

Ecole Doctorale de l'Ecole Polytechnique

Département de Mécanique
Spécialité Physique



THESE



pour obtenir le titre de
Docteur de l'Ecole Polytechnique

présentée par
Jonathan BEUVIER

Modélisation de la variabilité climatique de la circulation et des masses d'eau en mer Méditerranée : impact des échanges océan-atmosphère

soutenue publiquement le 08 décembre 2011 devant le jury composé de :

M. Philippe Drobinski,	IPSL/LMD - CNRS,	Président
M. Vincenzo Artale,	ENEA,	Rapporteur
M. Bernard Barnier,	LEGI - CNRS,	Rapporteur
M. Bruno Blanke,	LPO - CNRS,	Examinateur
Mme Isabelle Taupier-Letage,	LOPB - CNRS,	Examinatrice
Mme Karine Béranger,	ENSTA-ParisTech/UME,	Directrice de thèse
M. Samuel Somot,	Météo-France/CNRM,	Co-directeur de thèse

Unité de Mécanique - ENSTA ParisTech
Chemin de la Hunière - 91761 Palaiseau Cedex, France

Centre National de Recherches Météorologiques - Météo France
42 avenue Gaspard Coriolis - 31057 Toulouse Cedex, France



*“Contentons-nous de faire réfléchir.
N’essayons pas de convaincre.”
Georges Braque.*

*“Dans le doute, toujours
se référer à la base ... toujours !”
Clin d’œil personnel.*

Remerciements

Ce manuscrit est l'aboutissement de presque quatre années de travail, d'échanges et de collaboration avec de très nombreuses personnes, depuis le début de mon stage de fin d'études d'ingénieur jusqu'à ma soutenance de thèse. Il va m'être difficile de n'oublier personne, mais c'est ce qui fait la magie de l'écriture de remerciements : la pression de surtout bien penser à tout le monde !

Je souhaiterais tout d'abord remercier les membres de mon jury de thèse, à commencer par son président. Merci Philippe d'avoir accepté en premier lieu de parrainer ma Formation Complémentaire Par La Recherche, puis de t'être plié à la lecture de mes rapports annuels d'avancement et à l'écriture d'avis de prolongation, et enfin d'avoir accepté de présider mon jury. La forme originale que tu as choisie pour la soutenance a permis un échange vivant et enrichissant, que j'ai très agréablement apprécié, et il me semble ne pas avoir été le seul. Merci ensuite à Vincenzo Artale et Bernard Barnier d'avoir gracieusement accepté de rapporter ma thèse : votre lecture attentive et vos remarques pertinentes m'ont permis de pousser encore plus loin la maturité de ma jeune réflexion sur la variabilité à long terme de la Méditerranée. Un mot également pour mes deux examinateurs, Isabelle Taupier-Letage et Bruno Blanke : vos questions judicieuses lors de la soutenance, indiquant que vous aviez également lu attentivement ce manuscrit, ont également favorisé la discussion fructueuse que j'ai mentionnée plus haut. J'espère que cet oral marquera le début ou la poursuite de collaborations toujours utiles autour de la compréhension, l'observation et la modélisation de la variabilité océanique, et notamment en Méditerranée.

Passons maintenant aux deux personnes sans qui je ne serais pas le jeune chercheur que je suis devenu aujourd'hui : mes deux chefs adorés, Karine et Samuel. Chronologiquement, merci Samuel de m'avoir mis le pied à l'étrier il y a quatre ans, malgré une première (non-)prise de contact peu habituelle de ma part, tu as déjà fait un clin d'œil à ce sujet lors de la soutenance. Tu as été le premier à me transmettre la passion de la Méditerranée et de sa modélisation, ainsi qu'une rigueur nécessaire dans le raisonnement scientifique à adopter. Tu as transmis ensuite le relais à Karine, qui a non seulement dirigé mes travaux de thèse, mais les a également encadrés au quotidien (ou presque). Karine, tu as su, tout au long des ces trois années, me montrer la voie à suivre sans pour autant la débroussailler. Tu as su canaliser voire tempérer mon enthousiasme quand il était excessif, mais aussi me booster quand il le fallait. Merci évidemment à tous les deux pour votre énorme aide et votre soutien sans faille pendant ces derniers mois, je vous ai énormément sollicités et vous avez toujours répondu présent. L'ambiance de travail avec vous deux est et a toujours été détendue, sans pour autant perdre de son sérieux quand il le faut. La bonne nouvelle, c'est que ça ne fait que commencer !

Je tiens à remercier les directeurs et les équipes des trois laboratoires, le CNRM et GMGEC, l'ENSTA-ParisTech et l'UME, et Mercator Océan, qui m'ont accueilli successivement et/ou al-

ternativement depuis quatre ans : le cadre de travail dans ces trois entités est idéal, et je suis fier d'avoir pu et de pouvoir encore faire partie de ces équipes de recherche. Je ne peux nommer tout le monde, mais sachez que le cœur y est, bien entendu. Je tiens donc plus spécialement à remercier les collègues (et amis) qui m'ont aidé à avancer techniquement et scientifiquement sur la modélisation en Méditerranée : Florence et Clotilde à MEMO et EAC, Charles D., Cindy et Thomas (la relève) à FGO, Romain B.-B. et Yann à Mercator Océan : cela a été et cela restera un plaisir de travailler, de réfléchir et d'échanger avec vous tous. J'adresse également un message plus particulier aux membres des équipes informatiques, Alain B. à Toulouse, Thierry et Alain P. à Palaiseau, Carine, Mathieu, Mondher et Bertrand à Ramonville ; s'il est vrai que les problèmes informatiques font partie intégrante du travail d'un chercheur, il est évidemment très agréable de ne jamais être seul pour les surmonter. Je souhaite également remercier les personnes qui m'ont fourni et permis d'utiliser des données de forçages et de validation : Michel Rixen pour les conditions initiales, Wolfgang Ludwig pour les fleuves, Emil Stanev pour la mer Noire, Philippe Rogel et Nicolas Ferry pour l'Atlantique, Florence bien sûr pour l'atmosphère interpolée, et les Mercatoriens pour des jeux de données satellites, in-situ et les forçages interpolés de l'ECMWF.

Evidemment, j'ai un petit mot pour tous les "jeunes", non-permanents, co-bureaux, stagiaires, thésards, post-docs, CDD, etc ..., avec qui j'ai pu travailler (ou pas selon les heures), discuté, déliré, partagé les pauses, les fous rires et les sorties, pendant ces années de stage et de thèse : Cindy (again), Romain P., Lionel F., Virginie D., Kevin, Cédric, Marine, Emilia, Jeanne, Virginie G., Clotilde (again), Guillaume S., Aurélien, Boutheina, Alba, Monica, Vincent, Thomas H., Bahjat, Marc S., Julien P., Giovanni, Jonathan D., Stéphane, Coralie, Charles D. (pas le même), Julien P. (un second), Mélanie, Cyrille, Anne, Fabien, Antoine, Floriane N., Lionel Z., ainsi que les potes de(s) promo(s) de l'ENM, les amis de l'école d'été valdôtaine, les rencontrés à l'X, les partenaires de la danse et tous ceux que j'ai oubliés et qui veulent être remerciés. Une spéciale pour les non-permanents de FGO, que j'ai déjà cités bien sûr.

Enfin, *last but not least*, merci à ma famille, à mes parents qui me poussent à me dépasser depuis presque toujours, à mon frère et à ma sœur que j'ai malheureusement moins vus pendant cette thèse, merci de m'avoir encouragé et soutenu. Et, surtout, un immense merci à Etienne, qui a accepté et surmonté avec moi les quelques sacrifices dus à l'éloignement, et qui m'a surtout supporté (dans les deux sens du terme), au quotidien une fois réunis, pendant les derniers mois lors de la rédaction du manuscrit et de la préparation de la soutenance.

Les mots ne suffisent pas et les listes de noms à citer ne sont jamais exhaustives. Pour résumer, donc :

Merci à tous !

Résumé

Cette thèse a pour but de progresser sur des points essentiels concernant le réalisme de la représentation de la formation et du trajet des masses d'eau en Mer Méditerranée, ainsi que de leur variabilité. A cet effet, plusieurs modèles océaniques régionaux de la Méditerranée, de résolutions horizontales différentes, sont développés et utilisés. Une configuration réaliste permettant de représenter la variabilité interannuelle des conditions aux limites de ces modèles (atmosphère, océan Atlantique, fleuves, mer Noire) est utilisée pour réaliser des simulations à long terme des 50 dernières années en Méditerranée. Deux événements rares, caractérisant la variabilité décennale en Méditerranée, sont étudiés : l'Eastern Mediterranean Transient (EMT) et la Western Mediterranean Transition (WMT).

L'EMT est la période, au début des années 1990, pendant laquelle le site principal de formation d'eau dense dans le bassin oriental méditerranéen est passé du sous-bassin Adriatique au sous-bassin Egée. La capacité des simulations à long terme à reproduire la séquence d'événements composant l'EMT est tout d'abord démontrée. Parmi les éléments de préconditionnement et de déclenchement de l'EMT suggérés dans la littérature, nous montrons que les facteurs essentiels sont les flux hivernaux intenses au-dessus du sous-bassin Egée pendant les hivers 1992 et 1993. Le réalisme de la formation et de la propagation de l'eau crétoise profonde (Cretan Deep Water, CDW) pendant l'EMT est ensuite analysé dans les simulations de référence et de sensibilité. La propagation de la CDW au fond de la Méditerranée orientale n'est reproduite qu'avec des conditions atmosphériques modifiées.

La WMT a commencé à l'hiver 2005 dans le Golfe du Lion, pendant lequel a été formé un volume très important d'eau profonde ouest-méditerranéenne (Western Mediterranean Deep Water, WMDW), caractérisée par une température et une salinité inhabituellement élevées. Les simulations reproduisent l'intensité de la convection profonde dans le Golfe du Lion pendant l'hiver 2005, qui est due à la forte perte de flottabilité en surface. Elles indiquent également que des tourbillons cycloniques profonds, d'une centaine de kilomètre de diamètre, sont responsables du transport rapide de la nouvelle WMDW vers le Sud. Puis, les simulations à long terme permettent de replacer la WMT dans la variabilité décennale de la Méditerranée nord-occidentale. Elles montrent que l'EMT a potentiellement doublé le volume de nouvelle WMDW formé en 2005 dans le Golfe du Lion, mais qu'il n'est pas responsable de la température et de la salinité élevées de la nouvelle WMDW. Ces caractéristiques inhabituelles sont dues à l'absence de convection intense dans le Golfe du Lion pendant les années 1990, ce qui a favorisé l'accumulation de sel et de chaleur dans la Méditerranée nord-occidentale.

Mots-clés : modélisation océanique régionale, Méditerranée, convection hivernale, simulations longues, variabilité interannuelle et décennale, Eastern Mediterranean Transient, Western Mediterranean Transition.

Abstract

This thesis aims at progressing on key points about the realistic reproduction of the formation and the paths of the Mediterranean water masses, and their variability. For that purpose, several regional oceanic models of the Mediterranean Sea, with different horizontal resolutions, are developed and used. A realistic configuration, representing the interannual variability of the boundary conditions of these models (atmosphere, Atlantic Ocean, rivers, Black Sea) is used to carry out long-term simulations of the Mediterranean for the last 50 years. Two rare events, characterising the decennial variability in the Mediterranean, are studied : the Eastern Mediterranean Transient (EMT) and the Western Mediterranean Transition (WMT).

The EMT is a period, at the beginning of the 1990's, during which the main site of dense water formation in the eastern Mediterranean basin switched from the Adriatic subbasin to the Aegean subbasin. The ability of the long-term simulations to reproduce the sequence of the EMT events is first proved. Among the preconditioning and triggering elements of the EMT suggested in the literature, we show that the main factors are the intense winter fluxes over the Aegean subbasin during winters 1992 and 1993. The realism of the Cretan Deep Water (CDW) formation and propagation during the EMT is then analysed in reference and sensitivity simulations. The spreading of the CDW on the bottom of the eastern Mediterranean is only reproduced with modified atmospheric conditions.

The WMT has been starting during winter 2005 in the Gulf of Lions, during which a huge volume of Western Mediterranean Deep Water (WMDW) was formed with unusual high temperature and salinity. The simulations reproduce the intensity of the winter 2005 deep convection in the Gulf of Lions, which is due to the strong surface buoyancy loss. They also show that 100-km width deep cyclonic eddies are responsible for the fast southwards spreading of the new WMDW. Then, the long-term simulations allow to set back the WMT in the decennial variability of the north-western Mediterranean. They show that the EMT potentially doubled the volume of new WMDW formed in winter 2005 in the Gulf of Lions, but that it is not responsible for the high temperature and salinity of the new WMDW. These unusual characteristics are due to the absence of intense convection in the Gulf of Lions during the 1990's, which favours a salt and heat accumulation in the north-western Mediterranean.

Keywords : regional oceanic modelling, Mediterranean Sea, winter convection, long-term simulations, interannual and decennial variability, Eastern Mediterranean Transient, Western Mediterranean Transition.

Table des matières

Remerciements	5
Résumé	7
Abstract	9
Table des matières	11
1 Introduction générale	15
2 La Méditerranée et sa modélisation	19
2.1 Circulation méditerranéenne	19
2.1.1 La Méditerranée et son environnement	19
2.1.2 Circulation générale et masses d'eau	21
2.1.3 Modélisation	24
2.2 L'Eastern Mediterranean Transient	27
2.2.1 Description	27
2.2.2 Hypothèses de préconditionnement	30
2.2.3 Tentatives de modélisation de l'EMT	31
2.3 La Méditerranée Nord-Occidentale	32
2.3.1 Convection profonde dans le Golfe du Lion	32
2.3.2 Depuis l'hiver 2005 : la WMT	33
3 Modèles et simulations	37
3.1 Configurations océaniques utilisées	37
3.1.1 Le modèle NEMO en version Méditerranée	37
3.1.2 Paramétrisations physiques	40
3.1.3 Conditions aux limites de fond	42
3.1.4 Forçages atmosphériques	44
3.1.5 Conditions aux limites latérales	48
3.1.6 Conditions initiales	51
3.1.7 Jeu de simulations	52
3.2 Validation globale des simulations présentées	55
3.2.1 Comparaison des forçages ARPERA et ECMWF avec MED12	55
3.2.2 Circulation de surface	59
3.2.3 Température et salinité de surface	62
3.2.4 Contenus thermiques et halins	66
3.2.5 Résumé de la validation	71

4	Variabilité dans le bassin oriental : l'EMT	73
4.1	Etude de la chronologie des étapes de l'EMT	73
4.1.1	Introduction	75
4.1.2	The model and the simulations	79
4.1.3	General features	83
4.1.4	The EMT	88
4.1.5	Conclusion and outlook	108
4.2	Impact de la résolution et des conditions initiales	111
4.2.1	Contenus thermiques et halins dans le sous-bassin Egée	111
4.2.2	Convection profonde et formation d'eau dense	113
4.2.3	Propagation de la CDW hors du sous-bassin Egée	116
4.3	Impact du forçage atmosphérique	126
4.3.1	Modification du forçage ARPERA au-dessus du sous-bassin Egée	126
4.3.2	Impacts sur la convection égéenne et sur la propagation de la CDW	128
4.4	Conclusions des études sur l'EMT	139
5	Variabilité dans le bassin occidental : la WMT	141
5.1	Etude du processus de propagation de la WMDW	141
5.1.1	Introduction	143
5.1.2	Model configuration and simulations	144
5.1.3	Global validation of the circulation in the Western Mediterranean	148
5.1.4	Spreading of WMDW after winter 2005	160
5.1.5	Conclusion and outlook	177
5.2	La convection de l'hiver 2005 dans le Golfe du Lion : les autres simulations	179
5.2.1	Etendue de la zone de convection	179
5.2.2	Propagation de la nouvelle WMDW	181
5.3	WMT et variabilité à long terme en Méditerranée occidentale	185
5.3.1	Principaux résultats obtenus avec NEMOMED8	185
5.3.2	Impact de la résolution et des conditions initiales	186
5.4	Conclusions des études sur la WMT	195
6	Conclusions et perspectives	197
6.1	Conclusions	197
6.2	Perspectives	200
	Table des figures	207
	Liste des tableaux	210
	Glossaire	211
	Acronymes des masses d'eau en mer Méditerranée	211
	Acronymes de la circulation en mer Méditerranée	211
	Autres acronymes	212
	Bibliographie	215
	Annexes	229
A	Article Herrmann et al. 2010, Journal of Geophysical Research	231

B	Article <i>Beuvier et al.</i>, <i>Journal of Geophysical Research</i>, en révision	253
B.1	Introduction	255
B.2	Model configuration and simulation	256
B.2.1	Grid and bathymetry	257
B.2.2	Physics parameterizations	257
B.2.3	Initial conditions in the Mediterranean domain	258
B.2.4	Atlantic boundary conditions	258
B.2.5	River runoff and Black Sea inputs	260
B.2.6	Atmospheric forcing	260
B.3	Global validation of the circulation in the Western Mediterranean	261
B.3.1	Exchanges through the Strait of Gibraltar	261
B.3.2	Modelling the SSH variability	262
B.3.3	Thermohaline characteristics in the Western Mediterranean	266
B.4	Spreading of WMDW after winter 2005	270
B.4.1	θ -S characteristics of the new WMDW	270
B.4.2	θ -S characteristics in the South of the Western Mediterranean	272
B.4.3	Transport estimates	274
B.5	Conclusion and outlook	286

Chapitre 1

Introduction générale

La mer Méditerranée, située au carrefour de l'Europe, de l'Afrique et de l'Asie, constitue historiquement le berceau de nombreuses civilisations. A ce titre, elle est fréquentée par l'Homme depuis plusieurs milliers d'années et sa circulation fut étudiée scientifiquement dès l'Antiquité. Facile d'accès, la mer Méditerranée constitue l'une des zones les plus étudiées par les océanographes. De plus, pour tous les pays ouverts sur la Méditerranée, son étude scientifique revêt une importance primordiale dans les domaines économiques, sociaux, militaires, environnementaux et politiques.

Bien qu'étant relativement peu étendue par rapport à l'océan global (environ 4000 km en longitude et 1500 km en latitude), la mer Méditerranée est soumise à un climat très varié, plutôt tempéré vers ses côtes septentrionales, et plutôt aride vers ses côtes méridionales. Cette disparité du climat qui environne la mer Méditerranée, ainsi que la variabilité des phénomènes atmosphériques auxquels elle est exposée, contraint fortement sa circulation et ses masses d'eau, ainsi que leur variabilité.

Dans ce contexte, deux événements rares, caractérisant la variabilité décennale de la circulation thermohaline en Méditerranée, sont survenus récemment : l'Eastern Mediterranean Transient (EMT), qui s'est produit au début des années 1990 dans le bassin oriental, et la Western Mediterranean Transition (WMT), qui a lieu dans le bassin occidental depuis 2005.

L'EMT est la période du début des années 1990 pendant laquelle le sous-bassin Egée a remplacé le sous-bassin Adriatique comme source principale d'eau dense dans le bassin oriental. Cette période n'a été que temporaire (d'où le terme anglais de "Transient"), et le sous-bassin Adriatique est redevenu depuis, et comme avant l'EMT, la zone de formation principale d'eau dense dans le bassin oriental.

La WMT est une période qui a commencé en 2005 et qui est toujours en cours. Elle a été définie suite au changement observé des caractéristiques thermohalines de formation de l'eau dense dans le Golfe du Lion à partir de l'hiver 2005 (eau nettement plus chaude et plus salée), associé à un volume formé beaucoup plus élevé que les hivers précédents. Comme ces nouvelles caractéristiques de formation ont continué à être observées depuis (en 2006, 2009, 2010 et 2011), cette période est toujours en cours, d'où le terme anglais de "Transition".

L'EMT et la WMT sont deux exemples de la variabilité décennale des masses d'eau en Méditerranée. Ils ont été mis en évidence grâce aux observations en mer. Ces observations ont permis une première compréhension de l'EMT et de la WMT. Des hypothèses ont été émises pour expliquer les observations et certaines pistes ont déjà été explorées concernant les causes du déclenchement de l'EMT et de la WMT. Cependant, comme les observations sont discrètes

dans le temps et dans l'espace, elles n'ont pas permis d'aboutir à une quantification en profondeur et à une compréhension complète de ces événements. Afin de compléter l'analyse des observations qui est faite dans la littérature, nous proposons ici une approche par la modélisation numérique océanique afin de tenter de reproduire l'EMT et la WMT, de compléter les descriptions réalisées à partir des observations en utilisant la vision 4D offerte par un modèle, et enfin de répondre aux questions ouvertes.

Les questions auxquelles nous allons tenter de répondre dans cette thèse sont les suivantes :

- peut-on réaliser une simulation climatique stable et réaliste de la circulation et des masses d'eau en Méditerranée, reproduisant la variabilité interannuelle de la période historique ?
- quel est l'apport de la représentation de la méso-échelle dans la modélisation de la mer Méditerranée et de sa variabilité ?
- concernant l'EMT :
 - est-on capable de modéliser la formation exceptionnelle d'eau dense dans le sous-bassin Egée, ainsi que sa plongée et sa propagation dans le bassin oriental de la Méditerranée ?
 - peut-on reproduire et discriminer les principaux éléments déclencheurs de l'EMT dans une simulation climatique ?
 - quels éléments permettent de reproduire une propagation de l'EMT dans le bassin oriental qui soit conforme aux observations ?
 - quelle est l'influence de l'EMT sur le bassin occidental et la WMT ?
- concernant la WMT :
 - est-on capable de représenter l'événement de convection exceptionnellement intense de l'hiver 2005 dans le Golfe du Lion ?
 - quels processus permettent le transport rapide de l'eau dense formée cet hiver-là vers le Sud du bassin occidental de la Méditerranée ?

Une méthodologie scientifique adaptée aux questions auxquelles nous voulons répondre a été mise en place. Plusieurs modèles régionaux de la circulation océanique en Méditerranée ont été utilisés. Une configuration la plus réaliste possible, représentant la variabilité interannuelle des conditions aux limites que sont les interactions air-mer, les échanges avec l'Atlantique, et le débit des fleuves et de la mer Noire, a été mise en place. Des simulations courtes (10 ans), réalisées pour la création et la validation progressive de cette configuration, ont été exploitées pour des études de processus. Puis, des simulations longues, réalisées avec la configuration optimale stabilisée, ont permis d'étudier la variabilité en Méditerranée, aux échelles interannuelles, décennales et à plus long terme. Enfin, l'emploi de modèles océaniques de résolution horizontale de l'ordre du premier rayon de déformation de Rossby (environ 10 km en Méditerranée), puis à plus haute résolution, ont permis d'appréhender la part jouée par la méso-échelle dans la variabilité de la circulation et des masses d'eau en mer Méditerranée.

Ce travail et ces thématiques scientifiques s'inscrivent dans les objectifs des projets et programmes suivants :

- le projet français SiMED, dédié à la modélisation à haute résolution de la Méditerranée (collaborations entre l'ENSTA-ParisTech, le CNRM, Mercator Océan, l'IPSL et le LOPB, principalement),
- le projet français MORCE-MED, dédié au développement d'une plate-forme de modéli-

sation régionale couplée en Méditerranée pour l'étude des impacts régionaux du changement climatique (collaborations entre l'IPSL, l'ENSTA-ParisTech et le LOPB, principalement),

- le programme international Med-CORDEX, dédié à la mise en place de modèles couplés régionaux en Méditerranée, la validation et l'intercomparaison de ces modèles sur le climat des dernières décennies et la réalisation de scénarios de changement climatique,
- le programme international HyMeX, dédié à l'étude du cycle de l'eau en Méditerranée.

Ce manuscrit de thèse est organisé comme suit. Nous décrivons au **chapitre 2** l'état de l'art concernant les connaissances de la circulation et des masses d'eau en Méditerranée, ainsi que celui de leur modélisation. Nous présentons également de manière détaillée ce que sont l'EMT et la WMT. Puis, le **chapitre 3** est consacré à la présentation des modèles océaniques utilisés et à une validation globale des simulations réalisées. L'étude de l'EMT est faite au **chapitre 4**. Nous y étudions le réalisme de la modélisation de la chronologie des étapes de l'EMT et tentons de discriminer les facteurs les plus importants responsables de son déclenchement ; ce travail est publié au *Journal of Geophysical Research* (*Beuvier et al.*, 2010b). Un test de sensibilité, avec un forçage atmosphérique modifié pour l'occasion, est ensuite réalisé pour améliorer les résultats de l'étude précédente. Au **chapitre 5**, nous étudions le processus de la propagation de l'eau dense formée au tout début de la WMT ; ce travail a été soumis au *Journal of Geophysical Research* au moment de la rédaction de ce manuscrit et est désormais en révision (*Beuvier et al.*, en révision). Puis, la suite du travail réalisé au chapitre 4, valorisée par l'article *Herrmann et al.* (2010), nous permet d'étudier la place de la WMT dans la variabilité à long terme de la Méditerranée occidentale. Enfin, le **chapitre 6** dresse les conclusions de ce travail et en aborde les perspectives.

Un glossaire, reprenant les acronymes utilisés dans ce manuscrit, est disponible à la page 211. L'annexe A contient l'article *Herrmann et al.* (2010). La version révisée de l'article de la section 5.1 se trouve en annexe B.

Chapitre 2

La Méditerranée et sa modélisation

Dans ce chapitre sont tout d'abord présentées les principales caractéristiques de la mer Méditerranée en termes de circulation et de masses d'eau ainsi que l'état de l'art de sa modélisation. Puis, nous décrivons l'Eastern Mediterranean Transient (EMT), événement caractérisant un mode de variabilité de la Méditerranée dans son bassin oriental. Enfin, nous présentons la convection profonde dans le Golfe du Lion et sa variabilité récente qu'est la Western Mediterranean Transition (WMT).

2.1 Circulation méditerranéenne

La proximité de la mer Méditerranée, sa taille et son climat très disparate (à la fois clément et rude) font que cette mer est depuis longtemps étudiée. De part l'étendue des phénomènes qui y sont observables, elle est parfois caractérisée "d'océan miniature" (*Béthoux et al.*, 1999). La circulation en mer Méditerranée et ses masses d'eau ont donc été étudiées et décrites depuis longtemps (*Nielsen*, 1912; *Wüst*, 1961). Des schémas de sa circulation de surface et thermohaline ont donc pu être successivement proposés et mis à jour au fur et à mesure de l'accumulation des observations et des connaissances scientifiques.

2.1.1 La Méditerranée et son environnement

La mer Méditerranée est une mer semi-fermée, située entre 5.5 °W et 36 °E en longitude et entre 30 °N et 46 °N en latitude. Elle est reliée à l'Océan Atlantique par le détroit de Gibraltar, à la mer Noire par les détroits du Bosphore et des Dardanelles via la mer de Marmara, et à la mer Rouge par le canal artificiel de Suez. Elle est constituée de deux principaux bassins, le bassin occidental et le bassin oriental séparés par le canal de Sicile, eux-mêmes subdivisés en de nombreux sous-bassins. Dans la suite, nous emploierons donc le terme de mer uniquement pour la mer Méditerranée dans son ensemble, le terme de bassin seulement pour les bassins méditerranéens occidental et oriental. Nous utiliserons le terme de sous-bassin pour toute autre division de la Méditerranée, marquée par la présence de nombreux détroits.

Les reliefs accidentés qui entourent la Méditerranée (Alpes, Massif Central, Pyrénées, Atlas, relief anatolien, montagnes grecques, Alpes dinariques, Apennins) génèrent des vents régionaux qui sont canalisés là où ces chaînes de montagne se resserrent. Ainsi se forment : le Mistral dans le couloir Rhodanien entre les Alpes et le Massif Central, la Tramontane entre le Massif Central et les Pyrénées, la Bora entre les Alpes dinariques et les Alpes autrichiennes, et les Etésiens entre l'Anatolie et la Grèce. Ces vents sont des vents du Nord amenant des masses d'air continentales

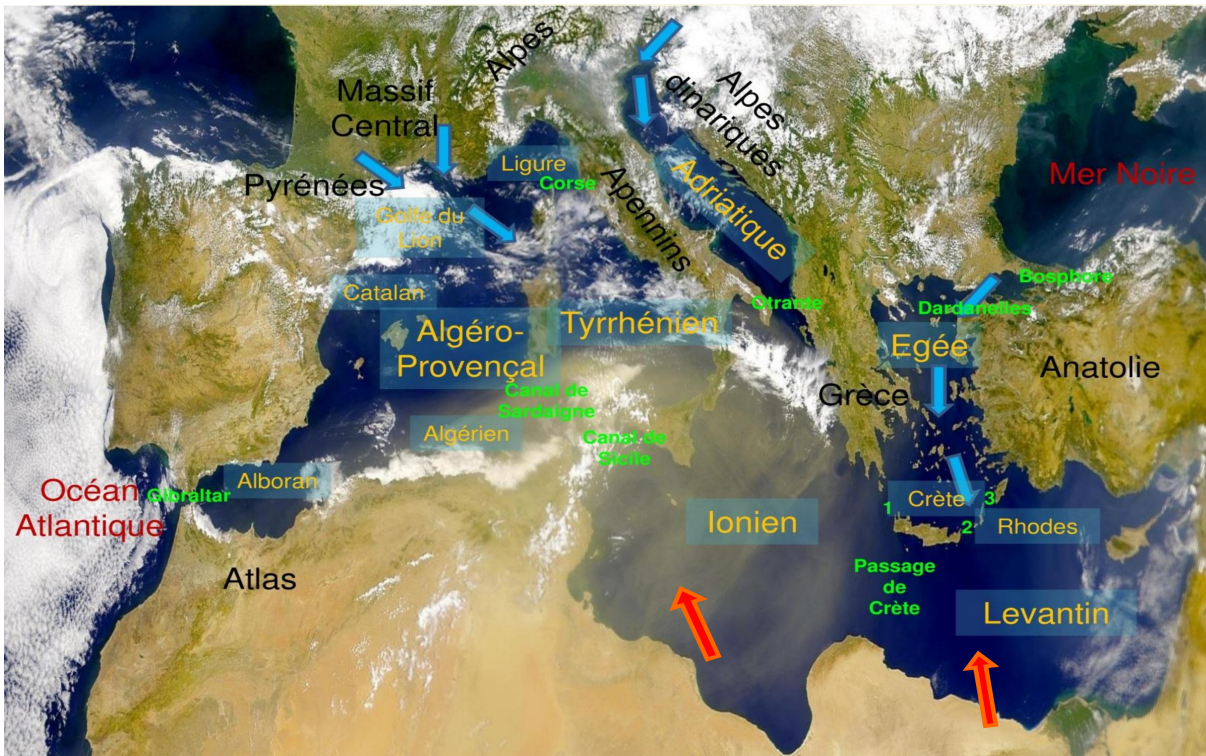


FIG. 2.1 – Toponymie des sous-bassins et détroits en mer Méditerranée. En rouge : les mers et océans voisins. En noir : les principales chaînes de montagne ou zones de relief entourant la Méditerranée. En orange : les différents sous-bassins en Méditerranée. En vert : les principaux détroits, canaux et passages. Les chiffres 1, 2 et 3 indiquent les détroits de l'Arc Crétois : (1) Antikithira ; (2) Kassos et (3) Karpathos. Les bassins occidental et oriental sont délimités par le canal de Sicile. Les flèches bleues indiquent les principales zones sousmises à des vents continentaux, plutôt froids et secs (Tramontane, Mistral, Bora, Etésiens) ; les flèches rouges indiquent les régions sous l'influence du Sirocco, plutôt chaud et sec.

froides et sèches au-dessus de la Méditerranée. Ils entraînent alors de fortes pertes de chaleur et d'eau par évaporation et transfert de chaleur latente. Ces termes dominent les bilans de chaleur et d'eau, la mer Méditerranée subit en moyenne une perte de chaleur et d'eau par l'atmosphère. Ces pertes sont compensées par l'entrée d'eau de l'Océan Atlantique au détroit de Gibraltar. Celui-ci fait, au point le plus étroit, 14 km de large (entre Tarifa en Espagne et la Pointe Cires au Maroc) et 290 m de fond au seuil dit de Camarinal (Sánchez-Román *et al.*, 2009). A travers lui, des échanges entre Atlantique et Méditerranée se font, schématisés par un système à deux couches : de l'eau chaude (15.4 °C en moyenne annuelle) et peu salée (36.2 psu), l'eau Atlantique (*Atlantic Water*, AW), entre en surface et un peu moins d'eau froide (13 °C en moyenne annuelle) et plus salée (38.4 psu), l'eau sortante Méditerranéenne (*Mediterranean Outflow Water*, MOW) sort sur le fond du détroit.

Les observations historiques donnent des valeurs comprises entre +0.72 et +1.01 Sv (1 Sv = 10⁶ m³) pour le flux entrant, entre -0.68 et -0.97 Sv pour le flux sortant, avec des valeurs de flux net comprises entre +0.04 et +0.13 Sv (Bryden and Kinder, 1991; Bryden *et al.*, 1994; Tsimplis and Bryden, 2000; Candela, 2001; Baschek *et al.*, 2001; Lafuente *et al.*, 2002). Plus récemment, Soto-Navarro *et al.* (2010) ont mesuré, sur la période 2004-2009, un flux sortant de -0.78±0.05 Sv ; en déduisant du bilan d'eau de la Méditerranée un flux net de +0.038±0.007 Sv, ils estiment le flux entrant sur cette période à +0.81±0.06 Sv.

Concernant le flux net de chaleur (perdu en surface et gagné à Gibraltar), la valeur de $7 \pm 3 \text{ W.m}^{-2}$ donnée il y a déjà quelques temps par *Béthoux* (1979) fait toujours l'unanimité. L'estimation donnée par *Macdonald et al.* (1994), comprise entre 3.9 et 6.5 W.m^{-2} est toujours proche de l'estimation historique.

En revanche, la valeur de la perte nette d'eau par la surface (Evaporation – Précipitation – Runoff, $E-P-R$), supposée être compensée par le flux net d'eau entrant à Gibraltar, est sujette à plus d'incertitude. Répartie sur l'ensemble de la surface de la Méditerranée (environ $2.5 \times 10^{12} \text{ m}^2$), cette perte vaut 0.95 m/an pour *Béthoux* (1979) et 1.0 m/an pour *Béthoux and Gentili* (1994), deux estimations assez proches. Mais, des valeurs beaucoup plus faibles sont données par *Bryden and Kinder* (1991) (entre 0.56 et 0.66 m/an), par *Bryden et al.* (1994) (0.52 m/an), par *Castellari et al.* (1998) (entre 0.56 et 0.66 m/an), par *Béthoux and Gentili* (1999) (entre 0.78 et 0.95 m/an), par *Boukthir and Barnier* (2000) (0.48 m/an) et par *Mariotti et al.* (2002) (entre 0.37 et 0.52 m/an). Plus récemment, *Sanchez-Gomez et al.* (2011) fournissent, à partir de différents jeux d'observations, une estimation du bilan d'eau $E-P-R$ entre 0.61 et 0.66 m/an. Pour information, les valeurs du flux net d'eau à Gibraltar correspondent à 0.5 m/an pour 0.04 Sv et 1.6 m/an pour 0.13 Sv.

L'incertitude vient non seulement de l'estimation des flux d'évaporation et de précipitation en surface de la Méditerranée, mais également de celle de la composante Runoff R du bilan $E-P-R$, correspondant à l'apport d'eau douce par les fleuves méditerranéens et par la mer Noire. Pour les fleuves, les estimations varient de 0.10 m/an pour *Mariotti et al.* (2002) à 0.22 m/an pour *Tixeront* (1970), en passant par 0.14 m/an pour *Boukthir and Barnier* (2000) et *Ludwig et al.* (2009). Pour la mer Noire, les valeurs varient entre 0.08 m/an pour *Tixeront* (1970) et environ 0.10 m/an pour *Stanev et al.* (2000) et *Stanev and Peneva* (2002).

2.1.2 Circulation générale et masses d'eau

Les acronymes des masses d'eau sont rassemblés dans le glossaire page 211.

2.1.2.1 Circulation de l'AW

De part ces échanges avec l'Océan Atlantique et l'atmosphère, la Méditerranée est un bassin de concentration et transforme l'eau Atlantique (*Atlantic Water*, AW) chaude et peu salée en eaux méditerranéennes plus froides et plus salées. L'AW entre en Méditerranée par le détroit de Gibraltar et fait le tour de la mer Méditerranée par un circuit cyclonique de courants de bord, plus ou moins stables ; l'AW forme alors des méandres et des tourbillons (figure 2.2). La circulation générale de surface en Méditerranée est fortement contrainte par le vent (*Pinardi and Navarra*, 1993) et la bathymétrie complexe (*Testor et al.*, 2005b).

Dans le sous-bassin d'Alboran, juste après son passage par le détroit de Gibraltar, l'AW forme un ou deux tourbillons anticycloniques suivant la saison et plus ou moins stables dans le temps, le *Western Alboran Eddy*, WAE et le *Eastern Alboran Eddy*, EAE (*Vargas-Yáñez et al.*, 2002). Puis, l'AW parcourt le Sud du bassin occidental et le courant de bord (*Algerian Current*, AC) est déstabilisé par la pente très raide du talus continental à cet endroit, propice à la formation de tourbillons algériens (ΣA_E sur la figure 2.2) qui s'accumulent dans deux gyres cycloniques profonds, le *Western Algerian Gyre*, WAG et le *Eastern Algerian Gyre*, EAG (*Testor et al.*, 2005b). L'AW traverse le canal de Sardaigne et, au niveau du canal de Sicile, se sépare en deux branches. La première va dans le sous-bassin Tyrrhénien et poursuit son parcours le long de la côte italienne. On note le tourbillon de Bonifacio (*Bonifacio Eddy*, BE), créé par le vent s'engouffrant entre la Corse et la Sardaigne. Puis l'AW passe le détroit de Corse et entre dans le sous-bassin Liguro-Provençal. Elle forme là le Courant Nord (ou courant Liguro-Provençal

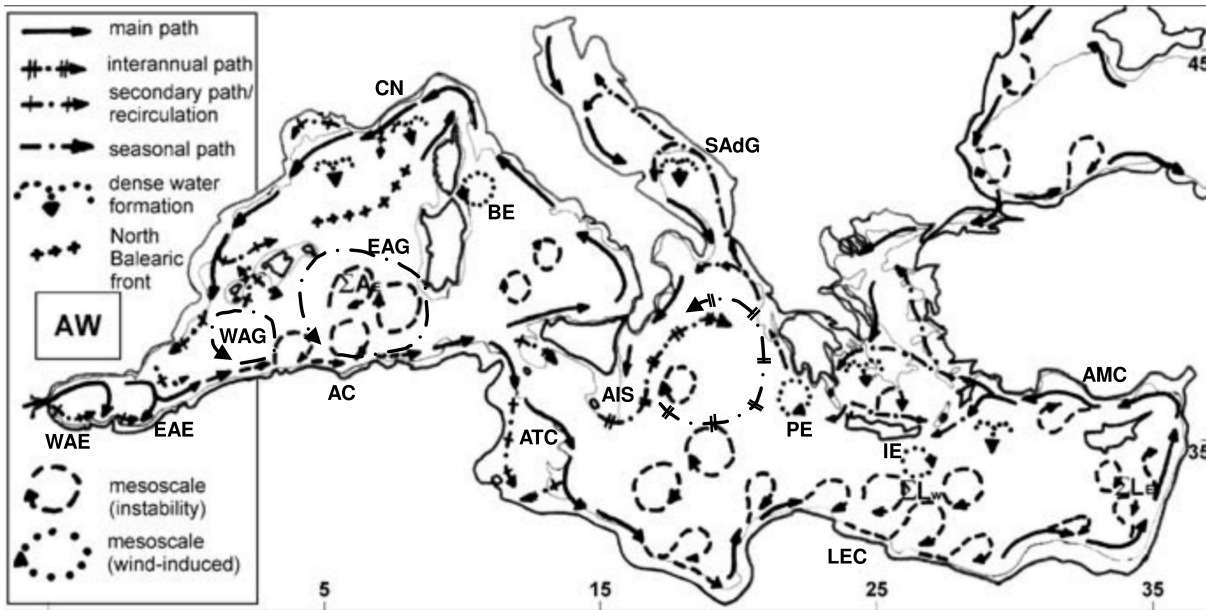


FIG. 2.2 – Schéma de la circulation de l'AW, adapté de Millot and Taupier-Letage (2005b), Testor et al. (2005b), Alammoud et al. (2005) et Gacic et al. (2010). Le trait fin représente l'isobathe 200 m. Pour les acronymes, se référer au texte ou à la partie dédiée du glossaire page 211.

ou Liguro-Provenço-Catalan) et longe les côtes françaises et espagnoles.

Au niveau du canal de Sicile, la deuxième partie de l'AW entre dans le bassin oriental, rejoint la côte libyenne, en une ou plusieurs branches selon la saison : l'*Atlantic Tunisian Current*, ATC et l'*Atlantic Ionian Stream*, AIS (Béranger et al., 2004). Une forte activité de sub-mésoéchelle est présente dans cette région (Sorgente et al., 2003). Dans le sous-bassin Levantin, l'ancienne vision des années 1990 suite aux campagnes POEM (Physical Oceanography of the Eastern Mediterranean) fait état d'un *Mid-Mediterranean Jet* (MMJ) traversant le sous-bassin en son milieu (Robinson et al., 1991). Nous lui préférons la vision plus récente d'un courant de bord, le *Libyo-Egyptian Current*, LEC (Hamad et al., 2005, 2006; Taupier-Letage and EGYPT-EGITTO Teams, 2007; Gerin et al., 2009). Celui-ci, en se déstabilisant, forme des tourbillons pouvant s'accumuler dans des zones préférentielles contraintes par la topographie (ΣL_W et ΣL_E sur la figure 2.2, anciennement appelées respectivement gyres de Mersa-Matruh et de Shikmona). La vision d'un MMJ peut alors être due à un sous-échantillonnage de la partie Nord de ces tourbillons dans les observations (Millot and Gerin, 2010).

Ensuite, l'AW longe les côtes du Proche-Orient puis les côtes turques où elle forme le Courant d'Asie Mineure (*Asia Minor Current*, AMC). Une partie de l'AMC passe au Sud de la Crète, au Sud-Est de laquelle peut se former un tourbillon anticyclonique, le tourbillon Ierapetra (*Ierapetra Eddy*, IE, voir figure 2.2). Trois hypothèses peuvent expliquer sa formation (La Violette et al., 1998) : les vents Étésiens soufflant du Nord l'été, une déstabilisation de l'AMC par contrôle bathymétrique et les variations du transport d'eau à travers le détroit de Kassos. Une autre partie de l'AMC entre dans le sous-bassin Égée et en fait le tour le long des côtes de manière cyclonique. En ressortant de l'Égée, le courant de surface méandre autour d'un autre tourbillon anticyclonique généré par les vents Étésiens, le tourbillon Pélopes (*Pelops Eddy*, PE), au Sud-Ouest du Péloponèse (Millot and Taupier-Letage, 2005b). Une branche de l'AW passe le détroit d'Otrante et circule cycloniquement le long des côtes du sous-bassin Adriatique, fortement marquée dans le Sud du sous-bassin par la présence d'un gyre cyclonique, le gyre sud-adriatique

(*South Adriatic Gyre*, SAdG). L'AW retourne ensuite vers le canal de Sicile avec un trajet cyclonique le long des côtes Nord du sous-bassin Ionien. Il est à noter que la circulation dans la partie Nord du sous-bassin Ionien n'est pas toujours cyclonique, la circulation de surface pouvant en effet être sujette à une oscillation décennale liée aux propriétés thermohalines des eaux de l'Adriatique et de l'Égée (Gacic et al., 2010).

2.1.2.2 Circulation intermédiaire et thermohaline

Dans le Nord du sous-bassin Levantin, dans la zone du gyre de Rhodes, est formée l'eau Levantine intermédiaire (*Levantine Intermediate Water*, LIW), à une profondeur moyenne de 200-300 m (Robinson et al., 1991; Lascaratos, 1993). La LIW est identifiable dans l'ensemble de la couche intermédiaire de la Méditerranée par un maximum de salinité entre 200 et 600 m. Certaines années, l'eau Levantine profonde (*Levantine Deep Water*, LDW) est également formée à cet endroit et atteint le fond du bassin Levantin (Sur et al., 1993). Une partie de la LIW sort du sous-bassin Levantin et rejoint le canal de Sicile en traversant le sous-bassin Ionien de manière cyclonique le long du talus continental (figure 2.3). Néanmoins, cette vision n'a pas été modulée par la contribution des tourbillons de mésoéchelle. Une fois passée dans le bassin occidental, la LIW circule majoritairement le long de la côte Est du sous-bassin Tyrrhénien. Une faible partie passe le détroit de Corse alors que la majorité revient vers le canal de Sardaigne. Une autre partie forme un gyre cyclonique entre les canaux de Sicile et de Sardaigne (Sorgente et al., 2003, 2011) duquel s'échapperaient des tourbillons anticycloniques (Béranger et al., 2004). Dans le sous-bassin Algéro-Provençal, une partie de la LIW est advectée vers le Nord le long des côtes de la Sardaigne et de la Corse, une partie se sépare sous la forme de tourbillons vers 39.5°N appelés les *Sardinian Eddies*, SE (Testor et al., 2005a), qui contribuent au transport de la LIW vers l'Ouest et Gibraltar par interaction avec les tourbillons algériens de surface Σ_{AE} (Millot and Taupier-Letage, 2005a).

Une autre partie de la LIW a un trajet moins direct et participe à la formation d'autres masses d'eau intermédiaires et profondes méditerranéennes. En passant les détroits de l'Arc Crétois (figure 2.1), la LIW participe à la formation de l'eau crétoise intermédiaire (*Cretan Intermediate Water*, CIW) ou profonde (*Cretan Deep Water*, CDW) (Theocharis et al., 1999a). Ces eaux crétoises ressortent parfois du sous-bassin Égée à travers les détroits de l'Arc Crétois et se retrouvent dans les sous-bassins Ionien et Levantin. En passant le détroit d'Otrante vers le sous-bassin Adriatique, la LIW participe à la formation de l'eau profonde sud-adriatique (*South Adriatic Deep Water*, SAdDW) dans le gyre sud-adriatique. L'eau profonde nord-adriatique (*North Adriatic Deep Water*, NAdDW) est formée au Nord du sous-bassin Adriatique et cascade vers le Sud (Artegiani et al., 1997). La NAdDW et la SAdDW se mélangent alors (Manca et al., 2006), passent le détroit d'Otrante où elles forment l'eau adriatique profonde (*Adriatic Deep Water*, ADW), qui plonge vers le fond du sous-bassin Ionien. L'eau profonde est-méditerranéenne (*Eastern Mediterranean Deep Water*, EMDW) est alors principalement composée d'ADW, même si selon les périodes la CDW peut entrer dans sa composition (voir section 2.2).

La partie de la LIW advectée vers le Nord du bassin Algéro-Provençal participe à la formation de l'eau profonde ouest-méditerranéenne (*Western Mediterranean Deep Water*, WMDW), dans le Golfe du Lion principalement (voir section 2.3). Elle se propage au fond du sous-bassin Algéro-Provençal, vers l'Ouest et le détroit de Gibraltar ainsi que vers le sous-bassin Tyrrhénien par le fond du canal de Sardaigne. Enfin, dans le sous-bassin Tyrrhénien est formée l'eau profonde tyrrhénienne (*Tyrrhenian Deep Water*, TDW), soit localement à l'Est de Bonifacio (Fuda et al., 2002), soit par interactions entre la LIW et la WMDW (Millot, 1999). La TDW sort du bassin Tyrrhénien par le canal de Sardaigne, au-dessus de la WMDW, et se propage également

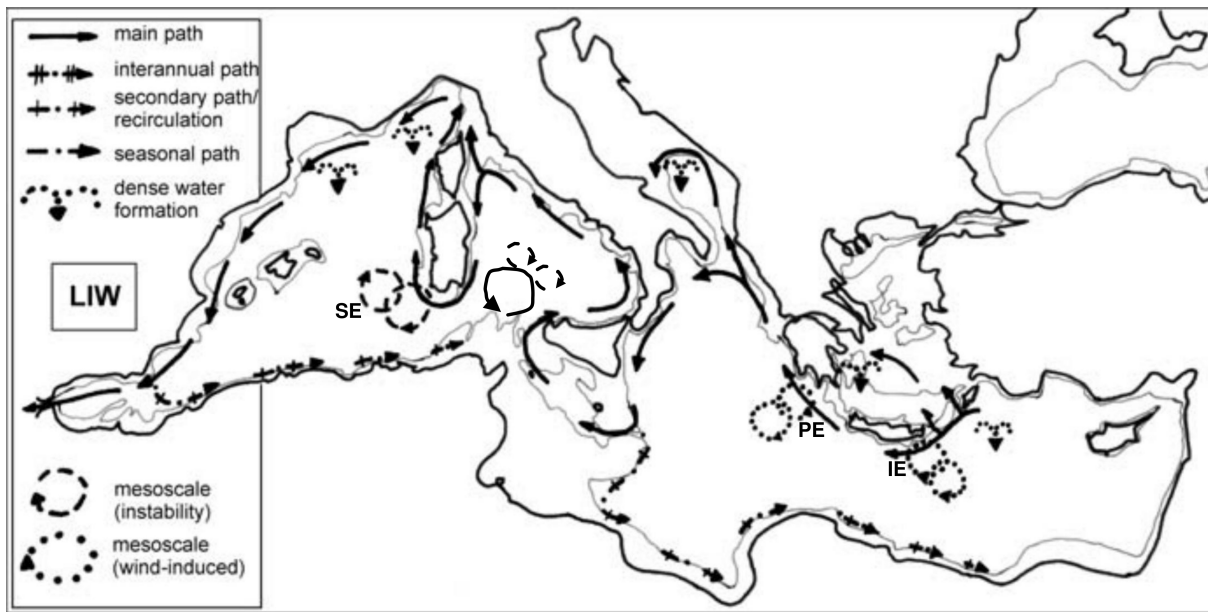


FIG. 2.3 – Schéma de la circulation de la LIW, adapté de Millot and Taupier-Letage (2005b), Sorgente et al. (2003), Béranger et al. (2004) et Testor et al. (2005a). Le trait fin représente l'isobathe 500 m. Pour les acronymes, se référer au texte ou à la partie dédiée du glossaire page 211.

vers le détroit de Gibraltar (Millot et al., 2006).

En sortie à Gibraltar, l'eau méditerranéenne sortante (*Mediterranean Outflow Water*, MOW) est principalement composée de LIW, de WMDW et de TDW (Millot et al., 2006; Millot, 2009).

Pour résumer la circulation et la transformation des masses d'eau en Méditerranée, on préfère aux schémas proposés par Lascaratos et al. (1999) et Robinson et al. (2001), anciens ou incomplets, celui de la figure 2.4. On fera bien attention au fait que cette figure schématise les trajets à grande échelle et que les circulations de l'AW et de la LIW sont simplifiées : les figures 2.2 et 2.3 viennent la compléter en présentant une vision de certains processus à méso-échelle.

2.1.3 Modélisation

Cette section est consacrée à un historique de la modélisation de la circulation générale et thermohaline à l'échelle de l'ensemble de la Méditerranée. Nous mentionnons ici que nous ne parlons que de la modélisation de l'ensemble de la mer Méditerranée et pas de la modélisation de ses sous-bassins. Somot (2005) fournit également un historique très long, plus complet et plus détaillé, jusqu'à l'année 2005.

Tout d'abord, des modèles simplifiés à deux ou trois couches (Bryden and Stommel, 1984) ou en boîte (Béthoux and Gentili, 1996; Béthoux et al., 1999) ont permis une modélisation théorique du fonctionnement des échanges à Gibraltar, entre les couches de surface, intermédiaire et profonde, ainsi que du déclenchement de la convection profonde par les flux atmosphériques. Des modèles 1D de la couche de mélange ont permis d'étudier les sites de convection profonde : Lascaratos et al. (1993) et Mertens and Schott (1998) pour la WMDW, Haines and Wu (1995) pour la LIW/LDW.

Puis des OGCM au $1/4^\circ$ résolvant les équations primitives et avec des bathymétries réalistes ont

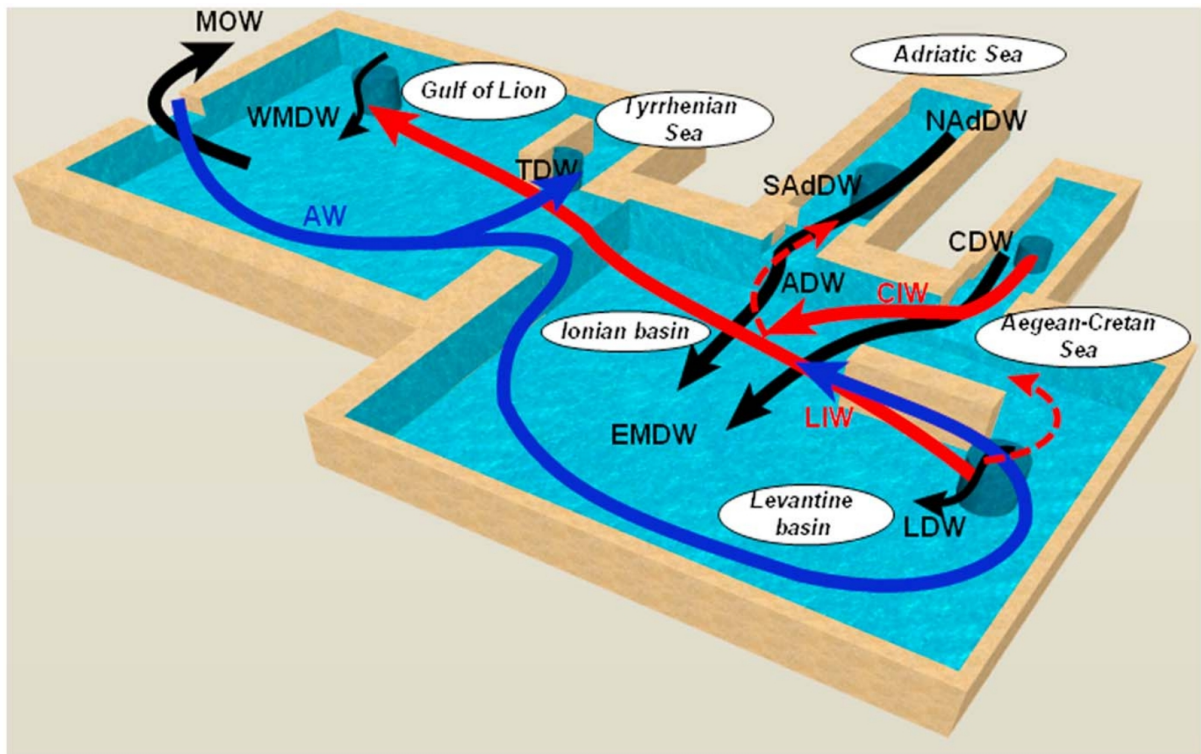


FIG. 2.4 – Schéma simplifié de la circulation et des zones de formation d'eau profonde en Méditerranée extrait de Béranger et al. (2010). En bleu : la circulation de surface de l'AW. En rouge : la circulation intermédiaire de la LIW et de la CIW. En noir : la circulation profonde de la LDW, de la CDW, de la NAdDW, de la SAdDW, de l'ADW, de la TDW, de l'EMDW, de la WMDW et de la MOW. Les lignes tiretées marquent les changements de chemin de la LIW et de la CIW selon la période d'étude (voir section 2.2). Pour les acronymes, on se référera au texte ou au glossaire page 211.

vu le jour, utilisant le modèle POM, Princeton Ocean Mode (Zavatarelli and Mellor, 1995) ou le modèle MOM, Modular Ocean Model, avec 19 niveaux verticaux (Roussenov et al., 1995). Ils utilisèrent tout d'abord des forçages atmosphériques climatologiques (Haines and Wu, 1995; Wu and Haines, 1996), puis interannuels mais sur des périodes courtes (Pinardi et al., 1997; Castellari et al., 1998). Lascaratos and Nittis (1998) passèrent à une version de POM au $1/8^\circ$ et au $1/16^\circ$ avec 31 niveaux verticaux, mais seulement sur le bassin oriental, pour étudier la formation de la LIW (Nittis and Lascaratos, 1998). Haines and Wu (1998) et Wu and Haines (1998) présentèrent la première simulation longue de 100 ans reproduisant la circulation générale et thermohaline de la Méditerranée, mais avec un modèle au $1/4^\circ$ et un forçage mensuel climatologique. Myers and Haines (2000) améliorèrent ces travaux en réalisant une deuxième simulation de 100 ans sans rappel en surface, à l'aide des flux diagnostiqués sur la simulation de Wu and Haines (1998).

L'utilisation de forçages interannuels réalistes se généralisa ensuite. Castellari et al. (2000) poursuivirent les travaux de Pinardi et al. (1997) avec un forçage atmosphérique à fréquence de 12 h. Rupolo et al. (2003) utilisèrent la version de MOM développée par Artale et al. (2002), au $1/4^\circ$ et à 19 niveaux verticaux, forcée sur une période de 6 ans par les vents ERA15 (Gibson et al., 1997) et des SST (Sea Surface Temperature, voir liste des acronymes page 212) quotidiennes observées. Demirov and Pinardi (2007) passèrent à une version de MOM au $1/8^\circ$, avec 31 niveaux verticaux, et utilisèrent les données journalières issues des produits de l'ECMWF

(réanalyse ERA15 et analyses) pour réaliser une simulation de 20 ans.

La génération suivante de modèles de Méditerranée a été développée pour les besoins de l'océanographie opérationnelle et se base sur le modèle OPA (*Madec et al.*, 1998). La grille au $1/16^\circ$ avec 43 niveaux verticaux du modèle PAM Atlantique + Méditerranée (*Drillet et al.*, 2005) du projet MERCATOR, tournée et étirée au niveau du détroit de Gibraltar, a été utilisée pour développer OPAMED16 (*Béranger et al.*, 2005), puis sa version dégradée en résolution OPAMED8 (*Somot*, 2005; *Bozec*, 2006). Le même type de modèle sur une autre grille au $1/16^\circ$ a été utilisé pour MFSTEP par *Tonani et al.* (2008) puis par *Oddo et al.* (2009) dans une version plus récente. OPAMED8 a été utilisé pour réaliser des simulations longues forcées par des scénarios de changement climatique (*Somot et al.*, 2006), pour étudier la convection océanique profonde (*Herrmann et al.*, 2008) ou encore pour étudier la variabilité du niveau de la mer (*Tsimplis et al.*, 2008, 2009). La version OPAMED16 résolvant la méso-échelle (modèle *eddy-resolving*), elle a permis de réaliser des études des tourbillons à cette échelle en Méditerranée (*Béranger et al.*, 2005; *Alhammoud et al.*, 2005; *Testor et al.*, 2005a; *Taillandier et al.*, 2006).

Des modèles de Méditerranée sont également utilisés pour des études de paléo-climat, comme le modèle MPI-OM à ~ 20 km de résolution, incluant la mer Noire, et dont une simulation longue de 700 ans a été réalisée par *Adloff et al.* (2011) pour étudier les couches supérieures du bassin oriental pendant l'optimum climatique de l'Holocène.

Des méthodes de raffinement de modèles imbriqués commencent à voir le jour, avec par exemple *Sannino et al.* (2009) qui utilisent un modèle au $1/24^\circ$ du détroit de Gibraltar dans une version méditerranéenne au $1/8^\circ$ du modèle MITgcm, pour améliorer la représentation des échanges entre l'Atlantique et la Méditerranée.

Enfin, le passage du modèle OPA à sa version supérieure NEMO (*Madec and the NEMO Team*, 2008) a vu l'apparition dans la communauté française d'une nouvelle famille de modèles qui seront présentés et utilisés dans cette thèse : NEMOMED8 au $1/8^\circ$ développé au CNRM (*Beuvier et al.*, 2008, 2010b; *Sevault et al.*, 2009) et également utilisé au LMD, MED12 au $1/12^\circ$ développé durant cette thèse et dont les premiers résultats publiés figurent dans *Lebeaupin Brosier et al.* (2011) et dans *Beuvier et al.* (en révision) (section 5.1 et annexe B de ce manuscrit), et enfin MED36 au $1/36^\circ$, dernier né de la famille en 2010-2011 et dont les tous premiers résultats seront présentés dans ce manuscrit.

L'évolution de la modélisation de la Méditerranée a donc suivi des axes d'améliorations parallèles : l'augmentation des résolutions horizontale et verticale, la sophistication des schémas numériques – par exemple *partial-step* au lieu de *full-step* – et physiques utilisés – surface libre (*Roulet and Madec*, 2000) plutôt que toit rigide par exemple –, l'augmentation progressive des résolutions spatiale et temporelle du forçage atmosphérique, l'utilisation de forçages atmosphériques et hydrologiques interannuels, permettant l'abandon progressif de l'utilisation de rappels à des climatologies pour la température et la salinité de surface, la réalisation de simulations de plus en plus longues (également grâce à l'amélioration des moyens de calcul et de stockage des données produites) permettant la prolongation à des scénarios futurs de changements climatiques.

L'augmentation de la résolution horizontale des modèles de circulation générale méditerranéens, en passant progressivement à des modèles *eddy-permitting* puis *eddy-resolving*, a permis une meilleure compréhension du rôle des phénomènes de méso-échelle sur les transports de chaleur, de sel et de masse. Les schémas traditionnels de circulation, comprenant surtout des courants de grande échelle pilotés par la force de Coriolis, ont pu être améliorés grâce à cette montée en résolution. Cela a également permis la mise en place de modèles couplés régionaux réalistes de la région euro-méditerranéenne (*Somot*, 2005; *Somot et al.*, 2008; *Artale et al.*, 2010).

La production de la réanalyse à long terme ERA40 a permis d'envisager la réalisation de si-

mulations plus longues, même si se pose toujours le problème de sa résolution spatiale. Des méthodes de descente en échelle sont alors utilisées pour créer des forçages à long terme chronologiquement réalistes et à haute résolution. Dans cette thèse, on utilisera un tel forçage : ARPERA (Herrmann and Somot, 2008).

Dans les sections 2.2 et 2.3 sont respectivement abordés plus spécifiquement les aspects de la modélisation de l'EMT dans le bassin oriental et de la WMT dans le Golfe du Lion.

2.2 L'Eastern Mediterranean Transient

2.2.1 Description

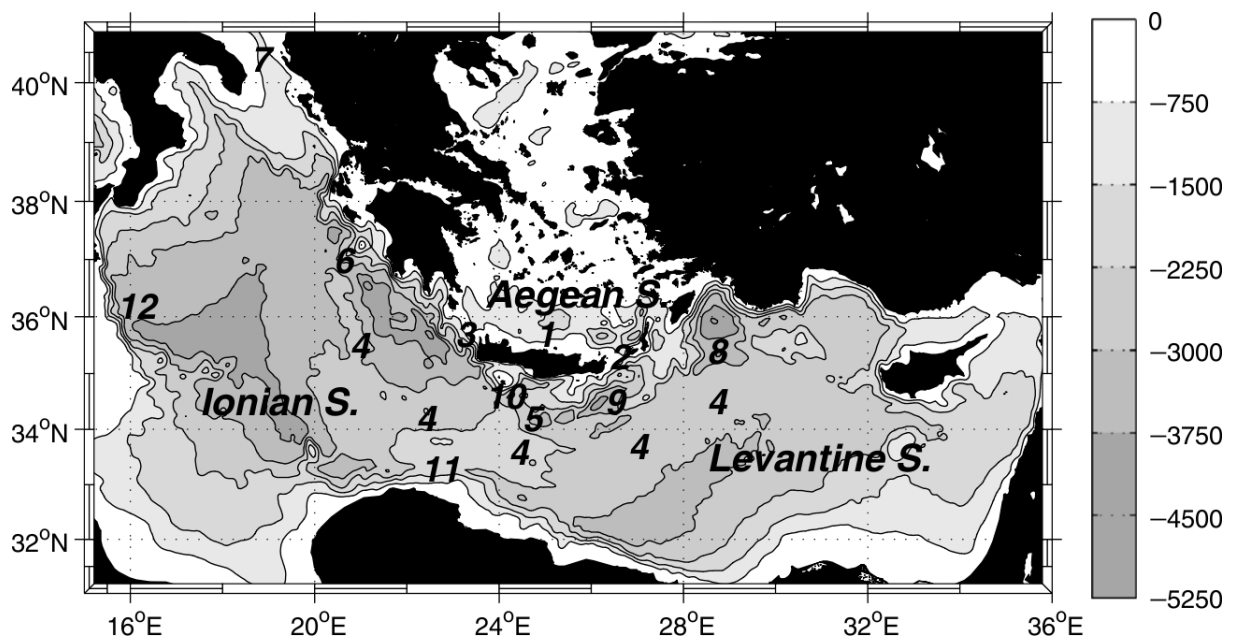


FIG. 2.5 – Bathymétrie et toponymie détaillée du bassin oriental, extraite de Roether et al. (2007). 1 : sous-bassin Crétois (Sud du sous-bassin Égée), de profondeur ≥ 2200 m dans sa partie Est ; il est séparé du reste du bassin oriental par les îles de l'Arc Crétois ; la fosse Hellénique (Hellenic Trench) borde l'Arc Crétois dans les sous-bassins Ionien et Levantin. 2 : détroit de Kassos, avec le seuil du chenal principal à 1000 m de profondeur ; le détroit de Karpathos est juste à l'Est (seuil à 850 m). 3 : détroit d'Antikithira (seuil à 560 m). 4 : dorsale est-méditerranéenne (East Mediterranean Ridge, EMR), divisant le bassin oriental dans sa longueur et formant la limite extérieure de la fosse Hellénique ; l'EMR est la moins profonde au Sud de la Crète, au niveau du Passage de Crète (Cretan Passage). 5 : chenal principal reliant les sous-bassins Ionien et Levantin (seuil à 2560 m). 6 : chenal Nord de l'EMR, reliant la fosse Hellénique au reste du sous-bassin Ionien, à environ 3000 m de fond. 7 : détroit d'Otrante (seuil à 800 m). 8 : fosse de Rhodes. 9 : fosse de Plinie ou d'Ierapetra (Pliny Trench/Ierapetra Deep). 10 : fosse de Ptolémée (Ptolemy Trench). 11 : dépression d'Hérodote (Herodotus Trough), dont le seuil à 2100 m relie au Sud les sous-bassins Levantin et Ionien. 12 : falaise de Malte (Malta Escarpment), conduisant vers le canal de Sicile plus à l'Ouest.

Le schéma classique de la circulation thermohaline du bassin oriental, tel qu'il est présenté précédemment et dans lequel l'EMDW est principalement formée dans le sous-bassin Adriatique, a connu une profonde modification lors de la mise en évidence de ce qui a été appelé

par la suite l'Eastern Mediterranean Transient (EMT) au début des années 1990, en tout premier par *Roether et al.* (1996). Son évolution a ensuite été successivement analysée par *Klein et al.* (1999), *Lascazatos et al.* (1999), *Theocharis et al.* (1999b) et *Zervakis et al.* (2004). *Roether et al.* (2007) proposent une revue détaillée de toutes les observations qui s'y rapportent. En effet, les observations ont montré qu'au début des années 1990, l'EMDW était d'origine égéenne et non plus adriatique. De l'eau très dense a été formée pendant plusieurs hivers dans le sous-bassin Égée jusqu'à ce que celui-ci en soit presque totalement rempli. Cette eau dense, l'eau crétoise profonde (Cretan Deep Water, CDW), de densité potentielle très élevée, jusqu'à 29.4 kg.m^{-3} au fond du sous-bassin Crétois pendant la période 1992-1995 (*Theocharis et al.*, 1999b), est ensuite passée par débordement dans le bassin oriental (sous-bassins Ionien et Levantin) à travers les détroits de l'Arc Crétois (Antikithira, Kassos et Karpathos, voir figure 2.5 pour une description détaillée du bassin oriental). Les valeurs les plus élevées de densité potentielle de l'eau sortante ont été observées dans les détroits les plus profonds de l'Arc Crétois, à savoir Kassos et Karpathos (*Theocharis et al.*, 2002; *Kontoyiannis et al.*, 2005), avec des valeurs de densité potentielle supérieures à 29.2 kg.m^{-3} (*Kontoyiannis et al.*, 1999). En moyenne annuelle, le débit de CDW sortant en profondeur a été estimé grossièrement à 1 Sv de 1988 à 1995 à partir des campagnes d'observations POEM (*Malanotte-Rizzoli et al.*, 1999). Cette valeur ne peut malheureusement être affinée à partir d'observations. En effet, *Theocharis et al.* (1999b) observent un débordement d'1 Sv de CDW en 1989 à travers les détroits de Kassos et Karpathos mais aucune observation de transport au fond des détroits de l'Arc Crétois n'a été faite jusqu'en 1994. *Kontoyiannis et al.* (1999) proposent alors 0.6 Sv pour le débit sortant en dessous de 400-500 m en 1994 et 1995, avec un cycle saisonnier à 0.8 Sv d'avril à juin et à 0.3 Sv d'octobre à décembre.

La nouvelle CDW caractérisant l'EMT a une signature thermohaline clairement identifiable au fond du bassin oriental : c'est une masse d'eau plus chaude et plus salée que l'ancienne EMDW d'origine adriatique (figure 2.6). Ces caractéristiques sont observables jusqu'au fond du bassin oriental ($\geq 4000 \text{ m}$). La nouvelle EMDW, constituée donc de CDW, a remplacé et soulevé l'ancienne EMDW d'origine adriatique, créant ainsi une anomalie dense, chaude et salée dans les couches de fond du bassin oriental, la présence de l'ancienne EMDW dans les couches intermédiaires y créant alors une anomalie froide et peu salée (*Theocharis et al.*, 2002; *Kontoyiannis et al.*, 2005). Ceci a alors eu un impact sur la biogéochimie marine (*Klein et al.*, 2003).

Roether et al. (2007) résument la phase de propagation de cette nouvelle CDW dense dans le bassin oriental (figure 2.7). Après avoir débordé de l'Égée à travers les détroits de l'Arc Crétois, et malgré le mélange avec les masses plus légères alentour, cette nouvelle masse d'eau plonge vers le fond du bassin oriental. La majeure partie de cette veine d'eau dense tourne vers l'Ouest, pilotée par la force de Coriolis et contrainte par la topographie, principalement la Fosse Hellénique (voir figure 2.5) à l'Ouest de la Crète. Elle continue ensuite à se propager le long du talus continental dans le sous-bassin Ionien. En dessous du niveau du seuil du Passage de Crète, *i.e.* en dessous de 2000 m de fond, le reste de la masse d'eau circule dans le sous-bassin Levantin de manière cyclonique. Une partie passe alors dans le sous-bassin Ionien à travers la dépression d'Hérodote (n° 11 de la figure 2.5). Enfin, une partie de la CDW se propage directement et plus lentement vers l'Est dans le sous-bassin Levantin.

A partir de 1995, le débit du débordement de CDW se réduit progressivement, avec une valeur à 0.15 Sv en 1997 puis à 0.05 Sv en 1998 (*Kontoyiannis et al.*, 2005). La CDW, bien que sa formation continue dans le sous-bassin Égée, n'a plus une densité suffisamment impor-

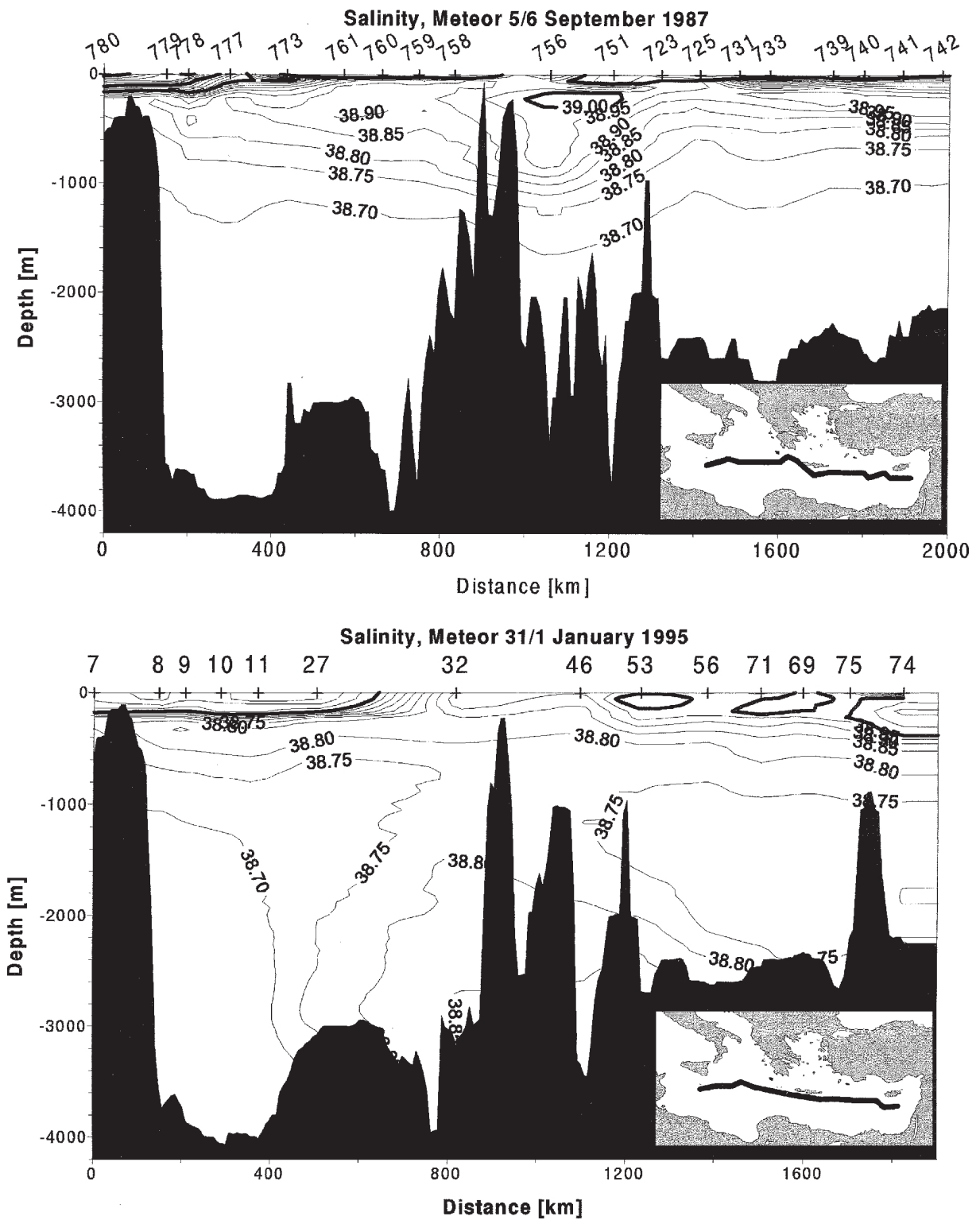


FIG. 2.6 – Sections verticales observées de salinité, dans le bassin oriental, en (a) septembre 1987 et (b) janvier 1995, extraites de Lascaratos et al. (1999).

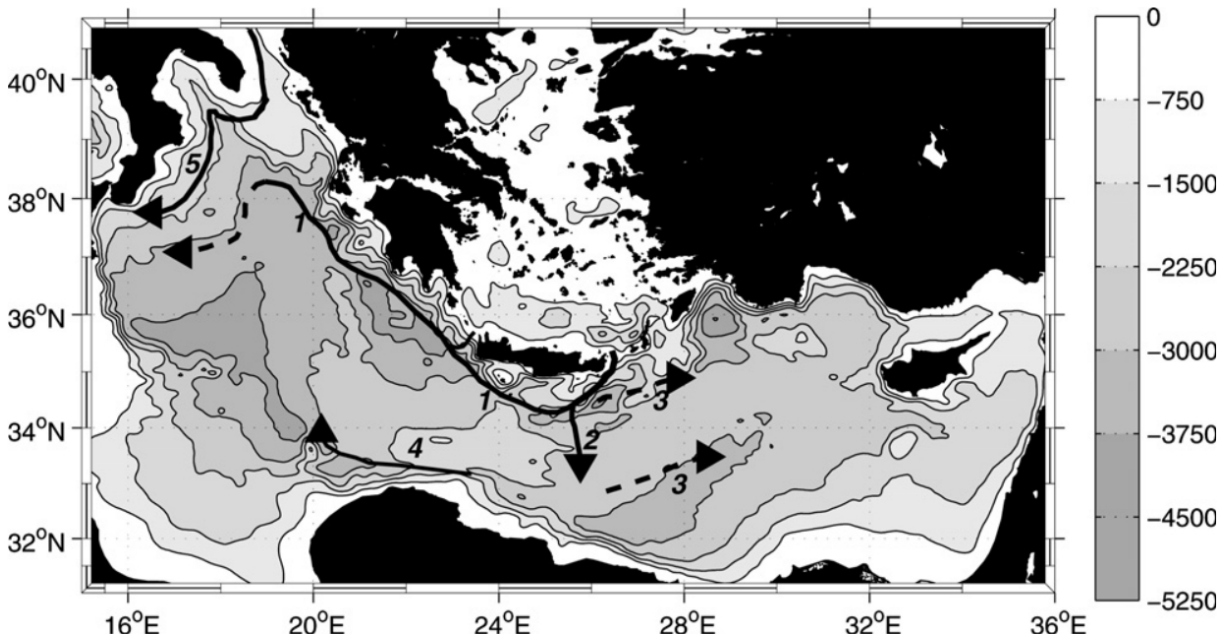


FIG. 2.7 – Schéma de la circulation induite par l'EMT au fond du bassin oriental, déduit des observations, extrait de Roether *et al.* (2007). Les triangles indiquent la direction des courants ; les lignes tiretées indiquent les circulations irrégulières ; les lignes continues plus fines indiquent des débits de propagation relativement plus faibles. (1) Route principale de l'eau transportant le débordement venant du sous-bassin Égée. (2) Débordement au-dessus de la dorsale est-méditerranéenne (East Mediterranean Ridge, EMR). (3) Propagation vers l'Est au Nord et au Sud de l'EMR. (4) Flux vers l'Ouest à travers la dépression d'Hérodote (Herodotus Trough). (5) Débordement en provenance du sous-bassin Adriatique.

tante pour que celle-ci atteigne le fond du bassin oriental et elle interagit alors avec les couches entre 1500 et 2500 m (Theocharis *et al.*, 2002). Néanmoins, à partir de 1998, une nouvelle phase, dite "intermédiaire" ou "dernière phase" de l'EMT (Theocharis *et al.*, 2002; Gasparini *et al.*, 2005), a été observée, avec la formation d'eau crétoise intermédiaire (Cretan Intermediate Water, CIW) plus chaude et plus salée. En sortant du sous-bassin Égée, principalement par le détroit d'Antikithira, la nouvelle CIW est observée à une profondeur de 400-500 m et se propage à travers le sous-bassin Ionien, en-dessous de la LIW et au-dessus de l'ancienne EMDW (située vers 1500 m de fond) et de la nouvelle EMDW (située en dessous de 2500 m). L'observation de salinités importantes dues à la CIW entrant dans le sous-bassin Adriatique favorise le redémarrage de la formation d'eau dense dans ce sous-bassin, qui avait été réduite pendant l'EMT (Theocharis *et al.*, 2002). La propagation des eaux crétoises, intermédiaire et profonde, dans le sous-bassin Ionien vers le canal de Sicile a modifié les caractéristiques des eaux passant du bassin oriental vers le bassin occidental, ayant pour conséquence à partir de l'année 2000 une forte injection de sel et de chaleur dans le sous-bassin Tyrrhénien (Gasparini *et al.*, 2005). Les eaux de l'EMT ont alors commencé à influencer le bassin occidental, jusqu'au détroit de Gibraltar (Millot *et al.*, 2006), ce qui sera discuté au paragraphe 2.3.2.

2.2.2 Hypothèses de préconditionnement

Plusieurs hypothèses concernant le préconditionnement de l'EMT, les éléments déclencheurs et la chronologie de son déroulement ont été proposées, principalement à partir des observations

disponibles :

- la salinité des sous-bassins Levantin et Égée aurait augmenté suite à des changements de la circulation de surface du bassin oriental : soit par une modification du cheminement de l'AW (*Malanotte-Rizzoli et al.*, 1999; *Samuel et al.*, 1999; *Theocharis and Kontoyiannis*, 1999), soit par la présence de tourbillons anticycloniques au Sud de la Crète redirigeant la LIW salée vers le sous-bassin Égée (*Malanotte-Rizzoli et al.*, 1999; *Samuel et al.*, 1999), les deux phénomènes pouvant être liés ;
- des changements dans le bilan net d'évaporation à la surface du bassin oriental pourraient expliquer 10 à 40 % de l'augmentation en sel observée dans les couches profondes à la fin des années 1980, même si la majeure partie de cette augmentation aurait pu être due à une redistribution interne (*Josey*, 2003),
- une diminution de l'apport en eau douce par la mer Noire, due à une diminution des débits des fleuves de son bassin versant, pourrait avoir favorisé l'augmentation de la salinité du sous-bassin Égée (*Zervakis et al.*, 2000; *Stanev and Peneva*, 2002),
- l'EMT aurait d'abord commencé dans la partie Nord du sous-bassin Égée dès l'hiver 1987 (*Zervakis et al.*, 2000; *Gertman et al.*, 2006), d'où l'observation de CDW dans le sous-bassin Crétois dès l'été 1987 et son remplissage progressif en CDW à partir de cette date (*Theocharis et al.*, 1999b),
- deux hivers consécutifs (1992 et 1993) auraient vu se produire une convection intense et profonde dans l'ensemble du sous-bassin Égée, déclenchée par de fortes pertes de chaleur par la surface (*Josey*, 2003).

Ces préconditionnements suggèrent deux façons de considérer l'EMT. Soit tous ces facteurs, en diminuant la stratification verticale du sous-bassin Égée, n'ont conduit qu'à rendre la colonne d'eau moins stable et donc plus facilement mélangeable par les hivers très froids et secs de 1992 et 1993. Ce point de vue fait jouer le rôle principal à ces deux hivers, ce qui correspond à un déclenchement rapide de l'EMT. L'autre point de vue est que ces préconditionnements ont conduit à un remplissage progressif du sous-bassin Égée par des eaux denses pendant les années 70 et 80, et que les hivers 1992 et 1993 ne sont que "la goutte qui a fait déborder le vase" ; le déclenchement de l'EMT s'inscrit alors plus dans le long terme.

Enfin, des études sur les réanalyses des flux atmosphériques au-dessus de la Méditerranée ont cherché à mettre en évidence l'importance de certains régimes atmosphériques, comme l'Oscillation Atlantique Nord (*North Atlantic Oscillation*, NAO), le mode est-Atlantique (*East Atlantic pattern*, EA) ou encore le régime est-Atlantique/ouest-Russe (*East Atlantic/West Russian pattern*, EA/WR), sur l'apparition de convection profonde intense dans le sous-bassin Égée (*Josey*, 2003; *Hatzaki et al.*, 2009; *Josey et al.*, 2011).

2.2.3 Tentatives de modélisation de l'EMT

Les travaux de modélisation traitant des possibles causes de l'EMT sont principalement des études de processus, très peu utilisent des forçages de longue durée réalistes et donc leurs résultats sont difficilement comparables directement et quantitativement aux observations. Les premières études ont utilisé des modèles océaniques à basse résolution ne couvrant qu'un sous-bassin ou à la rigueur le bassin oriental, forcés par des champs atmosphériques à basses résolutions spatiale et temporelle - données mensuelles à environ $1^\circ \times 1^\circ$ telles que COADS pour forcer un modèle à $1/4^\circ$ (*Samuel et al.*, 1999) - et sur de courtes périodes de temps : 6 ans de simulation, 1988-1993, d'un modèle à $1/4^\circ$ forcé par ERA15 (*Rupolo et al.*, 2003). Ces études donnèrent néanmoins des conclusions préliminaires concernant l'EMT. Ainsi, *Samuel et al.* (1999) montrèrent que, entre les périodes 1980-1987 et 1988-1993, la modification de la

circulation forcée par le vent a affecté les lieux de productions d'eau dense dans le sous-bassin Égée, ce qui a pu jouer un rôle dans le déclenchement de l'EMT. Néanmoins, cette étude ne prenait pas en compte les changements importants dans les flux océan-atmosphère mentionnés précédemment.

Puis, des modifications artificielles du forçage air-mer furent parfois appliquées. Ainsi, *Wu et al.* (2000) augmentèrent de façon empirique les pertes en eau en surface du bassin oriental ou diminuèrent la température de surface du sous-bassin Égée de 1 à 2 °C pendant 8 hivers consécutifs, avec un modèle au 1/8°. De même, *Lascaratatos et al.* (1999) et *Nittis et al.* (2003) utilisèrent un forçage en eau douce diminué de 40 % pour les précipitations et de 25 % pour les apports de la mer Noire pour les années 1989, 1990, 1992 et 1993 afin de reproduire les événements de convection intense dans le sous-bassin Égée. Toutefois, ils utilisèrent le forçage atmosphérique ERA15 (*Gibson et al.*, 1997) à une fréquence de 6h, ce qui est un bond considérable par rapport aux études précédentes. *Sevault and Somot* (2005) utilisèrent la réanalyse ERA40 (*Uppala et al.*, 2005) pour forcer un modèle au 1/8°, mais la faible résolution du forçage atmosphérique (1.125° × 1.125°) ne leur a pas permis de reproduire la formation d'eau suffisamment dense dans le sous-bassin Égée pour que celle-ci plonge au fond du bassin oriental. En utilisant un forçage atmosphérique à plus haute résolution (0.5° × 0.5°) avec un modèle au 1/8°, *Bozec et al.* (2006) démontrèrent qu'un événement de type EMT peut être en partie reproduit avec un forçage aléatoire. Enfin, la comparaison des résultats de *Sevault and Somot* (2005) et *Tsimplis et al.* (2009), deux études forçant le même modèle, OPAMED8, mais avec des forçages de résolution 125 et 50 km respectivement (ERA40 et ARPERA), met en évidence la nécessité d'un forçage atmosphérique à au moins 50 km de résolution pour modéliser un événement tel que l'EMT.

L'augmentation de la résolution horizontale du modèle océanique permettrait de mieux représenter les phénomènes de méso-échelle et de comprendre leur rôle dans la propagation des eaux denses formées pendant l'EMT. Les plateaux océaniques au large des côtes turques, où se formeraient beaucoup d'eaux très denses (*Nittis et al.*, 2003), pourraient être mieux représentés à l'aide d'une bathymétrie à haute résolution. Enfin, le problème difficile de la modélisation du tourbillon Ierapetra (*Horton et al.*, 1997) et de son influence sur la circulation de surface et intermédiaire pourrait être mieux compris à l'aide d'un modèle *eddy-resolving*.

2.3 La Méditerranée Nord-Occidentale

2.3.1 Convection profonde dans le Golfe du Lion

La convection profonde en mer ouverte (par opposition à la convection de plateau) a lieu dans peu de régions du monde, parmi lesquelles la mer du Groenland, la mer du Labrador et la mer Méditerranée, en particulier le Golfe du Lion (*Marshall and Schott*, 1999). Dans cette région, la formation d'eau profonde (Western Mediterranean Deep Water, WMDW) est déclenchée par l'atmosphère (*Schott et al.*, 1996), favorisée par un préconditionnement océanique (*Marshall and Schott*, 1999) et contrôlée par la topographie (*Madec et al.*, 1996).

Le processus de formation d'eau dense dans cette région a été décrit par *Marshall and Schott* (1999) comme étant constitué de trois phases : le préconditionnement, la convection à proprement parler, dite aussi mélange violent, et la propagation (figure 2.8). En automne, l'accélération du Courant Nord ainsi que la circulation atmosphérique favorise l'intensification de la circulation cyclonique du gyre du Golfe du Lion, entraînant une remontée vers la surface (*doming*) des isopycnes. Le Courant Nord advecte également plus de LIW salée vers la zone de convection et les eaux de surface se refroidissent et se salent sous l'effet des pertes de chaleur et

d'eau par l'atmosphère. En hiver, des coups de vent de Nord et de Nord-Ouest (Mistral et Tramontane), canalisés par le relief des Alpes, du Massif Central et des Pyrénées, entraînent des masses d'air continentales sèches et froides au-dessus du Golfe du Lion et induisent de fortes pertes de flottabilité à la surface de la mer. Un mélange vertical violent peut alors avoir lieu si les eaux de surface se retrouvent suffisamment denses. Comme en automne, cette circulation atmosphérique intense maintient et amplifie encore le cyclonisme du gyre du Golfe du Lion. Cela conduit alors à l'isolement des eaux au centre du gyre par rapport à son environnement, favorisant ainsi le cumul des pertes de flottabilité. L'intensité de la convection profonde est soumise à des variations interannuelles, liées à celles du préconditionnement océanique et à celles des flux atmosphériques hivernaux (Somot, 2005; Herrmann et al., 2010). La convection atteint régulièrement le fond du Golfe du Lion, *i.e.* une profondeur supérieure à 2000 m. La zone de convection s'étend généralement autour du point appelé classiquement le point MEDOC, situé à 42°N - 5°E (MEDOC Group, 1970; THETIS Group, 1994).

La WMDW ainsi formée est généralement définie comme étant plus dense que 29.10 kg.m^{-3} , avec des caractéristiques climatologiques (avant 2005) de température potentielle θ comprises entre 12.70 et 12.90°C et de salinité S comprises entre 38.40 et 38.45 psu (MEDOC Group, 1970; Leaman and Schott, 1991; Rohling and Bryden, 1992). Le taux de formation annuel de WMDW est soumis aux variations interannuelles du forçage atmosphérique et est compris selon les années entre 0.1 et 1.2 Sv (Rhein, 1995; Schott et al., 1996; Marshall and Schott, 1999). Concernant sa propagation hors du Golfe du Lion, Send et al. (1996) observèrent qu'une partie significative de la WMDW quitte la zone de convection le long du talus continental du Golfe du Lion, transportée par le courant Courant Nord (*bleeding effect*). Testor and Gascard (2003) et Testor and Gascard (2006) montrèrent que des tourbillons de sub-méso-échelle (environ 5 km de rayon), à longue durée de vie (de plusieurs mois à une année), à la fois cycloniques et anticycloniques, jouent également un rôle dans la propagation à longue distance de la WMDW, depuis le Golfe du Lion vers le sous-bassin Algérien et le canal de Sardaigne.

Concernant la modélisation, celle du Golfe du Lion a suivi l'évolution de la modélisation de la Méditerranée entière, avec en plus des études dédiées. La convection du Golfe du Lion a d'abord été modélisée de manière idéalisée, *e.g.* modèle carré à fond plat (Madec et al., 1996), puis par des modèles 1D de couche de mélange (Mertens and Schott, 1998). Ensuite, la résolution verticale et horizontale des modèles utilisés a augmenté, passant du $1/4^\circ$ (Castellari et al., 2000; Artale et al., 2002), au $1/8^\circ$ (Fernández et al., 2005; Somot et al., 2006; Demirov and Pinardi, 2007; Herrmann et al., 2008, 2010), au $1/8^\circ$ avec raffinement de grille à Gibraltar (Sannino et al., 2009), au $1/16^\circ$ (Béranger et al., 2009; Herrmann et al., 2009; Béranger et al., 2010) et enfin à des modèles emboîtés à très haute résolution, $\sim 3 \text{ km}$ (Herrmann and Somot, 2008; Herrmann et al., 2008) et au $1/64^\circ$ (Langlais, 2007). Ces différentes études de modélisation simulent des taux de formation de WMDW compris entre 0.2 et 1.6 Sv. Enfin, des études récentes ont mis l'accent sur l'importance d'utiliser un forçage à haute résolution spatio-temporelle pour modéliser correctement la convection dans le Golfe du Lion en termes de localisation et d'intensité (Herrmann and Somot, 2008; Béranger et al., 2010; Lebeaupin Brossier et al., 2011).

2.3.2 Depuis l'hiver 2005 : la WMT

Pendant l'hiver 2005, un événement de convection profonde particulièrement intense a été observé dans le Golfe du Lion et rapporté par plusieurs observateurs océanographes (López-Jurado et al., 2005; Schröder et al., 2006; Canals et al., 2006; Font et al., 2007; Schroeder et al.,

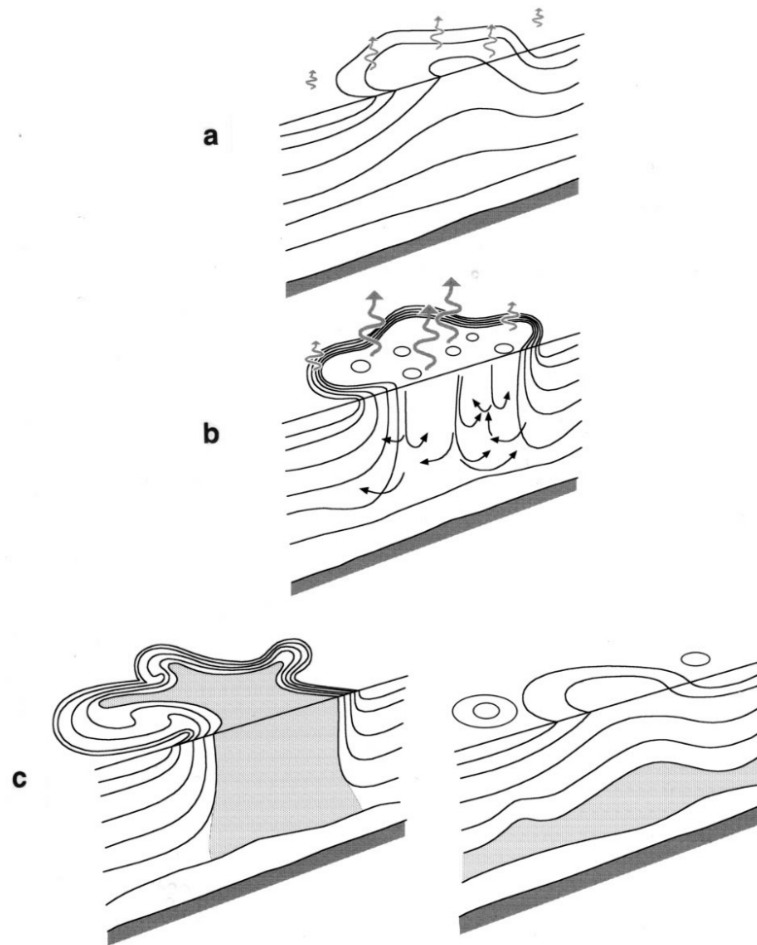


FIG. 2.8 – Schéma des trois phases de la convection en mer ouverte, extrait de Marshall and Schott (1999) : (a) préconditionnement, (b) convection profonde et (c) échange latéral et propagation. Le flux de flottabilité à travers la surface de la mer est indiqué par les flèches incurvées. Les lignes continues indiquent la stratification sous-jacente et l’affleurement en surface (outcrop). La zone grisée indique le volume mélangé par la convection.

2008; Smith *et al.*, 2008). La convection s’est étendue sur une zone beaucoup plus vaste qu’habituellement, jusque dans le sous-bassin Catalan (Smith *et al.*, 2008). La WMDW formée cet hiver-là est significativement plus chaude et plus salée que les valeurs habituellement données dans la littérature : température potentielle θ comprise entre 12.87 et 12.90 °C, salinité S comprise entre 38.47 et 38.50 psu selon les observateurs. La signature des nouvelles caractéristiques de cette WMDW est facilement reconnaissable dans les observations par un motif qualifié de “queue de scorpion” sur les diagrammes θ - S (figure 2.9).

Principalement, deux hypothèses ont été suggérées par les observateurs pour expliquer les conditions exceptionnelles de l’événement de convection de l’hiver 2005, à la fois en intensité et par les caractéristiques atypiques de la WMDW formée à ce moment-là.

Premièrement, l’hiver 2005 a été l’un des plus froids et des plus secs des 40 dernières années, associé donc à de fortes pertes d’eau, de chaleur et de flottabilité par la surface de la mer (López-Jurado *et al.*, 2005; Font *et al.*, 2007; Schroeder *et al.*, 2010; Herrmann *et al.*, 2010). La formation d’eau dense étant déclenchée par ces pertes de flottabilité, ces conditions atmosphériques ont certainement joué un rôle dans l’intensité de l’événement de convection profonde de l’hiver

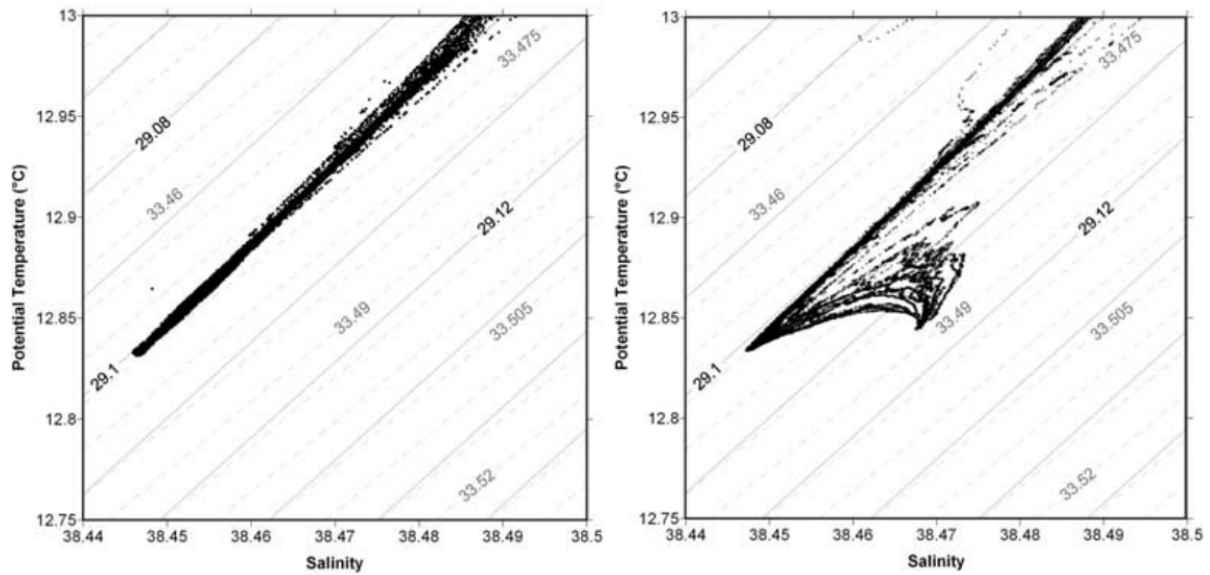


FIG. 2.9 – Diagrammes θ - S , extraits de Schroeder et al. (2008), regroupant des observations dans le bassin occidental, en octobre 2004 (à gauche) et en octobre 2006 (à droite). Les lignes continues et pointillées indiquent respectivement les valeurs de σ_0 et σ_{1000} .

2005. De plus, la forte perte d'eau par évaporation en surface aurait conduit à une augmentation de la salinité de surface, qui pourrait expliquer en partie la salinité élevée de la WMDW formée cet hiver.

Deuxièmement, López-Jurado et al. (2005) ont suggéré que les caractéristiques inhabituelles de l'événement convectif de 2005 pourraient être dues à une modification des caractéristiques des masses d'eau advectées jusqu'à la zone de convection. Millot (2005) et Millot et al. (2006) ont également proposé que certains changements observés dans les masses d'eaux profondes en Méditerranée occidentale pourraient être dus à la présence d'eaux orientales modifiées apportées dans le bassin occidental après l'EMT. En effet, Gasparini et al. (2005) ont montré que l'EMT a provoqué une augmentation de la densité des eaux orientales circulant vers l'Ouest à travers le canal de Sicile, avec ensuite une injection substantielle de chaleur et de sel dans les couches profondes du sous-bassin Tyrrhénien. En conséquence, López-Jurado et al. (2005), Schröder et al. (2006) et Schroeder et al. (2008) ont suggéré que c'était l'EMT qui avait provoqué le réchauffement et l'augmentation de la salinité des couches intermédiaire et profonde du sous-bassin nord-occidental. En étant mélangées avec le reste de la colonne d'eau pendant un événement de convection profonde, ces couches participent à la composition de la WMDW. L'EMT pourrait donc expliquer que la WMDW formée pendant l'hiver 2005 soit plus chaude et plus salée. De plus, il pourrait avoir modifié la structure de la colonne d'eau, et donc sa stratification, ce qui pourrait avoir impacté l'étendue de la convection profonde.

L'épisode de convection de l'hiver 2006 dans le Golfe du Lion a également été observé comme intense et à nouveau étendu sur une zone plus vaste qu'habituellement, vers le sous-bassin Ligurien cette fois (Smith et al., 2008). La WMDW formée en 2006 a les mêmes propriétés que celle de 2005. Au total sur ces 2 hivers, Schroeder et al. (2008) estiment, à partir de la distribution volumétrique des propriétés θ - S dans le bassin occidental, qu'un volume de $1.5 \cdot 10^{14} \text{ m}^3$ de nouvelle WMDW a été formé, ce qui correspond à un taux de formation de 2.4 Sv en moyenne par hiver pour ces 2 hivers.

Ce volume important d'eau formée s'est propagé très rapidement dans le sous-bassin Algéro-

Provençal, puisque dès juin 2005, les caractéristiques de la nouvelle WMDW étaient observées au large des côtes algériennes jusqu'à l'entrée du sous-bassin d'Alboran vers 1°E (*Schroeder et al.*, 2008). En Octobre 2006 (donc avec l'apport de l'épisode de l'hiver 2006), la nouvelle WMDW est observée au fond de l'ensemble du sous-bassin Algéro-Provençal, jusqu'au fond du canal de Sardaigne et jusqu'à 3°W (donc pas dans l'Ouest du sous-bassin d'Alboran et pas dans le détroit de Gibraltar).

Contrairement à l'EMT, il ne semble pas, pour l'instant, se produire de retour en arrière à la situation qui prévalait avant 2005 concernant les caractéristiques de formation de la WMDW. C'est pourquoi cette phase a été nommée Transition (vers quelque chose d'autre) et non Transient (transitoire, qui fait référence à une situation temporaire avant un retour à la situation la plus courante).

Concernant sa modélisation, l'épisode de convection intense de l'hiver 2005 dans le Golfe du Lion a encore peu été étudié. *Béranger et al.* (2009) modélisent effectivement une convection atteignant le fond cet hiver-là, avec un taux de formation de WMDW plus élevé que les hivers précédents et suivants (1.28 Sv), mais sans atteindre les valeurs exceptionnellement élevées observées. *Herrmann et al.* (2010) cherchent à reproduire et à comprendre, par la modélisation, ce qui a déclenché l'événement de convection de l'hiver 2005 et quantifient la contribution des différents facteurs impliqués. Ils montrent que les caractéristiques inhabituelles de la WMDW formée en 2005 sont dues à l'absence de convection profonde durant les années 1990, permettant une augmentation des contenus de sel et de chaleur dans la région du Golfe du Lion. Ils montrent également que le forçage atmosphérique intense de l'hiver 2005 est responsable de l'intensité de l'événement de convection, en termes d'étendue spatiale (horizontale et verticale) et de volume de WMDW formé. Enfin, un test de sensibilité montre que l'EMT n'a pas fondamentalement modifié les caractéristiques du processus convectif de l'hiver 2005 dans le Golfe du Lion mais que, en diminuant la stratification verticale pré-hivernale, il a potentiellement conduit à un doublement du volume d'eau dense formé cet hiver-là. Ces résultats seront détaillés dans la section 5.3.1. L'article en lui-même est en annexe A.