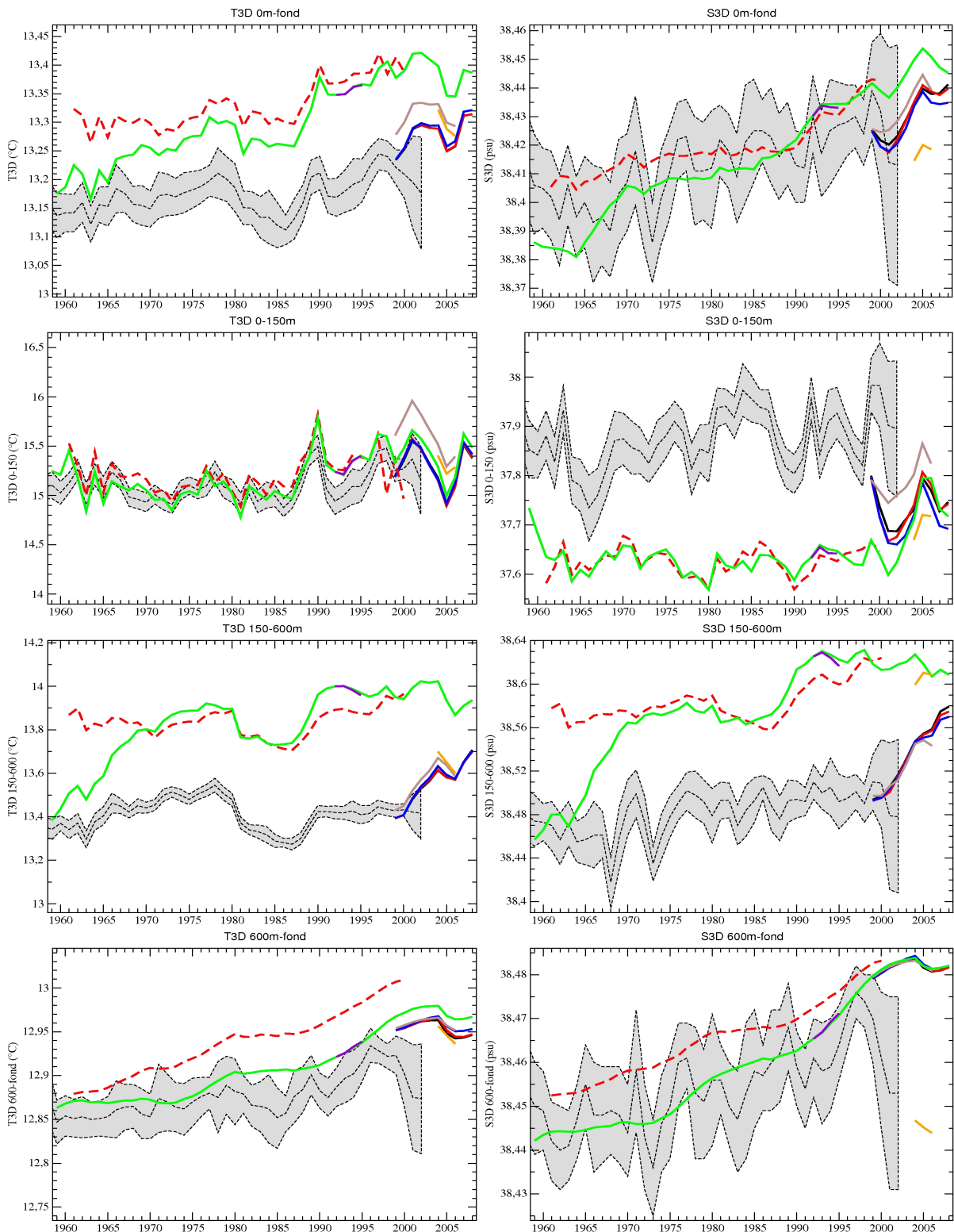


FIG. 3.17 – *Idem figure 3.16 pour le bassin occidental.*

En moyenne sur l'ensemble de la mer Méditerranée et sur l'ensemble de la colonne d'eau (figure 3.16-haut), les simulations sont légèrement trop chaudes et dans la partie supérieure de la zone à ± 1 écart-type pour la salinité. La variabilité interannuelle en température est très bien reproduite par les modèles, celle de la salinité l'est moins. Nous précisons ici que Michel Rixen lui-même ne croit pas à la variabilité interannuelle de ses données de salinité (communication

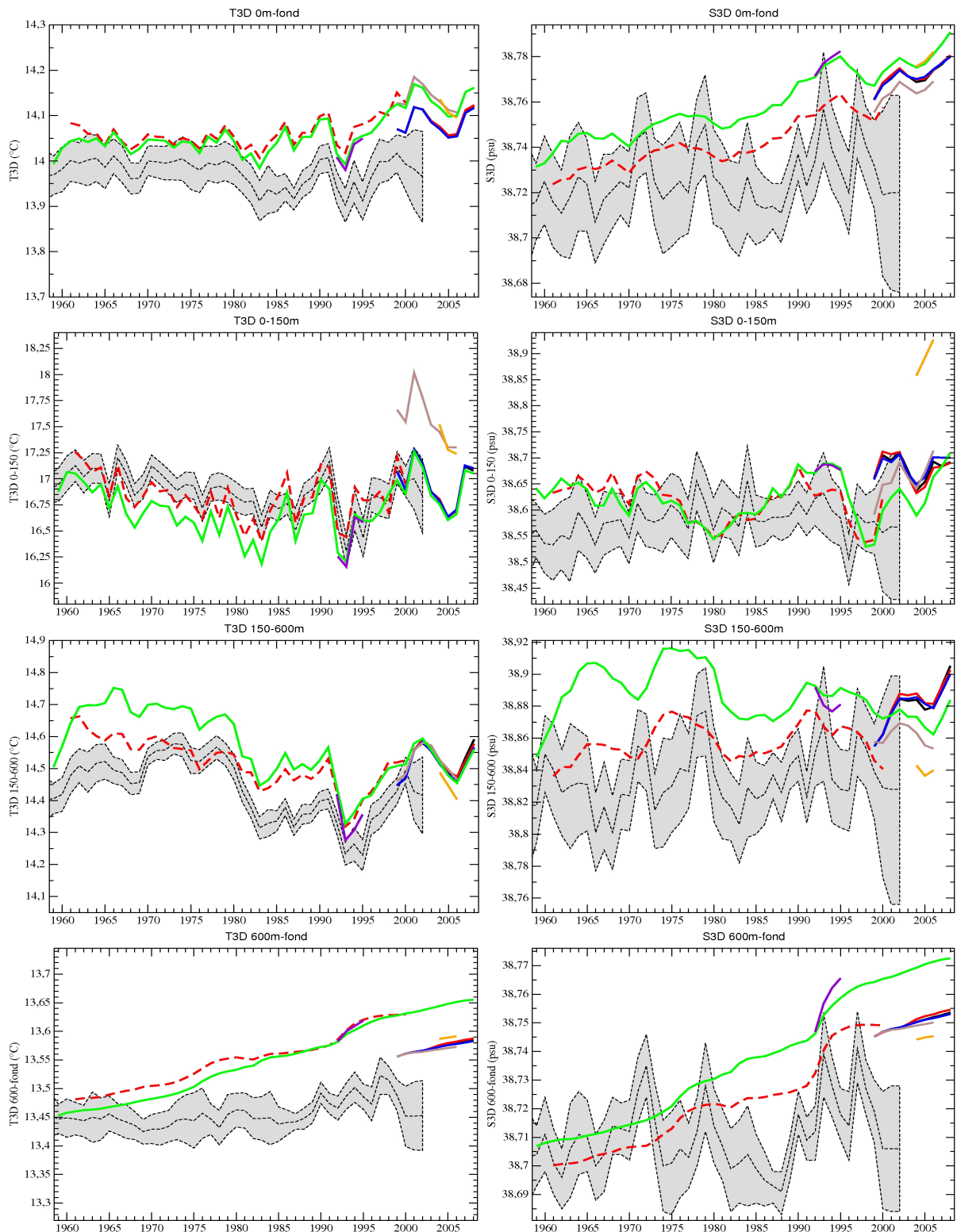


FIG. 3.18 – Idem figure 3.16 pour le bassin oriental.

personnelle). Les tendances à long terme au réchauffement et à l'augmentation de salinité sont légèrement supérieures à celles des données de *Rixen et al.* (2005), surtout pour la température. Les tendances observées dans les simulations courtes MED12 forcées par ARPERA ne sont pas préjudiciables à leur utilisation pour des études de processus sur l'ensemble des 10 ans qu'elles simulent. Ces constatations sont également valables pour l'ensemble de la colonne en moyenne

sur les bassins occidental (figure 3.17-haut) et oriental (figure 3.18-haut). Seule la simulation MED36-ECMWF fait exception, les valeurs de S3D[0-fond] sont beaucoup plus faibles que pour les autres simulations, à cause du bassin occidental.

La couche de surface 0-150 m en moyenne sur la Méditerranée est très bien représentée en température (valeurs absolues et variabilité) dans les simulations forcées par ARPERA, grâce à la rétroaction en SST vers une SST observée réaliste et interannuelle dans le forçage thermique. T3D[0-150] est en revanche trop élevée pour les simulations MED12-ECMWF et MED36-ECMWF. Cela est dû au forçage thermique durant la première année de cette simulation, la figure 3.9a indiquant que durant l'hiver 1999, le forçage ECMWF n'est pas plus froid que le forçage ARPERA alors que l'été qui suit est beaucoup plus chaud avec le forçage ECMWF. Ces constats se retrouvent dans les moyennes des bassins occidental et oriental, avec l'écart ARPERA-ECMWF provenant principalement du bassin oriental (figure 3.18).

Pour la salinité de la couche de surface (S3D[0-150]), les simulations longues présentent des valeurs trop faibles, avec une variabilité décennale en opposition de phase avec celle des observations. Les valeurs trop faibles sont dues aux valeurs de S3D[0-150] dans le bassin occidental (figure 3.17), alors que la variabilité à long terme de signe opposé à celle des observations est due au comportement dans le bassin oriental (figure 3.18). Pour les simulations courtes MED12-ARPERA, S3D[0-150] est correct sur l'ensemble de la Méditerranée mais résulte de la compensation d'une S3D0-150 faible dans le bassin occidental et un peu élevée dans le bassin oriental. MED12-ECMWF présente une tendance positive de S3D[0-150] sur ces 10 ans comparable à celle de MED12-50ans. Pour MED36-ECMWF, la tendance à l'augmentation de salinité de la couche de surface est également importante et est due au comportement dans le bassin oriental où la dérive de S3D[0-150] est très élevée. Ce constat est cohérent avec la SSS élevée que nous avons remarqué dans le sous-bassin Levantin pour la simulation MED36-ECMWF (revoir la figure 3.15e).

La couche intermédiaire a tendance à être trop chaude et trop salée en moyenne sur l'ensemble de la Méditerranée pour toutes les simulations forcées par ARPERA. Néanmoins, la variabilité interannuelle de T3D[150-600] est bien reproduite dans les simulations longues. Les écarts les plus importants par rapport aux observations proviennent du bassin occidental. La LIW remplissant principalement cette couche intermédiaire dans l'ensemble de la Méditerranée, les modèles NEMO-Méditerranée ont donc tendance à être à leur état d'équilibre avec une LIW plus chaude et plus salée que dans la réalité. D'ailleurs, dans la simulation MED12-50ans, la dérive initiale chaude et salée de la couche intermédiaire se fait en 5 ans environ dans le bassin oriental, mais plutôt en 15 ans dans le bassin occidental : ce décalage donne une estimation du temps d'advection de la LIW entre les bassins oriental et occidental dans le modèle. Ces biais dans la couche intermédiaire sont tout de même plus faibles que dans les précédentes simulations climatiques réalisées avec le modèle OPAMED8 (Somot, 2005; Tsimplis et al., 2009). Pour les simulations courtes, la tendance sur 10 ans à l'augmentation de T3D[150-600] et S3D[150-600] est particulièrement élevée, surtout dans le bassin occidental (figure 3.17). La simulation MED36-ECMWF a à nouveau un comportement atypique qui ne peut pas être attribué au forçage puisque la simulation MED12-ECMWF est proche des simulations MED12-ARPERA.

Dans toutes les simulations, la couche de fond a une tendance à long terme au réchauffement et à l'augmentation de salinité. Ces tendances sont plus importantes que dans les observations, notamment pour la température. On fera toutefois attention au fait que le nombre d'observations est très faible dans cette couche, notamment pour la salinité. A nouveau, ces tendances dans la couche de fond sont mieux représentées et sont moins en dérive que dans les précédentes simu-

lations climatiques réalisées avec le modèle OPAMED8 (Somot, 2005; Tsimplis et al., 2009). Les conséquences de l'EMT sont visibles pour les simulations longues dans le bassin oriental, avec une augmentation plus rapide de T3D[600-fond] et surtout de S3D[600-fond] au début des années 1990, associée à une diminution équivalente dans les couches de surface et intermédiaire. On constate donc que l'EMT a un impact sur la redistribution en sel et en température sur la verticale. D'ailleurs, la simulation MED12-EGEE, dans laquelle l'EMT est mieux représenté (voir section 4.3), semble amplifier cette redistribution.

Cette section a permis de montrer que les différentes simulations présentées reproduisent plutôt bien la variabilité interannuelle des contenus thermiques des couches méditerranéennes, malgré un biais chaud dans la couche intermédiaire. Pour la salinité, cette variabilité est mal capturée dans le produit interpolé de Rixen et al. (2005) que nous utilisons ; il est donc plus difficile de quantifier si les modèles NEMO-Méditerranée la reproduisent correctement. Les biais en sel sont en revanche importants, notamment dans les couches de surface et intermédiaire du bassin occidental.

Une analyse supplémentaire de la simulation MED36-ECMWF sera nécessaire pour comprendre pourquoi elle présente des contenus thermiques et halins très éloignés de la simulation MED12-ECMWF, dont son état initial est pourtant issu. Le problème vient probablement de l'extrapolation horizontale des champs moyens de MED12-ECMWF qui ont servi pour fournir les états initiaux de MED36-ECMWF, ainsi que de la dynamique de cette simulation dans sa phase de spin-up.

3.2.5 Résumé de la validation

Après avoir présenté les similitudes et les particularités des deux jeux de forçage utilisés dans cette thèse, ARPERA et les analyses ECMWF, nous avons montré que les différentes configurations NEMO-Méditerranée reproduisent très bien l'état moyen de la surface de la Méditerranée, que ce soit en termes de circulation ou de caractéristiques thermohalines. Nous avons ensuite analysé et critiqué de manière constructive, en utilisant les données de Rixen et al. (2005), la variabilité des contenus thermiques et halins dans les simulations, par couches et pour l'ensemble de la colonne d'eau, pour l'ensemble de la Méditerranée et pour les bassins occidental et oriental.

Cette partie de validation a permis d'apporter un éclairage sur les qualités et les défauts des simulations que nous allons utiliser par la suite. Nous soulignons ici la difficulté d'effectuer une validation totalement exhaustive de chacune des simulations présentées, vu leur nombre. Néanmoins, on retiendra que les simulations longues, avec NEMOMED8 et MED12 et forcées par ARPERA, sont probablement les simulations de la mer Méditerranée existantes les moins biaisées sur une si longue période.

