



HAL
open science

**Etude lagrangienne de circulations tourbillonnaires de
submésos et mésoéchelle en Méditerranée occidentale sur
la base d'observations et de simulations numériques :
phénoménologie et interaction avec la circulation
générale**

Pierre Testor

► **To cite this version:**

Pierre Testor. Etude lagrangienne de circulations tourbillonnaires de submésos et mésoéchelle en Méditerranée occidentale sur la base d'observations et de simulations numériques : phénoménologie et interaction avec la circulation générale. Océan, Atmosphère. Université Pierre et Marie Curie - Paris VI, 2002. Français. NNT : . tel-00010060

HAL Id: tel-00010060

<https://theses.hal.science/tel-00010060v1>

Submitted on 7 Sep 2005

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

THESE de DOCTORAT de l'UNIVERSITE PARIS 6

Spécialité :

Océanographie Physique

présentée

par Monsieur **Pierre TESTOR**

pour obtenir le grade de DOCTEUR de l'UNIVERSITE PARIS 6

Sujet de la thèse :

**Etude lagrangienne de circulations tourbillonnaires de submésos et mésoéchelle en Méditerranée occidentale sur la base d'observations et de simulations numériques :
phénoménologie et interaction avec la circulation générale**

soutenue le 09 décembre 2002

devant le jury composé de :

Monsieur **Claude FRANKIGNOUL** président
Madame **Bach-Lien HUA** rapporteur
Monsieur **Yves MOREL** rapporteur
Monsieur **Laurent MORTIER** co-directeur de thèse
Monsieur **Jean-Claude GASCARD** directeur de thèse

Remerciements

Je remercie les membres du jury qui ont accepté de juger cette thèse et tout spécialement Claude Frankignoul, pour m'avoir fait l'honneur de présider cette thèse. Je tiens aussi à remercier Bach-Lien Hua et Yves Morel pour la confiance qu'ils m'ont témoignée en acceptant d'être rapporteurs de cette thèse et surtout pour leurs remarques et conseils judicieux. J'exprime ma profonde gratitude à Laurent Mortier pour avoir guidé mes premiers pas dans l'univers de la modélisation numérique, pour son esprit d'équipe et pour son soutien éclairé tout au long de ce travail. Mes remerciements s'adressent enfin à Jean-Claude Gascard pour m'avoir associé à ses travaux, pour l'esprit dans lequel nous avons travaillé, pour l'enthousiasme qu'il a mis à diriger cette étude et pour sa disponibilité.

Je tiens aussi à remercier tout particulièrement Christophe Herbaut et Jérôme Sirven, qui ont lu ce document avec une très grande attention, pour leurs conseils et leurs encouragements. Et un grand merci à Sandra Sequeira pour son soutien constant à terre comme en mer à Catherine Rouault, Antonio Lourenço et Claude Richez qui ont participé au traitement des données que j'ai analysées, m'ont montré les techniques fondamentales d'observation de la mer et ont su me faire profiter de leur grande expérience.

Je souhaite aussi remercier toute l'équipe Méditerranée du LODYC pour nos discussions de travail toujours très enrichissantes et plus spécialement Karine Béranger qui a réalisé la "maquette Méditerranée" et qui a rendu possible ce travail d'analyse et de comparaison entre observations et modèle numérique.

Cette étude n'aurait bien sûr pas pu être accomplie sans la participation de nombreuses équipes, tant à la collecte d'un grand nombre d'informations à la mer, qu'à leur mise en forme et leur critique à terre. Je tiens donc à associer dans ces remerciements Claude Millot, Isabelle Taupier-Letage, Mario Astraldi et Jordi Font qui ont coordonné les expériences à la mer qui ont fourni les données que j'ai analysées pendant cette étude, mais aussi toutes les autres personnes impliquées, et en particulier les équipages des navires océanographiques le Garcia Del Cid, le Suroît, le Thetys II et l'Urania.

Je remercie aussi les services généraux du laboratoire : l'équipe "techniques marines", le service informatique et le secrétariat sans qui rien n'aurait été possible.

Enfin je voudrais exprimer toute ma reconnaissance à mes parents ainsi qu'à toute ma famille qui m'ont toujours soutenu dans mes choix tout au long de ces années.

Merci aussi à Chantal, David, Elodie, Gaelle, Juliette, Nicolas, Petra avec qui j'ai eu la chance de partager durant ces 3 années de nombreuses pauses déjeûner et café. C'était un vrai plaisir pour moi de savoir que chaque jour, j'allais les retrouver. Merci également à mes chers amis de longue date qui ont su me supporter dans les moments les plus rudes. Je tiens finalement à remercier toutes les personnes que j'ai eu la chance de rencontrer dans le cadre de cette thèse car elles ont fait que cette expérience restera gravée dans mes souvenirs.

Résumé

Ce travail de thèse s'appuie essentiellement sur des données de flotteurs de subsurface complétées par des simulations numériques pour revisiter les schémas de circulation en Méditerranée occidentale. Les principaux résultats de ce travail concernent les circulations des eaux intermédiaires et profondes et proposent de s'écarter d'une vision classique de ventilation par les courants de bord, en montrant l'effet important de phénomènes intermittents et de structures tourbillonnaires cohérentes induisant des flux significatifs à travers le bassin. Il est mis en évidence que près de la moitié (40%) des eaux profondes nouvellement formées dans le Golfe du Lion se répandent en phase post-convective dans tout le bassin occidental, advectées dans le cœur de tourbillons de submésoséchelle (dont le rayon est typiquement de 5km) cohérents (la durée de vie de certains pouvant excéder 1 an et demi). Ce sont des tourbillons de subsurface néanmoins caractérisés par une grande extension verticale O(1-2km) centrée vers 1000 m de profondeur. Les trajectoires et compositions de ces tourbillons sont contraintes par les grands traits de circulation générale mais aussi par des écoulements de mésoéchelle (ondes de Rossby topographiques, autres tourbillons, jets). Dans le bassin algérien, une circulation cyclonique gyrale fortement barotrope, est révélée par les observations et corroborée par la simulation numérique de la maquette MERCATOR. L'analyse et intercomparaison des observations et du modèle numérique montrent que ce gyre à l'échelle du bassin est contraint par la topographie et la circulation générale de la Méditerranée occidentale. Ce gyre, en se décollant du talus, impose la formation de tourbillons " sardes " au coin sud-ouest de la Sardaigne. Ces tourbillons sont anticycloniques, fortement barotropes et caractérisés par un rayon d'environ 30 km et une durée de vie de plus de 5 mois. Les tourbillons " sardes " s'ajoutent aux tourbillons " algériens " essentiellement baroclines et limités à la couche de surface et qui sont issus de la déstabilisation du courant côtier algérien, pour faire de ce bassin une zone de très forte activité à mésoéchelle. Lors de leur processus de formation, les tourbillons " sardes " peuvent piéger en leurs centres, des LIW et TDW en provenance de la mer Tyrrhénienne et contraintes à circuler entre le gyre et le talus. Environ la moitié des eaux en provenance de la mer Tyrrhénienne par le chenal de Sardaigne-Tunisie sont advectées ainsi vers l'intérieur du bassin. L'autre moitié participe à la circulation générale de bord cyclonique.

Abstract

This study is mainly based on lagrangian data from subsurface floats and numerical simulations to reconsider the circulation patterns in the Western Mediterranean Sea. The main results deal with the circulation of intermediate and deep waters and show the importance of intermittent processes and coherent eddies responsible of significant fluxes through the basin interior. About 40% of the deep waters newly-formed in the gulf of Lion spread during the post-convective phase over the entire Western Mediterranean Sea in the cores of sub-mesoscale coherent eddies (radius about 5km and for some of them, lifetime can exceed 1.5 years). They are subsurface eddies characterized by a large vertical extension $O(1-2 \text{ km})$ centered around 1000 m depth. The trajectories and compositions of such eddies are constrained by the general circulation features but also by mesoscale circulations (topographic Rossby waves, eddies, jets). In the Algerian Basin, a barotropic and cyclonic gyre circulation is revealed by the observations and corroborated by the numerical simulations from the prototype MERCATOR. The analysis and intercomparison of the observations and the numerical model show this gyre is constrained by the topography and the general circulation of the western Mediterranean sea. This Gyre, detaching from the slope, induce the formation of "Sardinian" eddies at the south-west corner of Sardinia. These eddies are anticyclonic, strongly barotropic and characterized by a radius of about 30 km and $-f/16$ relative vorticity. The "Sardinian Eddies" in addition to the "Algerian Eddies" generated by the instability of the coastal Algerian Current, are promoting the Algerian Basin as a region characterized by a strong mesoscale activity. During their formation, the "Sardinian Eddies" can trap LIW and TDW coming from the Tyrrhenian Sea and constrained to circulate between the gyre and the slope. About half of the waters coming from the Tyrrhenian Sea through the Sardinia-Tunisia Channel are thus advected towards the basin interior. The other half participates to the general boundary circulation.

Table des matières

Introduction	5
1 Description générale de la mer Méditerranée occidentale	7
1.1 Météorologie, bilan hydrique et radiatif	7
1.2 Hydrologie et circulation générale dans le bassin occidental	8
1.2.1 Eau Atlantique Modifiée - Eau Intermédiaire d'Hiver (MAW-WIW)	10
1.2.2 Eau Levantine Intermédiaire (LIW)	11
1.2.3 Eau Profonde de la Méditerranée occidentale - Eau Profonde de la mer Tyrrhénienne (WMDW-TDW)	12
1.3 Variabilité et structures de mésoéchelle	14
1.3.1 Instabilités du courant Liguro-Provençal	14
1.3.2 Tourbillons algériens (AEs)	14
1.3.3 Leddies	16
1.3.4 Weddies	16
1.4 Processus de convection profonde	17
1.4.1 Préconditionnement	17
1.4.2 Mélange vertical	20
1.4.3 Etalement des eaux néo-formées	21
2 Une approche observationnelle de l'étude des tourbillons	23
2.1 Bases	24
2.1.1 Les expériences lagrangiennes SOFARGOS et MATER	26
2.1.1.a Les flotteurs RAFOS-VCM	26
2.1.1.b Présentation des expériences	27
2.1.2 Modélisation numérique - Maquette Méditerranée (MERCATOR)	28
2.1.2.a Conditions aux limites	28
2.1.2.b Simulations de trajectoires lagrangiennes	29
2.2 Aspects nouveaux développés au cours de ce travail	30
3 Circulations tourbillonnaires impliquées dans la phase d'étalement suivant la convection profonde	33
3.1 Zone Medoc après les événements de convection profonde en 1994/95	33

TABLE DES MATIÈRES

3.1.1	Flux atmosphériques	33
3.1.2	Hydrologie	35
3.1.3	Traits principaux de circulation	36
3.1.3.a	Courant Liguro-Provençal	36
3.1.3.b	Zone mélangée et zone de transition	36
3.2	Étalement des nWMDW	38
3.2.1	Étalement à grande échelle des nWMDW	38
3.2.2	Tourbillons de nWMDW de submésoséchelle	39
3.2.2.a	Généralités sur l'analyse des trajectoires	40
3.2.2.b	Tourbillons cohérents de submésoséchelle (SCVs)	43
3.2.2.c	Autres tourbillons de submésoséchelle	47
3.2.3	Importance des tourbillons de submésoséchelle dans l'étalement des nWMDW	49
3.3	Bassin sud en 1997/98	50
3.3.1	Tourbillon de LIW	50
3.3.2	SCVs dans le bassin algérien	52
3.3.3	Origine des SCVs du sud	54
3.3.3.a	Similitudes des SCVs du sud avec les SCVs du nord	55
3.3.3.b	Modèle diffusif	55
3.3.3.c	Présence de nWMDW à proximité du tourbillon de LIW	58
3.3.3.d	Discussion	61
3.4	Formation des tourbillons de nWMDW de submésoséchelle	63
3.4.1	Mélange	63
3.4.2	Préconditionnement	63
3.4.3	Instabilité barocline	64
3.4.3.a	Observations in situ	64
3.4.3.b	Modèle linéaire	66
3.4.3.c	Discussion	66
3.5	Interactions des tourbillons de nWMDW avec des structures de plus grande échelle	69
3.5.1	Courant Liguro-Provençal	70
3.5.2	Ondes de Rossby topographiques	72
3.5.2.a	Estimation des Paramètres Cinétiques Différentiels (DKP)	73
3.5.2.b	Balance de vorticité et relation de dispersion	73
3.5.3	Front Nord-Baléares	75
3.5.4	Tourbillons de LIW	76
3.5.5	Gyre algérien	76
3.6	Maquette Méditerranée	77
3.7	Observations antérieures	77
3.8	Conclusion	78

4	Circulations tourbillonnaires liées aux apports d'Eaux Atlantiques et d'Eaux Levantines dans le bassin algérien	81
4.1	Tourbillons et Filaments - critère d'Okubo-Weiss	81
4.2	Observations	82
4.2.1	Tourbillons algériens (AEs)	82
4.2.1.a	Suivi des AEs	82
4.2.1.b	Extension verticale des AEs	82
4.2.1.c	Filament de LIW	86
4.2.2	Gyre algérien	87
4.2.3	Ecoulement de LIW-TDW au sud-ouest de la Sardaigne	90
4.2.4	Tourbillon de LIW	95
4.2.4.a	Analyse des DKPs	98
4.2.4.b	Mécanismes de formation du tourbillon de LIW	100
4.3	Maquette Méditerranée	104
4.3.1	Tourbillons algériens	104
4.3.2	Gyre algérien	108
4.3.2.a	Existence et variabilité	108
4.3.2.b	Origine	110
4.3.3	Tourbillons sardes (SEs)	111
4.3.3.a	Formation	112
4.3.3.b	Discussion	112
4.4	Conclusion	116
	Conclusions et perspectives	119
	Références	125
A	Étalement à grande échelle des eaux profondes en Méditerranée occidentale par des tourbillons de submésoséchelle cohérents	135
B	Séparation d'écoulements et formation de tourbillons de mésoéchelle dans le bassin algérien	151
C	Phase d'étalement de post-convection en mer Méditerranée nord occidentale	177
	Liste des Figures	211
	Liste des Tableaux	213

Introduction

L'océan est un grand réservoir d'énergie très hétérogène, stratifié et turbulent, constitué de masses d'eaux d'origines et de caractéristiques différentes qui se côtoient. Ces masses d'eaux se forment localement principalement sous l'action de l'atmosphère et se dispersent à des profondeurs dépendant essentiellement de la densité qu'elles présentent lors de leur formation, selon des courants induits par le forçage atmosphérique, les différences de densité, la rotation de la Terre et la topographie, en même temps qu'elles se mélangent entre elles. C'est la circulation thermohaline qui induit une circulation verticale renouvelant continuellement les eaux de l'océan.

Dans les processus de mélange océanique, les tourbillons ont un rôle primordial. Ce sont des écoulements énergétiques en rotation fortement affectés par la rotation de la Terre et la stratification interne des océans qui peuvent avoir des dimensions de quelques à plusieurs centaines de kilomètres. Les tourbillons peuvent exister pendant plusieurs semaines ou plusieurs années et se déplacer de quelques dizaines à quelques milliers de kilomètres au cours de leurs vies.

Les vitesses caractéristiques associées à un tourbillon sont plus élevées d'un ordre de grandeur que la circulation générale moyenne et induisent des niveaux d'énergie cinétique turbulente d'1 à 2 ordres de grandeur plus élevés que le niveau d'énergie associé à la partie moyenne. Ils peuvent être générés par des courants forts comme le Gulf Stream ou le Kuroshio qui leur fournissent de l'énergie par des processus d'instabilité mais ils sont capables aussi en retour d'influencer ces courants. Les tourbillons peuvent même complètement gouverner l'écoulement moyen.

Le cisaillement créé par les tourbillons à leur périphérie produit des structures dissipatives de très petite échelle directement par filamentation ou par le biais d'ondes internes. Les eaux situées dans le cœur d'un tourbillon sont caractéristiques de la région de formation du tourbillon et relativement protégées dynamiquement du mélange océanique avec les eaux ambiantes jusqu'à la dissipation du tourbillon. A cause de leur taille significative, de leur longévité et de leur grand nombre, les tourbillons peuvent transporter de grandes quantités de chaleur, de sel et autres propriétés scalaires aussi bien que des communautés entières de plancton sur de grandes distances d'un environnement océanique à un autre. Ils ont donc un rôle complexe et double agissant à la fois comme "freins" et comme "moteurs" de la circulation et du mélange océaniques.

Une meilleure compréhension de la turbulence océanique, de son rôle dans la circulation moyenne et dans le mélange et de la façon dont ce mélange peut être paramétrisé de manière adéquate est donc essentielle pour développer de nouveaux modèles de circulation pour des études allant de la dynamique locale d'une région au système climatique couplé océan-atmosphère.

Depuis 30 ans, les océanographes cherchent à savoir comment les tourbillons de mésoéchelle affectent la circulation générale de grande échelle évoluant plus lentement. Henry Stommel a été le premier à porter son attention sur ce problème. Des progrès énormes ont été effectués grâce aux satellites d'observation qui donnent une description synoptique de la surface des océans et en particulier des gradients révélant les structures tourbillonnaires de surface. Mais l'eau de mer est un milieu quasiment opaque aux ondes électromagnétiques et cela rend très difficiles les observations dans l'océan profond. Des instruments ont été développés dans ce but et il faut souligner ici la contribution majeure des flotteurs de subsurface repérés par voie acoustique permettant un suivi quasi-lagrangien de parcelles d'eau. Cela a permis d'identifier plusieurs classes de mouvements tourbillonnaires à la fois de surface et de subsurface, suivant leur mode de formation, les masses d'eaux concernées, leurs caractéristiques dynamiques et leur comportement.

Dans cette thèse, on s'appuie essentiellement sur des données issues de tels instruments, acquises dans le cadre de projets scientifiques européens pour étudier les circulations tourbillonnaires en mer Méditerranée occidentale. C'est une des mers les plus étudiées depuis le début du siècle et pourtant le rôle des tourbillons dans la circulation générale y est encore mal connu. L'analyse des sorties d'un modèle numérique de la mer Méditerranée développé dans le cadre du projet français MERCATOR et la comparaison avec les observations permet une approche itérative améliorant peu à peu les capacités du modèle à traiter la circulation thermohaline de manière réaliste et apportant une meilleure vision de ce que suggèrent des observations ponctuelles dans le temps et l'espace qui n'échantillonnent pas correctement le milieu.

Après avoir présenté l'état actuel des connaissances sur la Méditerranée occidentale (Chapitre 1) et les données qui ont été analysées (Chapitre 2), on abordera le rôle des tourbillons lors de la phase d'étalement des eaux profondes (Chapitre 3). Le Chapitre 4 sera consacré à l'étude des tourbillons en liaison avec les apports dans le bassin algérien des eaux de surface atlantiques et des eaux intermédiaires et profondes en provenance de la mer Tyrhénienne.

Chapitre 1

Description générale de la mer Méditerranée occidentale

La mer Méditerranée est une mer intérieure profonde (1500 m de profondeur en moyenne et jusqu'à 5000 m maximum en mer Ionienne) séparée de l'océan Atlantique par l'étroit goulet du détroit de Gibraltar (env. 300 m de profondeur). Elle est constituée d'une succession de bassins aux caractéristiques morphologiques bien différenciées, séparés par des détroits ou des chenaux. Par le détroit de Gibraltar, on entre en Méditerranée occidentale qui est séparée de la partie orientale par le détroit de Sicile (env. 400 m de profondeur). Dans le bassin occidental, on distingue la mer d'Alboran entre l'Espagne et le Maroc, le bassin algéro-provençal et la mer Tyrrhénienne, ces deux derniers bassins étant séparés par la Corse et la Sardaigne. Certains détroits sont peu profonds et autorisent le passage uniquement aux eaux de surface (entre Majorque et Minorque et les Bouches de Bonifacio la profondeur maximum est de 100 m) mais d'autres permettent des échanges plus profonds (chenal de Corse - 400 m, entre Ibiza et Majorque - 600 m, chenal d'Ibiza - 1000 m). En particulier, le chenal de Sardaigne-Tunisie qui est très profond (1900 m de profondeur) et large (70 km à 500 m de profondeur), est la seule possibilité aux eaux profondes de communiquer entre le bassin algérien et la mer Tyrrhénienne.

1.1. Météorologie, bilan hydrique et radiatif

Cette mer intérieure est bordée de régions continentales caractérisées par un climat aride, voire désertique dans la région sud. Elle est enserrée entre les masses continentales montagneuses du sud de l'Europe, de l'ouest de l'Asie et du nord de l'Afrique. Les vents dominants sont de nord-ouest mais la partie nord du bassin est exposée, l'hiver, à des vents continentaux de nord à nord-est froids et secs. Le relief montagneux amplifie localement ces tendances et crée des vents froids et secs très intenses comme le Mistral et la Tramontane (vents catabatiques). Les précipitations ont lieu principalement l'hiver. Elles sont difficilement quantifiables mais certainement faibles (<700mm par an) et l'apport en eau douce par

les bassins versants l'est plus encore (moins de la moitié des précipitations). Les bilans hydrique et radiatif de la Méditerranée sont assez mal connus (*Harzallah et al.* [1993], *Garret et al.* [1993]), mais il faut remarquer que les eaux qui sortent de la Méditerranée par Gibraltar sont à la fois plus froides et plus salées que les eaux qui y entrent.

Par le détroit de Gibraltar, des eaux en provenance de l'océan Atlantique entrent en mer Méditerranée en surface (0-100 m de profondeur) alors qu'en profondeur, des eaux méditerranéennes sortent pour s'écouler dans l'océan Atlantique. Ces courants étaient déjà connus des Phéniciens dans l'Antiquité, qui lancaient une drogue atteignant la couche profonde, pour faciliter le passage de leurs navires vers l'océan Atlantique (*Lacombe* [1990]).

L'apport d'eau en provenance de l'Atlantique est d'environ 0.8 ± 0.1 Sv (*Send et al.* [1999]) et l'export d'eau méditerranéenne est équivalent. A titre de comparaison, l'apport d'eau douce par les précipitations et les bassins versants est de 3 ordres de grandeur plus faible en moyenne sur l'année. La température et la salinité de l'eau en provenance de l'Atlantique qui rentre en Méditerranée par le détroit de Gibraltar en surface sont d'environ 16°C et 36.4 psu, tandis que l'eau méditerranéenne qui sort en profondeur a une température d'environ 13°C et une salinité d'environ 38.4 psu. En résumé 1) la Méditerranée perd de la chaleur et de l'eau dans l'atmosphère 2) les eaux atlantiques de surface sont "transformées" en eaux méditerranéennes.

1.2. Hydrologie et circulation générale dans le bassin occidental

On distingue principalement quatre masses d'eau (*Robinson & Golnaraghi* [1994], *Millot* [1999], *Send et al.* [1999]). Les eaux de surface sont composées d'Eau Atlantique dans tout le bassin. Les caractéristiques de ces eaux de surface évoluent ensuite par mélange avec les masses d'eau méditerranéennes et sous l'action des flux atmosphériques. Elle devient d'abord de l'Eau Atlantique Modifiée (MAW) avec une salinité de l'ordre de 38 psu (Fig. 1.1). Elle s'étend de la surface jusqu'à une profondeur de 100-350m dans tout le bassin algéro-provençal.

En hiver, les masses d'air froides et sèches continentales venant de l'Europe, canalisées par le relief, entrent en contact avec les eaux superficielles de la Méditerranée. Ces masses d'air froides et sèches, en refroidissant et en évaporant les eaux superficielles les rendent progressivement plus froides et plus salées et donc plus denses. Une fois aussi denses que des eaux situées dessous, des mouvements verticaux peuvent se produire induisant un mélange vertical. Ce mélange participe au renouvellement des masses d'eau, en ramenant des eaux de subsurface au contact de l'atmosphère et en enfouissant les eaux de surface en profondeur. Ce phénomène est général en hiver mais souvent limité à 0-100 m dans la couche de surface. Dans certaines situations favorables (généralement dans le nord du bassin algéro-provençal), la MAW peut devenir une eau modale, l'Eau Intermédiaire d'Hiver (WIW) aux caractéristiques froides (autour 12.6°C) et homogènes entre 0 et 300 m. Ensuite, sous l'action de processus de restratification, cette masse d'eau est isolée de la surface. On peut la trouver alors entre

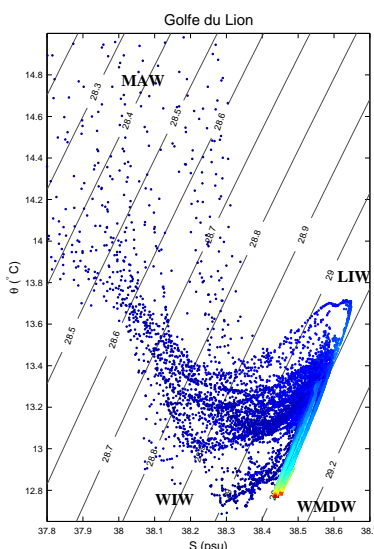


FIG. 1.1 –: Diagramme θ - S général, stations SOFARGOS en 1994/95, bassin liguro-provençal.

150 et 300 m de profondeur, bien identifiable par un minimum de température à profondeur intermédiaire autour de 12.6°C (Fig. 1.1).

En dessous, entre 250 et 800m se trouve l'Eau Levantine Intermédiaire (LIW) formée en hiver dans le bassin oriental et qui entre en Méditerranée occidentale par le détroit de Sicile. Elle est caractérisée par un maximum de température d'environ 13.9°C et de salinité d'environ 38.75 psu à son entrée dans le bassin occidental. Bien que ses caractéristiques évoluent au fur et à mesure qu'elle se mélange avec les eaux du bassin occidental plus froides et moins salées, la LIW reste identifiable par un maximum de température et de salinité dans tout le bassin ouest (Fig. 1.1).

On descend ensuite graduellement vers l'eau profonde de la Méditerranée occidentale (WMDW) qui tapisse tout le bassin occidental. Elle est caractérisée par une température d'environ 12.8°C et une salinité d'environ 38.45 psu (Fig. 1.1). Elle se forme en hiver dans le Golfe du Lion sous l'action d'un forçage atmosphérique particulièrement intense (Mistral et Tramontane) et de conditions océaniques favorables. A cet endroit, le mélange vertical hivernal atteint la couche de LIW et entraîne des eaux de cette couche intermédiaire dans les processus de mélange. Finalement, le mélange vertical peut même atteindre les couches profondes. Ce processus localisé renouvelle les WMDW et est appelé convection profonde.

Les caractéristiques des masses d'eaux indiquées ci-dessus, concernent plutôt les années 1995-2000. En effet, des variations dans ces caractéristiques sont observées depuis les années 1940 et en particulier un réchauffement global de la Méditerranée (*Bethoux et al.* [1998]). Enfin, il faut noter que la mer Méditerranée est une mer plutôt homogène avec des gradients verticaux assez faibles en dehors de la couche de surface. C'est très sensible en densité, les caractéristiques en température et en salinité des masses d'eau se compensant sous la couche

de surface de MAW.

1.2.1. Eau Atlantique Modifiée - Eau Intermédiaire d'Hiver (MAW-WIW)

Après avoir traversé le détroit de Gibraltar et la mer d'Alboran où elles subissent des modifications essentiellement en salinité, les eaux en provenance de l'Atlantique forment un courant côtier (1.7 Sv) le long de la côte africaine (*Millot [1985b]*, *Benzohra et al. [1995a]*, *Millot [1997]*). Ce courant relativement étroit (30-50 km) et profond (400 m) qui s'écoule le long du talus continental (Fig. 1.2) est appelé Courant Algérien. A l'entrée du détroit de Sicile, ce courant se divise en deux branches (*Font et al. [1998a]*): deux tiers du courant entrent en Méditerranée orientale, l'autre tiers entre en mer Tyrrhénienne et suit la côte italienne (*Manzella et al. [1990a]*, *Astraldi et al. [1996]*, *Sammari et al. [1999]*) pour revenir dans le bassin algérien par le chenal de Corse (Courant Est-Corse). Une veine d'eau qui quitte le bassin algérien et s'écoule vers le nord, forme le Courant Ouest-Corse pour fusionner en mer Ligure avec le Courant Est-Corse qui quitte la mer Tyrrhénienne. Ce courant, appelé Courant Liguro-Provençal, s'écoule le long du talus continental de la France vers l'ouest et la mer des Baléares.

La mer des Baléares est un peu protégée de l'influence des vents du nord-ouest par les Pyrénées et un front thermique en surface très marqué en hiver est identifiable vers 41°N dans l'axe des Pyrénées : c'est le front Nord-Baléares séparant des eaux de surface froides au nord et chaudes au sud (*Lacombe & Tchernia [1972]*, *Deschamps et al. [1984]*). Un courant assez mal défini dévie une partie des eaux du Courant Liguro-Provençal vers l'est le long de ce front (*Millot [1999]*). L'autre partie continue sous le front (*Font et al. [1988]*, *Lopez-Garcia et al. [1994]*), le long de l'Espagne (il est alors appelé Courant Catalan) en direction du chenal d'Ibiza. Ce courant ferme une boucle de circulation générale de bord cyclonique en rencontrant après les Baléares, des eaux atlantiques qui viennent d'entrer en Méditerranée par Gibraltar.

La zone privilégiée de formation de WIW est le Golfe du Lion (*Fuda et al. [2000]*) et la mer Ligure (*Sparnocchia et al. [1995]*, *Gasparini [1999]*), à des endroits où la convection hivernale ne peut pénétrer la couche de LIW. On la trouve sous forme de poches d'eaux froides sous la MAW, qui s'étendent dans le bassin et perdent peu à peu leurs caractéristiques. On peut en rencontrer un peu partout en Méditerranée occidentale, de la mer d'Alboran (*Gascard & Richez [1985]*) jusqu'au détroits de Sardaigne et de Sicile (*Sammari et al. [1999]*) en passant par le bassin algérien (*Benzohra et al. [1995a]*), mais aucun schéma de circulation n'a pu vraiment être établi : elle suit vraisemblablement les tendances générales de la MAW à partir de leur lieu de formation (*Perkins & Pistek [1990]*, *Benzohra et al. [1995a]*).

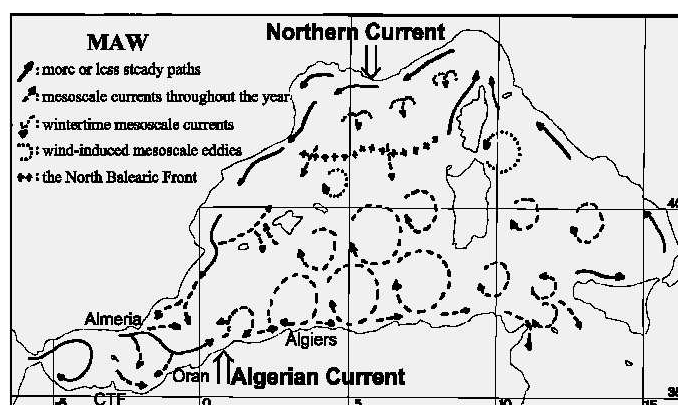


FIG. 1.2 – Schéma de circulation générale de MAW-WIW en mer Méditerranée occidentale, d'après Millot [1999].

1.2.2. Eau Levantine Intermédiaire (LIW)

A la sortie du détroit de Sicile, la LIW tourne sur sa droite et longe la côte italienne vers le chenal de Corse (Fig. 1.3). Une partie de cette eau passe le chenal et longe le talus continental vers le détroit de Gibraltar dans le courant Liguro-Provençal-Catalan sous la MAW. Une autre partie est déviée sur sa gauche à l'entrée du chenal de Corse et contourne le talus Corse-Sardaigne pour rejoindre la première partie en mer Ligure (*Wüst* [1961], *Katz* [1972], *Font et al.* [1987], *Perkins & Pistek* [1990], *Millot* [1999]). Au détroit de Gibraltar, une partie de ces eaux sort dans l'océan Atlantique tandis que l'autre partie recircule dans le bassin suivant le chemin vers l'est des MAW le long de la côte africaine (*Benzohra et al.* [1995a]) et entrent en mer Tyrrhénienne où elles se mélangent avec des LIW plus récentes arrivant directement par le détroit de Sicile de la mer Méditerranée orientale (*Sammari et al.* [1999], *Bouzinac et al.* [1999]).

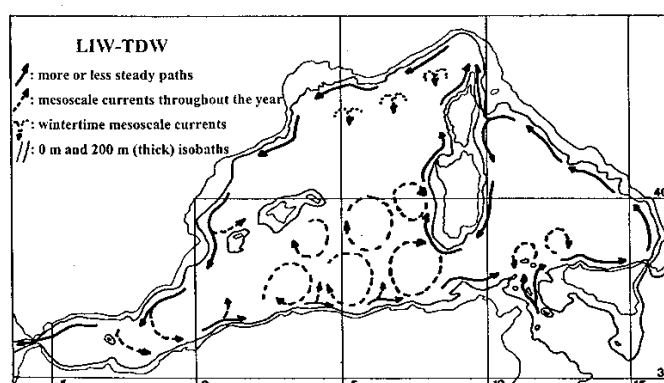


FIG. 1.3 – Schéma de circulation générale de LIW-TDW en mer Méditerranée occidentale, d'après Millot [1999].

1.2.3. Eau Profonde de la Méditerranée occidentale - Eau Profonde de la mer Tyrrhénienne (WMDW-TDW)

Les WMDW suivent à priori aussi la circulation générale cyclonique de bord (Fig. 1.4). Les mécanismes reliant cette circulation avec leur formation dans le Golfe du Lion sont assez mal connus mais *Send et al.* [1996] suggèrent une incorporation dans le courant de bord Liguro-Provençal juste après les événements de convection profonde. Les WMDW contourneraient ensuite le talus des Baléares pour se diriger vers le détroit de Gibraltar. Juste avant le détroit, une partie se mélange avec des LIW et sort dans l'océan Atlantique dans un mélange composé pour moitié de LIW et l'autre de WMDW (*Gascard & Richez* [1985]). Le reste rejoint alors la côte africaine et la longe vers l'est.

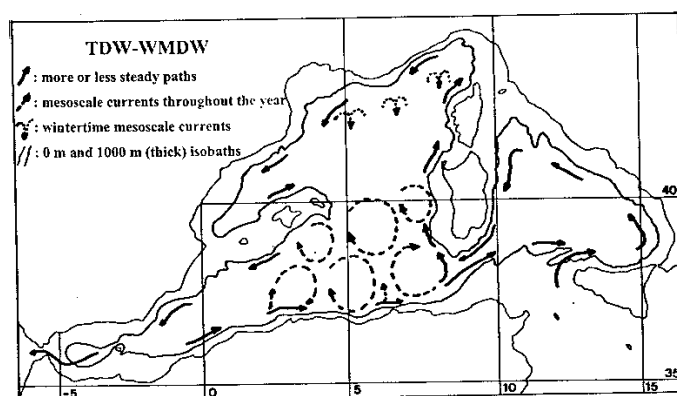


FIG. 1.4 – Schéma de circulation générale de TDW-WMDW en mer Méditerranée occidentale, d'après Millot [1999].

D'après *Hopkins* [1988], une partie de ces WMDW entrent ensuite en mer Tyrrhénienne (environ 0.2 Sv) par le chenal de Sardaigne-Tunisie en restant du côté sud du chenal. Cet apport d'eau impliquerait en retour un import d'Eau Profonde de la mer Tyrrhénienne (TDW) équivalent. La TDW est issue d'un mélange de LIW et de WMDW en mer Tyrrhénienne. Les mécanismes à l'origine de ce mélange sont encore mal connus mais la proportion est d'à peu près 2:1 (*Rhein et al.* [1999]). Ces échanges profonds entre bassins sont bien documentés par les stations CTD présentées par *Bouzinac et al.* [1999] (Fig. 1.5) et l'apport de TDW se fait du côté nord du chenal sous la LIW qui entre dans le bassin algérien.

Basés sur des mesures de CFC, *Rhein et al.* [1999] ont observé un écoulement de 0.4 Sv de TDW entre 600 et 1900 m de profondeur, de la mer Tyrrhénienne vers le bassin algérien, les TDW étant caractérisées par un minimum de CFC autour de 1000 m de profondeur. Ce minimum provient du fait que les WMDW composant partiellement les TDW, ont quitté le contact avec l'atmosphère bien avant les autres masses d'eau situées au-dessus (LIW) et en dessous (WMDW plus récentes). Il faut noter que les mesures de CFC de *Rhein et al.* [1999] ont permis d'identifier cette masse d'eau, ce qu'on ne peut pas faire facilement sur ses seules

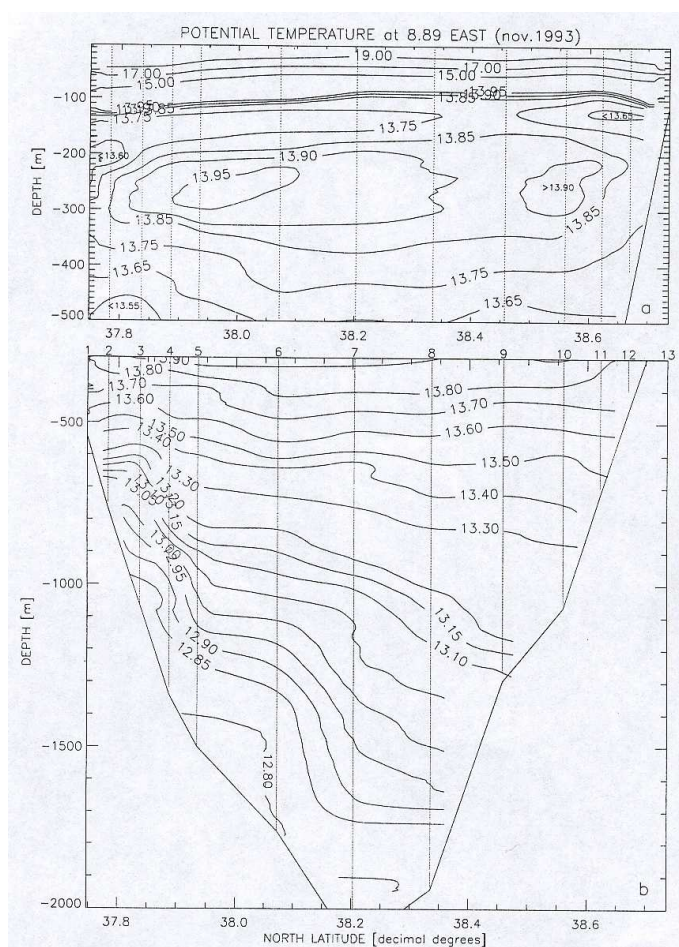


FIG. 1.5 –: Section de température potentielle dans le chenal de Sardaigne-Tunisie d'après Bouzinac *et al.* [1999]. Apports d'eaux tyrrhéniennes au nord et d'eaux du bassin algérien au sud.

caractéristiques en température et salinité, la TDW étant située sur une droite de mélange entre la LIW et la WMDW et ainsi elle n'est pas considérée comme la cinquième masse d'eau du bassin.

Les WMDW contenues dans la TDW reviennent donc dans le bassin occidental par le chenal de Sardaigne-Tunisie (30 ans après leur formation dans le golfe du Lion d'après Rhein *et al.* [1999]), au dessus et au nord des WMDW plus récentes entrant en Mer Tyrrhénienne par ce même chenal. Leurs mesures ont révélé que les TDW remplissent même tout le bassin algéro-provençal (entre 700 et 1500 m de profondeur). Ainsi, les WMDW et les TDW (composées partiellement de WMDW plus anciennes) sont les 2 principales composantes des eaux profondes en Méditerranée occidentale. Les minima de concentrations de CFC les plus bas se trouvent en Mer Tyrrhénienne et le long de la côte ouest de la Sardaigne. Cela indiquerait que les TDW suivent aussi la circulation générale de bord cyclonique (Fig. 1.4 ou 1.3 suivant la profondeur) et se mélangent peu à peu le long de leurs parcours, avec les

LIW moins marquées et les WMDW moins anciennes du centre du bassin algéro-provençal d'après *Rhein et al.* [1999].

1.3. Variabilité et structures de mésoéchelle

Les tendances générales exposées dans la section précédente sont sujettes à de fortes variations saisonnières. D'une manière générale, la circulation de bord est plus intense et atteint de plus grandes profondeurs en hiver (*Astraldi & Gasparini* [1992], *Alberola et al.* [1995], *Font et al.* [1995], *Sammari et al.* [1995]). Des variations de mésoéchelle (méandres, ondes, tourbillons...) se superposent aussi à cet écoulement général. Même si la mer Méditerranée subit peu de marées (max 30 cm de marnage), d'autres types d'ondes se propagent dans le bassin en relation avec la topographie (*Rouault* [1971], *Millot* [1985a], *Herbaut et al.* [1998], *Pierini* [1996]) ou avec l'instabilité de courants côtiers (*Crépon et al.* [1982], *Gervasio et al.* [2000]) et introduisent de la variabilité. De plus, une activité tourbillonnaire très riche entraîne une forte variabilité qui peut même renverser temporairement et localement les tendances générales et les échanges entre les sous-bassins. Cette richesse conduit à définir une sorte de "zoologie" des tourbillons en fonction de leurs caractéristiques, de leur mode de formation et de leur comportement.

1.3.1. Instabilités du courant Liguro-Provençal

Dans le nord, le courant Liguro-Provençal développe des méandres de 10-100km par des mécanismes d'instabilité (*Crépon et al.* [1982]). Ces variations peuvent donner lieu à la formation de tourbillons qui se détachent du courant et se propagent ensuite vers l'intérieur du bassin (*Taupier-Letage & Millot* [1986], *Millot* [1987], *Millot* [1991]). Ce processus est accentué en hiver en même temps que le courant devient plus étroit et atteint des eaux plus profondes (*Font et al.* [1995], *Alberola et al.* [1995], *Sammari et al.* [1995]).

1.3.2. Tourbillons algériens (AEs)

Dans le sud, *Katz* [1972] a observé pour la première fois un tourbillon algérien (AE) au milieu du bassin algérien. Ce bassin présente le plus fort signal mésoéchelle de l'ensemble de la Méditerranée d'après toutes les analyses altimétriques (*Vignudelli* [1997], *Ayoub et al.* [1998], *Bouzinac et al.* [1998]) et généralement plusieurs structures similaires sont présentes en même temps dans ce bassin. Ces tourbillons ont une signature très claire sur des images de température de surface (Fig. 1.6) ou de couleur de la mer (contenu en chlorophylle) ce qui permet de suivre leurs parcours dans le bassin quand la couverture nuageuse n'est pas trop importante.

Ces tourbillons qui se forment généralement entre 0°E et 8°E seraient dûs aux instabilités du Courant Algérien (*Millot* [1991], *Gervasio et al.* [2000]). Seuls les anticyclones se développent et peuvent atteindre des extensions verticales allant de la surface au fond (*Benzohra*

et al. [1995b], *Font et al.* [1998b]). Leurs diamètres varient au cours de leurs vies, entre 50 et 150 km et peuvent même atteindre 250 km. Ces AEs se propagent dans un premier temps vers l'est le long de la pente continentale algérienne à quelques km/jour. Les vitesses orbitales de surface associées à ces tourbillons en surface sont plus grandes, de l'ordre de 50-100 cm/s. Les durées de vie de ces tourbillons sont connues pour excéder 9 mois (*Taupier-Letage & Millot* [1988], *Millot* [1997]).

A proximité du chenal de Sardaigne-Tunisie, la plupart des AEs se dissipent en interagissant fortement avec la topographie ; ils relâchent alors les eaux les composant, dans les eaux ambiantes. Cependant, certains AEs se détachent de la pente algérienne à cet endroit et se propagent le long de la pente continentale sarde (*Vignudelli* [1997], *Bouzinac et al.* [1998]) avant de quitter le talus continental au sud-ouest de la Sardaigne et de se diriger ensuite vers l'ouest à travers le bassin.

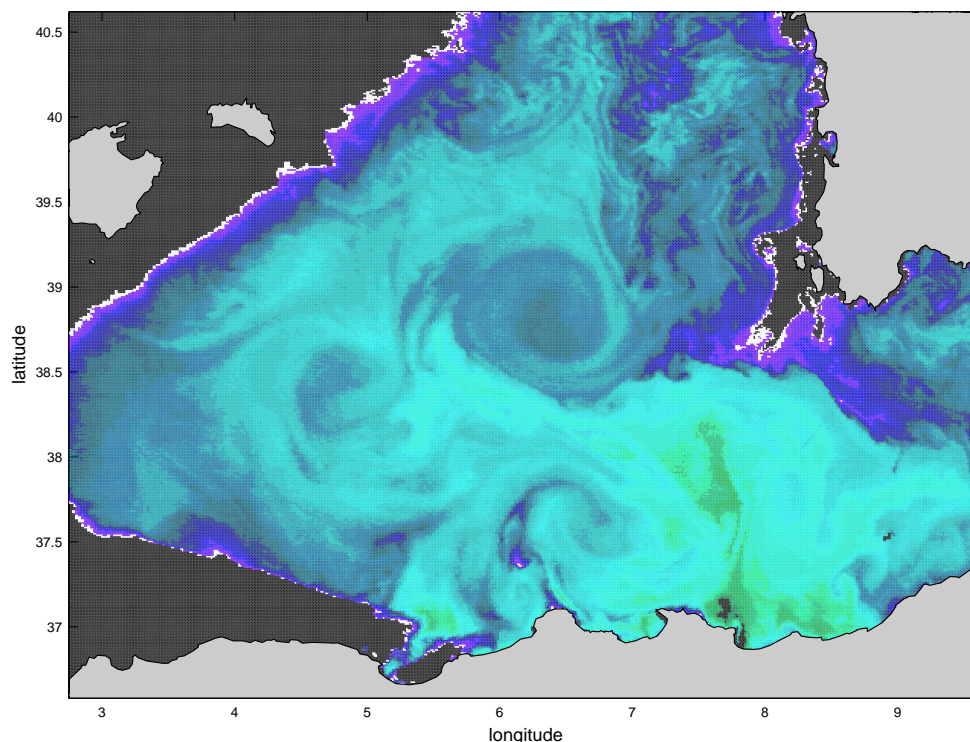


FIG. 1.6 – Image de température de surface (SST) du bassin algérien obtenue par radiométrie infrarouge le 26 Juin 1998.

Récemment, *Puillat et al.* [2000] ont mis en évidence que des AEs pouvaient ensuite revenir vers la côte africaine suivant ainsi un circuit cyclonique dans tout le bassin algérien qui dure à peu près 1 an. Ils ont aussi prouvé que des AEs pouvaient durer plus de 3 ans et accomplir plusieurs fois ce circuit.

1.3.3. Leddies

C'est au sud-ouest de la Sardaigne que l'écoulement de LIW le long du talus continental subit le plus de changements. Au sud de la Sardaigne, la veine de LIW caractérisée par des maxima de température et de salinité élevés (13.9°C, 38.7 psu), est assez étroite (50 km) et profonde (jusqu'à 800 m de profondeur). A l'ouest de la Sardaigne, la veine devient plus large et les eaux les plus marquées sont plus concentrées autour de 350 m (*Millot [1999]*).

Dans le centre du bassin algérien, les LIW sont généralement beaucoup moins marquées (max 13.35°C). On peut toutefois y trouver des poches isolées de LIW très chaudes et salées avec des maxima de température atteignant les 13.8°C (*Millot [1999]*, *Fuda et al. [2000]*), ce qui indique un transport direct de la veine de LIW le long de la pente sarde vers l'intérieur du bassin et expliquerait les variations de structure de la veine au sud-ouest de la Sardaigne.

Millot [1999] émet l'hypothèse que des tourbillons anticycloniques (des Leddies, par analogie avec les Meddies) se forment au sud-ouest de la Sardaigne et seraient responsables de ce transport. Il propose 3 possibilités pour la formation de ces tourbillons :

- 1) les instabilités de la veine sarde considérée comme une veine d'eau intermédiaire s'écoulant le long du talus (*Afanasiev & Phillipov [1996]*, *Baey et al. [1995]*) ;
- 2) l'augmentation du gradient vertical de densité entre la mer Tyrrhénienne et le bassin algérien qui réduirait l'épaisseur des parcelles de LIW et créerait de la vorticité anticyclonique ;
- 3) l'effet d'angle à droite (*Pichevin & Nof [1995]*) que produirait le coin sud-ouest de la Sardaigne, pourrait former ces tourbillons par conservation de quantité de mouvement.

Une autre hypothèse expliquant la présence des poches isol es de LIW dans l'intérieur du bassin concerne l'activité de méso-échelle vue de la surface (AEs). Les AEs sont capables, par exemple, de ralentir ou même d'inverser la circulation dans le chenal de Sardaigne-Tunisie (*Bouzinac et al. [1999]*). Les poches de LIW observ es dans l'intérieur du bassin résulteraient de ce genre d'interaction : les AEs entraîneraient avec eux des parcelles de la veine de LIW très marquées vers le centre du bassin. *Emelianov et al. [1999]* suggèrent que ces poches seraient en fait des filaments qui entourent les AEs.

1.3.4. Weddies

Les vents violents (Mistral et Tramontane) qui soufflent en hiver dans le nord du bassin algéro-provençal et forment les masses d'eaux profondes (WMDW) et modales (WIW) induisent aussi la formation de tourbillons par mélange diapycnal. La WIW se disperse dans le bassin sous forme de lentilles intermédiaires (tourbillons). Ces lentilles appel es Weddies et advect es le long de la France et de l'Espagne peuvent jouer un rôle important dans la variabilité des échanges d'eaux dans les chenaux des Baléares (*Pinot & Ganachaud [1999]*). Ayant un diamètre d'environ 100 km et une extension verticale pouvant atteindre environ 400 m, les tourbillons de WIW (appel es Weddies) peuvent occasionnellement bloquer les circulations de surface et intermédiaire et dévier ainsi une grande quantité d'eau (*Garcia-Ladona et al. [1994]*). *Fuda et al. [2000]* ont observé des Weddies associ es avec le front Nord-Baléares

qui pouvaient survivre d'une année à l'autre et pourraient induire un transport de WIW à travers ce front, s'ajoutant aux tendances générales le long du talus (voir section 1.2.1).

1.4. Processus de convection profonde

Le golfe du Lion est la zone de formation d'eau profonde à cause du Mistral et de la Tramontane, froids et secs. Mais les échelles atmosphériques, qui contrôlent la perte de flottabilité en surface, sont plus grandes $O(500 \text{ km})$ que l'échelle horizontale de la zone Medoc $O(50-100 \text{ km})$ centrée sur 42°N , 5°E où la convection profonde est observée. Ainsi, des conditions océaniques favorables (comme la présence d'eaux moins stratifiées) doivent se combiner avec le forçage atmosphérique hivernal pour que la convection profonde ait lieu localement. Depuis les années 1970 et les observations Medoc (*MEDOC group* [1970]), il est communément admis de décrire la convection profonde en 3 phases qui peuvent se chevaucher (Fig. 1.7) :

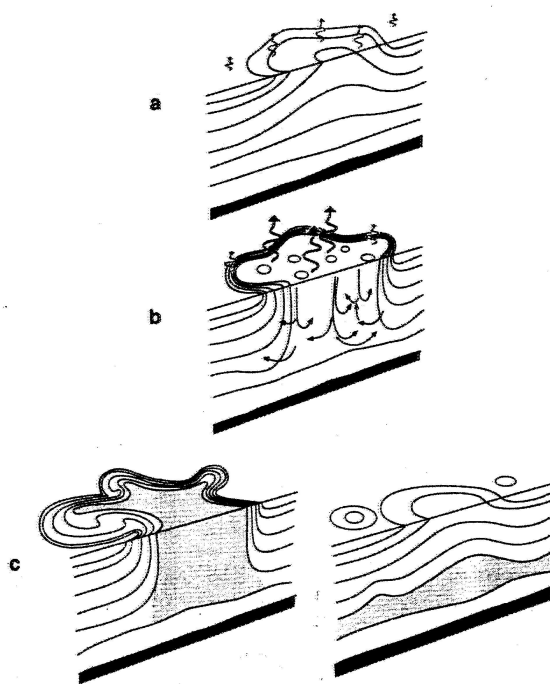


FIG. 1.7 –: Les 3 phases de la convection profonde, a/ le préconditionnement, b/ le mélange vertical et c/ l'étalement des eaux néoformées, d'après Marshall & Schott [1999].

1.4.1. Préconditionnement

Le bassin nord de la mer Méditerranée occidentale est caractérisé par une circulation moyenne cyclonique de type gyrale délimitée au nord par le Courant Liguro-Provençal (Fig. 1.8). Un courant vers l'est assez mal défini marqué par le front thermique Nord Baléares

(Fig. 1.9) semble la délimiter au sud (Millot [1999]).

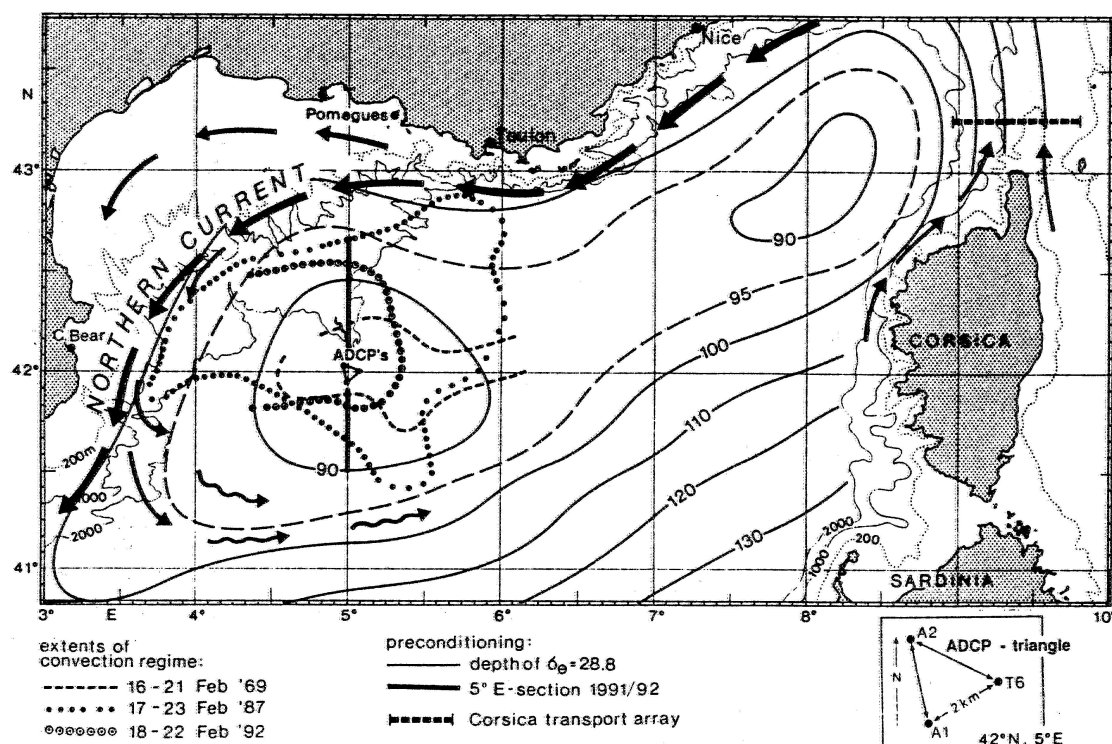


FIG. 1.8 –: Circulation dans le bassin nord de la Méditerranée occidentale, profondeur de l'isopycne 28.8 et extension en 1969, 1987 et 1992 de la zone de convection centrée sur le cône du Rhône, d'après Schott et al. [1996].

La circulation moyenne cyclonique dans tout le nord de la mer Méditerranée occidentale produit un dôme sur les isopycnes (Figs. 1.8 et 1.10) qui expose au forçage atmosphérique une grande quantité d'eaux peu stratifiées au centre de cette circulation. La remontée des isopycnes au centre du dôme est augmentée en hiver, ce gyre étant certainement dirigé par le rotationnel de la tension de vent (Heburn [1987]).

Le cône du Rhône est un accident topographique qui peut aussi jouer un rôle en induisant une colonne de Taylor (rigidification de la colonne d'eau). Cela exposerait les parcelles d'eau à l'intérieur plus longtemps au forçage atmosphérique, que les parcelles fluides à l'extérieur (Hogg [1973], Madec et al. [1996]). Ceci est conforté par le fait qu'on retrouve toujours la convection profonde au même endroit, centrée sur ce cône, d'année en année.

La zone Medoc est aussi caractérisée par une riche activité tourbillonnaire mise en évidence par Gaillard et al. [2000]. Le courant Liguro-Provençal qui est instable (voir section 1.3) est une source possible de cette activité. Parmi tous ces tourbillons, les tourbillons cycloniques intensifiés en surface présentent un cœur moins stratifié et peuvent constituer à petite échelle un préconditionnement local (Killworth [1979], Legg et al [1998a], Straneo & Kawase [1998], Legg & McWilliams [2000]). Lherminier et al. [1999] indiquent que les anticyclones

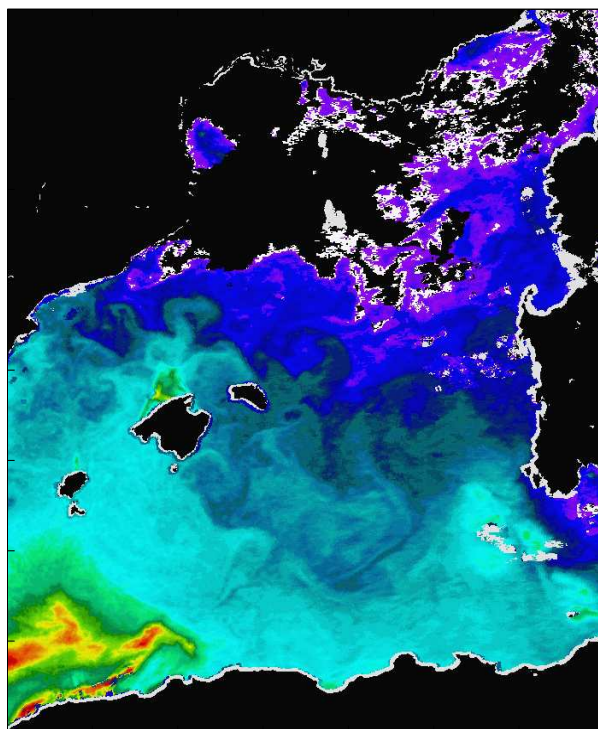


FIG. 1.9 –: Image de températures de surface du bassin algéro-provençal obtenue par radiométrie infrarouge.

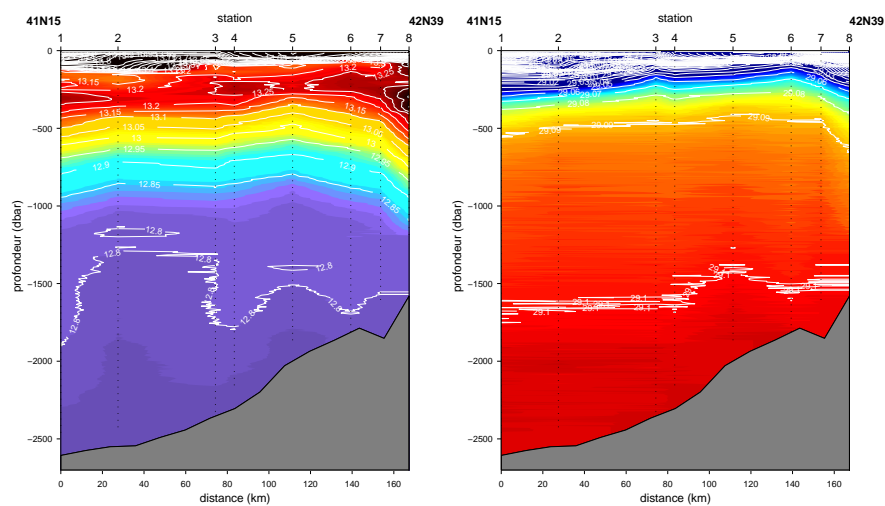


FIG. 1.10 –: Sections CONVHIV: température et densité potentielles en novembre 1991 le long de $5^{\circ}E$.

de subsurface peuvent aussi agir comme préconditionneurs car ils présentent également un cœur peu stratifié (en fait ils ne diffèrent des cyclones pour la distribution en densité que sur la partie profonde).

1.4.2. Mélange vertical

Le forçage atmosphérique (évaporation et refroidissement) très intense rend la stabilité de la colonne d'eau si faible dans les zones préconditionnées que des cellules de $O(1 \text{ km})$ de diamètre et d'extension verticales, appelées plumes, apparaissent. Dans ces plumes, observées pour la première fois par *Voorhis & Webb* [1970] en mer Méditerranée avec des flotteurs isobares mesurant la vitesse verticale, et plus tard par *Schott & Leaman* [1991] avec des ADCPs (Acoustic Current Doppler Profilers) mouillés en zone Medoc, les vitesses verticales peuvent atteindre 10 cm/s . Des oscillations subinertielles (ondes internes, $2\pi/N < T < 2\pi/f$) de large amplitude ont été observées pendant la phase de mélange par *S^t Guily* [1972] et *Gascard* [1973] qui, en déferlant, peuvent aussi créer du mélange diapycnal.

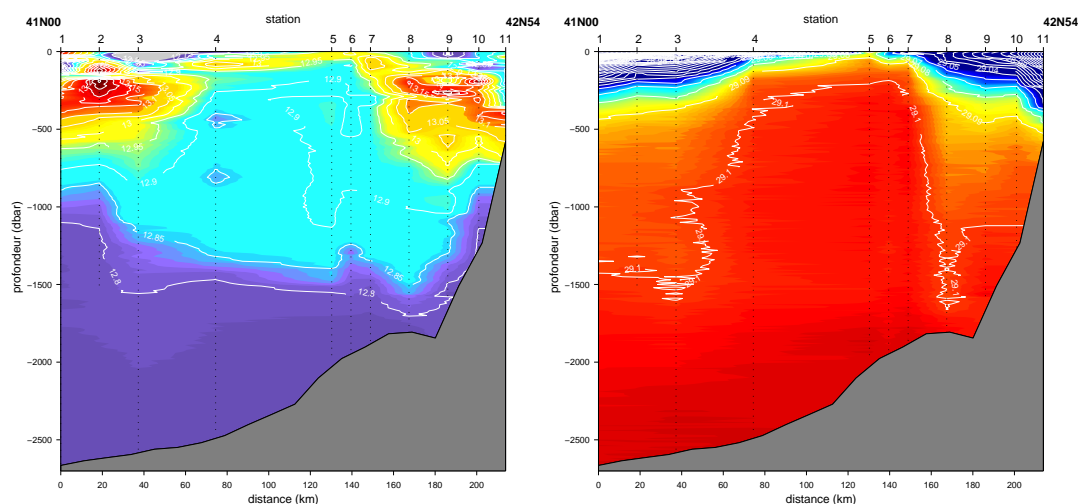


FIG. 1.11 –: Sections CONVHIV: température et densité potentielles en mars 1992 le long de $5^{\circ} E$

C'est la phase violente du mélange vertical qui permet le renouvellement des masses d'eaux profondes et conduit à la formation d'une grande quantité d'eaux mélangées. La Figure 1.11 est l'analogie de la Figure 1.10 quelques mois plus tard et montre le résultat de la convection profonde dans le Golfe du Lion en hiver. D'année en année, la zone mélangée présente des formes variées mais est toujours située au dessus du cône du Rhône et a une échelle horizontale de l'ordre de 50-100 km.

En se basant sur des expériences numériques, *Send & Marshall* [1995] prétendent que la zone mélangée est le résultat intégré temporellement et spatialement d'un mélange vertical unidimensionnel uniquement amplifié par les plumes et ils excluent toute pénétration à travers les isopycnes et tout transfert vertical de masse. Les expériences numériques ou sur table

tournante concernant cette phase de mélange (*Marshall & Schott* [1999], pour une revue) ont été généralement réalisées avec des océans homogènement stratifiés et un forçage très intense, constant et localisé dans un disque. Au fur et à mesure, l'action du forçage en forme de disque rend les eaux situées juste dessous plus denses qu'au-dessus. Le gradient horizontal de densité important et croissant entre le fluide mélangé et les eaux ambiantes est contrebalancé par un courant à la périphérie de la zone mélangée. Ce courant très cisailé est barocliniquement instable et génère des tourbillons qui entraînent des flux latéraux. Mais, même si ces simulations ont amélioré notre connaissance de la convection profonde (notamment au sujet des plumes), un tel scénario a peu de chance de se produire exactement dans l'océan d'après *Straneo & Kawase* [1998], car le forçage en forme de disque impose des conditions peu réalistes vis-à-vis d'un océan préconditionné sous l'action d'un forçage de grande échelle.

Ces expériences suggèrent aussi que l'instabilité barocline agit contre le mélange vertical en restratifiant le milieu et en exportant les eaux nouvelles en dehors de la zone mélangée. Les flux latéraux induits par ces tourbillons pourraient à la limite contrebalancer les flux de flottabilité en surface et stopper l'approfondissement du mélange vertical d'après *Visbeck & Marshall* [1996].

A l'opposé, *MEDOC group* [1970], *Gascard* [1978] et *Killworth* [1979] pensent que l'instabilité barocline due au gradient horizontal de densité entre les eaux mélangées (d'une densité comparable aux eaux profondes sur toute la colonne d'eau) et les eaux avoisinantes stratifiées, pourrait entretenir le mélange. En effet, elle injecte dans la zone de convection des eaux environnantes tout autant qu'elle exporte des eaux nouvelles hors de la zone de formation. Ces eaux avoisinantes, en se rapprochant de la surface (mouvements de convection oblique associés à l'instabilité barocline), seront mélangées facilement sous l'action du forçage atmosphérique. Ce processus, en formant des tourbillons, peut aussi favoriser le mélange vertical en amenant du préconditionnement à méso-échelle (formation de tourbillons par instabilité barocline). Cela est en bon accord avec les simulations numériques récentes de *Yoshikawa et al.* [2001] qui suggèrent que le forçage atmosphérique et l'instabilité barocline se combinent et ont plus d'effet sur le mélange vertical que l'un et l'autre phénomène pris séparément.

Cette phase mêle donc plusieurs échelles allant de la plume à l'échelle de la zone mélangée barocliniquement instable, en passant par la méso-échelle favorisant localement le mélange vertical, (Fig. 1.12).

1.4.3. Etalement des eaux néo-formées

L'étalement des eaux néo-formées est la phase la plus méconnue de la convection profonde. L'instabilité barocline y joue certainement un rôle de première importance à proximité de la zone mélangée. Les expériences numériques de *Legg et al* [1993] et *Jones & Marshall* [1997] rapportent une dissolution de la zone mélangée par instabilité barocline une fois le mélange vertical terminé. Mais, cette phase semble impliquer aussi des échelles de toutes tailles :

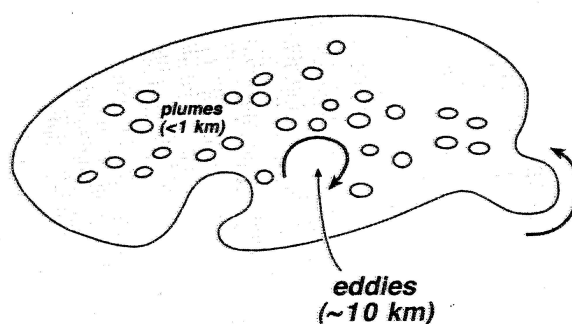


FIG. 1.12 –: Schéma montrant les différentes échelles impliquées dans la convection profonde d'après Marshall & Schott [1999].

Schott *et al.* [1996] ont observé par exemple une restratification très rapide et inexplicée de la couche de surface de la zone mélangée suggérant d'autres mécanismes à l'œuvre. De plus, d'après Legg & Marshall [1998b], l'influence de l'écoulement ambiant semble modifier les flux latéraux induits par l'instabilité barocline.

Send *et al.* [1996] ont observé des fluctuations sur les enregistrements de températures faits à partir d'un mouillage le long de la côte espagnole qui pourraient suggérer un effet d'incorporation d'eaux nouvelles par le courant de bord (Courant Liguro-Provençal). Ils ont estimé qu'environ 50 % des eaux nouvelles pouvaient ainsi s'échapper dans le courant de bord en s'aidant du talus selon un processus du type onde de Kelvin. Les simulations numériques de Madec *et al.* [1991] indiquent aussi un tel mécanisme. Ces eaux suivraient ensuite la circulation générale de bord cyclonique jusqu'en mer Tyrrhénienne pour revenir 30 ans plus tard sous forme de TDW dans le bassin algéro-provençal (voir section 1.2.3).

Chapitre 2

Une approche observationnelle de l'étude des tourbillons

La Méditerranée possède donc une circulation thermohaline propre de type “Conveyor Belt”. Le détroit de Gibraltar joue la source d'eau chaude pour la circulation thermohaline globale. La formation en hiver d'eau profonde dans le golfe du Lion est similaire (mis à part l'effet de glace de mer) aux formations d'eaux profondes en mer du Labrador et de Norvège qui contribuent à la “Conveyor Belt” globale. L'étude de la "Conveyor Belt" thermohaline Méditerranéenne présente donc un grand intérêt et peut être considérée comme un apport à la compréhension des variations climatiques de la planète en affinant la compréhension d'un certain nombre de processus gouvernant la circulation thermohaline globale.

Si la structure schématique de la circulation générale en Méditerranée est bien connue, elle présente cependant une grande variabilité spatio-temporelle due à des mécanismes liés à la mécanique des fluides géophysiques. L'effet de la topographie, de la morphologie des bassins et de la propension des courants à conserver leur vorticité potentielle sont aussi des paramètres à prendre en compte, ainsi que le forçage atmosphérique qui imprime un signal saisonnier très fort (formation d'eaux modales et profondes dans le nord du bassin en particulier). Toutes les études passées et récentes effectuées en Méditerranée occidentale ont montré l'omniprésence de structures tourbillonnaires de mésoéchelle. L'influence des détroits (Gibraltar, Sicile) et des chenaux (Ibiza, Corse, Sardaigne) a également un très fort impact pour comprendre la relation tourbillons-circulation. Dans certains cas, l'échelle des circulations tourbillonnaires de mésoéchelle n'est pas séparable de l'échelle des bassins (gyres d'Alboran) ou des chenaux (voir section 1.3) et des tourbillons peuvent entièrement piloter l'écoulement.

Tous ces tourbillons, AEs, Weddies et Leddies, n'appartiennent pas à la même famille car ils ont des dimensions très différentes allant de $O(10\text{km})$ à $O(100\text{ km})$ sur des épaisseurs de 100 m à 1 ou 2 km (jusqu'au fond), des périodes propres de rotation de l'ordre de quelques jours à plus d'un mois et des vitesses orbitales typiques de quelques cm/s à plus d'1m/s. Il est remarquable de constater que la durée de vie de certains tourbillons peut être très

longue (plusieurs mois, voire plusieurs années). D'autres tourbillons sont plus éphémères, en particulier ceux qui interagissent fortement avec la topographie et/ou un courant côtier et ceux qui, comme les gyres de la mer d'Alboran sont sous la dépendance directe du régime très turbulent d'un détroit (Gibraltar).

Sur le plan des processus dynamiques, le rôle de ces tourbillons sur la circulation générale reste à comprendre et il est nécessaire de quantifier dans le détail leur contribution moyenne. Les tourbillons sont généralement associés à des structures hydrologiques très contrastées en température et salinité (fronts) et conditionnent fortement le champ de propagation acoustique. De plus, ils sont associés à des circulations secondaires verticales qui peuvent participer aux échanges entre l'océan profond et la couche de surface et ont une importance considérable dans le cycle du carbone et le domaine de la production primaire en biologie marine en dirigeant des échanges d'éléments nutritifs et de carbone entre la couche euphotique et l'océan profond.

Les modèles numériques de circulation générale de la Méditerranée se doivent donc de bien décrire le rôle des tourbillons. Il est important de noter l'effort de recherche dans ce domaine. Le projet MERCATOR est un projet français qui a pour objectif de développer un système opérationnel de modélisation thermo-hydrodynamique de l'océan global. Les finalités concernent tant la prévision du temps et du climat, que les applications globales (cycle du carbone, biogéochimie) ou régionales (fourniture de champs de célérité pour les applications acoustiques, de courants, études d'impact...) de la modélisation de courants océaniques. Dans ce cadre, une maquette à haute résolution ($1/16^\circ$) sur la Méditerranée a été réalisée au SHOM en collaboration avec le LODYC et l'ENSTA.

2.1. Bases

Le sujet de cette thèse consiste à établir la phénoménologie des tourbillons, leurs origines et leurs rôles dans la circulation générale du bassin occidental de la Méditerranée en utilisant

- (1) une base de données lagrangiennes unique en son genre résultant d'observations réalisées avec des flotteurs de subsurface ;
- (2) des données hydrographiques, de courantométrie et satellitaires complétant les observations lagrangiennes ;
- (3) un modèle de circulation générale de la Méditerranée permettant des simulations de trajectoires lagrangiennes.

Description des observations lagrangiennes : Ces données ont été obtenues dans le cadre des programmes MAST dans le nord (SOFARGOS/MAST2) et dans le sud (MATER/MAST3) du bassin algéro-provençal. Il s'agit de trajectoires de flotteurs dérivants (type RAFOS) localisés en profondeur par voie acoustique à partir de sources sonores ancrées et de leurs mesures lagrangiennes de température et de vitesse verticale.

Le projet SOFARGOS (*MAST2 - final science report* [1996]) a été réalisé conjointement par le Laboratoire d'Océanographie Dynamique et Climatologie (LODYC, Paris), l'Institut de Ciències del Mar (ICM, Barcelone) et la Stazione Oceanografica (SO, La Spezia). L'objectif de ce projet était de développer et de tester un prototype de flotteur adapté à l'observation des courants de subsurface de grande et moyenne échelle en Méditerranée.

Le programme MATER (*MAST3 - final science report* [1999]) a impliqué en particulier le LODYC et le Laboratoire d'Océanologie et de Biologie (LOB-COM, Toulon). Ce programme regroupe plusieurs expériences en 1997/98 dont ELISA (Eddies and Leddies Interdisciplinary Study off Algeria) et LIWEX (Levantine Intermediate Water Experiment).

Description des autres types d'observation : On s'appuiera sur des données classiques telles que les données in situ, en particulier hydrologiques (stations CTD des campagnes SOFARGOS, ELISA, LIWEX...) et sur des données satellites de la topographie dynamique (altimétrie : TOPEX/POSEIDON) de la température (rayonnement infrarouge : AVHRR) et de la couleur (SeaWIFS) de la surface de la mer. Ces données permettront de mieux prendre en compte la structure à grande échelle du fluide et les perturbations induites par les tourbillons. Dans le cadre d'ELISA un réseau de 9 mouillages munis de courantomètres a été déployé dans le bassin algérien donnant des informations eulériennes sur les courants durant toute l'expérience (juillet 1997-juillet 1998).

Description des expériences de modélisation numérique : Un modèle à haute résolution a été développé dans le cadre du projet MERCATOR. Sa résolution horizontale, de l'ordre de 6 km, est bien adaptée à la prise en compte de la majorité des tourbillons à décrire. Ce modèle est destiné à être utilisé dans un contexte opérationnel. Le tracé des trajectoires lagangiennes dans le modèle sera fait en utilisant un schéma qui respecte exactement le caractère non-divergent du flux.

Principales thématiques de la recherche : Les caractéristiques des tourbillons observés ou simulés par le modèle seront analysées : durée de vie, extension verticale et horizontale, vorticité et circulations secondaires induites pouvant générer des zones frontales. Une analyse et une intercomparaison des informations issues des simulations et des observations seront alors réalisées. On s'intéressera aux processus importants dans les bassins liguro-provençal (SOFARGOS) et algérien (MATER/LIWEX) liant les tourbillons à la circulation générale :

- caractérisation de l'origine des tourbillons : instabilité des courants généraux, influence de la topographie variable et/ou des flux de flottabilité importants à l'interface air-mer (formation d'eau modale, convection profonde).
- rôle des tourbillons vis-à-vis de la circulation moyenne : induisent-ils des transports moyens quantifiables ? Sont-ils susceptibles d'entraîner de l'Eau Levantine Intermé-

diaire (LIW) vers l'intérieur du bassin (bassin algérien) ou l'inverse (détroit de Gibraltar)? Quel est leur rôle dans le transport de l'eau profonde formée dans le Golfe du Lion? Comment ces tourbillons interagissent-ils avec l'écoulement ambiant?

2.1.1. Les expériences lagrangiennes SOFARGOS et MATER

2.1.1.a) Les flotteurs RAFOS-VCM

Le type de flotteur utilisé (Fig. 2.1) est appelé RAFOS-VCM (*Gascard [1973]*). Ce flotteur similaire à ceux de *Swallow [1955]*, dérive de façon quasi-lagrangienne sur l'isobare qui correspond à son équilibre de densité (*Voorhis [1971]*). En effet, le flotteur est deux fois moins compressible que l'eau de mer. Cela lui permet de couler jusqu'à une profondeur déterminée par un ballast calculé en fonction des caractéristiques mécaniques du flotteur, du niveau d'immersion souhaité et de la densité de l'eau du bassin à cette immersion.

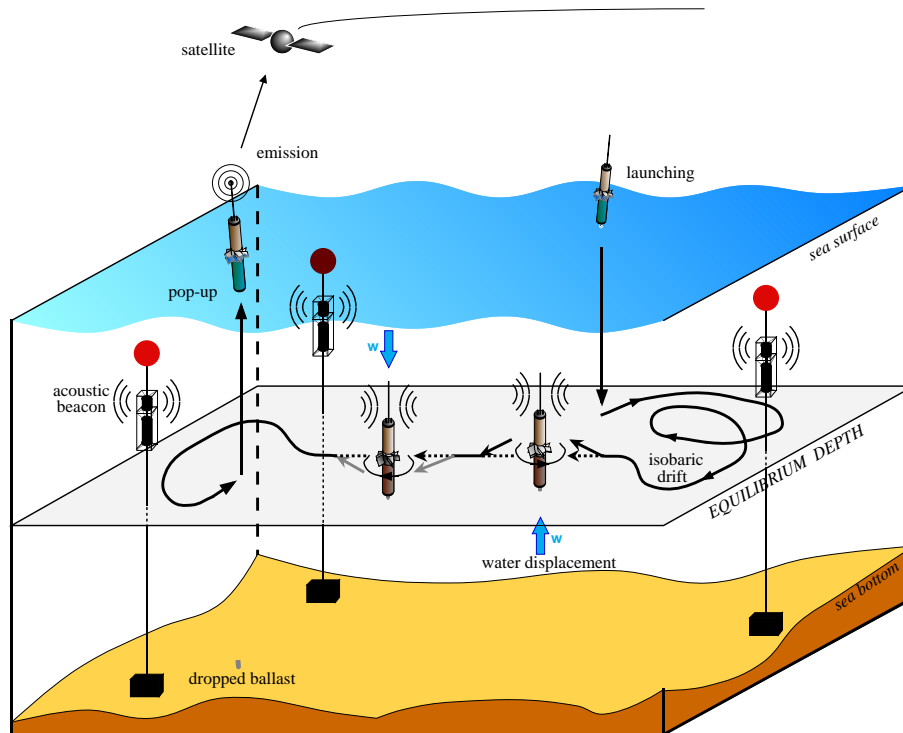


FIG. 2.1 –: Schéma de fonctionnement des flotteurs RAFOS-VCM.

Le flotteur est repéré par voie acoustique en utilisant un réseau de sources sonores ancrées et des techniques de triangulation. Le flotteur, équipé d'un hydrophone, reçoit les émissions périodiques des sources acoustiques (780 hz), et enregistre les temps d'arrivée des signaux émis. On peut déterminer sa position, s'il reste à portée d'au moins trois sources. Les positions sont obtenues toutes les quatre heures avec une précision absolue de 2 km mais la précision relative est meilleure (~ 500 m).

En plus de sa localisation en longitude et en latitude, le flotteur mesure in situ toutes

les deux heures la pression, la température et la vitesse verticale du fluide par rapport au flotteur : doté de pales inclinées, le flotteur tourne sur lui-même en présence de courant vertical relatif et ses rotations sont comptées à l'aide d'un compas interne. En combinant ces mesures de mouvements verticaux relatifs aux légères variations de pression, on obtient la vitesse verticale absolue.

A la fin de l'expérience, le flotteur largue son ballast et remonte à la surface pour transmettre les données enregistrées et sa position par un système ARGOS. Il peut être ainsi, soit récupéré pour une utilisation ultérieure, soit abandonné.

2.1.1.b) Présentation des expériences

Le programme SOFARGOS a nécessité 4 campagnes en mer, de juillet 1994 à juillet 1995, pour des tests avec le navire océanographique Garcia del Cid (Csic-Espagne), le déploiement des flotteurs et des mouillages avec le Thetys II (INSU, France) et la récupération du matériel avec l'Urania (CNR, Italie). 25 flotteurs dérivants, étagés entre 300 et 1500m de profondeur ont été largués : une partie (10) le 3 décembre 1994 le long de la côte dans le courant Liguro-Provençal, et l'autre (15) le 21 janvier 1995 au large du Golfe du Lion dans la zone où se forment les eaux profondes. 20 flotteurs ont été récupérés en juillet 1995.

Parmi les 105 stations CTD réalisées durant les campagnes SOFARGOS (cf. Fig. 2.2), les 26 stations hydrologiques CTD effectuées à bord du Thetys II du 21 au 24 janvier 1995 dans la zone de largage du second groupe de flotteurs (qui correspond à la zone de convection profonde), seront particulièrement utilisées dans cette thèse.

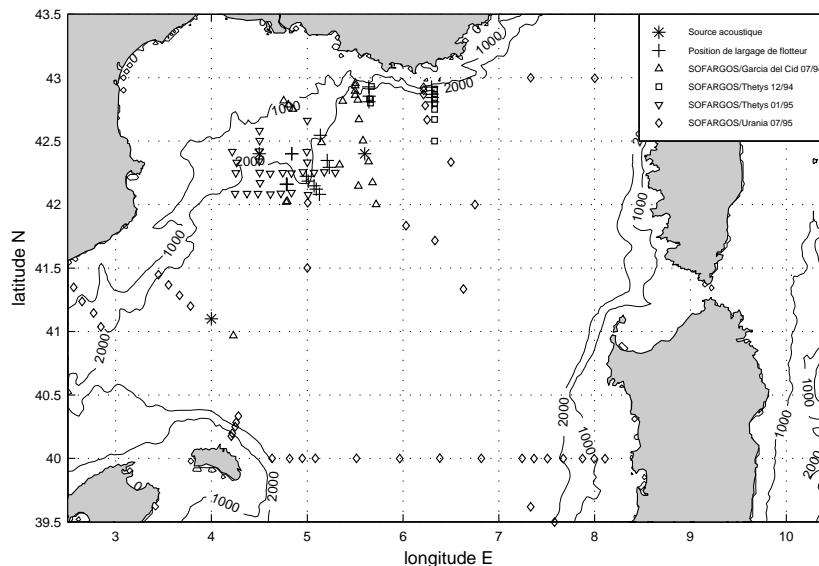


FIG. 2.2 – : *Expérience SOFARGOS 1994/95 : positions des stations CTD, des sources sonores et de largage des flotteurs.*

Dans le cadre du programme MATER, un suivi de l'activité de mésoéchelle de surface a

été effectué (avec des images SST fournies par le DLR). Cela a permis de cibler les mesures sur des tourbillons en particulier durant les campagnes ELISA. 15 flotteurs dérivants ont été largués durant ELISA-1 du navire océanographique Le Suroît (Ifremer, France) et ont dérivé entre 500 et 700 m de profondeur. Durant cette campagne, un réseau de 9 mouillages a été installé sur lesquels se trouvaient les sources sonores nécessaires à la localisation des flotteurs. Les flotteurs ont été récupérés en juillet 1998 lors de la campagne LIWEX avec le Thetys II. 241 stations CTD ont été réalisées durant les 4 campagnes auxquelles se rajoutent 10 stations LIWEX. Les campagnes ELISA-1, 3 et 4 ont été faites à bord du Suroît et ELISA-2 à bord du Thetys II (Fig. 2.3).

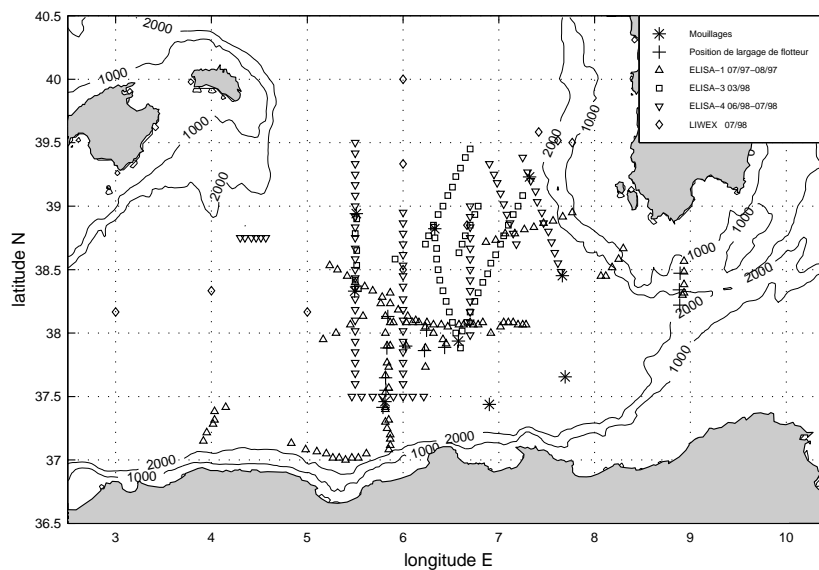


FIG. 2.3 –: *Expérience MATER-ELISA/LIWEX 1997/98 : positions des stations CTD, de largage des flotteurs et des mouillages (source sonore et courantomètres).*

2.1.2. Modélisation numérique - Maquette Méditerranée (MERCATOR)

Le modèle MED16 de la mer Méditerranée utilisé est issu du Prototype Atlantique-Méditerranée PAM (*Drillet et al. [2000]*) et développé dans le cadre du projet MERCATOR par *Béranger [2002]*. Le code aux équations primitives est une version du code OPA développé au LODYC (*Madec et al. [1997]*).

2.1.2.a) Conditions aux limites

Une paramétrisation biharmonique est utilisée pour la diffusion turbulente horizontale. Une zone tampon à l'ouest de Gibraltar modélise l'océan Atlantique. Le détroit du Bosphore est fermé et représenté par des apports d'eaux imposés (son influence est pratiquement

négligeable sur l'équilibre général de la Méditerranée). L'impact des conditions initiales sur la circulation en Méditerranée occidentale est très important au vu des caractéristiques hydrologiques peu contrastées en profondeur de ce bassin (voir section 1.2). Les climatologies MODB5, MODB6 (*Brankart & Brasseur* [1998]), MEDATLAS-I et MEDATLAS-II (Michel Rixen) ont été testées. Il s'est avéré que la climatologie MEDATLAS-II donne une circulation bien plus réaliste que les autres qui présentent certains défauts catastrophiques pour les circulations profondes dans le bassin occidental (profils hydrostatiquement instables) et la convection hivernale (défaut de sel en hiver dans les couches de surface dans le golfe du Lion). Trois conditions de glissement (*free-slip*, *no-slip* et *no-slip-accurate*) ont été testées et la condition *no-slip* a été retenue comme celle donnant lieu aux simulations les plus réalistes (sauf à Gibraltar avec un apport d'eau Atlantique légèrement plus faible que les autres paramétrisations) ce qui a pu être amélioré en utilisant localement une paramétrisation en *free-slip* à ce détroit. Des paramétrisations classiques ont été utilisées pour les conditions de relaxation en faisant du rappel aux climatologies de surface. Le forçage atmosphérique utilisé est celui du Centre Européen (ECMWF) entre mars 1998 et juin 2002. le modèle est intégré 8 ans en année perpétuelle 2000 avant d'appliquer des variations interannuelles du forçage.

2.1.2.b) Simulations de trajectoires lagrangiennes

Pour calculer des trajectoires de particules à partir de sorties de modèle de circulation globale, on interpole la vitesse tridimensionnelle donnée par le modèle sur une grille, à la position de la particule. Puis, on calcule l'advection de la particule. De telles méthodes demandent une interpolation et des schémas d'advection précis pour minimiser l'erreur accumulée au cours du calcul. On utilise ici la méthode de *Blanke & Raynaud* [1996]. Les trois composantes de la vitesse sont connues sur chacune des six faces de chaque élément de la grille. La non-divergence du champ de vitesse (U, V, W) assure des trajectoires continues à l'intérieur de chaque élément. On peut exprimer la divergence de la vitesse:

$$\Delta = \frac{1}{b}[\partial_i(F) + \partial_j(G) + \partial_k(H)]$$

où $n = i, j, k$ désigne l'indice de la grille pour les trois axes; ∂_n est la différence finie correspondante; $F = e_2e_3U$, $G = e_1e_3V$, et $H = e_1e_2W$ sont les transports dans les trois directions, e_1, e_2, e_3 étant les facteurs d'échelle dans les trois directions et b est le produit $e_1e_2e_3$ calculé au centre d'un élément (grille "température"). La non-divergence du flux s'exprime alors simplement :

$$\Delta = 0$$

On suppose que les trois composantes du transport varient linéairement entre deux faces opposées d'un élément, ce qui est en accord avec la non-divergence du flux. En effet, cela revient à supposer que F varie linéairement avec i , G avec j et H avec k où i, j, k sont pris

en indices fractionnaires à l'intérieur d'un élément (valeurs non-entières). Dans la direction i , on a (on aura les mêmes relations pour les autres directions) :

$$F(r) = F_0 + r\Delta F$$

où $r = i - E(i) \in [0, 1[$, $F_0 = F(E(i))$
 et $\Delta F = F(E(i+1)) - F(E(i))$.

On peut aussi écrire l'équation liant la position et la vitesse $U = \frac{dx}{dt}$ pour le transport en considérant :

$$\frac{dr}{ds} = F$$

où $s = (e_1 e_2 e_3)^{-1} t$
 et $x = e_1 r$.

Si l'on prend $r = 0$ pour $s = 0$ on trouve alors :

$$r = \frac{F_0}{\Delta F} [\exp(\Delta F s) - 1]$$

Si $\Delta F = 0$ on prend la limite de l'expression ci-dessus ($r = F_0 s$).

Les mêmes relations sont obtenues pour les autres directions.

Puisque ces relations ne s'appliquent qu'à un élément, il faut déterminer le temps mis par une particule pour traverser l'élément en question et en atteindre un autre. On a :

$$ds = \frac{dr}{F} = \frac{dF}{F\Delta F}$$

On peut alors obtenir un temps de passage pour la direction i si $F(i)$ et $F(i+1)$ ont le même signe (F non nul dans l'élément) :

$$s = \frac{1}{\Delta F} \ln\left(\frac{F}{F_0}\right)$$

Si $\Delta F = 0$ on prend la limite de l'expression ci-dessus ($s = \frac{1}{F_0}$).

Au moins un des trois temps de passage (trois directions) est défini. Le plus court des trois est le temps de passage effectif dans l'élément considéré. Si la particule est sortie par la face orthogonale à la direction i , on peut connaître ainsi la position dans les directions j et k en utilisant ce temps de passage. On refait alors les calculs pour l'élément suivant en prenant comme point de départ le point de sortie de l'élément précédent.

2.2. Aspects nouveaux développés au cours de ce travail

Cette étude principalement basée sur les expériences lagrangiennes SOFARGOS et MATER (Fig. 2.4) amène à distinguer les tourbillons en relation avec la convection profonde dans le nord du bassin de ceux en relation avec les apports d'eaux atlantiques et tyrrhéniennes dans le bassin algérien. Elle développe des aspects nouveaux sur les circulations intermédiaires et profondes, principalement en liaison avec des tourbillons de submésos et de

mésoéchelle, qui ont fait l'objet de publications jointes en annexes A, B et C.

En particulier elle met en évidence le rôle important de tourbillons de submésoéchelle (SCVs) participant à un étalement à grande échelle (plusieurs centaines de km) des eaux profondes nouvellement formées dans le Golfe du Lion pendant les événements de convection profonde, dans tout le bassin occidental. Il apparaît que la circulation générale et des structures de méso-échelle participent activement, bien qu'indirectement, à la dispersion des eaux profondes nouvelles: elles influencent les trajectoires (et donc la dispersion des eaux dans tout le bassin) et la composition de ces tourbillons (en provoquant des transferts abrupts d'eaux néoformées contenues dans ces tourbillons dans le milieu ambiant). Ce mécanisme implique que les processus de convection profonde ont un rôle actif et à grande échelle dans la circulation thermohaline de toute la Méditerranée.

Le bassin algérien est une zone tampon où les MAW les plus récentes se mélangent avec des MAW plus anciennes. Ce mélange se produit aussi pour les eaux intermédiaires et profondes: les LIW et TDW de la mer Tyrrhénienne se mélangent aux LIW et TDW du bassin algérien qui présentent des caractéristiques moins marquées. Ce travail apporte des éléments nouveaux en identifiant le rôle dominant d'un gyre cyclonique dans le bassin algérien qui n'a jamais été observé auparavant et en spécifiant les processus (tourbillons, filaments) par lesquels les eaux intermédiaires et profondes en provenance de la mer Tyrrhénienne se répartissent dans le bassin algérien.

L'ensemble de ces résultats importants sur la dynamique de la Méditerranée occidentale a enfin été confronté aux sorties de la maquette Méditerranée. Ce modèle à haute résolution a pour vocation d'être le plus réaliste possible et est certainement ce qui peut se faire de mieux dans le genre de nos jours. Cette analyse et intercomparaison des jeux de données et des sorties du modèle numérique donnent des indications pour améliorer les capacités de la maquette à traiter la circulation en Méditerranée et apportent des arguments pour l'interprétation des observations.

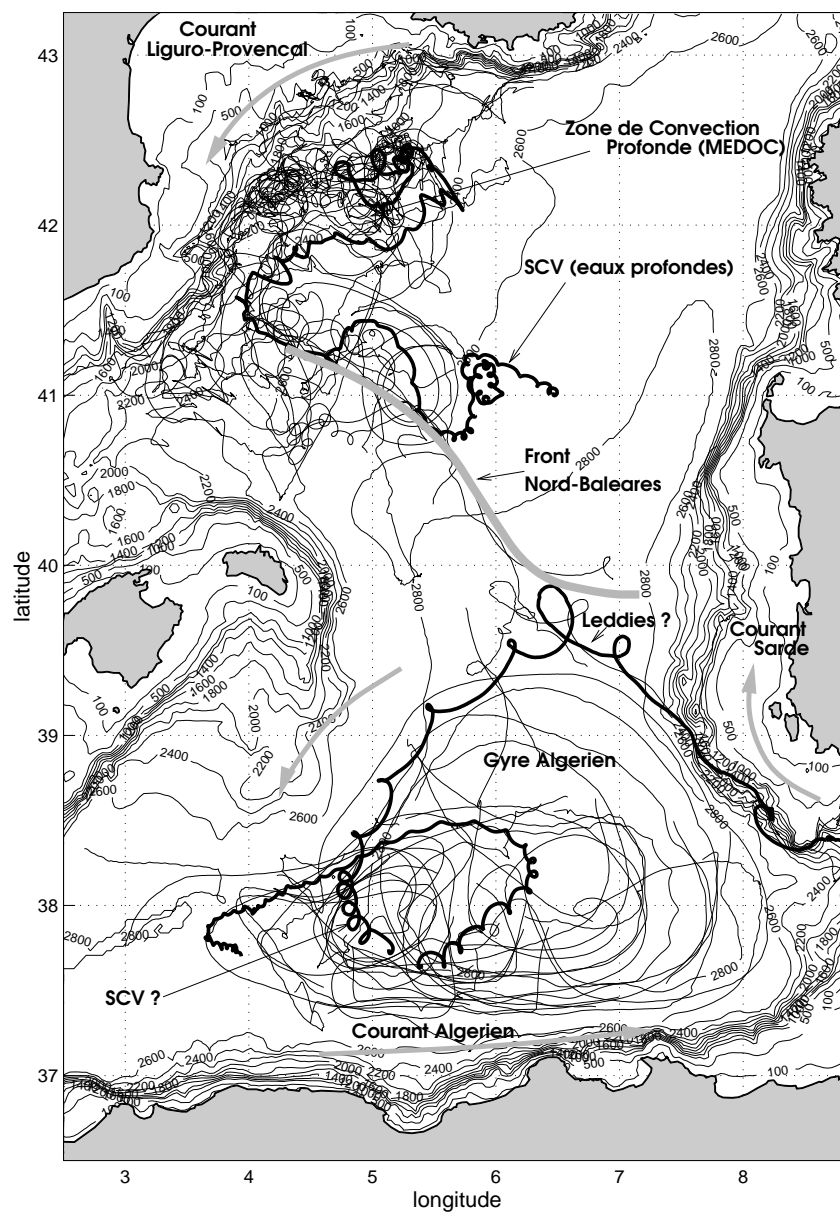


FIG. 2.4 –: Trajectoires des flotteurs SOFARGOS en 1994/95 (entre 300 et 1450 m de profondeur dans le nord du bassin) et MATER en 1997/98 (entre 550 et 700 m de profondeur dans le bassin algérien).

Chapitre 3

Circulations tourbillonnaires impliquées dans la phase d'étalement suivant la convection profonde

Dans ce chapitre, on verra comment les flotteurs des expériences SOFARGOS et MATER mettent en évidence le rôle important de tourbillons de submésosécale dans le transport des eaux profondes nouvelles loin de la zone de convection.

Dans un premier temps, on examinera les caractéristiques et le nombre de ces tourbillons à partir de l'expérience SOFARGOS seulement en se limitant à la partie nord du bassin algéro-provençal. L'expérience MATER réalisée 2 ans plus tard révélant des structures similaires dans le bassin algérien nous montre que ces objets peuvent présenter de très grandes durées de vie. On discutera leur formation et finalement, on introduira quelques aspects sur l'évolution à long terme de ces tourbillons. Ce travail relie ainsi la circulation thermohaline globale aux processus de convection profonde sur de grandes échelles de temps et d'espace.

3.1. Zone Medoc après les événements de convection profonde en 1994/95

3.1.1. Flux atmosphériques

Les événements météorologiques très intenses qui ont déclenché la convection profonde dans le Golfe du Lion, sont arrivés très tôt cet hiver. Les séries temporelles des flux de chaleur de l'océan vers l'atmosphère du Centre Européen (ECMWF) montrent de très forts pics, fin décembre et début janvier (Fig. 3.1).

Il y a eu 3 pics entre le 20 décembre et le 15 janvier qui ont atteint environ -800 W.m^{-2} . Puis, fin janvier, les flux ont considérablement baissé et sont restés faibles présentant des valeurs maximales de -200 W.m^{-2} jusqu'à fin février. A cette date, les flux ont réaugmenté un peu pour atteindre des valeurs pics de -100 à -500 W.m^{-2} mais les pics ont été beaucoup

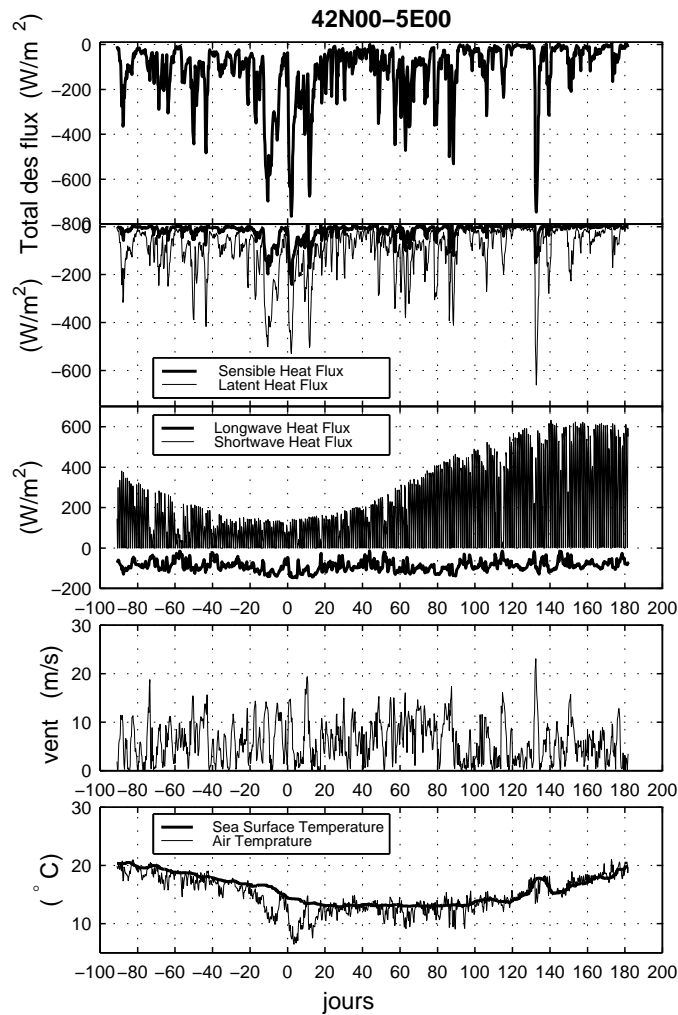


FIG. 3.1 –: Séries temporelles du Centre Européen (ECMWF) de température, de vitesse du vent et de flux de chaleur à 42°N , 5°E . Le jour 0 correspond au 01/01/95. Le premier largage de flotteurs a été réalisé le 03/12/94 (jour -27) et le second, le 21/01/95 (jour 21).

plus étroits et l'effet intégré a été moindre que fin décembre - début janvier. Fin janvier a présenté peu de flux de chaleur de l'océan vers l'atmosphère et a semblé même être la fin de la période de convection profonde.

Même si le premier groupe de 10 flotteurs SOFARGOS a été largué dans le courant Liguro-Provençal avant la convection profonde, ces flotteurs sont restés hors de la zone de convection pendant les événements de mélange. Le deuxième groupe de 15 flotteurs a été largué dans la zone de convection profonde après les événements de mélange vertical violent. Tous les flotteurs documentent donc la phase de post-convection. Il faut remarquer que, cette année, la convection profonde a eu lieu plus tôt que d'habitude: généralement on observe ces pics de forçage plutôt en février-mars.

3.1.2. Hydrologie

Des stations CTD réalisées fin janvier dans la zone de convection en même temps que le largage du deuxième groupe de flotteurs confirment que la convection profonde a bien eu lieu cette année (voir profils mélangés entre 0 et presque 2000 m de profondeur Figure 3.2).

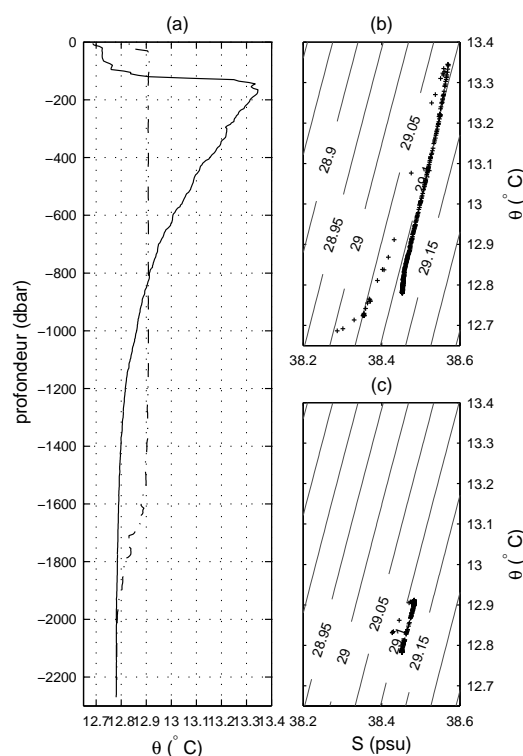


FIG. 3.2 –: Profils de température potentielle typiques de la zone de post-convection avec les diagrammes θ - S correspondants (1 point tous les 5 dbar): trait plein - station stratifiée (diagramme θ - S en haut à gauche) et trait pointillé - station mélangée (diagramme θ - S en bas à droite)

On peut distinguer deux sortes de stations types: les stratifiées et les mélangées.

- les stations stratifiées montrent une couche de surface (0-200 m) composée de MAW. Cette eau est caractérisée par un minimum de salinité à environ 38.15 psu. En dessous, on peut trouver de la LIW caractérisée par un maximum de température et de salinité et encore plus bas la WMDW à 12.8°C et 38.45 psu.
- les stations mélangées composées seulement d'eau profonde nouvelle (nWMDW) entre 0 et environ 2000 m de profondeur à 12.9°C et 38.48 psu et en dessous, d'eaux profondes anciennes (en 1994/95, la convection profonde n'a apparemment pas atteint le fond).

La température typique des nWMDW est $\sim 12.9^\circ\text{C}$ à toutes les profondeurs. Dans les couches profondes (de 1000 m de profondeur jusqu'au fond), les nWMDW sont facilement

reconnaissables par leurs températures plus chaudes de 0.1°C que les eaux profondes plus anciennes ($\sim 12.8^{\circ}\text{C}$). Dans les couches intermédiaires (350-650 m de profondeur) les nWMDW sont au contraire plus froides que les eaux ambiantes (LIW). Comme les nWMDW se réchauffent au contact de la LIW qui l'entoure à ces profondeurs, on peut considérer qu'hors de la zone de convection (où les nWMDW viennent de se former) des températures de $12.9 - 13.05^{\circ}\text{C}$ sont aussi typiques des nWMDW. En effet, des profils stratifiés indiquent des températures typiques $> 13.15^{\circ}\text{C}$ à ces profondeurs en mer Méditerranée occidentale en restant hors de la zone de convection.

3.1.3. Traits principaux de circulation

Les sections Figures 3.3.a et 3.3.b réalisées respectivement le long de $4^{\circ}30'\text{E}$ et de $42^{\circ}15'\text{N}$, décrivent la structure hydrologique de la zone de convection.

3.1.3.a) Courant Liguro-Provençal

Le Courant Liguro-Provençal transporte des eaux stratifiées venant principalement de la mer Tyrrhénienne, le long de la pente continentale. La station stratifiée 15 (Fig. 3.3.a) documente ce courant de bord avec une couche de MAW, un maximum très prononcé de température typique de la LIW et au fond une couche de WMDW. Les flotteurs pris dans ce courant à environ 350 m de profondeur montrent que celui-ci longe le talus continental, en dérivant entre les isobaths 500 et 1000 m, à la vitesse moyenne de $5 \text{ cm}\cdot\text{s}^{-1}$. La station 14 qui montre aussi un maximum de température bien marqué est située à 25 km de l'isobath 500 m et indique que le Courant Liguro-Provençal peut avoir une extension latérale d'environ 30 km à $4^{\circ}30'\text{E}$. Dans cette zone les eaux sont stratifiées et le rayon de déformation est d'environ 8-10 km.

3.1.3.b) Zone mélangée et zone de transition

La grande quantité de nWMDW à 12.9°C entre la surface et presque 2000 m de profondeur, au dessus d'eaux profondes plus anciennes, au sud de la section Figure 3.3.a confirme que la convection profonde a bien eu lieu cet hiver. Cela définit la zone mélangée, centrée sur le cône du Rhône (stations mélangées 21, 11 et 1, Figure 3.3.a). Dans la zone mélangée le rayon de déformation est d'environ 1-3 km. Les données CTD et lagrangiennes délimitent bien la zone mélangée à l'ouest, au nord et à l'est. La limite sud n'est pas aussi bien définie. La zone mélangée s'étend de $4^{\circ}10'\text{E}$ à $5^{\circ}30'\text{E}$ et est limitée au nord vers $42^{\circ}20'\text{N}$. La limite sud est au sud de $41^{\circ}45'\text{N}$. Le volume d'eau correspondant aux eaux nouvelles est d'environ $9 \cdot 10^{12} \text{ m}^3$.

Les stations CTD révèlent une zone de transition entre la zone mélangée et les eaux stratifiées autour. On peut remarquer un changement progressif dans la distribution des masses

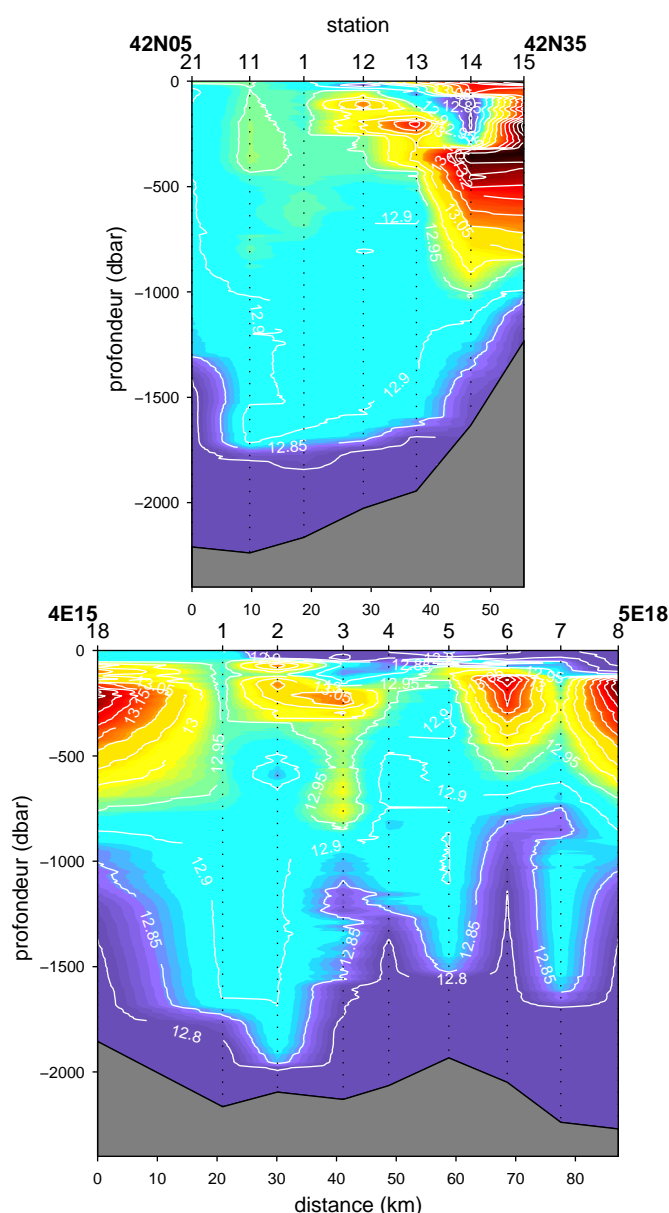


FIG. 3.3 –: (a) coupe nord-sud de température potentielle le long de $4^{\circ}30' E$ entre $42^{\circ}05'N$ et $42^{\circ}35'N$. (b) coupe est-ouest de température potentielle entre $4^{\circ}30'E$ et $5^{\circ}00'E$ le long de $42^{\circ}05'N$.

d'eaux (Fig. 3.4). Près du courant Liguro-Provençal, la colonne d'eau n'est pas perturbée sauf dans la couche de surface composée de WIW à la place de MAW, tandis que proche de la zone mélangée, la LIW est très érodée et située plus proche de la surface au-dessus de couches de nWMDW homogènes. Cela indique des échanges latéraux entre la zone mélangée et les eaux environnantes, la nWMDW étant surmontée par de la LIW. On peut noter d'ailleurs sur la Figure 3.4 le rôle important de la WIW qui se mélange avec la LIW près de la zone mélangée (points θ -S espacés plus régulièrement près de la zone mélangée que près

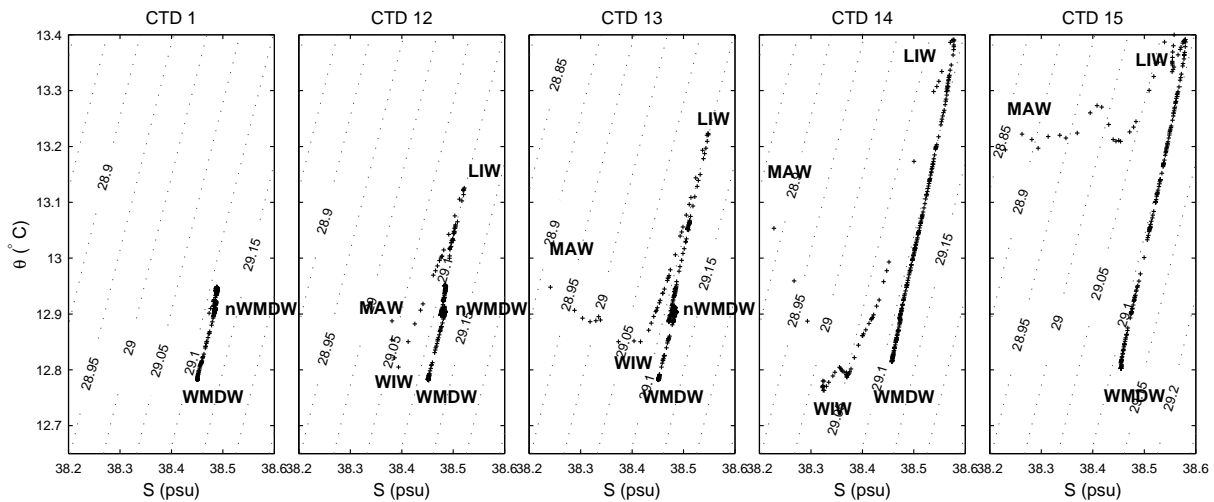


FIG. 3.4 – Zone mélangée, de transition et Courant Liguro-provençal : diagrammes θ - S SO-FARGOS (janvier 1995) correspondant à la Figure 3.3.a, un point tous les 5 dbars.

du Courant Liguro-Provençal).

La zone de transition est caractérisée par des rayons de déformation de 3-7 km. Elle fait à peu près 30 km de large et semble entourer la zone mélangée. La section est-ouest (Figure 3.3.b) confirme aussi ces échanges latéraux avec des interpénétrations de stations mélangées (stations 1, 2, 4 and 5) et stratifiées (stations 18, 6 and 8).

3.2. Étalement des nWMDW

3.2.1. Étalement à grande échelle des nWMDW

Pendant les mois qui ont suivi la convection profonde, les nWMDW s'échappent de la zone de convection pour se répandre dans tout le bassin. Les Figures 3.5 et 3.6 décrivent l'étalement à grande échelle de ces eaux d'après les flotteurs SOFARGOS dérivant dans les couches intermédiaires et profondes.

Sur la Figure 3.5 montrant des flotteurs dans les couches intermédiaires, on retrouve les traits principaux de circulation révélés par les stations CTD dans la zone de convection : la zone mélangée, le courant Liguro-Provençal et la zone de transition (avec des interpénétrations d'eaux mélangées et stratifiées). On identifie bien aussi la branche sud du gyre cyclonique (vers l'est à peu près au niveau du front Nord Baléares). La Figure 3.6 décrit la situation en dessous avec une zone mélangée plus chaude que les eaux ambiantes.

L'étalement des eaux nouvelles suit à peu près les tendances de la circulation générale de ce bassin. Il se fait en 2 phases : le mois suivant la convection profonde, les nWMDW sont principalement transportées vers le sud-ouest avec des vitesses de l'ordre de 5 cm/s (Figs.

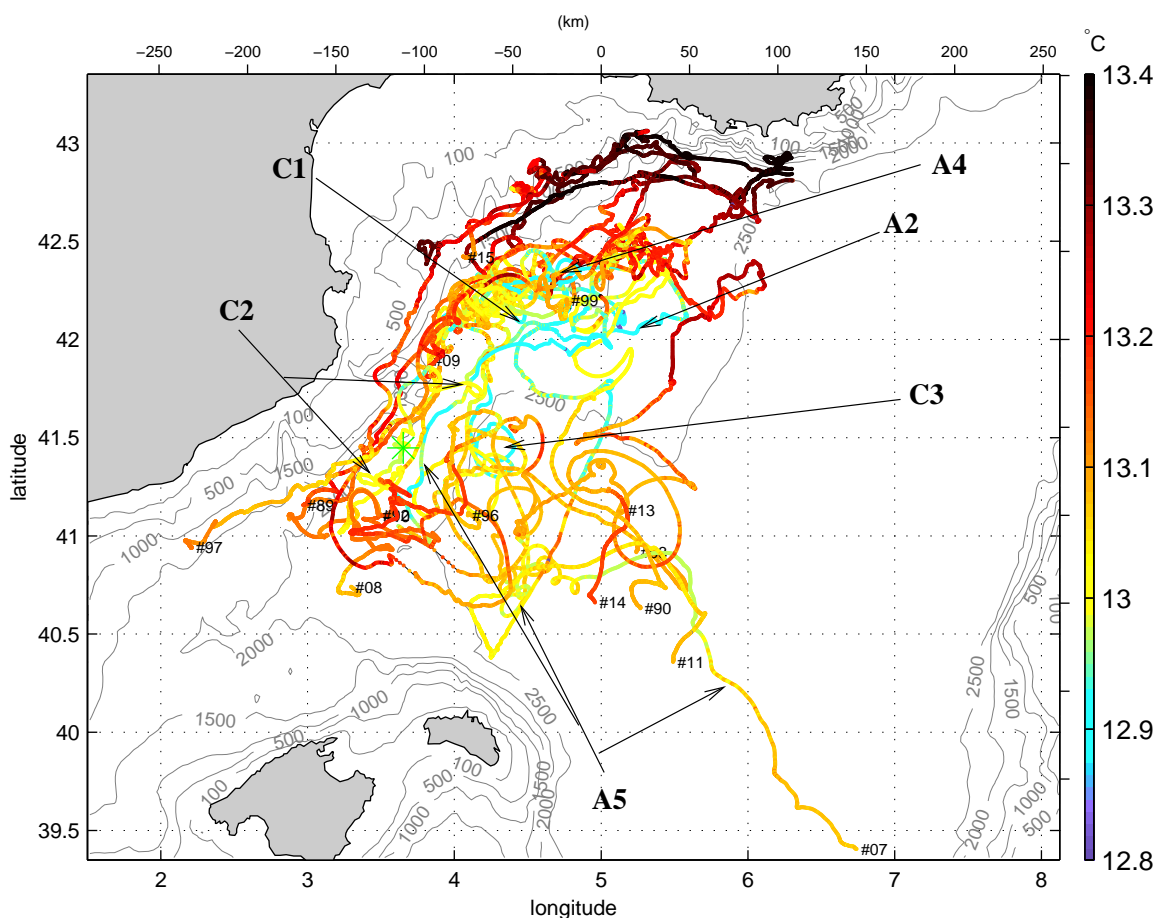


FIG. 3.5 –: *Expérience SOFARGOS: trajectoires de 15 flotteurs situés entre 300 et 660 m de profondeur de 03/12/94 au 01/07/95 coloriées selon la température potentielle mesurée in situ. L'étoile verte donne la position du point J. Les numéros de flotteurs sont en fin de trajectoire.*

3.7 et 3.8). Ces eaux semblent rester à moins de 50 km de la pente continentale et suivent le courant Liguro-Provençal en restant à sa gauche. Puis, la plupart des eaux nouvelles tournent à gauche, vers l'est, à proximité du point J en même temps que la dispersion des flotteurs augmente (Figs. 3.9 et 3.10).

3.2.2. Tourbillons de nWMDW de submésoséchelle

Les flotteurs indiquant des températures montrant la présence de nWMDW hors de la zone de convection, décrivent pour la plupart des boucles caractéristiques de rotations dans des tourbillons. On distingue à la fois des trajectoires cycloïdales typiques de rotations anticycloniques et cycloniques.

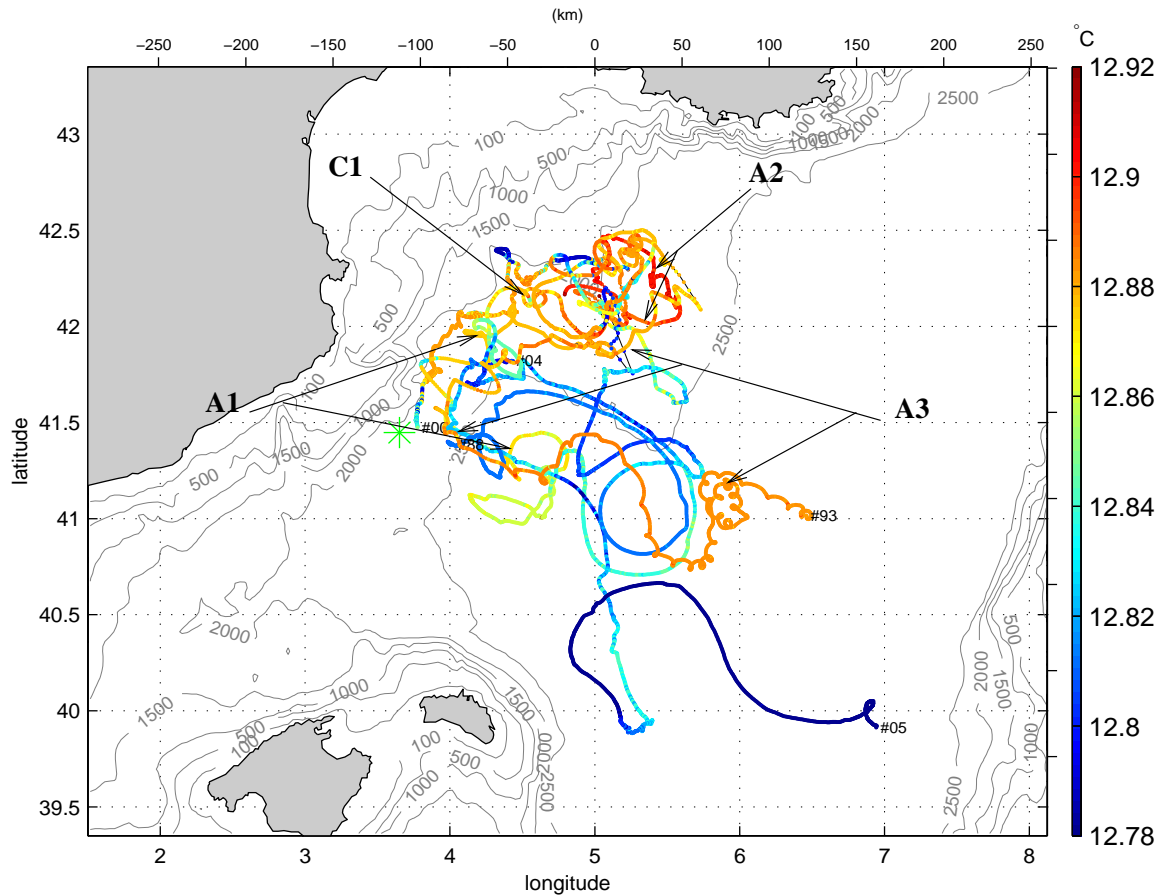


FIG. 3.6 – *Expérience SOFARGOS: trajectoires de 5 flotteurs situés entre 1100 et 1450 m de profondeur de 03/12/94 au 01/07/95 coloriées selon la température potentielle mesurée in situ. L'étoile verte donne la position du point J. Les numéros de flotteurs sont en fin de trajectoire.*

3.2.2.a) Généralités sur l'analyse des trajectoires

L'analyse de ces trajectoires cycloïdales a été conduite en suivant l'évolution de chaque tourbillon et en identifiant les flotteurs dérivant à proximité (dans le temps et l'espace).

On peut avoir une estimation de l'échelle temporelle de rotation associée à un tourbillon en mesurant la durée entre deux boucles successives décrites par un flotteur pris dans ce tourbillon. En filtrant les séries temporelles donnant ses positions (x et y), on peut séparer le signal basse fréquence lié à l'advection du tourbillon, du signal haute fréquence lié aux rotations et obtenir ainsi une estimation de la trajectoire du centre du tourbillon. En se plaçant dans un référentiel lié à ce centre, on peut obtenir alors la structure radiale de la vitesse orbitale du tourbillon en dérivant par rapport au temps les positions du flotteur relatives au centre du tourbillon. On en déduit des paramètres essentiels comme le rayon du tourbillon défini comme la distance à laquelle on trouve le maximum de vitesse orbitale et le nombre

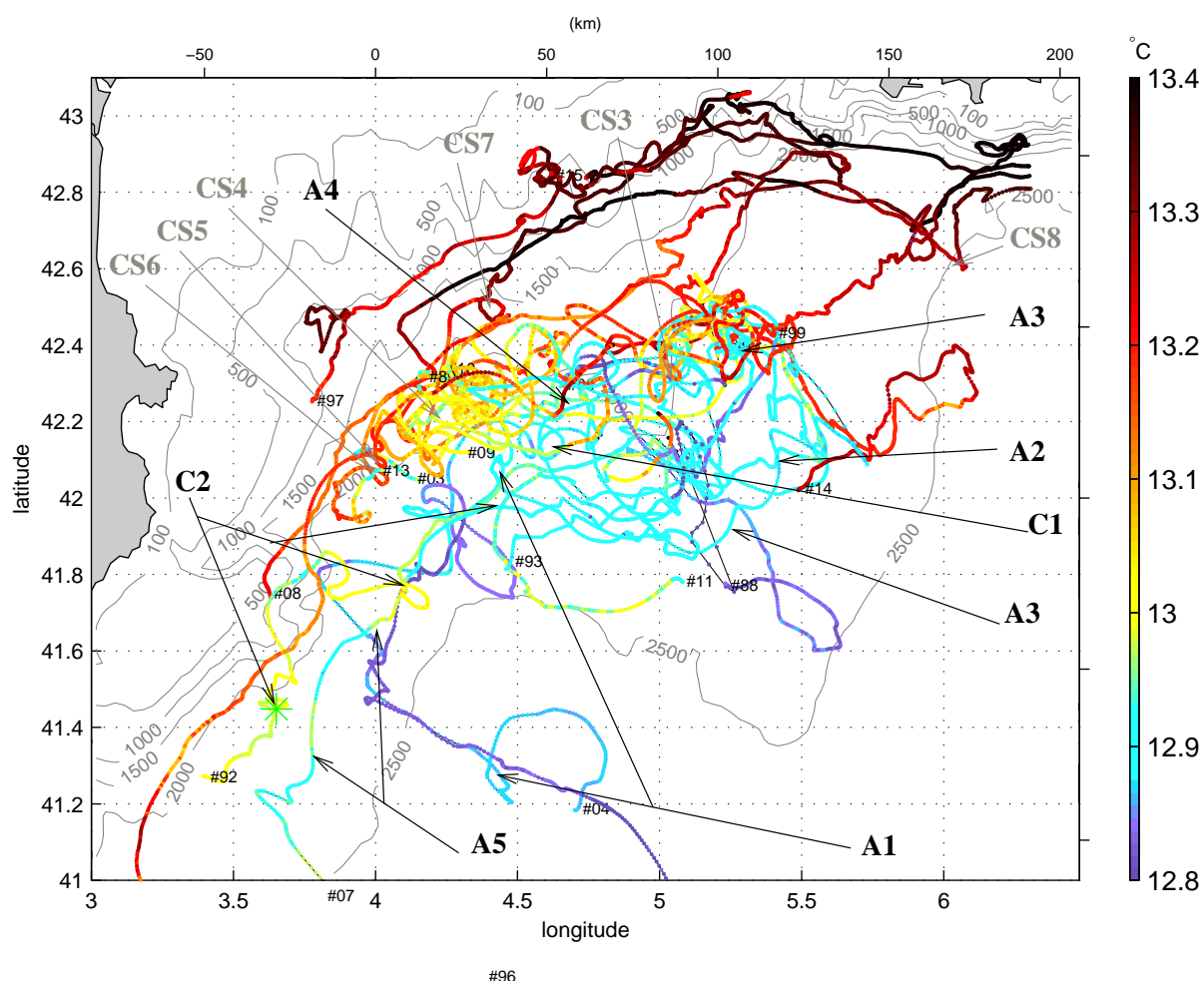


FIG. 3.7 – Expérience SOFARGOS : trajectoires des 20 flotteurs situés entre 300 et 1450 m de profondeur de 03/12/94 au 21/03/95 coloriées selon la température potentielle mesurée *in situ*. L'étoile verte donne la position du point J. Les numéros de flotteurs sont en fin de trajectoire.

de Rossby $R_o = \frac{\zeta}{f}$, où ζ est la vorticité relative au centre du tourbillon et f le paramètre de Coriolis. La vorticité relative d'une distribution axisymétrique de vitesse orbitale u est $\zeta = \frac{1}{r} \frac{\partial}{\partial r}(ru)$ où r est la distance radiale. En supposant que les distributions radiales de vitesse sont décrites par une rotation quasi-solide près du centre, on obtient $\zeta = \frac{2U}{R} = 4\pi/T_r$ (deux fois la vitesse angulaire) où U est la vitesse orbitale, R est la distance radiale correspondante et T_r est la période de rotation.

Les trajectoires des flotteurs dérivant près du tourbillon à la même profondeur que le flotteur piégé dans le tourbillon, donnent aussi une limite maximale pour le rayon de ce tourbillon : c'est la distance minimale des flotteurs non influencés par les rotations du tour-

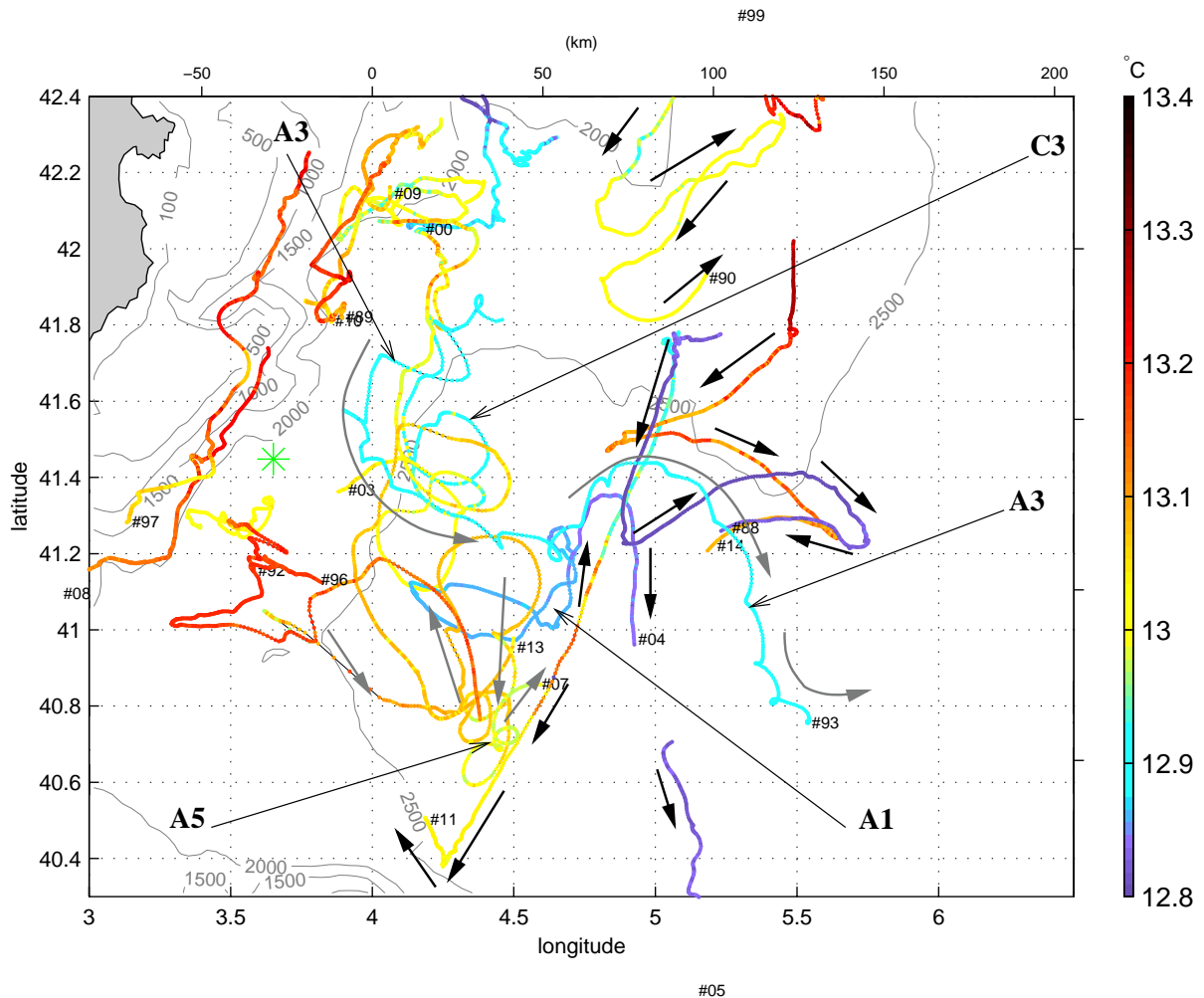


FIG. 3.8 – *Expérience SOFARGOS : trajectoires des 20 flotteurs situés entre 300 et 1450 m de profondeur de 21/03/95 au 02/05/95 coloriées selon la température potentielle mesurée in situ. L'étoile verte donne la position du point J.*

billon, à son centre de rotation.

Les trajectoires des flotteurs dérivant très près du centre du tourbillon mais à une autre profondeur, influencés ou non par les rotations, donnent quant à eux, des informations sur l'extension verticale du tourbillon étudié. L'étude d'images de température de surface de la mer (NOAA/AVHRR) donne aussi des informations sur l'extension verticale d'un tourbillon si elles révèlent une signature en surface.

La durée pendant laquelle un flotteur décrit des boucles dans un tourbillon donne une estimation minimale de la durée de vie du tourbillon : le flotteur peut être pris dans le tourbillon bien après sa formation. Il peut aussi quitter le tourbillon bien avant sa dissipation parce que par exemple, le flotteur a été programmé pour remonter en surface à ce moment-là,

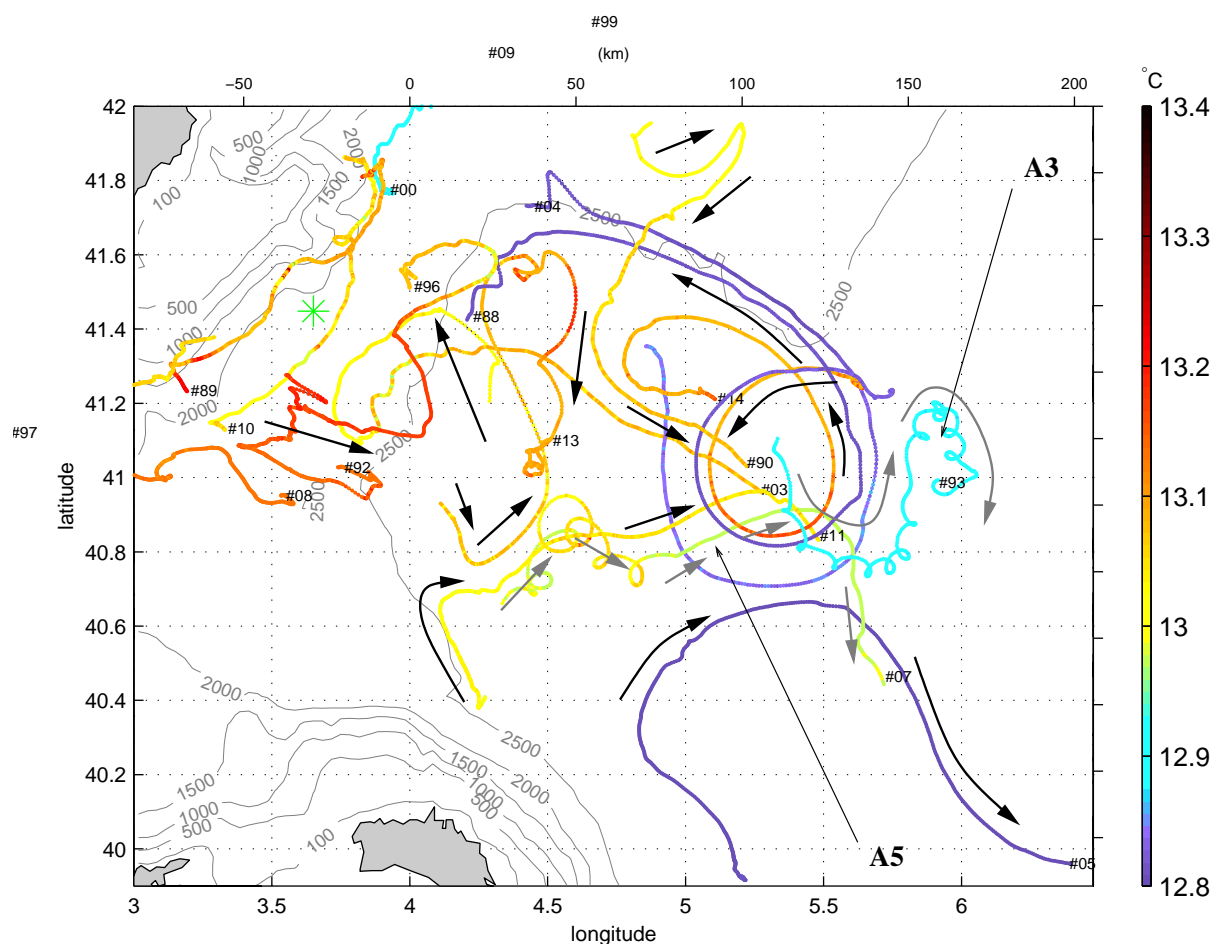


FIG. 3.9 – *Expérience SOFARGOS: trajectoires des 20 flotteurs situés entre 300 et 1450 m de profondeur de 23/04/95 au 04/06/95 coloriées selon la température potentielle mesurée in situ. L'étoile verte donne la position du point J. Les numéros de flotteurs sont en fin de trajectoire.*

ou parce que le comportement isobare des flotteurs est légèrement différent d'un comportement purement lagrangien.

3.2.2.b) Tourbillons cohérents de submésoséchelle (SCVs)

La Figure 3.11 présente les trajectoires à caractère cycloïdal de deux flotteurs en particulier qui ont évolué dans deux tourbillons anticycloniques A3/SCV-N1 et A5/SCV-N2. Ces flotteurs sont restés capturés dans ces tourbillons pendant plus de 5 mois et ont continuellement indiqué des températures typiques des nWMDW à la profondeur où ils ont évolué (1400 m de profondeur pour le flotteur #93 et 450 m de profondeur pour le flotteur #07 - cf Figure 3.11 et section 3.1.2). Ces tourbillons ont donc propagé des nWMDW sur plusieurs centaines de kilomètres à partir de leur zone de formation. On n'a pas pu suivre ces structures après le 1^{er} juillet 1995, les flotteurs ayant été programmés pour remonter à cette date, mais il est

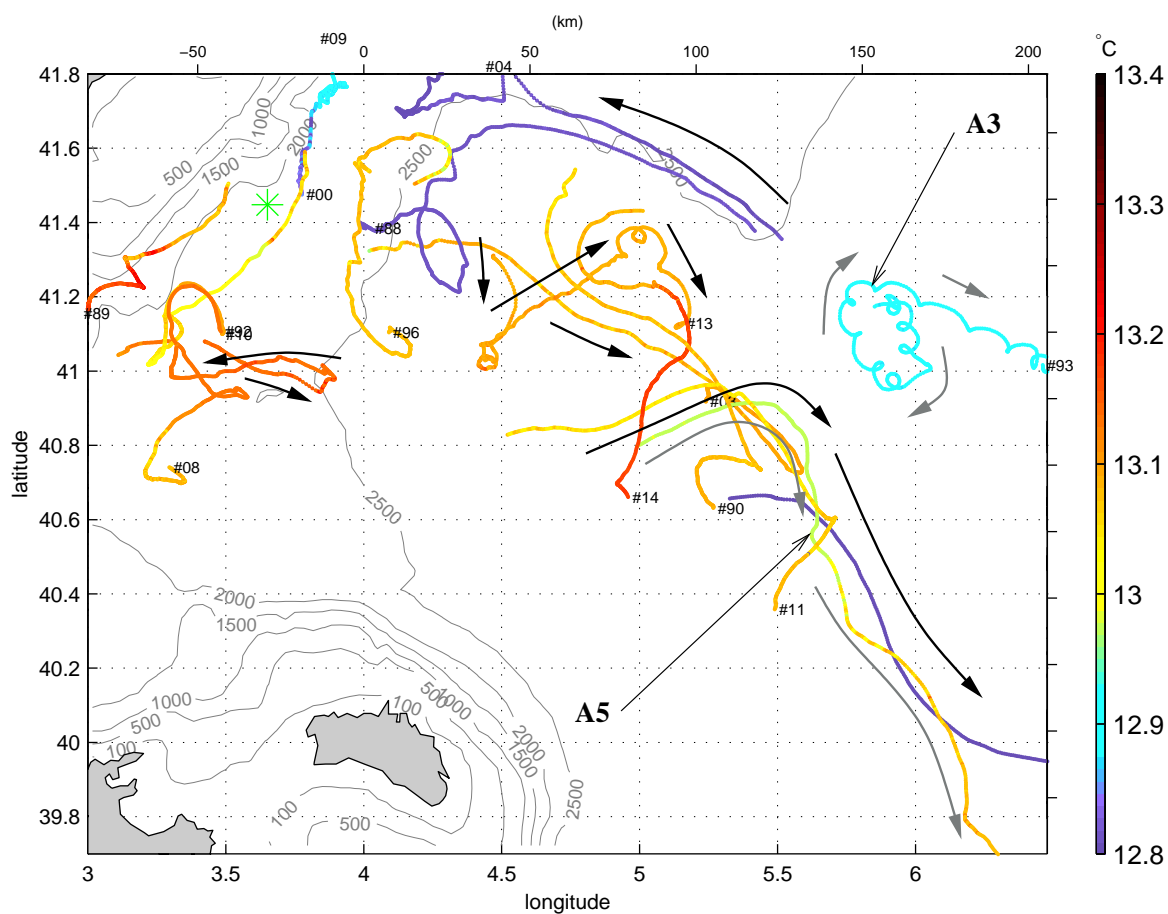


FIG. 3.10 –: Expérience SOFARGOS : trajectoires des 20 flotteurs situés entre 300 et 1450 m de profondeur de 18/05/95 au 01/07/95 coloriées selon la température potentielle mesurée in situ. L'étoile verte donne la position du point J. Les numéros de flotteurs sont en fin de trajectoire.

clair que ces tourbillons peuvent propager des nWMDW jusque dans le bassin algérien (cf Figure 3.11).

L'étude des images de température de surface de la mer (NOAA/AVHRR) a prouvé que ces tourbillons n'avaient pas de signature en surface. Etant anticycloniques et montrant des durées de vie aussi longues, ils doivent aussi être déconnectés du fond car dans ce cas ils seraient rapidement aspirés par la couche d'Ekman et finiraient ainsi leur vie. Ils peuvent néanmoins avoir une grande extension verticale puisqu'au début de la trajectoire du flotteur #93 dans A3/SCV-N1, un autre flotteur (#99) fut pris pendant un court moment dans ce même tourbillon mais à une immersion bien différente : 350 m de profondeur. Cet autre flotteur a mesuré pendant ce court moment des températures potentielles très voisines de celles mesurées à 1400 m de profondeur par le flotteur #93. Ainsi, ce type de tourbillon peut

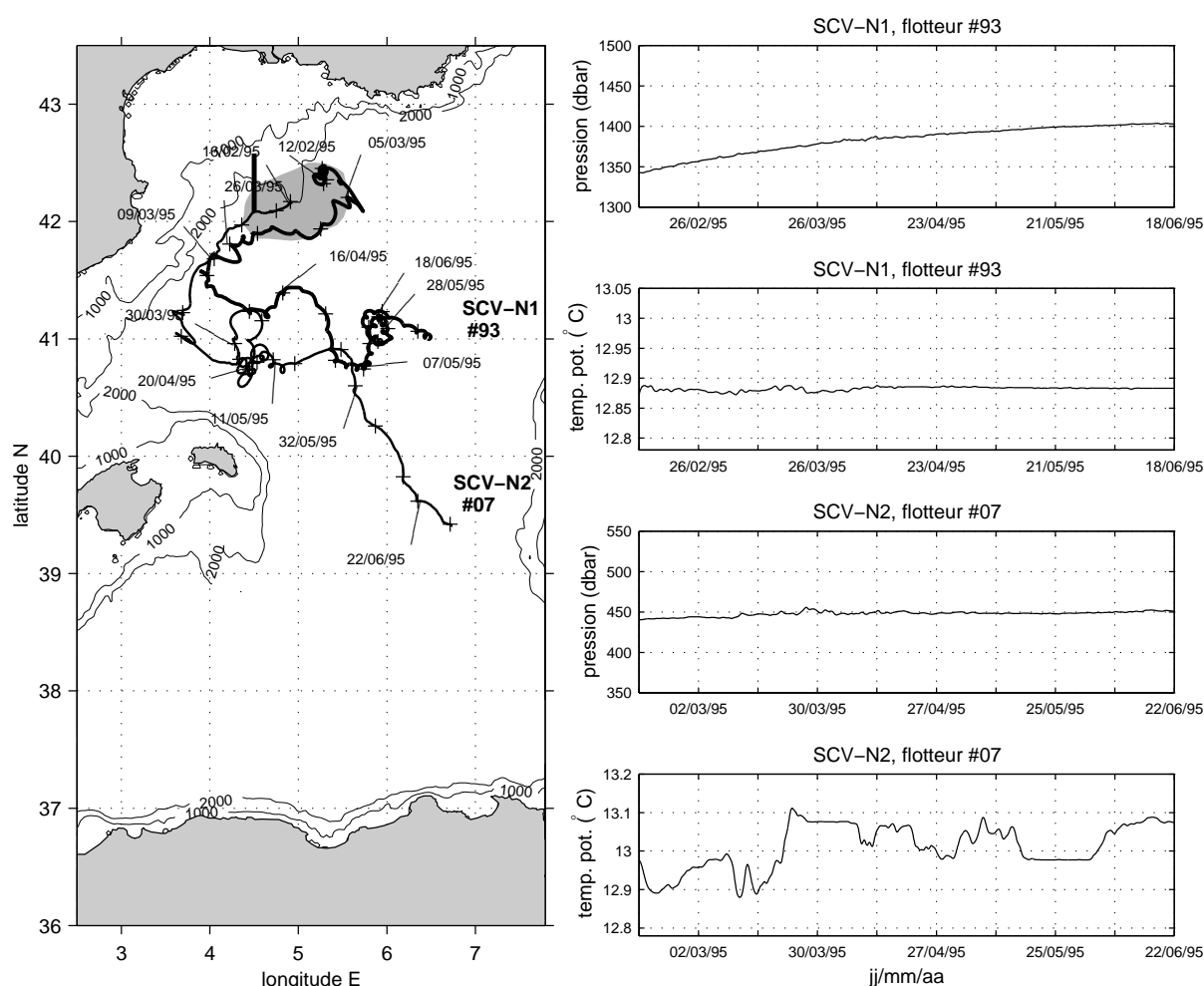


FIG. 3.11 – : Trajectoires des flotteurs #93 et #07 révélant des SCVs impliqués dans la phase d'étalement suivant la convection profonde. Séries temporelles de pression et de température potentielle des flotteurs #93 et #07.

avoir une extension verticale de l'ordre d'1 km, son cœur de subsurface étant peu stratifié. Les structures radiales de vitesses orbitales de ces tourbillons sont très semblables et un exemple est présenté Figure 3.12.

Le rayon de A3/SCV-N1 déduit de l'analyse de la trajectoire du flotteur #93 est de l'ordre de 5 km, le maximum de vitesse se situant à cette distance.

Cela est confirmé par un autre flotteur passant à 10 km du centre de SCV-N1 et ne montrant aucun signe d'une rotation anticyclonique liée à ce tourbillon (Fig. 3.13). De même, A5/SCV-N2 a un rayon plus petit que 10 km et d'au moins 5 km. Ces valeurs sont inférieures au rayon de déformation ambiant qui est de l'ordre de 15 km en dehors de la zone de convection (Fig. 3.14).

Ces tourbillons montrent des vorticités relatives importantes au centre puisque les estimations donnent $\zeta \sim -f/2$ impliquant des nombres de Rossby de l'ordre de -0.5 (Tab. 3.1).

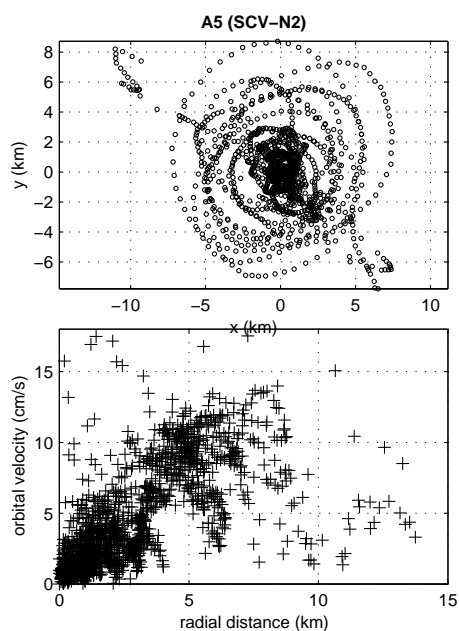


FIG. 3.12 –: (haut) positions du flotteur #07 relatives au centre du tourbillon A5/SCV-N2, (bas) structure radiale de vitesse orbitale.

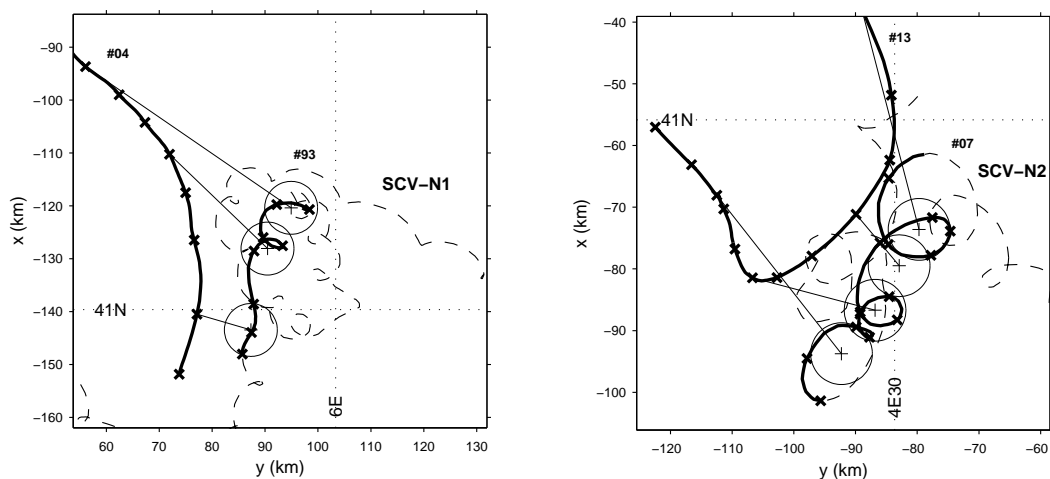


FIG. 3.13 –: Trajectoires des flotteurs #93 (1400 m) et #04 (1450 m) du 15/05/95 au 30/06/95. Trajectoires des flotteurs #07 (450 m) et #13 (410 m) du 22/04/95 au 06/05/95. Les \times marquent les positions chaque jour et des cercles de 5 km de rayon montrent les positions approximatives occupées par les tourbillons.

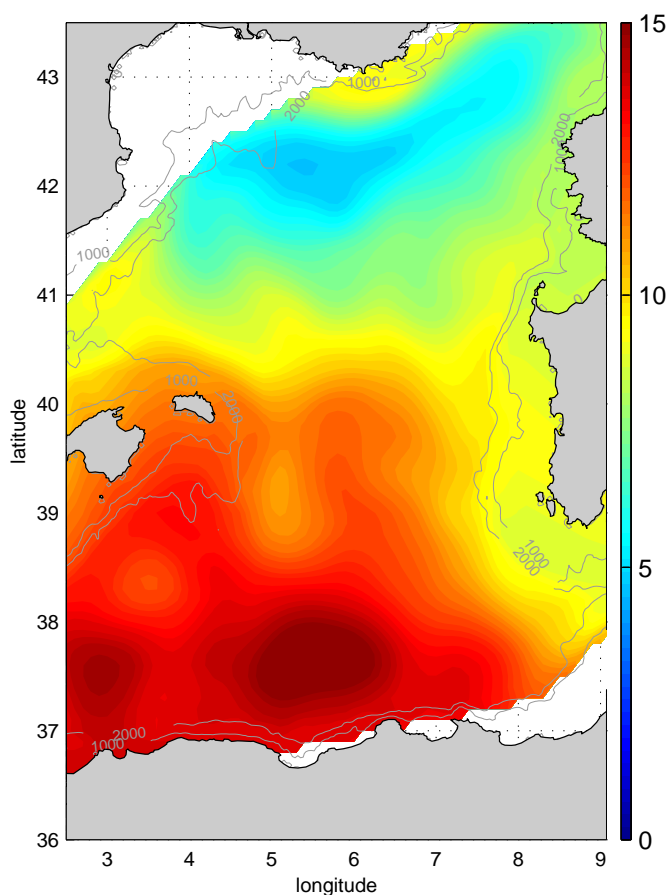


FIG. 3.14 –: Rayons internes de déformation dans le bassin algéro-Provençal (en km), d’après la climatologie issue de la base de données MEDATLAS (1er rayons de déformation calculés à partir des profils de fréquence de Brünt-Väisälä moyennés sur l’année 2000).

Du fait de la faible stratification au centre de ces tourbillons et de leurs vorticités relatives anticycloniques importantes, ces tourbillons présentent un minimum de vorticité potentielle proche de 0 dans leurs cœurs (vorticité potentielle d’Ertel : $\eta = (\zeta + f) \frac{\partial \rho}{\partial z}$).

Les caractéristiques de ces tourbillons (leurs durées de vie, leurs petits rayons, leurs vorticités anticycloniques élevées et la faible stratification de leurs cœurs de subsurface) permettent de les classer dans la catégorie des Vortex Cohérents de Submésoséchelle (SCVs) définie par *McWilliams* [1985].

3.2.2.c) Autres tourbillons de submésoséchelle

Ces deux tourbillons ne sont pas les seuls impliqués dans l’étalement des nWMDW hors de la zone de convection. En fait, les flotteurs ont révélé beaucoup de tourbillons transportant des nWMDW à grande échelle. La plus grande partie du transport fut même assurée par ces tourbillons d’après les flotteurs SOFARGOS. On peut suivre le trajet de 6 autres tourbillons transportant des nWMDW (Figs. 3.5 et 3.6). On a pu identifier des tourbillons des deux

signes (voir Tables 3.1 et 3.2) caractérisés par des températures typiques des nWMDW.

	A1	A2	A3 (SCV-N1)	A4	A5 (SCV-N2)
nb_{float}	#04, #05	#00, #11	#93, #99	#03, #89	#07
P_{float} (dbar)	1450, 1100	1400, 600	1400, 350	1400, 350	450
T (days)	3.4 ± 0.7	2.7 ± 0.6	2.8 ± 0.5	3.5	2.9 ± 0.7
u (cm.s ⁻¹)	6.2 ± 2.5	4.0 ± 3.6	8.0 ± 6.1	4.7 ± 2.3	7.2 ± 5.2
r (km)	6.4 ± 2.9	2.0 ± 2.3	5.0 ± 1.0	3.7 ± 1.5	5.2 ± 0.5
T_{obs} (days)	> 21(60)	> 21	> 150	> 4	> 150
V_{drift} (cm.s ⁻¹)	5.3 ± 2.1	6.0 ± 2.9	5.0 ± 2.3		5.2 ± 3.1
H (m)	> 400	> 800	> 1100	> 1100	
ζ (10 ⁻⁵ s ⁻¹)	-4.3	-5.4	-5.4	-4.1	-5.1
R (km)	7(≥ 7)(< 15)	5(≥ 4)(< 12)	(≥ 5)(< 13)	(≥ 4)(< 13)	(≥ 5)(< 9)
U (cm.s ⁻¹)	12	12			
R_o	-0.44	-0.56	-0.56	-0.42	-0.53
B_u			> 0.4	> 0.4	

TAB. 3.1 –: Tableau récapitulatif des caractéristiques des tourbillons anticycloniques de nWMDW. nb_{float} est le numéro des flotteurs révélant ces tourbillons, P_{float} est la profondeur de dérive des flotteurs, T est une estimation de la période de rotation, u est une estimation de la vitesse orbitale, r est la distance des flotteurs au centre, T_{obs} est la durée pendant laquelle ces tourbillons ont été observés, V_{drift} est une estimation de la vitesse de translation, H est une estimation de l'extension verticale, R est une estimation du rayon, U est une estimation du maximum de vitesse, $R_o = \zeta/f$ est nombre de Rossby associé et $B_u = (NH/2fR)^2$ est le nombre de Burger associé.

Tous les anticyclones sont très semblables du point de vue de la distribution de vitesses orbitales, du rayon, de l'extension verticale et de la période de rotation, aux 2 SCVs présentés section 3.2.2.b (Tab. 3.1). Tous les cyclones sont similaires au cyclone présenté Figure 3.15 (Tab. 3.2). Ils présentent tous (cyclones et anticyclones) un rayon de 5-10 km (plus petit que le rayon de déformation hors de la zone de convection), une anomalie de vorticité élevée ($|\zeta| \sim f/2$) et une grande extension verticale (~ 1 km).

On répartira donc tous ces tourbillons de submésoéchelle en deux classes types, celle des anticyclones et celle des cyclones de nWMDW. Les flotteurs n'ont pas montré des durées de vie aussi longues pour ces tourbillons que pour les 2 anticyclones décrits précédemment, mais les estimations de durée de vie basées sur les trajectoires de flotteurs sont seulement des limites inférieures. Aussi, les anticyclones ont potentiellement une durée de vie d'au moins 5 mois et les cyclones d'au moins 2 mois, permettant respectivement un export de nWMDW à plus de 300 et 100 km de la zone de formation.

	C1	C2	C3
nb_{float}	#05, #03	#92	#03
P_{float} (dbar)	1100, 350	350	350
T (days)	3.3 ± 0.9	2.5 ± 1.1	5.0 ± 1.5
u (cm.s^{-1})	7.6 ± 4.9	4.4 ± 2.4	6.2 ± 1.1
r (km)	4.8 ± 3.5	2.7 ± 1.4	10.1 ± 2.2
T_{obs} (days)	> 21	> 68	> 20
V_{drift} (cm.s^{-1})	5.3 ± 2.3	4.0 ± 2.2	2.1 ± 1.1
H (m)	> 800		
ζ (10^{-5}s^{-1})	4.4	5.8	3.4
R (km)	$8(\geq 8)(< 14)$	$(\geq 8)(<?)$	$(\geq 10)(<?)$
U (cm.s^{-1})	18		
R_o	0.44	0.58	0.35
B_u			

TAB. 3.2 –: Tableau récapitulatif des caractéristiques des tourbillons cycloniques de nWMDW, voir Tab. 3.1 pour les notations.

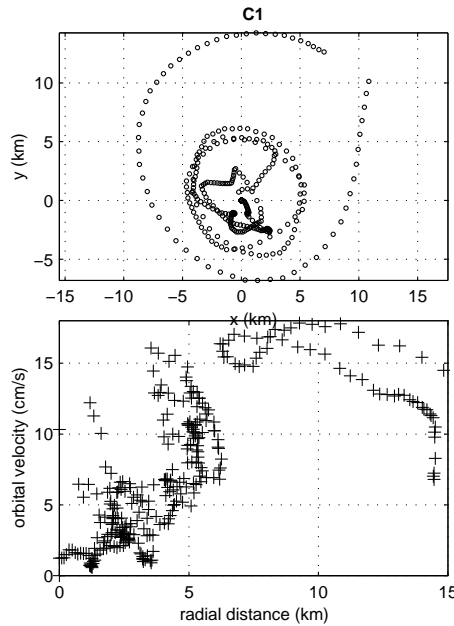


FIG. 3.15 –: (haut) positions des flotteurs #05 et #03 relatives au centre du tourbillon C1, (bas) structure radiale de vitesse orbitale.

3.2.3. Importance des tourbillons de submésoséchelle dans l'étalement des nWMDW

La quantité de nWMDW formée cet hiver est estimée à $9 \cdot 10^{12}\text{m}^3$ ou 0.3 Sv moyenné sur l'année en considérant la forme de la zone mélangée et la profondeur atteinte par le mélange vertical. On a mis en évidence que des eaux nouvellement formées sont ensuite transportées par des tourbillons de submésoséchelle hors de la zone de convection. Chaque tourbillon

représente à peu près 1 % de la production de nWMDW chaque année ce qui paraît assez faible. Mais en considérant que les flotteurs qui ont révélé ces tourbillons ont été largués dans un secteur limité de la zone mélangée (à peu près 1/5), une quantité considérable de nWMDW pourrait s'échapper de la zone de convection par ce biais. Comme *Killworth* [1979] discutant le nombre de cheminées dans la zone mélangée, on peut estimer que 25 % des nWMDW pourraient être transportées par des anticyclones et 15 % par des cyclones pour un total de 40 %.

C'est un résultat particulièrement intéressant en considérant la distance sur laquelle ces tourbillons sont capables de transporter ces eaux puisqu'ils participent ainsi à un étalement de presque la moitié des nWMDW à grande échelle.

3.3. Bassin sud en 1997/98

L'expérience lagrangienne MATER réalisée dans le bassin Algérien en 1997/98 apporte de nouveaux éléments sur le comportement à long terme des SCVs formés en zone Medoc. Sur les 15 flotteurs largués dans le bassin algérien durant cette expérience, 2 flotteurs révèlent des SCVs très similaires à ceux trouvés dans le nord. Des interactions avec un tourbillon de LIW dont l'existence est révélée pour la première fois, vont nous renseigner sur l'origine des ces SCVs du sud.

3.3.1. Tourbillon de LIW

La Figure 3.16 (I) montre 2 flotteurs (#39 et #14) largués au sud de la Sardaigne dans la veine de LIW et piégés peu après dans un tourbillon anticyclonique de mésoéchelle de subsurface (aucune signature sur les images de température de surface).

Ces deux flotteurs indiquent des températures très élevées (Fig. 3.17) pour les immersions auxquelles ils dérivait (respectivement 700 et 600 m de profondeur) et typiques des LIW observées le long de la côte de Sardaigne. Ils sont restés piégés dans ce tourbillon jusqu'au 26 décembre 1997. A cette date, deux centres de rotation sont bien identifiables (Fig. 3.16 (II)) : le flotteur #14 est resté dans ce tourbillon de LIW tandis que le flotteur #39 rejoignait un autre tourbillon S1 de bien plus petite échelle possédant des périodes de rotation bien plus courtes. Le flotteur #14 décrit toujours des boucles anticycloniques d'environ 21 jours de période jusqu'en mai 1998 (Figs. 3.16 (II) et (III)) montrant ainsi que ce tourbillon de LIW a eu une durée de vie supérieure à 5 mois.

Une estimation de la position du centre de rotation de ce tourbillon en fonction du temps donne les positions relatives des flotteurs par rapport au centre du tourbillon et conduit à la structure de vitesse orbitale présentée Figure 3.18. Ce tourbillon est caractérisé par une vorticité relative d'environ $-f/16$ ($R_o \sim -0.06$) et par un rayon de 25-30 km ce qui est confirmé par les trajectoires de flotteurs passant à 40 km du centre aux mêmes immersions que les flotteurs #39 et #14 mais non influencés par les rotations anticycloniques du tourbillon de LIW.

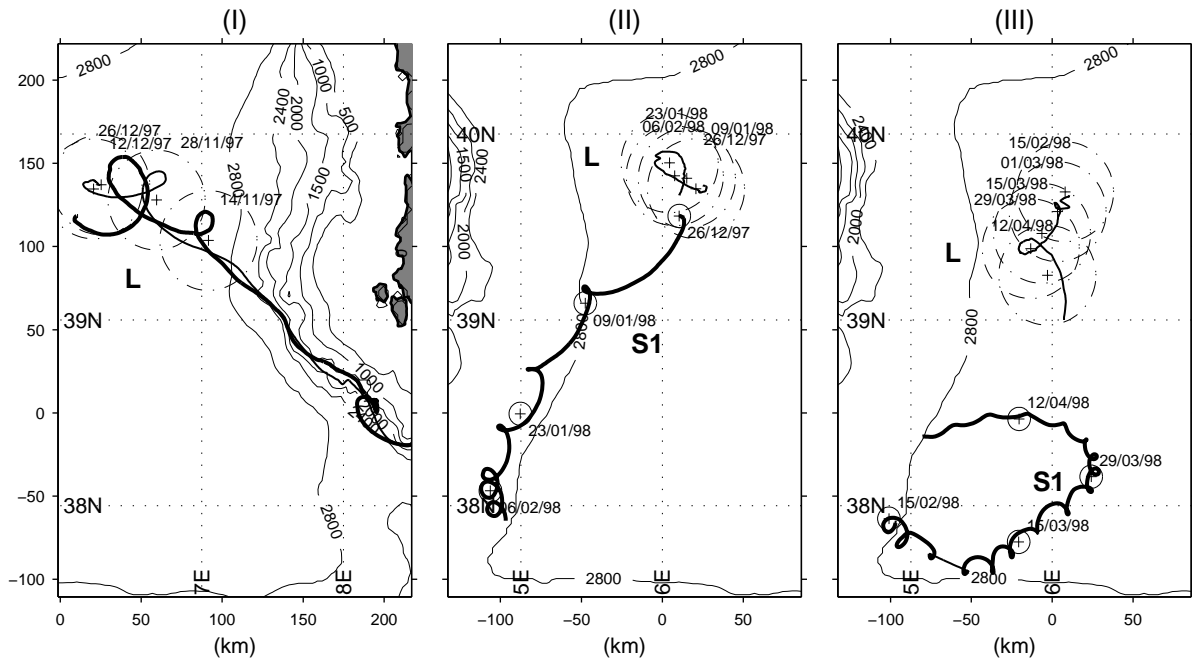


FIG. 3.16 –: Trajectoires des flotteurs #39 (trait gras) et #14 (trait fin) (I) du 01/08/97 au 26/12/97, (II) du 26/12/97 au 15/02/98 et (III) du 15/02/98 au 20/04/98.

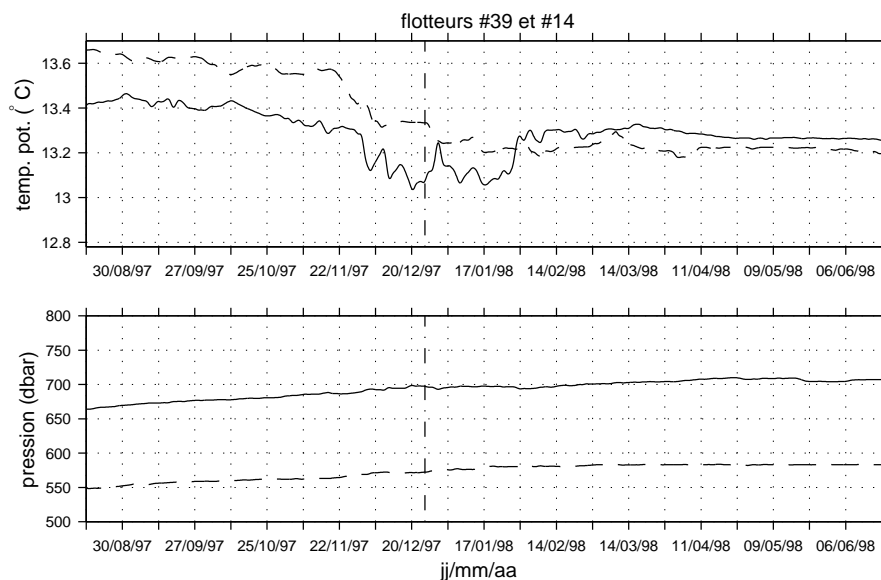


FIG. 3.17 –: Séries temporelles de température potentielle et de pression des flotteurs #39 (trait plein) et #14 (tirets).

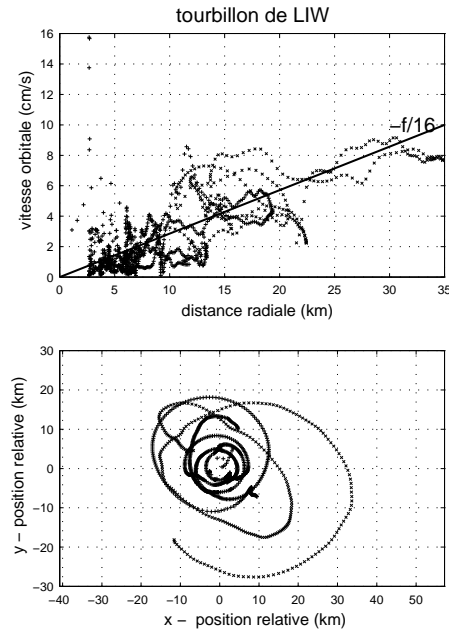


FIG. 3.18 –: (bas) positions des flotteurs #39 et #14 relatives aux centre du tourbillon de LIW, (haut) structure radiale de vitesse orbitale.

C'est la première fois qu'une structure tourbillonnaire de LIW est observée dans le bassin algérien et cela apporte des informations précieuses sur la dispersion de cette masse d'eau intermédiaire dans le bassin algérien. Il pourrait correspondre à un "Leddy" dont l'existence est suggérée par Millot [1999] mais cette hypothèse repose sur des conditions particulières de formation (voir section 1.3) que l'on discutera en section 4.2.4.b.

3.3.2. SCVs dans le bassin algérien

Le flotteur #39 quitta le tourbillon de LIW le 26 décembre 1997 pour passer sans transition dans un autre tourbillon : SCV-S1. Cette configuration semble indiquer de fortes interactions avec des échanges directs de parcelles d'eau entre ces deux tourbillons. Le flotteur #39 continua ensuite d'évoluer dans ce deuxième tourbillon jusqu'à la fin de l'expérience en juillet 1998 (Figs. 3.16 (II) et (III)).

SCV-S1 a un rayon beaucoup plus petit que le tourbillon de LIW, de l'ordre de 5 km (Fig. 3.19) ce qui est confirmé par des flotteurs dérivant à la même profondeur que le flotteur #39, qui ne sentent pas les rotations anticycloniques de SCV-S1 alors qu'ils passent à 14 km du centre (Fig. 3.20). La vorticité relative au coeur de SCV-S1 est environ $-f/2.4$ ($R_o \sim -0.4$).

Durant cette expérience, un autre flotteur (#97) révéla SCV-S2, un tourbillon similaire à SCV-S1 (Figs 3.21 et 3.19). Ce tourbillon est caractérisé par une vorticité relative au centre de $-f/3$ ($R_o \sim -0.3$), un rayon de l'ordre de 5 km (Fig. 3.20) et par une durée de vie de plus de 10 mois. Ces tourbillons ne montrèrent aucune signature sur les images de température

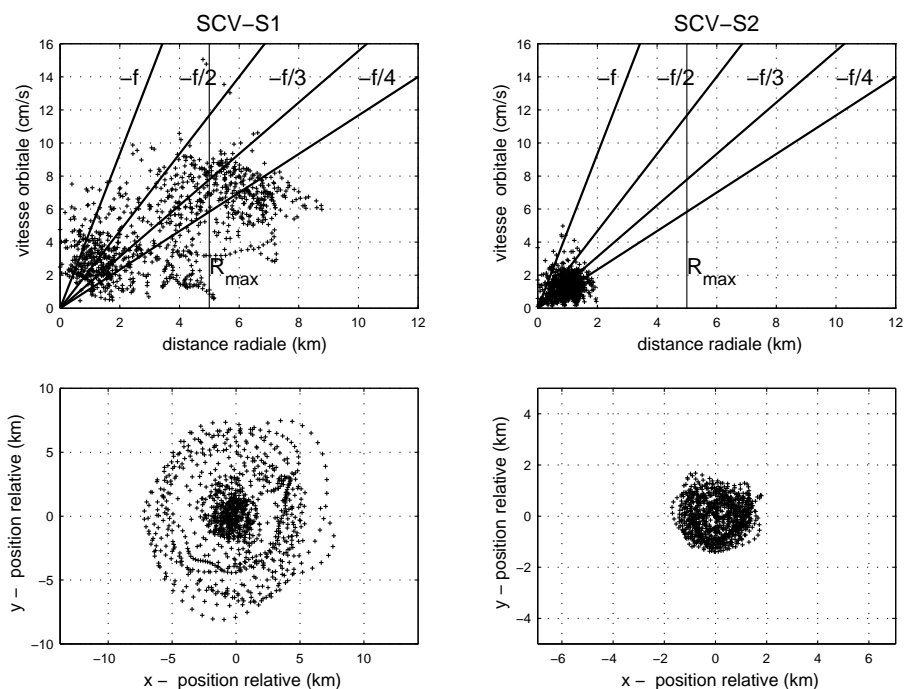


FIG. 3.19 – : (bas) positions des flotteurs #39 et #97 relatives aux centres des tourbillons A3/SCV-N1 et A5/SCV-N2, (haut) structures radiales de vitesse orbitale.

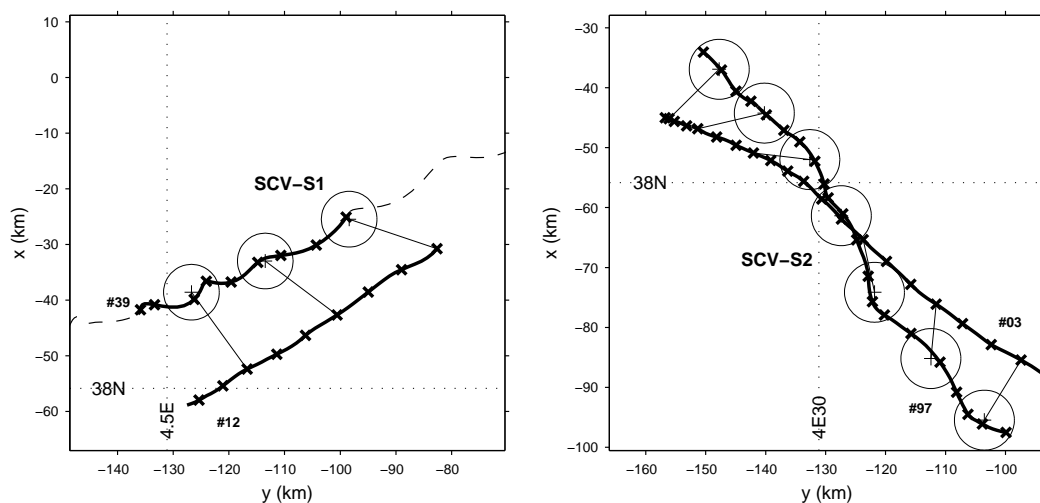


FIG. 3.20 – : Trajectoires des flotteurs #39 (700 m) et #12 (670 m) du 15/04/98 au 30/04/98. Trajectoires des flotteurs #97 (640 m) et #03 (620 m) du 03/12/98 au 23/12/98. Les \times marquent les positions chaque jour et des cercles de 5 km de rayon montrent les positions approximatives occupées par les tourbillons.

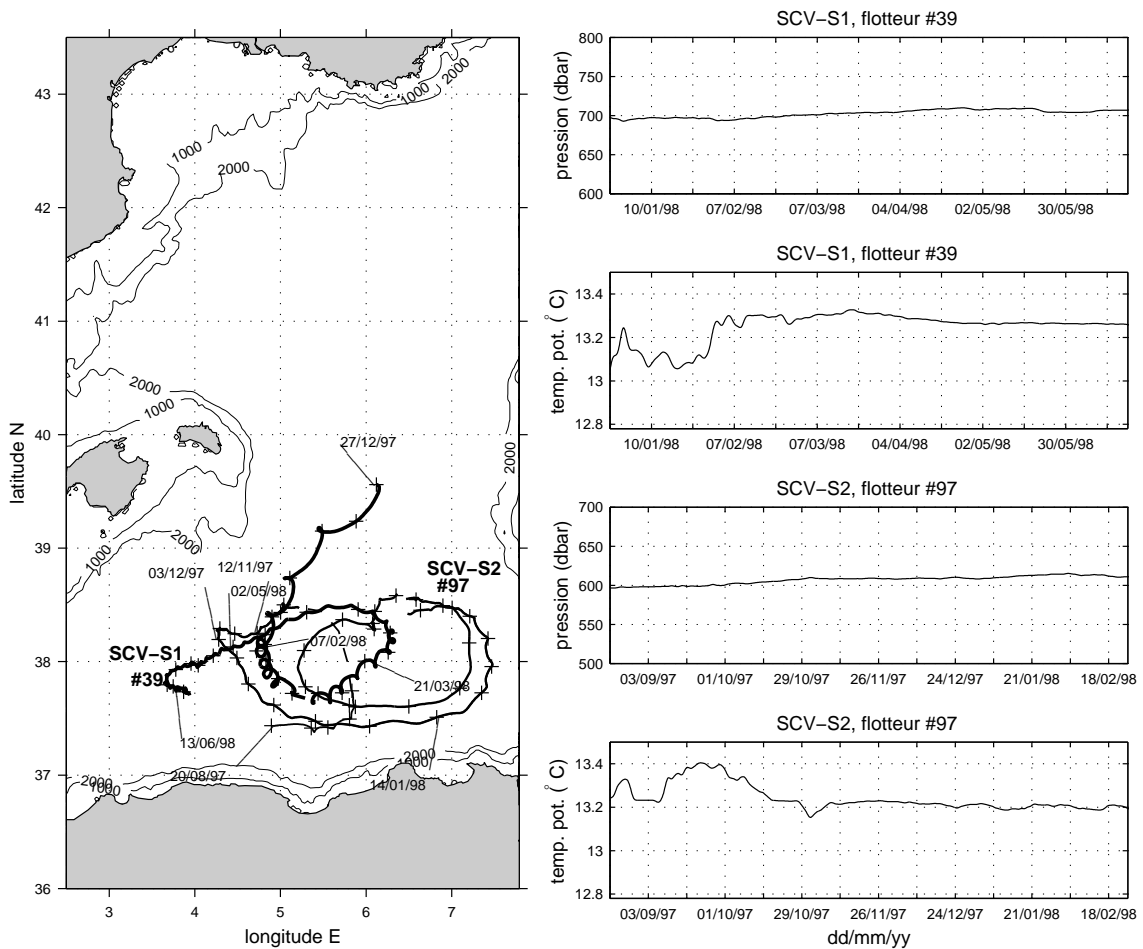


FIG. 3.21 – Trajectoires des flotteurs #39 et #97 révélant des SCVs dans le bassin algérien. Séries temporelles de température potentielle et de pression des flotteurs #39 et #97.

de surface NOAA/AVHRR.

Le rayon de ces tourbillons étant plus petit que le rayon de déformation ambiant, ils doivent être classés dans les tourbillons de submésoséchelle. Leur durée de vie importante montre leur caractère cohérent. Ces tourbillons de subsurface exhibant de plus une vorticité anticyclonique élevée, rentrent donc eux aussi dans la catégorie des SCVs de *McWilliams* [1985].

3.3.3. Origine des SCVs du sud

Si l'origine des SCVs du nord est bien établie, l'origine des SCVs du sud est moins nette. En effet, on ne peut pas directement relier ces tourbillons à la masse d'eau nWMDW (sur la base du signal en température, Fig. 3.21) comme il a été possible pour les SCVs du nord. Les flotteurs pris dans les SCVs du sud mesurent des températures plutôt "normales" à ces immersions pour le bassin algérien en 1997/98 d'après de nombreux profils CTD réalisés

durant les campagnes ELISA dans cette région (Fig. 2.3) : ils ne montrent pas aux profondeurs où ils ont dérivé (700 et 600 m) des anomalies froides en température assez significatives pour que l'on puisse directement les relier à la convection profonde. Néanmoins, un certain nombre d'indications suggèrent une origine liée à la convection profonde en zone Medoc.

3.3.3.a) Similitudes des SCVs du sud avec les SCVs du nord

La dernière position, avant sa remontée en surface, du flotteur #07 piégé dans SCV-N2 en juillet 1995, étant 39°25'N, 6°45'E, il est clair que les SCVs issus de la convection profonde sont capables d'atteindre le bassin algérien. Cette dernière position se situe à quelques kilomètres à peine de la première position de SCV-S1 répertoriée par le flotteur #39 de l'expérience MATER, 2 ans plus tard. SCV-S1 et SCV-N2 ne sont pas le même tourbillon puisqu'il y a deux ans de différence mais cela montre bien que des SCVs impliqués dans l'étalement des eaux profondes nouvelles et originaires de la zone Medoc, peuvent atteindre le bassin algérien où des SCVs sont aussi observés.

De plus, les SCVs du sud et du nord sont très similaires, plus spécialement en termes d'échelle horizontale (rayon de 5 km) et de vorticité (vorticité relative de $-f/3$ à $-f/2$). Il faut surtout souligner le caractère de submésoséchelle commun à ces tourbillons puisque leur rayon est plus petit que le rayon de déformation ambiant (15-20 km) en dehors de la zone de convection proprement dite.

3.3.3.b) Modèle diffusif

Si l'on fait l'hypothèse que ces flotteurs ont été piégés dans des SCVs issus de la convection profonde et qui auraient atteint le bassin algérien, ils auraient échantillonné alors leur partie supérieure en dérivant à 600-700 m de profondeur. Cette partie est plus exposée aux variations de température que la partie inférieure à cause des gradients horizontaux de température qui sont plus forts entre la nWMDW et la LIW qu'entre la nWMDW et la WMDW. Cela expliquerait pourquoi une origine convective de ces tourbillons (qui devrait être révélée par des anomalies froides à ces profondeurs) n'est pas vraiment discernable sur les séries temporelles de température rapportées par les flotteurs dérivant à 600-700 m de profondeur.

Pour tester cette hypothèse, on a construit un modèle diffusif simple. On a créé des champs de température potentielle par analyse objective en utilisant 400 stations CTD réalisées en mer Méditerranée occidentale entre juillet 1994 et avril 2000 (SOFARGOS; ELISA; NORBAL). Ce champ représente une climatologie de la mer Méditerranée occidentale sur ces 6 années avec une résolution horizontale de 10 km sur 53 niveaux (Fig. 3.22). Il est utilisé pour simuler l'évolution de la température d'une parcelle de fluide passive ($\frac{dT}{dt} = \kappa \nabla^2 T$) dans le champ "climatologique". Elle est caractérisée par une température potentielle initiale de 12.9°C et un volume similaire à un SCV, et suit des trajectoires réelles de SCVs révélées par les flotteurs SOFARGOS et MATER. Les résultats de ce modèle diffusif pourront alors être comparés aux vraies mesures de température.

Cette comparaison a pour but de répondre à la question suivante : est-il plausible que des SCVs observés dans le bassin algérien puissent provenir du nord du bassin et soient formés par la convection profonde en hiver tout en exhibant des températures aussi élevées à 600-700 m de profondeur ?

On supposera donc que SCV-S1 et SCV-S2 ont quitté la zone Medoc en février 1997 (ce qui sera l'origine de temps des simulations) comme ce qui a été observé réellement pour SCV-N1 en février 1995.

Les trajectoires que l'on a utilisées pour les simulations sont présentées Figure 3.22 (chemin 1 et chemin 2). Elles ont été construites en utilisant de vraies trajectoires de SCVs des 2 expériences SOFARGOS 1994/95 et de MATER 1997/98 : les séries temporelles des centres de tourbillons ont été concaténées en supposant que les portions de trajectoires déduites des vrais flotteurs SOFARGOS en 1995 auraient été les mêmes en 1997, 2 ans plus tard, de manière à combler l'écart entre les expériences SOFARGOS et MATER.

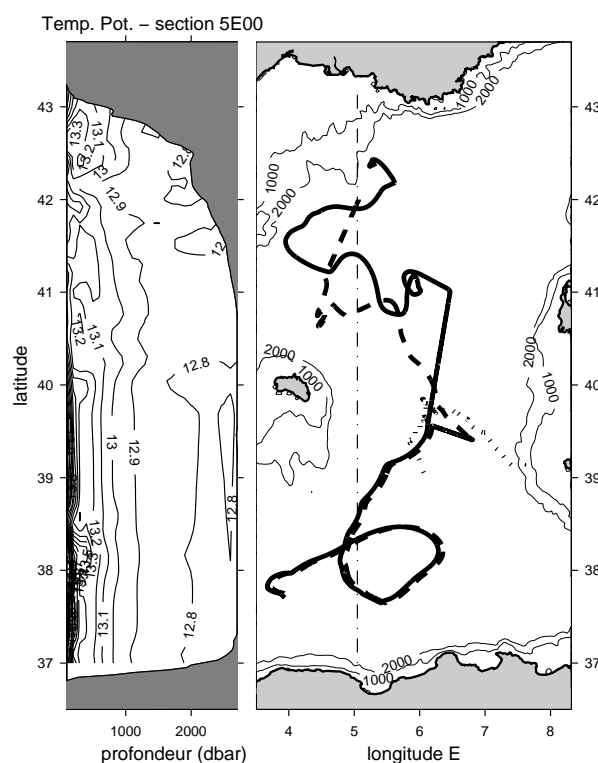


FIG. 3.22 –: Section méridienne de température potentielle dans le champ “objectif” utilisé pour les simulations. Chemins des tourbillons utilisés pour simuler l'évolution de la température dans un SCV (chemin 1 ou 2, trait plein ou tirets respectivement) venant du nord ou dans un tourbillon de LIW (chemin 3, pointillé) venant de l'écoulement le long du talus sarde.

Le chemin 1 a été construit avec les positions des centres de SCV-N1 et de SCV-S1 et le chemin 2 avec les positions des centres de SCV-N2 et de SCV-S1. Les trous ont été comblés en interpolant linéairement.

Le champ de température “objectif” couvre les deux expériences et présente une certaine variabilité spatiale de mésoéchelle représentative de la mer Méditerranée occidentale dans les années 1994-2000, la distance de corrélation utilisée pour l’analyse objective étant de 40 km. Pour comparer les résultats des simulations avec les séries temporelles issues des vrais flotteurs, ces dernières sont juste ramenées sur l’échelle fictive de temps qui a été utilisée pour les simulations et qui fait coïncider les 2 jeux de données.

Pour initialiser les simulations, on a choisi un profil de température constant (12.9°C typique des nWMDW) entre 350 et 1950 m de profondeur avec des eaux stratifiées au dessus et en dessous. En considérant un pas de temps de 4 heures, un coefficient de diffusion horizontale de $2\text{ m}^2.\text{s}^{-1}$ et une diffusion verticale de $2\cdot 10^{-4}\text{ m}^2.\text{s}^{-1}$ qui sont des valeurs communément trouvées dans la littérature (*Hebert et al.* [1990]), l’évolution de la température à l’intérieur d’un SCV suivant le chemin 1 ou le chemin 2 peut être obtenue. La sensibilité de ces simulations aux coefficients de diffusion est assez faible tant que l’on reste avec une diffusion horizontale $O(1\text{ m}^2.\text{s}^{-1})$ et verticale de $O(1\cdot 10^{-4}\text{ m}^2.\text{s}^{-1})$. La Figure 3.23.b montre la structure verticale du SCV simulé, en fonction du temps. Chaque sous-figure correspond à une période de 60 jours. Tous les profils durant cette période ont été tracés. Sur ces profils on a aussi tracé à titre de comparaison les valeurs de contrôle de température potentielle aux pressions de contrôle. L’évolution dans le temps des températures potentielles de contrôle et simulées a aussi été tracée Figure 3.23.a.

Les tendances générales sont assez bien reproduites par le modèle diffusif pour la première partie de la simulation (celle correspondant aux données de SOFARGOS). De plus, on peut remarquer que la température qu’un SCV devrait avoir en entrant dans le bassin algérien est en bon accord avec la seconde partie des valeurs de contrôle (correspondant aux flotteurs MATER).

La même expérience a été conduite pour le chemin 2 (Fig. 3.24) et montre que ce scénario est assez robuste, les tendances générales étant encore en bon accord avec les valeurs de contrôle. Il apparaît que la signature en température de l’origine convective d’un SCV disparaît peu à peu le long de son trajet et ne serait plus vraiment sensible à 600-700 m de profondeur après 150 jours.

Ainsi, l’évolution dans le temps (dans le champ de température “objectif”) de la structure verticale de température simulée d’un SCV (initialement à environ 12.9°C sur toute sa hauteur) indique que les SCVs que l’on a découverts dans le bassin algérien pourraient avoir été générés l’hiver précédent dans la zone Medoc. Elle peut s’interpréter comme suit : la partie supérieure du SCV est réchauffée par les LIW chaudes qui l’entourent et la partie inférieure du SCV est refroidie par les eaux profondes anciennes un peu plus froides (12.8°C). De cette manière, si les signaux en température rapportés par les flotteurs #39 et #97 (évoluant respectivement dans SCV-S1 et SCV-S2) ne peuvent pas prouver une origine liée à la convection profonde en zone Medoc, ils ne sont du moins pas en contradiction avec cette hypothèse. Il faut noter toutefois que la variabilité superposée aux tendances générales sur les séries de “contrôle” est mal reproduite par le modèle diffusif qui montre des séries

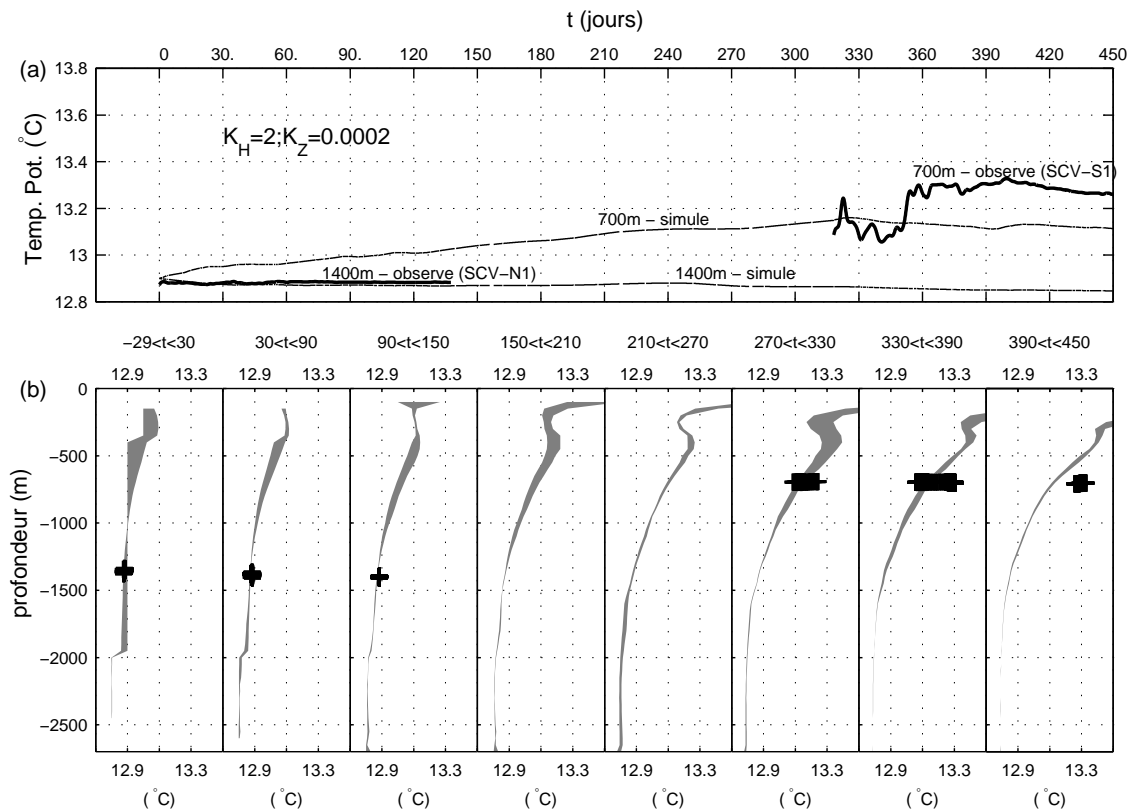


FIG. 3.23 –: (a) Comparaison entre les séries temporelles de “contrôle” et simulées aux mêmes immersions dans un SCV qui suit le chemin 1 (Fig. 3.22). (b) Evolution de la structure verticale de température simulée (une sous-figure tous les 60 jours) avec les valeurs de “contrôle” (+).

temporelles très lisses même en considérant la variabilité du champ “objectif”. En réalité ces processus de restratification et de décharge de nWMDW ont lieu sur de courtes échelles de temps et localement, alors que les nWMDW dans leurs cœurs sont relativement protégées de l’extérieur par les barrières dynamiques résultant de leur structure en vorticité (qui n’est pas représentée dans le modèle diffusif). Le modèle représente l’effet intégré de ces processus rapides.

3.3.3.c) Présence de nWMDW à proximité du tourbillon de LIW

SCV-S1 a rencontré, au début de l’expérience MATER, le tourbillon de LIW et des interactions tourbillon-tourbillon en ont découlé. En effet, le passage sans transition du flotteur #39 initialement pris dans le tourbillon de LIW dans SCV-S1, montre une incorporation d’eau du tourbillon de LIW par SCV-S1. En continuant dans cette hypothèse d’interaction, SCV-S1 venant du nord aurait en échange transmis de la nWMDW au tourbillon de LIW.

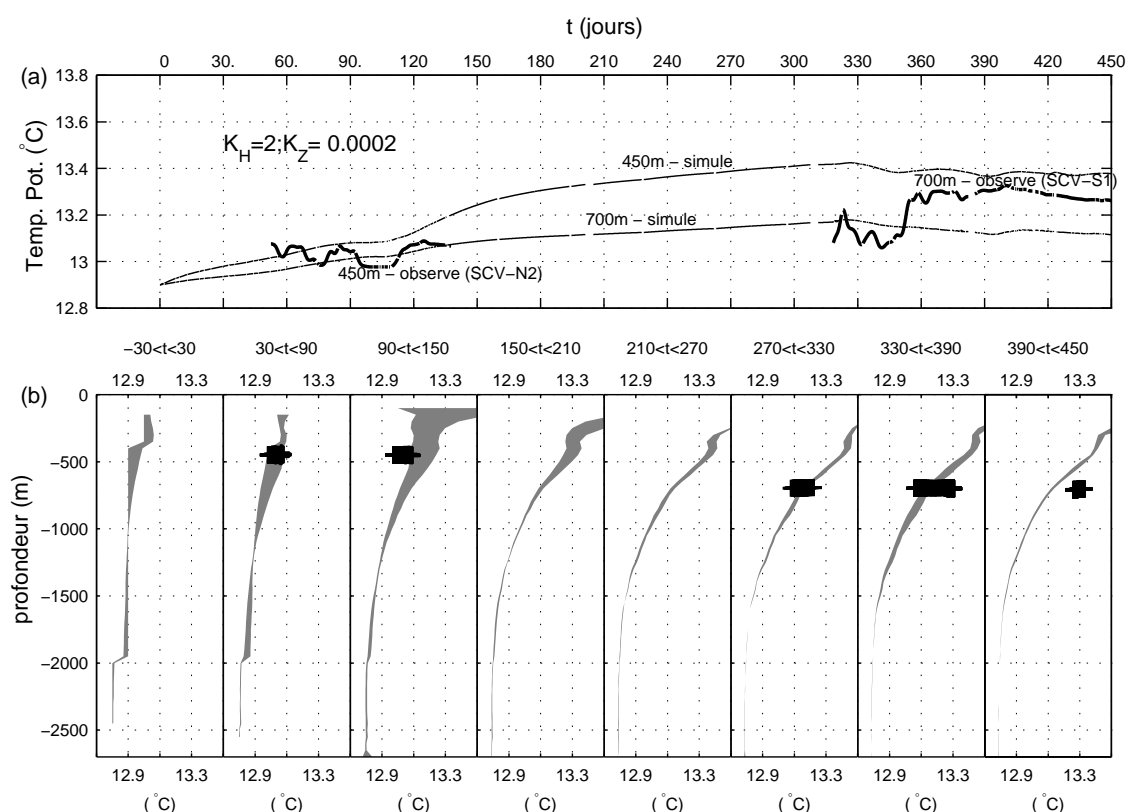


FIG. 3.24 –: (a) Comparaison entre les séries temporelles de “contrôle” et simulées aux mêmes immersions dans un SCV qui suit le chemin 2 (Fig. 3.22). (b) Evolution de la structure verticale de température simulée (une sous-figure tous les 60 jours) avec les valeurs de “contrôle” (+).

Une autre expérience de simulation a donc été réalisée pour le tourbillon de LIW (Fig. 3.22, chemin 3). On a initialisé le tourbillon de LIW avec un profil typique de la veine de LIW qui s’écoule le long de la Sardaigne. Ce modèle diffusif représente bien la lente diminution de la température lors des 50 premiers jours (Fig. 3.25) en utilisant les mêmes coefficients de diffusion et le même champ “climatologique”. Cependant il ne peut expliquer la forte chute de température observée au jour 288 ($\sim -0.2^\circ\text{C}$ par rapport aux valeurs simulées).

Cela renforce l’hypothèse faite précédemment : cette diminution de température est due à une structure particulièrement froide à cette profondeur de 600 m (absente du champ “climatologique”) interagissant fortement avec le tourbillon de LIW chaud.

Les mesures de température des flotteurs #39 et #14, confirment cela. En effet, sur les signaux de température à haute fréquence non filtrés (des valeurs toutes les 4 heures) collectés au moment où les flotteurs #39 et #14 sont pris dans le tourbillon de LIW, il apparaît que le flotteur #39 a mesuré sans aucun doute des températures typiques des nWMDW à la périphérie du tourbillon de LIW juste avant de passer dans SCV-S1 (cf Figure 3.26).

Initialement, les flotteurs pris dans le tourbillon de LIW évoluaient de manière quasi

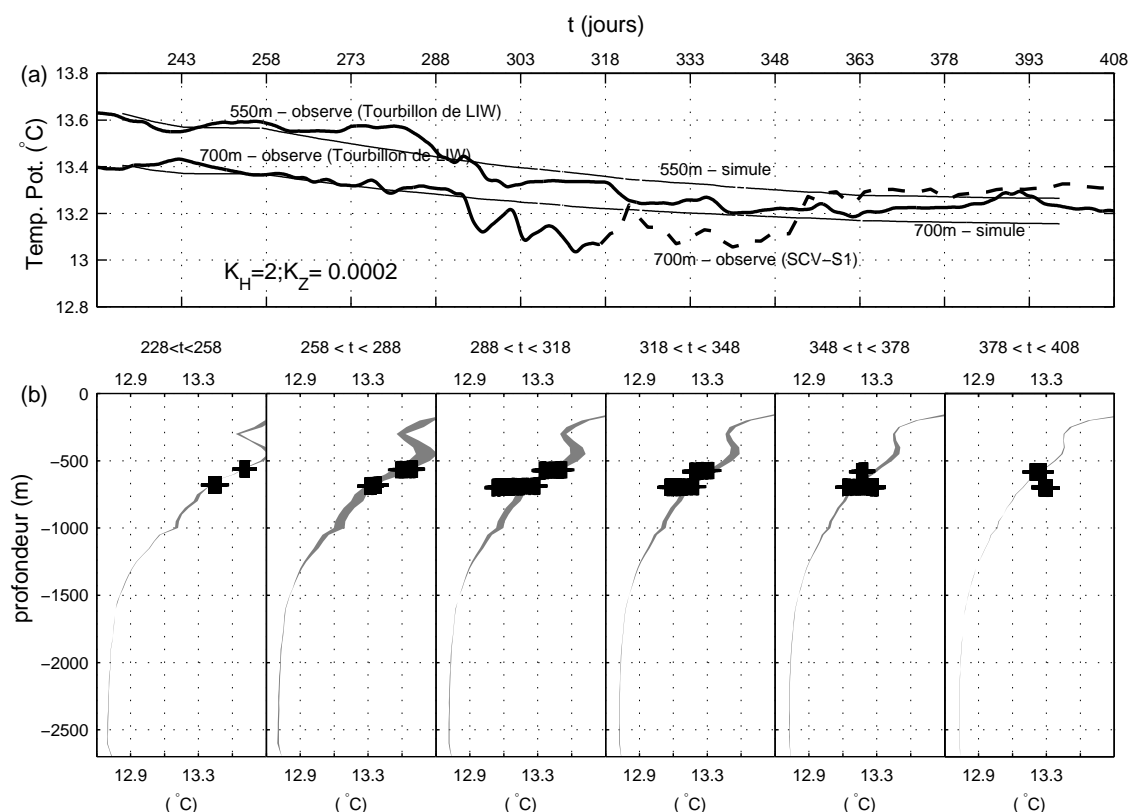


FIG. 3.25 –: (a) Comparaison entre les séries temporelles de “contrôle” et simulées aux mêmes immersions dans un SCV qui suit le chemin 3 (Fig. 3.22). La partie eb tirets des températures de contrôle correspond à l’évolution du flotteur #39 une fois qu’il a quitté le tourbillon de LIW. (b) Evolution de la structure verticale de température simulée (une sous-figure tous les 60 jours) avec les valeurs de “contrôle” (+).

diamétralement opposée puis, à partir du 8 décembre le flotteur #14 commence à se rapprocher du centre du tourbillon tandis que le flotteur #39 s’en éloigne. Les variations haute fréquence sur les signaux de température indiquent des échanges à haute fréquence (spatiale ou temporelle) entre le tourbillon de LIW et le milieu extérieur. Alors qu’ils sont situés à la même distance du centre, les flotteurs mesurent des variations haute fréquence de même amplitude puis, lorsque le flotteur #14 se rapproche du centre, il évolue dans un milieu moins sujet à ces variations (il mesure une température quasi constante de 13.32°C), tandis que le flotteur #39 évoluant plus à la périphérie du tourbillon subit de très fortes variations en température ($\pm 0.1^\circ\text{C}$). Autour du 21 décembre, le flotteur #39 mesure même pendant 16 heures, des températures exceptionnellement basses pour cette immersion dans ce bassin (12.95 – 12.97°C). Ces températures sont vraiment typiques des nWMDW à 700 m de profondeur et une telle présence de nWMDW ne pourrait s’expliquer ici, dans l’état actuel des connaissances sur l’étalement des eaux profondes nouvelles, qu’advectée de la zone Medoc par un SCV qui aurait atteint cette région. Quelques jours plus tard, le 26 décembre 1997, de fortes interactions entre le tourbillon de LIW et SCV-S1 apparaissent clairement, une

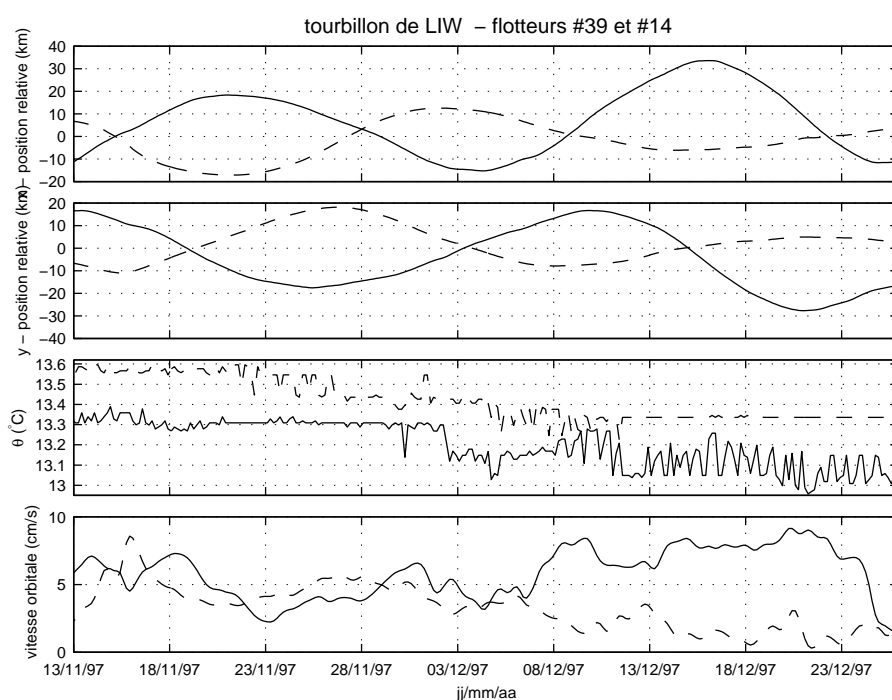


FIG. 3.26 – : Séries temporelles de température potentielle, de vitesses orbitales et les positions des flotteurs #39 (trait plein) et #14 (tirets) par rapport au centre du tourbillon de LIW.

parcelle d'eau (le flotteur #39) passant directement du tourbillon de LIW à SCV-S1).

Si SCV-S1 était formé lors de la convection profonde en zone Medoc, cela pourrait ainsi expliquer ces températures exceptionnellement froides mesurées autour du 21 décembre à la périphérie du tourbillon de LIW (ce type de fortes interactions entre tourbillons aurait pu commencer juste un peu avant que le flotteur #39 ne soit effectivement pris dans SCV-S1).

3.3.3.d) Discussion

McWilliams [1985] souligne que les SCVs présentent des anomalies de vorticité potentielle extrêmes comparées au champ ambiant. Ainsi les sites de formation des SCVs doivent présenter soit une vorticité relative anticyclonique très forte soit une faible stratification ou encore les deux. Il a examiné beaucoup de possibilités de formation pour les SCVs: la séparation d'un tourbillon de plus grande échelle, la concentration de vorticité, des instabilités de courants, la friction sur la topographie... mais arrive à la conclusion que les SCVs sont plus vraisemblablement formés par mélange diapycnal puis par ajustement cyclostrophique (*McWilliams* [1988]).

La principale cause de mélange diapycnal est le forçage atmosphérique, plus spécialement dans les régions où ce mélange entraîne de la convection. D'après *McWilliams* [1985], le "subthermocline LDE SCV" découvert au milieu de l'océan Atlantique (à environ 30°N, 70°W) aurait été formé en Mer du Labrador durant les événements de convection profonde.

Il a suggéré ainsi qu'un étalement à grande échelle des eaux profondes nouvelles par des SCVs pouvait aussi s'appliquer au cas de la convection profonde en mer du Labrador. *Gordon* [1978] a également observé dans le gyre de Weddel un tourbillon de grande extension verticale et de petit rayon composé d'eaux profondes nouvelles qui aurait survécu pendant l'été montrant ainsi une durée de vie du même ordre que celles observés pour les SCVs en Méditerranée. En fait, les SCVs sont capables d'évoluer très loin de leur zone de formation à cause de leur longue durée de vie et leur origine doit être cherchée loin de l'endroit où ils sont observés. De la même manière, une origine des SCVs du sud liée à la convection profonde en zone Medoc semble une hypothèse intéressante.

Une convection intermédiaire pourrait aussi former des SCVs mais en considérant que les SCVs du sud ont été révélés par des flotteurs situés à 600-700 m de profondeur, une formation locale dans le bassin algérien par mélange hivernal est exclue, la couche de mélange n'atteignant pas cette profondeur dans cette région en hiver. Il pourrait y avoir d'autres causes de mélange diapycnal que le forçage atmosphérique, mais cela semble peu probable dans notre cas. Un écoulement d'eaux denses le long d'une pente continentale (cascade) pourrait entraîner du mélange dyapycnal. Cela pourrait concerner les Meddies évoluant dans l'océan Atlantique, formés au détroit de Gibraltar et composés d'eau Méditerranéenne mais les gradients de densité en mer Méditerranée occidentale ne permettent pas de telles cascades le long de la pente continentale. Enfin, une couche limite peut former des SCVs en se détachant d'une paroi mais ce mécanisme requiert un puissant courant qui se sépare de la côte avec une couche limite présentant une vorticité relative encore plus basse que $-f$ (*D'Asaro* [1988]) ou l'injection par le bas d'eaux hydrothermales (*D'Asaro et al.* [1994]) or, il n'y a pas de telles configurations en mer Méditerranée occidentale.

En se basant sur des expériences sur table tournante, *Hedstrom & Armi* [1988] prédisent que la vorticité anticyclonique et la hauteur des SCVs doivent diminuer avec le temps. Ils suggèrent aussi que le rayon doit rester constant jusqu'à la dissipation du SCV intervenant par des fuites au niveau du plan équatorial du SCV. C'est cohérent avec le fait que les SCVs du sud et du nord présentent à peu près le même rayon mais les données que nous avons ne nous permettent pas de détecter de tendance dans l'évolution de la vorticité relative ou de la hauteur et aucune indication sur la dissipation des SCVs n'a pu être observ e. Notons tout de même que les SCVs du sud présentent des vorticités anticycloniques moins  lev es que ceux du nord. Cela reste néanmoins un argument discutable, puisque les SCVs du nord et du sud ont été échantillonnés à des profondeurs différentes et qu'on a vraiment peu d'information sur la structure verticale en vorticité de ces objets.

3.4. Formation des tourbillons de nWMDW de submésosé- chelle

3.4.1. Mélange

La première observation des tourbillons de nWMDW en phase de post-convection ne signifie pas qu'ils se soient formés à ce moment-là. En particulier, comme leurs cœurs sont constitués de nWMDW (très homogène), du mélange dyapycnal est responsable de leurs structures. Il a eu lieu 1 mois avant les premières observations de tourbillons de nWMDW. Dans le cas de la convection profonde plusieurs candidats seraient possibles (plumes, déferlement d'ondes internes, voir section 1.4.2) mais d'autres mécanismes doivent être invoqués pour expliquer que des nWMDW se retrouvent ainsi isolées dans le cœur de tels tourbillons de subsurface.

3.4.2. Préconditionnement

Les trajectoires de flotteurs ont révélé une activité tourbillonnaire très riche à 5-10 km d'échelle horizontale dans la zone de convection après le mélange vertical. L'instabilité barocline du courant Liguro-Provençal (voir section 1.3) participe à cette activité : des structures de mésoéchelle se détachent de ce courant de bord pour aller vers l'intérieur du bassin. Mais l'instabilité barocline peut se développer partout ailleurs à l'intérieur du gyre (à partir du moment où les isopycnes sont penchées) et participer aussi à cette activité.

Gaillard et al. [2000] décrivent des tourbillons plus grands O(30-40) km durant la phase de post-convection. Cependant, en utilisant un filtre de Kalman pour intégrer un jeu de données regroupant de la tomographie acoustique et un nombre limité de flotteurs et de courantomètres, ils ne pouvaient pas résoudre des échelles aussi petites que 5 km. Cependant, la conclusion principale de *Gaillard et al.* [2000] est qu'ils ont observé de nombreux tourbillons (de surface et profonds) partout dans la zone de convection avant, pendant et après le mélange vertical. Puisque les tourbillons peuvent localement preconditionner la convection profonde (voir section 1.4.1), on doit prendre en compte ce champ tourbillonnaire très riche pour comprendre la formation des cyclones et des anticyclones de nWMDW.

De plus, la durée de vie des anticyclones étant supérieure à une année, ces tourbillons pourraient survivre d'une année sur l'autre et revenir dans la zone de convection l'année d'après. Ainsi ils introduiraient un effet de "mémoire" dans l'océan en preconditionnant la convection profonde l'année d'après. Cela implique aussi qu'il est très difficile d'évaluer une date de formation pour ces tourbillons. Ils pourraient être formés durant les épisodes de convection profonde de l'année précédente et régénérés par les événements de convection de cette année.

3.4.3. Instabilité barocline

3.4.3.a) Observations in situ

Juste après les événements de convection profonde et avant l'étalement des eaux nouvelles hors de la zone de convection, les flotteurs ont indiqué des échanges entre la zone mélangée et les eaux ambiantes à travers la zone de transition.

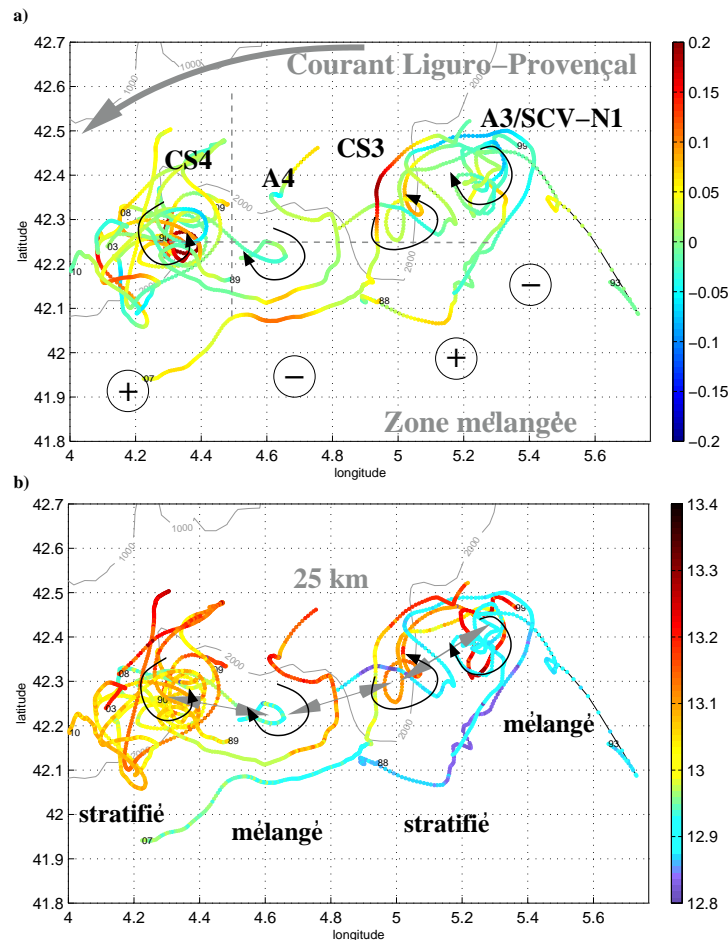


FIG. 3.27 –: Trajectoires de quelques flotteurs entre le 15/02/95 et 03/03/95 coloriées par la vitesse verticale (bas) et la température potentielle (haut).

Les Figures 3.27.a et 3.27.b montrent un zoom de quelques trajectoires de flotteurs dérivant dans la zone de transition en février 1995. On voit une alternance de pôles stratifiés et mélangés qui s'organisent le long des contours bathymétriques. Au dessus de 1000m de profondeur, les eaux mélangées sont plus froides que les stratifiées ambiantes et c'est le contraire en dessous (voir section 3.1.2). De petits tourbillons cycloniques et anticycloniques sont pris dans ces pôles qui ont respectivement des tendances positives et négatives sur la vitesse verticale (de l'ordre de 1mm/s, filtrée pour enlever le signal dû aux ondes d'inertie-gravité). A ces profondeurs, les eaux stratifiées tendent à remonter vers la surface et les eaux nouvelles à plonger. La distance entre les centres des tourbillons est plutôt régulière, autour de 25 km.

Sur la section CTD Figure 3.3.b faite fin janvier à cet endroit, on retrouve cette alternance d'eaux stratifiées et mélangées. L'échelle de longueur associée à ces interpénétrations est en bon accord avec ce qui est révélé par les flotteurs bien que l'espacement d'environ 10 km entre les stations soit certainement trop grand pour échantillonner cela correctement.

Une distribution radiale de vitesses orbitales d'un de ces cyclones est présentée Figure 3.28. L'autre cyclone présent sur cette Figure a été moins bien échantillonné mais semble similaire à celui-ci (échelle de temps et horizontale comparables).

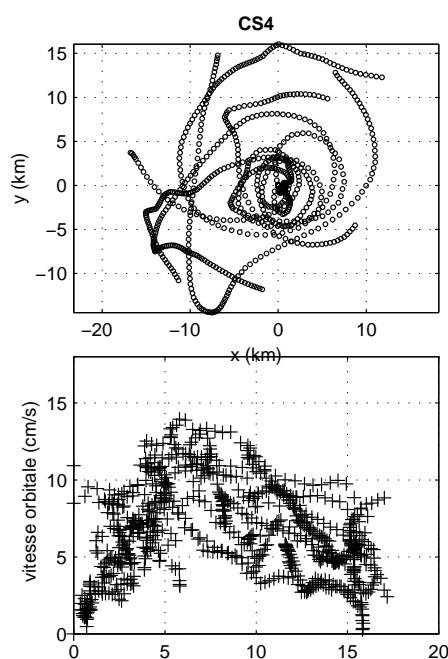


FIG. 3.28 –: Positions de flotteurs relatives au centre d'un cyclone stratifié participant à la restratification de la zone mélangée. Structure radiale de vitesses orbitales correspondante.

C'est la première observation des 2 anticyclones A3/SCV-N1 et A4 aux caractéristiques semblables et dont une distribution radiale de vitesse orbitale typique est présentée Figure 3.12. Ils ont été suivis par la suite et ont transporté des nWMDW hors et loin de la zone de convection. En fait, cette structure (cyclone-anticyclone-cyclone-anticyclone) suggère un schéma d'instabilité barocline (que l'on vérifiera dans la prochaine section) et cela apporte peut-être des éléments sur la formation des tourbillons de nWMDW. Ce schéma d'instabilité barocline a déjà été mentionné dans la littérature (voir *Killworth* [1976], *Gascard* [1978], *Hermann & Owens* [1993], *Madec et al.* [1991] et *Jones & Marshall* [1997]) pour les échanges latéraux entre la zone mélangée et les eaux avoisinantes mais jamais observé si précisément in situ.

3.4.3.b) Modèle linéaire

Un modèle simple d'instabilité barocline a été appliqué à cette région, motivé par cette observation. Pour caractériser les instabilités dues à la situation frontale entre la zone mélangée et les eaux stratifiées autour, on utilise le modèle de *Phillips* [1954] (voir section C.3.d pour plus de détails sur le modèle de Phillips). On y a inclus un effet topographique pour vérifier l'importance de la pente du fond dans la zone Medoc. Dans ce modèle l'effet topographique est linéarisé comme un effet β : $\|\beta_T\| = \frac{f_0}{H_0} \|\nabla h\| \sim O(10^{-9} - 10^{-10})$. L'effet β -planétaire $\sim O(10^{-11})$ est donc négligé.

Dans le cadre d'une approximation quasi-géostrophique et un modèle d'océan dans un canal à deux couches, on utilisera des valeurs typiques de la zone de transition (Fig. 3.29). La 1ère couche couvre 0-500 m et la 2ème couche 500-2200 m de profondeur. La pente de l'interface est de 1 à 3 % et le rayon de déformation de 5 km. Avec ce modèle linéaire qui présente un certain nombre de limitations, on obtient une échelle de 50km (cette distance dépend surtout du rayon de déformation de la zone) pour la longueur d'onde de l'onde la plus instable. Cela est en bon accord avec les observations in situ, la distance entre les centres de deux tourbillons de signe opposés étant d'environ la moitié.

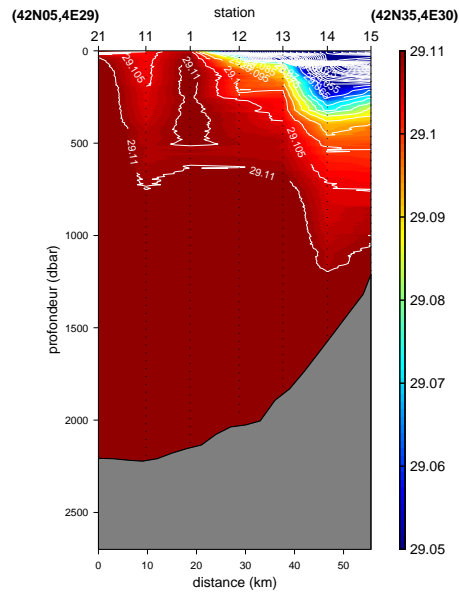


FIG. 3.29 –: Section méridienne vers $4^{\circ}30'E$ de densité potentielle correspondant à la section Figure 3.3.a

3.4.3.c) Discussion

La zone de transition qui sépare les eaux mélangées des eaux stratifiées à l'extérieur et où se développe de l'instabilité barocline est bien documentée par les CTD et les flotteurs juste après les événements violents de convection profonde. L'instabilité barocline associée

à la convection profonde a déjà été proposée par *Gascard* [1978] basé sur des observations dans le golfe du Lion en mars 1975. Ses observations sont très semblables aux nôtres. Début mars 1975, un tourbillon cyclonique C75 de 10 km de diamètre et de 2-3 jours de période a été observé avec des flotteurs isobares à 600, 1000 et 1200 m de profondeur. Il était centré vers 42°05'N, 4°30'E ce qui était au sud de la zone mélangée cette année. En même temps, une circulation anticyclonique A75 apparût à 20 km à l'ouest du centre de ce tourbillon cyclonique. Ces observations antérieures sont très similaires aux tourbillons associés par paires de signe opposé observés durant SOFARGOS. Les échelles de temps et d'espace de A75-C75 étaient aussi en accord avec un modèle simple d'instabilité barocline (*Tang* [1975]) mais sans effet β_T . En 1995, l'instabilité barocline apparût plus frontale (comme en 1975, *Gascard* [1978]) que reliée à une structure circulaire instable (*Saunders* [1973], *Gascard & Clarke* [1983] et *Gaillard et al.* [1997]).

L'instabilité barocline participe de manière convaincante localement (a) à l'étalement et à la plongée des nWMDW en induisant des vitesses verticales négatives dans les pôles anticycloniques de l'onde instable (qui se déplacent vers l'extérieur de la zone mélangée) et (b) à la remontée en surface des eaux stratifiées dans les pôles cycloniques (qui se déplacent vers le centre de la zone de convection) au dessus des nWMDW.

Les 2 anticyclones de nWMDW qui ont été observés pour la première fois pris dans un schéma d'onde décrit section 3.4.3 (Fig. 3.27), ont été suivis par la suite et ont participé à l'export de nWMDW hors de la zone de convection. Il semble donc que la formation des anticyclones de nWMDW soit liée à l'instabilité barocline. Cependant, la formation de ces tourbillons ne peut être expliquée par le modèle quasi-geostrophique très simple de *Phillips* [1954] qui ne peut rendre compte de l'instabilité pleinement développée, de conditions initiales moins lisses ou de l'action du forçage atmosphérique.

Par ailleurs, cette observation a eu lieu mi-février (environ 1 mois après les valeurs maximales du forçage atmosphérique), lorsque les flux de l'océan vers l'atmosphère étaient faibles (à peu près $-100 W.m^{-2}$, Fig. 3.1). On a donc une période de 1 mois entre cette première observation et le mélange diapycnal formant la masse d'eau qui compose les cœurs des 2 anticyclones pris dans l'onde instable: ils pourraient s'être formés bien avant mi-février et d'autres processus que l'instabilité barocline pourraient opérer.

D'autres structures dipolaires similaires ont pu être observées dans la zone de transition et sont présentées Figures 3.30 et 3.31 indiquant que l'association de tourbillons cycloniques et anticycloniques est un phénomène courant et lié à l'instabilité barocline: la distance entre les centres des tourbillons de signes opposés est aussi d'environ 25 km consistante avec un modèle simple d'instabilité barocline appliqué à la zone de transition. Cependant, l'alternance de cyclones stratifiés et d'anticyclones de nWMDW est moins nette sur ces dernières situations. On peut voir aussi bien l'association de 2 tourbillons plutôt stratifiés (Fig. 3.30) que l'association de 2 tourbillons de nWMDW (Fig. 3.31).

Cela donne aussi des éléments sur la formation des cyclones de nWMDW et indique qu'il y a un panel assez large de situations. Il faut donc nuancer l'importance de l'instabilité

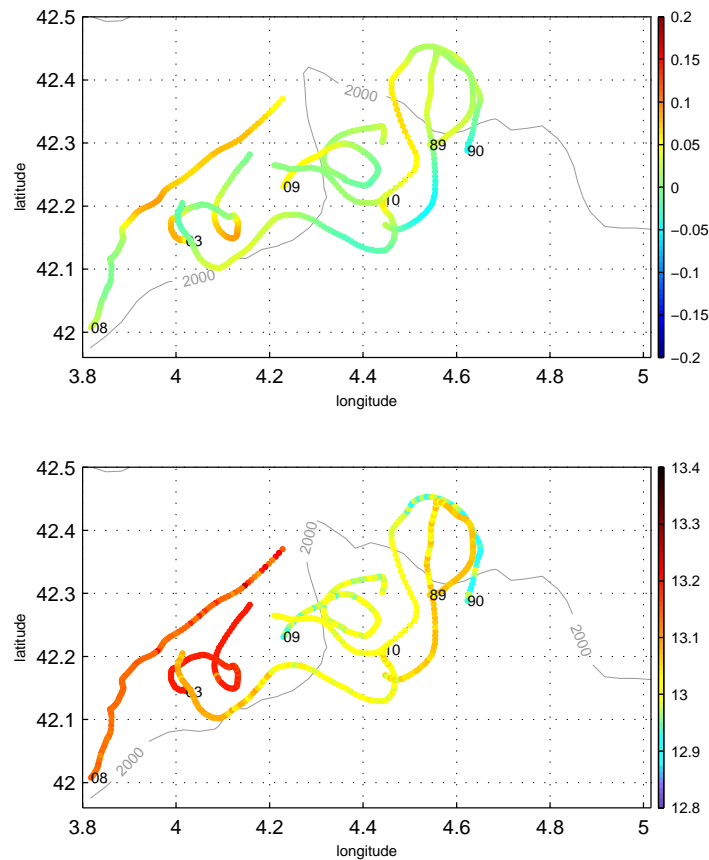


FIG. 3.30 – : Trajectoires de flotteurs SOFARGOS en zone Medoc du 03/03/95 au 13/03/95 coloriées par la vitesse verticale (bas) et la température potentielle (haut). Association de 2 tourbillons “stratifiés”.

barocline dans la formation des tourbillons de nWMDW et sûrement introduire des aspects de préconditionnement et/ou de mélange vertical surtout en considérant que les tourbillons de nWMDW (Fig. 3.30) et les tourbillons “stratifiés” (Fig. 3.31) sont assez similaires au niveau des échelles spatiales et temporelles. Les tourbillons plutôt stratifiés représentent peut-être le stade précédent des tourbillons de nWMDW. En fait, la zone de transition entoure la zone mélangée et a un échelle de l’ordre de l’échelle horizontale de la zone mélangée $O(100\text{km})$ ce qui est un ordre de grandeur plus grand que l’échelle typique des tourbillons observés dans cette région. L’instabilité barocline dans la zone de transition peut donc interagir avec des structures de mésoéchelle situées à proximité et redistribuer la vorticité comme cela a  e observ e.

L’importance relative du mélange vertical (non-hydrostatique), des conditions initiales (préconditionnement) et des flux latéraux induits (instabilité barocline) est a quantifier, mais tous ces aspects semblent être nécessaires pour former à la fois des anticyclones et des cyclones de nWMDW qui présentent des caractéristiques aussi tranchées.

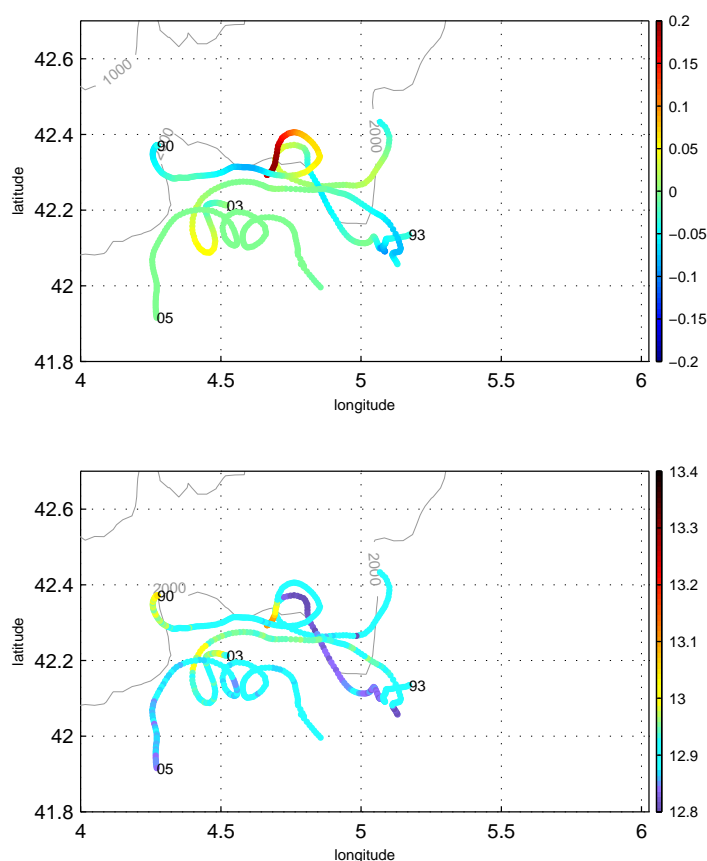


FIG. 3.31 –: Trajectoires de flotteurs SOFARGOS en zone Medoc du 25/01/95 au 07/02/95 coloriées par la vitesse verticale (bas) et la température potentielle (haut). Association de 2 tourbillons de nWMDW.

3.5. Interactions des tourbillons de nWMDW avec des structures de plus grande échelle

Les trajectoires des tourbillons de submésosécherelle impliqués dans l'étalement à grande échelle des nWMDW débutent dans la zone de convection. Ils se dispersent ensuite dans le bassin et se restratifient peu à peu sur de grandes échelles de temps.

D'une part, la grande dispersion de ces tourbillons est un facteur de l'étalement des nWMDW dans tout le bassin. On montrera ici qu'elle est aussi contrôlée par des interactions avec des structures de grande échelle liées à la circulation générale ou à des structures de mésoécherelle en commentant les trajectoires des flotteurs.

D'autre part, tout au long de leurs trajets, ces tourbillons de submésosécherelle transfèrent lentement leurs caractéristiques aux eaux ambiantes et vice-versa. Ils protègent les eaux nouvelles dans leurs cœurs grâce aux barrières dynamiques résultant de leurs structures et cela permet aux nWMDW d'être advectées loin de la zone de formation sans modifications

notables. Mais, des événements ponctuels peuvent considérablement affecter ce lent processus permettant des transferts abrupts de nWMDW dans le milieu ambiant et vice-versa. On verra dans cette section quels agents de grande et de mésoéchelle peuvent interagir avec les tourbillons de nWMDW et être responsables de ces transferts en commentant les variations de température mesurées par certains flotteurs pris dans des tourbillons de nWMDW.

3.5.1. Courant Liguro-Provençal

Tous les tourbillons de nWMDW de submésoéchelle impliqués dans l'étalement à grande échelle de nWMDW ont suivi dans un premier temps le Courant Liguro-Provençal : c'est la phase 1 de l'étalement des nWMDW (Figs. 3.7 et 3.8). Ensuite, en arrivant près du point J, les nWMDW quittent la proximité de la côte pour tourner vers l'est et suivre la circulation générale cyclonique du nord du bassin (section 3.2).

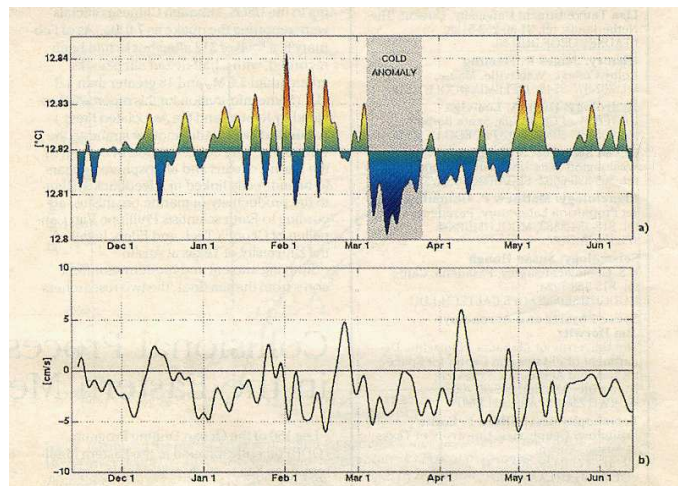


FIG. 3.32 – : Séries temporelles de température et de courant le long du talus vers 1450 m de profondeur au point J, d'après Send et al. [1996].

Le point J est la position du mouillage déployé en 1994 et sur lequel se sont basés Send et al. [1996] pour introduire le “bleeding effect”. Autour de 1450 m de profondeur ils ont mesuré une anomalie froide de température qui a duré 1 mois (Fig. 3.32). La température de cette anomalie correspond aux prédictions de la température des nWMDW formées cette année par un modèle 1D de convection profonde. Le modèle prédit aussi que cette année-là, la convection profonde a atteint le fond début février 1994 mettant les eaux nouvelles en contact avec la pente continentale. La distance entre le point J et le centre de la zone de convection étant d'environ 100 km, cela aurait pris moins d'un mois aux nWMDW pour arriver au point J à la vitesse de 5 cm/s observée sur leur mouillage. Cela expliquerait pourquoi ils ont vu cette anomalie en mars 1994 environ 1 mois après les événements présumés de convection profonde. En associant une section de 50 km de large au courant Liguro-Provençal

ils ont estimé que le volume d'eaux froides passant dans ce courant de bord et révélées par ce mouillage le long du talus représenterait 50% des eaux nouvellement formées.

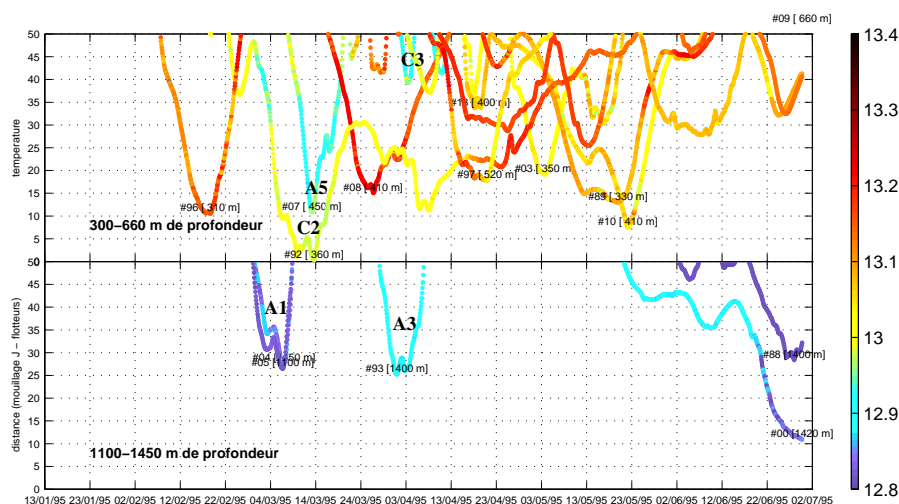


FIG. 3.33 – : Séries temporelles de la distance au point J : (haut) flotteurs dans la couche intermédiaire et (bas) dans la couche profonde. L'échelle de couleurs représente la température potentielle mesurée in situ.

Nos observations concernent l'hiver suivant mais montrent un mécanisme bien différent, puisque les nWMDW sont principalement advectées hors de la zone de convection par des tourbillons de submésoséchelle. La Figure 3.33 permet de comparer nos résultats avec les leurs. Sur cette Figure sont tracés les distances au point J en fonction du temps, coloriées avec les températures potentielles in situ. De la même manière qu'ils ont étendu les données de leur mouillage à une section de 50 km de large, les flotteurs passant à moins de 50 km ont été retenus. Il faut noter que les nWMDW (12.9°C) sont caractérisées par une anomalie froide de température dans la couche intermédiaire et par une anomalie chaude dans la couche profonde en 1995 (voir section 3.1.2). La zone à proximité du point J n'est pas bien échantillonnée par les flotteurs mais le passage d'anomalies correspondant aux nWMDW à un niveau (intermédiaire ou profond) peut aussi être étendu à l'autre, les tourbillons de nWMDW présentant une grande extension verticale.

Beaucoup de tourbillons passent à proximité du point J. On peut d'abord voir A1 suivi de A5 et C2 qui passent en même temps dans la zone 10 jours plus tard, et A3 et C3, 3 semaines plus tard. Ainsi en à peu près 1 mois, 5 tourbillons sont passés à proximité du point J mais la zone n'est pas bien échantillonnée par les flotteurs et on pourrait avoir manqué beaucoup de tourbillons. Des anomalies typiques des nWMDW sont encore visibles 2 mois plus tard même si les trajectoires des flotteurs ne nous montrent pas clairement qu'elles sont associées à des tourbillons. Cela étend ainsi à 3 mois la durée pendant laquelle des nWMDW passent près du point J. Avec une vitesse d'advection de 5cm/s observée par les flotteurs,

un tourbillon laisserait sur un mouillage une anomalie d'environ 3 jours ayant un diamètre d'environ 15 km. A travers une section de 50 km de large, 3 tourbillons pourraient passer de front au maximum. Ainsi, si le nombre minimum de tourbillons passant près du point J est donné par le nombre de tourbillons observés (5), un maximum de 90 tourbillons pourraient passer à moins de 50 km du point J en 3 mois.

Donc, en considérant qu'un tourbillon de nWMDW contient environ 1% des nWMDW formées cette année, 5 à 90% des nWMDW pourraient passer à proximité du point J en trois mois. De plus, on a vu que les flotteurs révélant 8 tourbillons de nWMDW avaient été largués dans une région correspondant au 1/5 de la zone mélangée (la plus à l'est). En conséquence on a estimé que 40% des nWMDW pouvaient être advectées hors de la zone de convection par des tourbillons de submésoséchelle ce qui se situe bien dans les estimations du nombre possible de tourbillons passant près du point J en 3 mois.

Si le modèle 1D de *Send et al.* [1996] avait prédit des températures pour les nWMDW plus chaudes de seulement 0.01 °C, ils auraient changé leur interprétation et plutôt associé les anomalies chaudes aux nWMDW. D'ailleurs, depuis les années 1960 (données MEDATLAS disponibles), les mesures réalisées dans le Golfe du Lion indiquent à chaque fois que les nWMDW sont plus chaudes que les WMDW plus anciennes. De plus, on peut voir une variabilité à quelques jours sur leur série temporelle (Fig. 3.32). Serait-elle due à des tourbillons de nWMDW passant sur le mouillage J et produisant des anomalies chaudes? Finalement, l'anomalie froide de 1 mois détectée par *Send et al.* [1996] serait due au passage de vieilles WMDW. Ceci est documenté par les flotteurs en 1995 puisqu'on peut voir sur la Figure 3.10 que des eaux profondes anciennes (flotteurs #88 et #04) peuvent venir près du point J, du nord des îles Baléares.

3.5.2. Ondes de Rossby topographiques

A partir du point J la dispersion des flotteurs et des tourbillons de submésoséchelle de nWMDW augmente et l'étalement de nWMDW semble contraint par les événements de mésoéchelle oscillants caractérisés par des échelles de temps de 1 mois et d'espace de 100 km (phase 2, voir section 3.2.1).

Les Figures 3.7, 3.8, 3.9 et 3.10 montrent des tronçons de trajectoires de manière séquentielle. On peut distinguer 3 genres d'oscillations sur les Figures 3.8, 3.9 et 3.10. Les tourbillons de nWMDW qu'on a pu suivre assez longtemps sont pris dans ces mouvements oscillants.

Les trajectoires de certains flotteurs présentent des points anguleux indiquant des oscillations se propageant (Fig. 3.8 flotteurs #90, #88 et #14 ou flotteurs #04, #05, #11 et #07). En prenant en compte plusieurs trajectoires et ainsi plusieurs mesures de vitesse, on peut remarquer que la région présente de manière instantanée une alternance des vitesses organisées perpendiculairement aux lignes de propagations. On trouve aussi plusieurs tra-

jectoires en forme de sinusoïde orientées sud-est (Figs. 3.8 et 3.9, flotteurs #93, #05, #11 et #07).

Finalement, on peut voir une structure cyclonique qui se propage vers le nord-ouest (Figs. 3.9 et 3.10, flotteurs #88, #14 et #04) et qui est associée à la partie anticyclonique d'un trajectoire sinusoïdale située au sud (flotteur #05). Ce système est situé dans la zone frontale au nord des Baléares.

On va maintenant étudier en particulier cette structure cyclonique qui a à peu près les mêmes échelles spatiales et temporelles que les autres mouvements oscillants, car plusieurs flotteurs sont pris dedans. Il convient déjà de souligner que ces flotteurs se situent à des immersions différentes (entre 540 et 1450 m) et que cette structure a une forte extension verticale et semble fortement barotrope.

3.5.2.a) Estimation des Paramètres Cinétiques Différentiels (DKP)

Les paramètres cinétiques différentiels (notés DKP) sont la vorticité (not e *vor*), la divergence (not e *div*), le cisaillement (not e *shr*) et l'étirement (not e *str*). Ils permettent de définir intégralement les propriétés cinétiques du fluide et s'expriment à partir des gradients spatiaux du champ de vitesse moyen (\bar{u}, \bar{v}) . Ils présentent un grand intérêt dans le cas de l'étude de tourbillons et peuvent être déterminés par une régression linéaire des données de vitesse de plusieurs flotteurs lagrangiens. La principale limitation de cette démarche est l'hypothèse d'homogénéité des gradients de vitesse, qui impose au minimum que les flotteurs soient piégés dans la même structure. La méthode utilis e (section B.4) est fond e sur les travaux de *Molinari & Kirwan* [1975], de *Sanderson* [1995] et de *Richez* [1998]. Elle considère le polygone défini par plusieurs flotteurs et l'assimile à une masse d'eau repr sent e par son centre. Elle est appliqu e ici à un instant donné et ex cut e sur un segment temporel (glissant) de longueur équivalente à T échantillonnages de positions de flotteurs, durée pendant laquelle on suppose que les DKP sont stationnaires.

3.5.2.b) Balance de vorticité et relation de dispersion

En estimant les DKPs à partir des trajectoires de flotteurs, on peut vérifier la balance de vorticité (forme logarithmique) : $\frac{d\zeta}{f} + \frac{df}{f} - \frac{dH}{H} = 0$ ou $f = f_0 + \beta y$ est le paramètre de Coriolis, ζ la vorticité relative et H est l'épaisseur de la parcelle d'eau définie par les 3 flotteurs (#88, #14 et #04). On suspecte que l'oscillation observ e est fortement barotrope et on prend donc la profondeur du fond de la mer vue par la parcelle d'eau.

Sur la Figure 3.34, les variations le long de la trajectoire de la parcelle de la bathymétrie, de la vorticité planétaire et de vorticité relative se compensent remarquablement mais pas totalement. Cette non-conservation de la vorticité potentielle peut être due au fait que l'onde n'est pas purement barotrope : 3 flotteurs, dérivant à des profondeurs très différentes ne donnent pas de bonnes estimations de la vorticité relative (le moindre cisaillement vertical s'ajoutant aux estimations de vorticité relative sur l'horizontale).

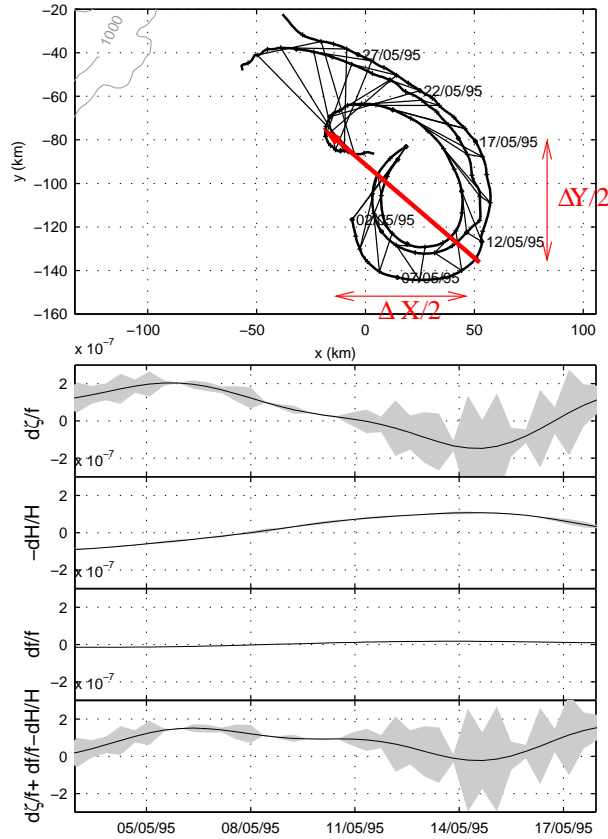


FIG. 3.34 – : Trajectoires des flotteurs #88, #14 et #04 et balance de vorticité potentielle linéarisée.

Ainsi, cette balance de vorticité potentielle presque vérifiée dans le cas barotrope suggère que cette oscillation est du type onde de Rossby topographique barotrope mais la dispersion des flotteurs à ce moment là n'a pas pu nous permettre de le vérifier de la même manière que *Price & Rossby* [1982] l'ont fait.

Cependant, si cette oscillation est une onde de Rossby topographique barotrope, les estimations des longueurs d'onde et des périodes correspondantes doivent satisfaire la relation de dispersion :

$$\omega = \frac{-k(\beta - \frac{f_0}{H_0} \frac{\partial H}{\partial y}) - l \frac{f_0}{H_0} \frac{\partial H}{\partial x}}{k^2 + l^2} \text{ où } (k, l) \text{ est le vecteur d'onde, } \omega \text{ est la pulsation, } f_0, H_0$$

sont des valeurs de référence pour le paramètre de Coriolis et la bathymétrie, β est le développement au premier ordre du paramètre de Coriolis et H est la bathymétrie.

Cette équation correspond à la relation de dispersion d'une onde courte barotrope dont la vitesse de phase est dirigées vers l'ouest (parallèlement aux isocontours f/H) et la vitesse de groupe vers l'est. Avec des valeurs déduites de la Figure 3.34, $\Delta X/2 \sim -75km$, $\Delta Y/2 \sim 50km$ allant avec une élévation de la topographie $\Delta H/2 \sim -100m$. Avec $H_0 = 2600m$, $f_0 = 9.510^{-5}$, $\beta = 1.710^{-11}$, $k = 2\pi\Delta X/(\Delta X^2 + \Delta Y^2)$, $l = 2\pi\Delta Y/(\Delta X^2 + \Delta Y^2)$,

$\frac{\partial H}{\partial x} = \Delta H / \Delta X$ et $\frac{\partial H}{\partial y} = \Delta H / \Delta Y$, elle conduit à une demi période de 26.5 jours ce qui est en bon accord avec l'échelle de temps observée de 30 jours. Ainsi, l'oscillation observée pourrait être reliée à une onde de Rossby topographique barotrope, se propageant dans le nord du bassin occidental.

Aussi, les "vieilles" WMDW qui sont se propagées du nord des Baléares pour arriver à proximité du point J à l'encontre de la circulation générale cyclonique (flotteurs #88 et #04, voir section 3.5.1) seraient entraînées dans ces oscillations (Fig. 3.10).

Finalement, après la convection profonde, les nombreuses oscillations apparaissent (Figs. 3.7, 3.8, 3.9 et 3.10). Elles ont approximativement les mêmes échelles que celle qui a été isolée et sûrement la même nature. En résumé, ce genre d'oscillations semble avoir un rôle actif dans l'étalement des nWMDW puisque'elles influencent en particulier les trajectoires des tourbillons de submésoséchelle et contrôlent de ce fait l'étalement des nWMDW à grande échelle.

3.5.3. Front Nord-Baléares

Un courant très intense est révélé par les flotteurs #05, #07, #11, #90 et #03 entre 350 et 1100 m de profondeur (Fig. 3.10). Ce front n'est pas bien documenté dans la littérature (*Lacombe & Tchernia [1972]*, *Deschamps et al. [1984]* et *Fuda et al. [2000]*) et cette signature profonde que l'on peut relier aux images de température de surface (Fig. 3.35) nous amène à une première caractérisation.

Les vitesses associées au front sont de 8-10 cm/s entre 350 et 1100 m de profondeur. Dans ce courant est pris un SCV (A5/SCV-N2, flotteur #07) évoluant à des vitesses de translation élevées vers le bassin sud. Il est précédé par le flotteur #05 à 60-70 km et suivi par les flotteurs #11, #90 et #03 à respectivement 45-55 km, 70-80 et 75-80 km. L'extension horizontale du jet est donc de plus de 130km.

Le tourbillon de nWMDW (flotteur #07) réussit même à traverser ce front pour entrer dans le bassin algérien. Cela peut être dû à la vorticité importante de ce tourbillon (environ $f/2$ en valeur absolue) qui lui permet de traverser sans encombre des courants présentant des cisaillements moins importants que sa vorticité (*Vandermeirsch et al. [1999]*). Cela voudrait dire aussi que le front Nord Baléares (dont on a aucune information sur l'extension latérale) présenterait un cisaillement moins important que $f/2$ en valeur absolue. Les températures mesurées par le flotteur #07 variant brusquement à la travers e de ce front indiquent peut-être de fortes interactions tourbillons-courant qui peuvent modifier la composition des tourbillons de nWMDW traversant le front Nord Baléares en même temps qu'elles dirigent leurs trajectoires.

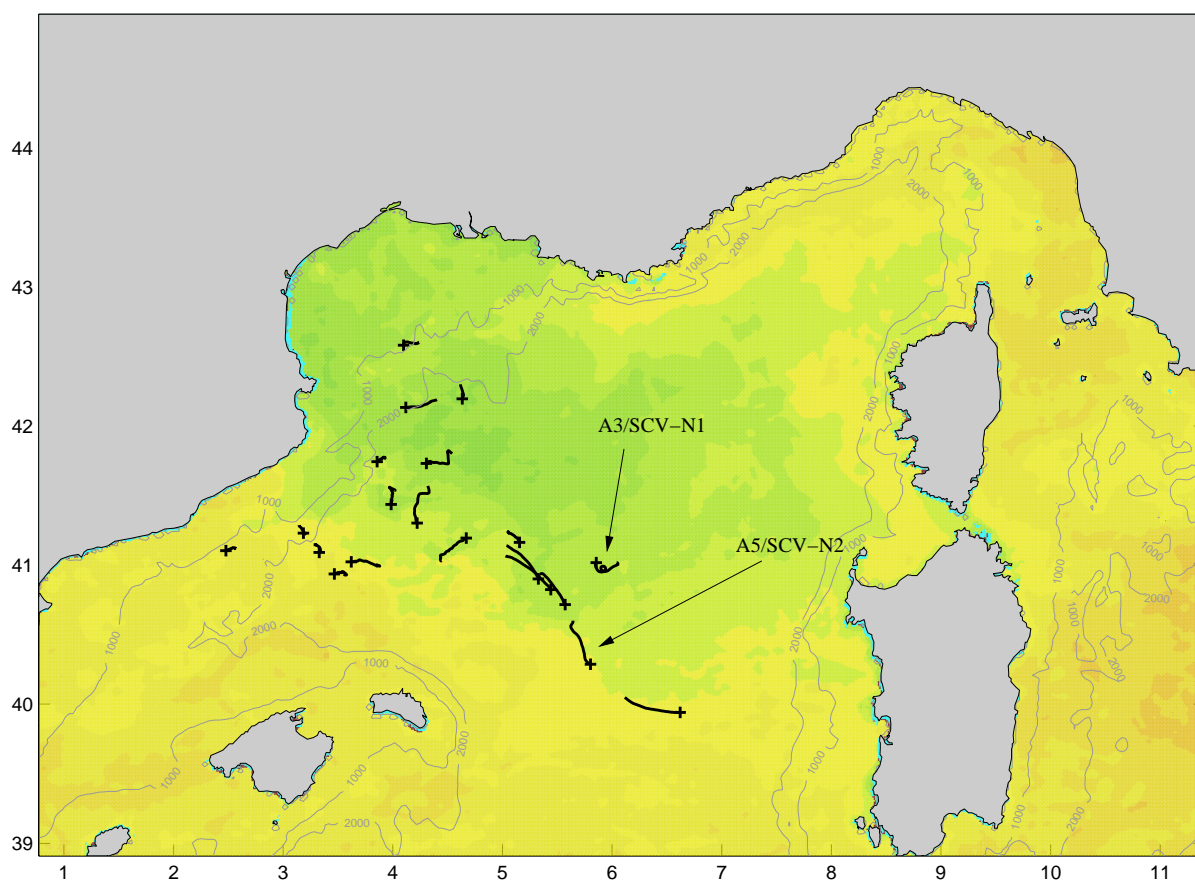


FIG. 3.35 –: *Expérience SOFARGOS: tronçons de trajectoires de 5 jours centrés sur le 05/06/95 date de l'image de température de surface.*

3.5.4. Tourbillons de LIW

Après avoir traversé le front Nord Baléares A5/SCV-N2 (flotteur #07) est entré dans le bassin algérien. Dans ce bassin l'attendent d'autres types d'interactions. On a vu, en effet, que pendant l'expérience lagrangienne MATER réalisée deux ans après, des tourbillons de nWMDW et des tourbillons de LIW peuvent interagir fortement (section 3.3) avec des échanges d'eaux entre tourbillons qui peuvent modifier significativement leurs compositions. Ces interactions entre ces deux types de masses d'eau montrent d'une part que les étalements des nWMDW et LIW peuvent s'influencer l'un l'autre, et d'autre part qu'elles ne se résument pas simplement à de simples phénomènes diffusifs mais impliquent des phénomènes complexes tels que des interactions tourbillon-tourbillon qui agissent ponctuellement.

3.5.5. Gyre algérien

Ensuite, les tourbillons de nWMDW suivent la circulation générale cyclonique et barotrope du bassin algérien (gyre algérien) qui sera décrite au prochain chapitre. Ils peuvent y

séjourner plus d'un an et accomplir plusieurs fois le circuit cyclonique correspondant. Du fait de la restratification que les tourbillons de nWMDW ont subi, il est vraisemblable qu'ils se dissipent ici après plusieurs tours de bassin même si ce n'est pas documenté par les flotteurs.

3.6. Maquette Méditerranée

13 années de circulation en Méditerranée ont été simulées par la maquette Méditerranée. Environ 6000 flotteurs ont été virtuellement largués dans la maquette Méditerranée. Ils ont évolué suivant le schéma présenté en section 2.1.2.b mais suivant les directions horizontales uniquement pour simuler un comportement isobare. Les flotteurs ont été largués dans le bassin algéro-provençal à 10, 100, 300, 500, 1000, et 1500 m de profondeur et aucune trajectoire n'a présenté de boucles typiques des tourbillons de nWMDW, alors que la densité des flotteurs est importante et donne une image très nette de la circulation instantanée. L'analyse des champs eulériens confirme aussi que ces tourbillons ne sont pas représentés dans la maquette. La résolution horizontale de la maquette Méditerranée est de 6.9 km. Elle est donc encore trop basse pour représenter les tourbillons de nWMDW présentant des rayons de 5-10 km.

Environ 40% des eaux néoformées n'ont pas le comportement qu'elles devraient avoir, à savoir être advectées hors de la zone de formation sur de grandes distances et de grandes échelles de temps dans le cœur des tourbillons de submésoséchelle. Comment le modèle ajuste-t-il la circulation générale (à court et long terme) sans ces tourbillons qui impliquent des flux de chaleur et de quantité de mouvement importants?

3.7. Observations antérieures

En Méditerranée occidentale, à peine une quinzaine de profils CTD isolés sur 492 stations profondes réalisés au cours des 30 dernières années hors de la zone de convection (base de données MEDATLAS), présentent des anomalies typiques de température et de salinité en profondeur, qui pourraient correspondre à des tourbillons de nWMDW exportant les eaux nouvelles sur de grandes distances.

Cela montre d'une part, que ce phénomène a déjà été observé en Méditerranée occidentale bien qu'il n'y ait pas eu de publications à ce sujet car ils n'ont pas alors été reconnus comme des profils typiques de tourbillons de submésoséchelle de nWMDW (ils ont même souvent été considérés comme profils "erronés"). En effet, ces données isolées et recueillies "par hasard", n'ont apporté aucune information quant à des structures tourbillonnaires qui pouvaient être associées à ces anomalies: pour rendre compte de la structure de vitesse associée à ces tourbillons il aurait été nécessaire de bien résoudre les gradients horizontaux de densité. En particulier, on ne peut savoir si une station "anormale" est située dans le cœur ou plutôt en périphérie d'un de ces tourbillons, les stations voisines étant situées trop loin.

D'autre part, cela suggère que la probabilité de trouver un tourbillon de nWMDW à un instant et un endroit donnés est de quelques % ce qui est consistant avec une estimation de la part du bassin occidental occupée par ces tourbillons basée sur une injection annuelle d'environ 40 SCVs présentant une durée de vie de l'ordre de 1 an.

3.8. Conclusion

La convection profonde a pénétré jusqu'à 2000m de profondeur au dessus du cône du Rhône au croisement des vents catabatiques des Alpes et des Pyrénées (Mistral et Tramontane) en hiver 1994/95. Elle a eu lieu cette année début janvier alors qu'elle commence généralement en février-mars dans cette zone. C'est à-peu-près à la même période que le premier des deux événements de convection qui ont eu lieu en 1987, rapportés par *Leaman & Schott* [1991], mais en 1994/95 il n'y a eu vraisemblablement qu'un seul épisode de convection profonde. La forme de la zone mélangée révélée par les flotteurs et les CTDs en 1995 est plutôt similaire à celle observée durant les expéditions Medoc en 1969/70 (*MEDOC group* [1970], *Stommel* [1972]) mais diffère des zones mélangées très étroites ou étendues observées respectivement en 1987 et 1992 (*Schott et al.* [1996]).

L'expérience SOFARGOS 1994/95 a révélé des aspects nouveaux et intéressants concernant la phase d'étalement des nWMDW suivant la convection profonde. Les flotteurs suggèrent que pratiquement la moitié ($\sim 40\%$) des eaux néoformées étaient advectées hors de la zone de convection par des tourbillons de submésosécale (chacun représentant environ 1% de la production d'eaux nouvelles). On distingue à la fois des tourbillons de nWMDW cycloniques et anticycloniques. Ils présentent tous des rayons de 5-10 km plus petits que le rayon de déformation hors de la zone de convection. Ce sont des tourbillons de subsurface mais ils montrent des extensions verticales importantes $O(1 \text{ km})$ centrées autour de 1000 m de profondeur. Cela les met en contact à la fois avec les eaux profondes et intermédiaires. La vorticité relative associée à ce type de tourbillon est d'environ $f/2$ en valeur absolue. Parmi eux, les anticyclones semblent présenter des durées de vie plus longues (au moins 5 mois) que les cyclones (au moins 2 mois). Les anticyclones présentant des durées de vie aussi longues rentrent dans la catégorie des SCVs (*McWilliams* [1985]).

Les expériences lagrangiennes SOFARGOS 1994/95 et MATER 1997/98 ont révélé l'existence de SCVs respectivement dans le bassin nord et dans le bassin sud de la mer Méditerranée occidentale. L'origine des SCVs du nord est clairement reliée à la convection profonde en zone Medoc et les SCVs découverts dans le sud auraient la même origine. Comme la durée de vie de ces tourbillons dépasse plusieurs mois ils peuvent transporter des eaux profondes nouvelles sur plusieurs centaines de kilomètres. Selon les résultats de SOFARGOS seulement, les SCVs peuvent propager les eaux profondes nouvelles à plus de 300 km de la zone Medoc sur une période de 5 mois. Ces résultats peuvent être étendus à 500 km et 1.5 an, en considérant que les SCVs du sud ont une origine liée à la convection profonde en zone Medoc.

Leur petit rayon et la résolution horizontale des mesures océanographiques précédentes,

expliquent pourquoi ces tourbillons de submésoséchelle composés d'eaux profondes nouvelles ont été rarement observés. La seule observation similaire de tourbillons de nWMDW en mer Méditerranée a été faite par *Gascard* [1978]. Des tourbillons assez similaires, du point de vue rayons, périodes de rotation et origine ont aussi été observés en mer du Labrador par *Gascard & Clarke* [1983]. Mais du fait de leur durées limitées, ces observations antérieures n'ont montré aucune indication d'une évolution à long terme ou de la contribution à l'étalement des eaux profondes nouvelles de ces tourbillons. On peut rappeler aussi le SCV qui aurait été formé en mer du Labrador et observé au milieu de l'Atlantique (*McWilliams* [1985]). Récemment, *Gascard et al* [2002] ont aussi observé en mer de Norvège des objets similaires évoluant en périphérie de la zone de convection et présentant aussi des durées de vie importantes. Ce phénomène semble donc être caractéristique de la convection profonde quelle que soit sa localisation.

La formation des tourbillons de nWMDW reste à comprendre mais le mélange vertical y a clairement participé puisqu'il crée les eaux composant leurs cœurs. Leur durées de vie qui peuvent dépasser 1.5 an introduisent des aspects de mémoire pour la convection profonde. En effet, ils pourraient participer au préconditionnement de la convection profonde l'année suivante. Les données de flotteurs suggèrent que de l'instabilité barocline est aussi impliquée dans le processus de formation de ces tourbillons. Elle se développe dans la zone de transition et participe localement aux échanges entre la zone mélangée et les eaux stratifiées environnantes et peut interagir avec des tourbillons préexistants situés à proximité de la zone instable ou avec le mélange vertical induit par le forçage atmosphérique. La formation de ces tourbillons implique donc ces 3 aspects (préconditionnement, mélange et instabilité barocline) dont l'importance relative reste à évaluer, mais qui semblent se combiner.

Les trajectoires des tourbillons de nWMDW sont contrôlées par des interactions avec des circulations de méso et de grande échelle qui participent ainsi elles aussi à l'étalement des nWMDW. On peut citer le courant Liguro-Provençal, des ondes de Rossby topographiques, le front Nord Baléares, des tourbillons de LIW et le gyre algérien qui régulent la dispersion des tourbillons de nWMDW dans tout le bassin occidental. De plus, les tourbillons de nWMDW transfèrent lentement leurs caractéristiques au milieu ambiant et vice-versa au cours de leurs longs voyages, leur partie supérieure étant chauffée par les LIW et leur partie inférieure refroidie par les WMDW qui les entourent. Ce processus lent du fait des barrières dynamiques associées à leurs structures est accéléré par des interactions fortes et ponctuelles avec certaines structures de méso et de grande échelle (qui influencent déjà leurs trajectoires) en induisant des échanges abrupts d'eaux entre les tourbillons de nWMDW et le milieu ambiant.

Leur petit rayon fait de ces tourbillons de nWMDW, des phénomènes sous-maille dans la plupart des modèles de circulation générale. En considérant les flux de chaleur et de quantité de mouvement que ces tourbillons représentent, ils posent un sérieux problème de modélisation qui nécessiterait une paramétrisation adéquate. Des études numériques et des mesures

hydrologiques à très haute résolution sont nécessaires pour mieux caractériser le comportement à long terme de leur structure en 3 dimensions et proposer des paramétrisations.

Chapitre 4

Circulations tourbillonnaires liées aux apports d'Eaux Atlantiques et d'Eaux Levantines dans le bassin algérien

Le bassin algérien est une zone tampon entre l'ouest et l'est de la Méditerranée. Des eaux atlantiques très peu modifiées s'y mélangent avec des eaux atlantiques plus anciennes. De même en profondeur, les LIW et les TDW rentrent dans le bassin algéro-provençal par le chenal profond de Sardaigne-Tunisie et y rencontrent des eaux chaudes et salées moins marquées. On s'intéresse ici aux structures tourbillonnaires en relation avec ces apports d'eaux d'origines différentes. On verra en particulier dans ce chapitre que les LIW et TDW se dispersent suivant 2 manières privilégiées: elles peuvent quitter le talus continental en étant advectées dans le cœur de tourbillons se formant au coin sud-ouest de la Sardaigne (déjà mentionnés section 3.3.1) ou sous forme filamentaire autour des AEs qui parcourent le bassin et qui transportent les MAW les plus récentes du bassin.

4.1. Tourbillons et Filaments - critère d'Okubo-Weiss

Le critère d'Okubo-Weiss (*Okubo* [1970], *Weiss* [1999]) permet, en connaissant les paramètres cinétiques différentiels, de qualifier dynamiquement la parcelle d'eau que l'on étudie (section B.4). Si le cisaillement et l'étirement sont plus importants que la vorticité ($\lambda = str^2 + shr^2 - vor^2 > 0$) alors la parcelle fluide est typique d'un filament. Au contraire, si la vorticité domine ($\lambda < 0$), la parcelle fluide est typique d'un tourbillon.

4.2. Observations

4.2.1. Tourbillons algériens (AEs)

4.2.1.a) Suivi des AEs

Puillat et al. [2000] décrivent le parcours des AEs durant l'expérience MATER en suivant leur signature thermique sur des images SST quand la couverture nuageuse le permet. Les courantomètres mouillés pendant cette expérience dans la couche de surface (Fig. 4.1) combinés aux images SST ou SeaWIFS permettent de positionner ces AEs. Les traces TOPEX/POSEIDON indiquant la topographie de la surface de la mer aident aussi à localiser les AEs sans limitations dues à l'état de l'atmosphère. En effet, les AEs ont une signature sur l'élevation de la surface de la mer et l'anomalie relative à ces tourbillons est de l'ordre de 5 cm. Cela permet aussi de calculer les courants de surface projetés sur une normale à la trace. Ces courants sont en bon accord avec les autres relevés de vitesse dans la couche de surface (ADCP de coque, courantomètres dans la couche de surface). Ces observations donnent des estimations de l'ordre de 50-100 cm/s pour les vitesses orbitales. Il faut noter quand même des vitesses un peu élevées associées aux AEs, dues à l'hypothèse de géostrophie faite pour l'évaluation des courants qui surévalue les courants dans le cas d'un anticyclone.

De la surface, pendant ELISA (Juillet 1997-Juillet 1998), on a identifié 3 AEs qui ont évolué dans le bassin algérien. Il s'agit d'abord de 96-1 identifié depuis 1996 et qui en est à son "deuxième tour de bassin" (*Puillat et al.* [2000]). Il est situé vers 6°E au début de l'expérience. Il est suivi par 97-1 identifié depuis mars 1997 et situé vers 3°E au début de l'expérience. Ces deux AEs suivent ensuite un parcours cyclonique dans le bassin en atteignant le coin sud-ouest de la Sardaigne en mars 1998 pour 96-1 et en mai 1998 pour 97-1. A la fin de l'expérience 96-1 a traversé le bassin dans le sens est-ouest et s'est rapproché de la côte (centré vers 38°15'N, 4°30'E). Quant à 97-1, il s'est également propagé vers l'ouest et est centré vers 39°N et 6°E. En mars 1998, un troisième AE se forme vers 3°30'E, 37°15'N (le long de la côte) et suit la côte africaine pour atteindre 8°E à la fin de l'expérience. Leur forme reste quasi-circulaire mais leur diamètre a beaucoup varié au cours de leur périple entre 50 et 150 km (sans suivre aucune tendance particulière).

4.2.1.b) Extension verticale des AEs

Au début de l'expérience MATER, 10 flotteurs ont été largués dans l'AE 96-1 centré alors vers 38°N, 6°E (repéré au préalable par imagerie satellitale) en même temps que des stations CTD étaient réalisées à travers ce tourbillon (Fig. 4.1).

Les flotteurs dérivant à 600 m de profondeur ont révélé que ce tourbillon avait une signature profonde caractérisée par un diamètre de 80 km. La structure radiale de vitesse orbitale à 600 m de profondeur de ce tourbillon diffère nettement d'une rotation solide, les périodes de rotation allant de 1-2 semaines près du centre, à 1-1.5 mois au niveau du maximum de vitesse (~ 8 cm/s) vers 40 km. Des stations CTD ont permis d'obtenir une

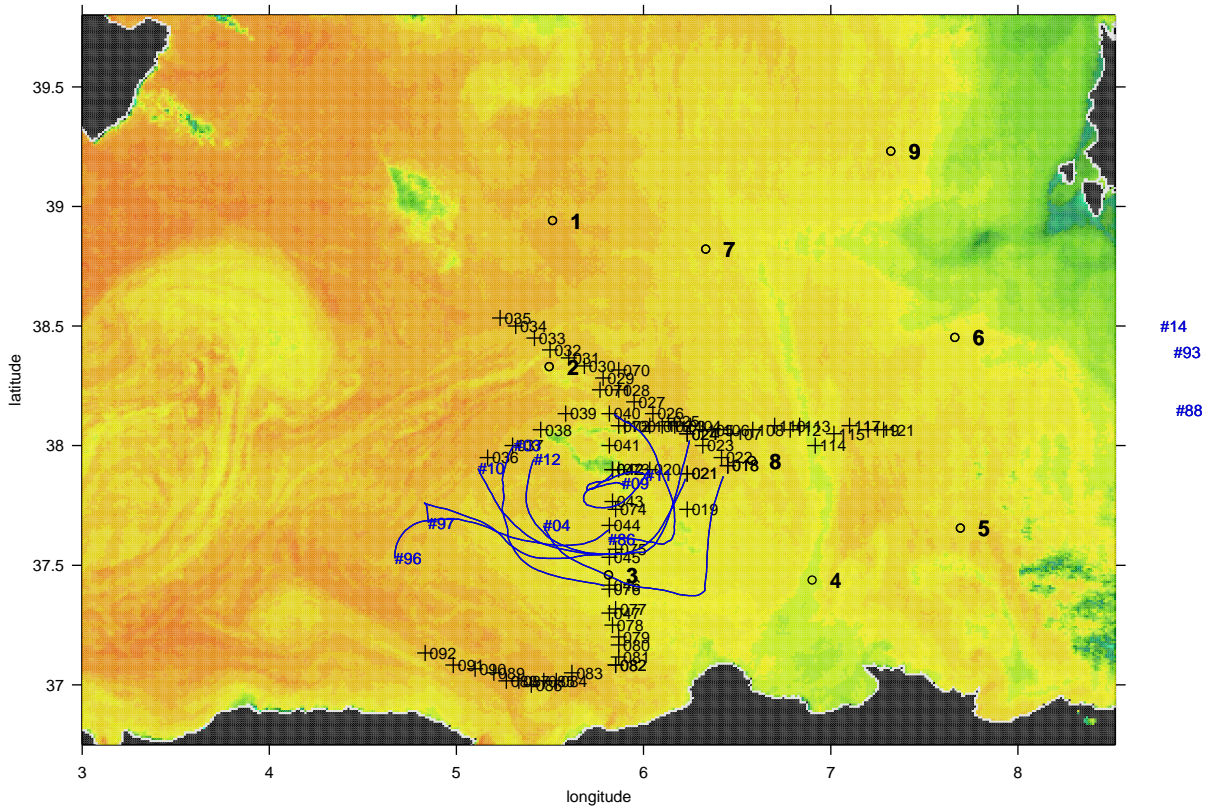


FIG. 4.1 –: Image de SST du 27/07/1997, trajectoires des flotteurs MATER largués dans 96-1 et dérivant vers 600 m de profondeur, positions des stations CTD réalisées dans 96-1 et positions des 9 courantomètres déployés durant ELISA.

coupe géostrophique (Fig. 4.2) avec une référence à 1000 m. Cette coupe ne présente pas de cisaillement important en dessous de 350 m indiquant ainsi que ce tourbillon ayant une signature à 600 m de profondeur est fortement barotrope (bien qu'intensifié en surface avec des vitesses typiques de rotation en surface d'environ 50 cm/s et un rayon plus grand de l'ordre de 60 km).

Il est intéressant de remarquer que de la LIW très marquée ($> 13.5^{\circ}\text{C}$) est présente en périphérie de ce tourbillon comme l'indiquent les anomalies de température au sud du tourbillon, sur les deux coupes Figure 4.3. Ces anomalies encore sensibles vers 1000 m de profondeur montrent qu'elles sont aussi partiellement composées de TDW venant directement de la mer Tyrrhénienne (là où se trouvent des LIW et des TDW aussi chaudes).

Certains flotteurs ont aussi mesuré des températures exceptionnellement hautes alors qu'ils dérivait à la périphérie de 96-1. Leurs positions coïncident avec les anomalies de température sur les coupes. Ils mettent donc en évidence que de la LIW et de la TDW très marquées étaient advectées par les rotations de ce tourbillon vers 600 m de profondeur (Fig. 4.4). Cela suggère que des LIW-TDW au sud-ouest de la Sardaigne, se sont enroulées sous forme de filament autour de 96-1.

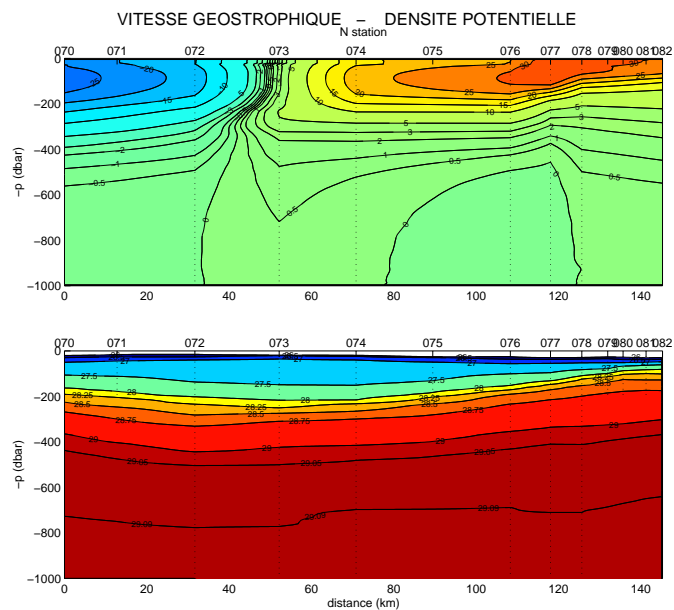


FIG. 4.2 –: Coupe de densité potentielle et de vitesses géostrophiques à travers 96-1 en juillet 1997. Les positions des stations sont indiquées Figure 4.1.

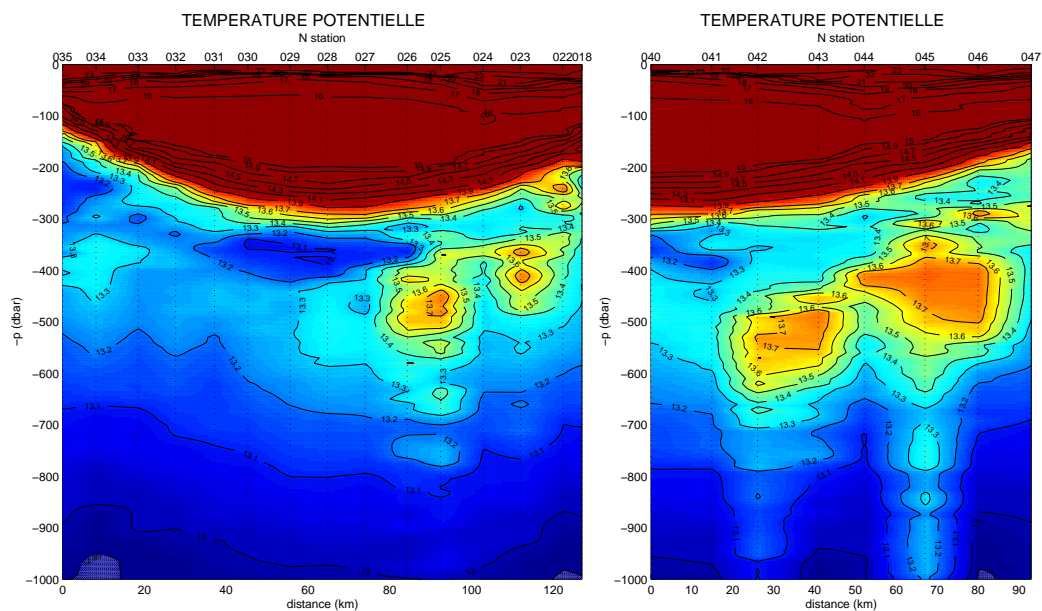


FIG. 4.3 –: Coupes de température à travers 96-1 en juillet 1997. Les positions des stations sont indiquées Figure 4.1.

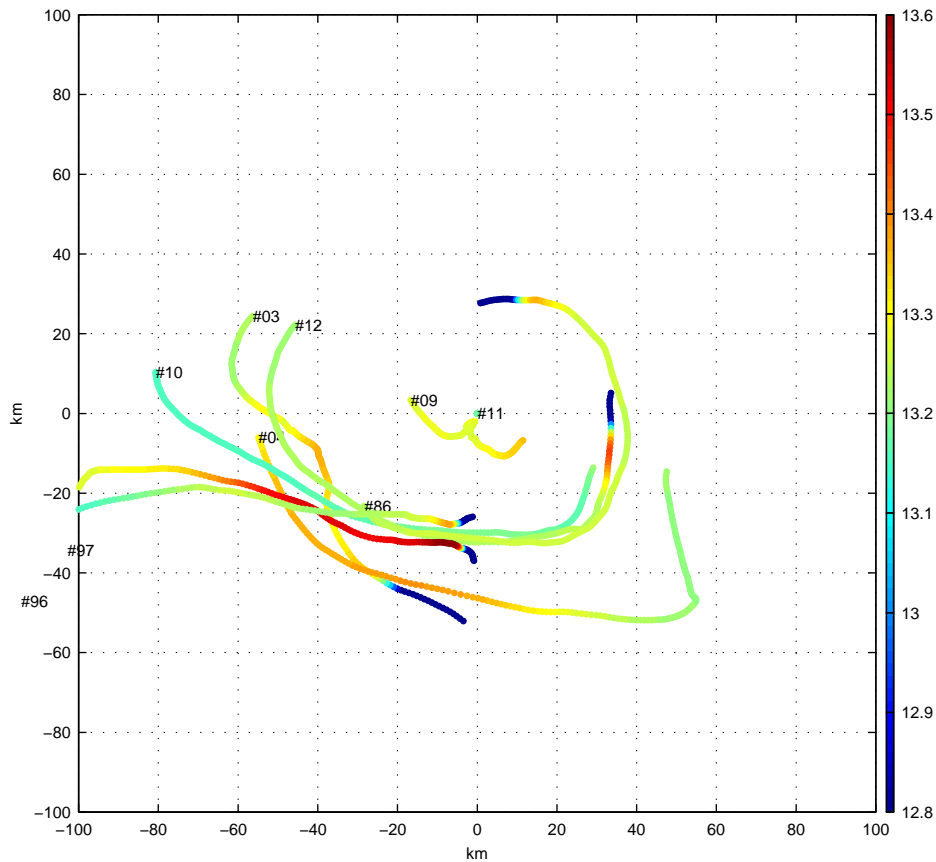


FIG. 4.4 –: Positions des flotteurs relatives au flotteur #11 situé proche du centre du tourbillon, l'échelle de couleurs représente la température potentielle mesurée in situ.

Les flotteurs ont dérivé dans 96-1 pendant 1.5 mois et cette signature profonde de 96-1 a été éphémère (~ 1 mois) comparée à sa durée de vie de 3 ans déduite des observations de surface. En effet, sur la Figure 4.5, on peut voir clairement la signature de l'AE 96-1 dans la couche de surface tandis qu'à des niveaux plus profonds ils n'a pas de signature. Ainsi, l'extension verticale de 96-1, qui est une structure de grande longévité (3 ans minimum, voir section 4.2.1), varie dans le temps.

Le suivi simultané des flotteurs et de la mésoéchelle de surface pendant toute l'expérience MATER (juillet 1997 - juillet 1998) montre que les AEs sont principalement limités à la couche de surface, les flotteurs à la verticale des AEs ne montrant généralement aucun signe de rotation anticyclonique correspondante. 96-1 a d'ailleurs été la seule structure de méso-échelle visible en surface (SST, SeaWIFS, traces TOPEX/POSEIDON, courantomètres à 100 et 350 m de profondeur) qui a eu une signature en profondeur pendant cette expérience (flotteurs à 600 m et courantomètres à 1000 et 1800 m).

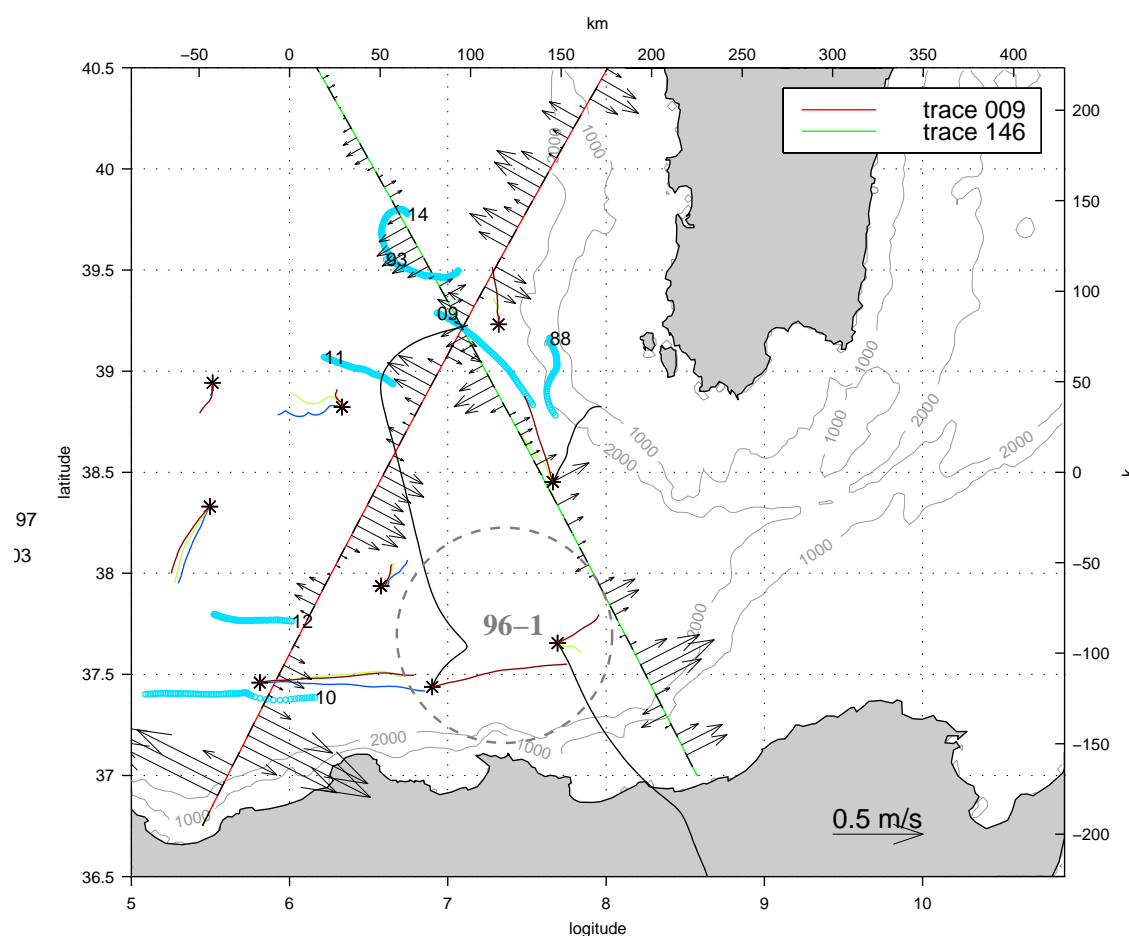


FIG. 4.5 –: Courants géostrophiques déduits des traces TOPEX/POSEIDON 009 et 146 le 26/11/1997. Hodographes des courantomètres et tronçons de trajectoires de flotteurs sur ± 5 jours autour de cette date. Les couleurs indiquent les immersions: noir [0-100 m], bleu foncé [350 m], bleu clair [600 m], vert [1000 m] et rouge [1800 m].

4.2.1.c) Filament de LIW

La Figure 4.6 constitue une première illustration de l'utilisation du critère d'Okubo-Weiss. Les flotteurs largués au début de l'expérience dans 96-1 et qui mesurent des températures très élevées à la périphérie de ce tourbillon (section 4.2.1), suggèrent un écoulement filamentaire de LIW très marquée en périphérie de 96-1. En effet, le critère d'Okubo-Weiss montre qu'ils ont dérivé dans une parcelle d'eau caractérisée par un cisaillement et un étirement très importants par rapport à la vorticité ($\lambda > 0$).

Cela confirme donc que les anomalies chaudes de températures (typiques de la LIW que l'on peut trouver au sud-ouest de la Sardaigne) observées à la périphérie de 96-1 au milieu du bassin correspondent à un écoulement filamentaire composé de LIW. Cela confirme donc le mécanisme de dispersion de LIW dans le bassin qui avait été suggéré par *Emelianov et al.* [1999] et *Millot* [1999] sur la base de données CTD.

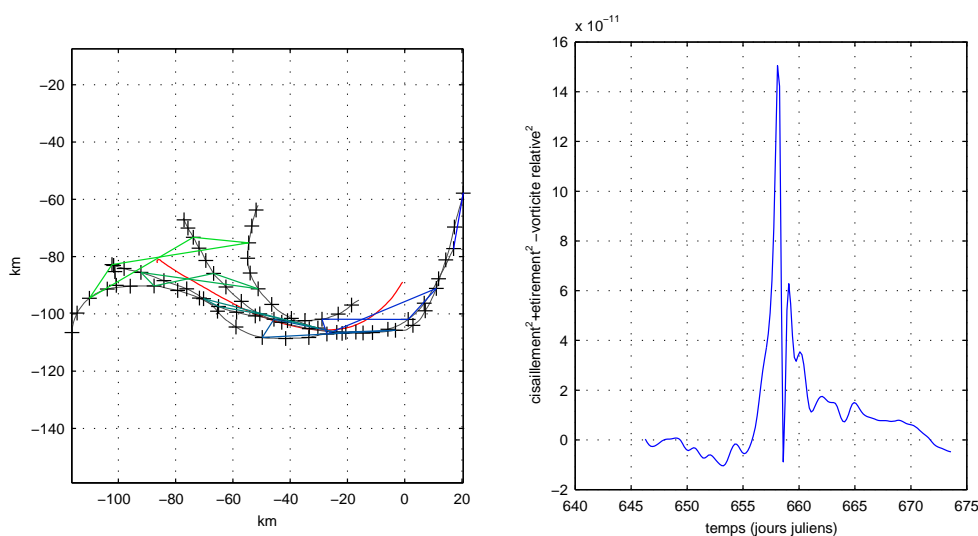


FIG. 4.6 –: Positions des flotteurs indiquant des anomalies chaudes en périphérie de 96-1 fin juillet 1997. Critère d’Okubo-Weiss dérivé à partir de l’estimation des DKP pour cette situation.

D’après les données CTD collectées dans 96-1, les anomalies de température correspondant au filament révélé par les flotteurs se situent entre 400 et 1000 m de profondeur et font environ 10 km de large sur environ 100 km de long. Un tel filament représenterait donc environ $6 \cdot 10^{11} \text{ m}^3$.

4.2.2. Gyre algérien

Le schéma dominant à profondeur intermédiaire, mis en évidence par les trajectoires des flotteurs à 600 m de profondeur, est une circulation de grande échelle cyclonique dans tout le bassin algérien. Durant toute l’expérience MATER (juillet 1997-juillet 1998), les flotteurs largués dans le bassin algérien ont tous révélé cette structure de grande échelle (Fig. 4.7).

Cette circulation que l’on appellera gyre algérien, n’avait jamais été observée auparavant et devrait permettre de mieux comprendre la circulation générale de ce bassin que l’on pensait dominée à toutes les profondeurs par les AEs (Millot [1999], voir chapitre 1 - Figs. 1.2, 1.3 et 1.4).

Ce gyre est caractérisé par une période de rotation de 3-4 mois et des vitesses typiques de l’ordre de 5-10 cm/s à sa périphérie. Les données de courantométrie ELISA de 9 mouillages répartis dans le bassin (Fig. 4.1, aux immersions 1800 m, 1000 m, 350 m et 100 m) ont mis en évidence que ce gyre avait approximativement la même intensité à toutes les profondeurs sauf dans la couche de surface qui est dominée par les AEs (Fig. 4.8, voir aussi section 4.2.1). N’ayant pas de signature sur les isopycnes profondes, le gyre algérien est donc principalement barotrope et entraîne des LIW, mais aussi des TDW et peut-être même en dessous de 1800 m des WMDW.

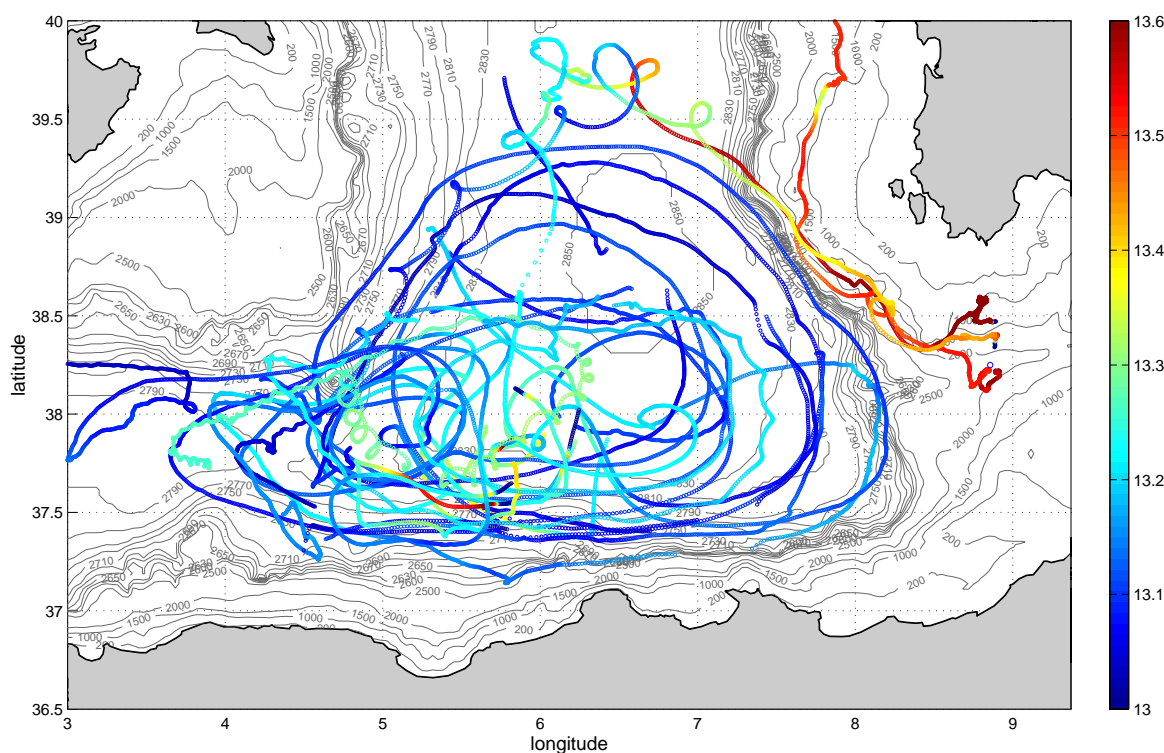


FIG. 4.7 – : Trajectoires des flotteurs MATER dérivant vers 600 m de profondeur de juillet 1997 à juillet 1998, l'échelle de couleurs représente la température potentielle mesurée in situ.

Les températures mesurées par les flotteurs à environ 600 m de profondeur montrent que ce gyre transporte essentiellement des LIW assez peu marquées (environ 13-13.3°C à 600 m de profondeur) en contraste avec les LIW ($> 13.5^\circ\text{C}$) que l'on peut trouver le long de la pente continentale de la Sardaigne (Fig. 4.7). De même les courantomètres ELISA et les mesures de Rhein *et al.* [1999] (voir section 4.2.3) montrent que le gyre concerne aussi des TDW assez peu marquées par rapport aux eaux que l'on trouve le long de la pente sarde.

Ce mouvement cyclonique de grande échelle est permanent mais non stationnaire à l'échelle saisonnière. A la fin de l'automne et au début de l'hiver 1997/98, le gyre est pleinement développé. Au printemps 1998, bien qu'encore dominant dans le bassin, le gyre prend une forme plus elliptique dans la direction est-ouest et diminue de moitié dans la direction nord-sud (Fig. 4.9). Ce gyre de forme elliptique a une extension est-ouest à peu près constante de l'ordre de 250 km et son extension nord-sud varie (de 150 à 200 km) en même temps que son intensité (vitesses typiques de 5 cm/s à 10 cm/s). C'est une circulation très énergétique, surtout à la fin de l'automne et au début de l'hiver où il présente son maximum d'intensité.

Cette variabilité quasi-saisonnière est confirmée par les courantomètres : les spectres des intensités de vitesse montrent tous un pic de variance vers 100 jours (Fig. 4.10). Ces pics sont assez délicats à distinguer puisqu'on a des séries temporelles de 1 an seulement et qu'on

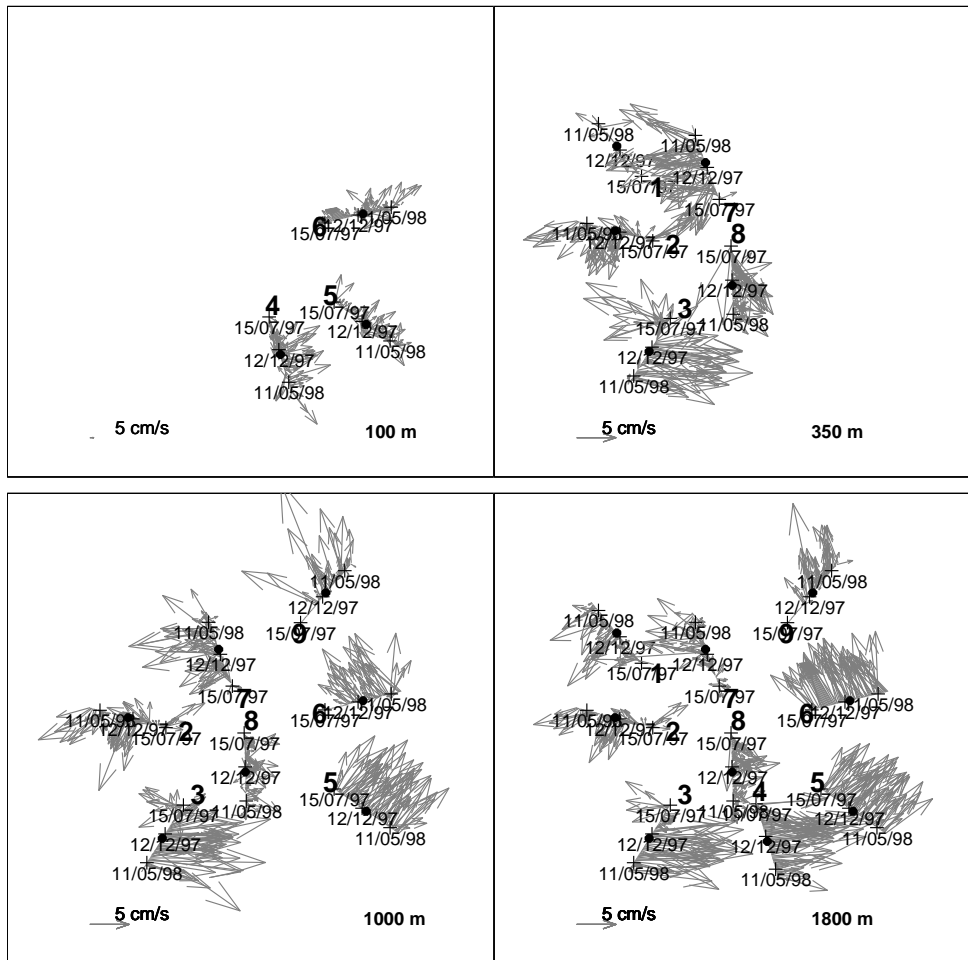


FIG. 4.8 – Diagrammes progressifs des courantomètres ELISA suivant des directions orthogonales (suivant la position du courantomètre) à l'écoulement moyen du gyre algérien.

est proche du sous-échantillonnage pour un signal saisonnier. Mais, en calant le spectre d'un bruit rouge sur les spectres des courantomètres en utilisant une méthode de moindres carrés, on peut voir ces pics ressortir nettement.

Les vitesses moyennes associées au gyre cyclonique (autour de 5-10 cm/s) sont d'un ordre de magnitude plus faibles que les vitesses orbitales associées aux AEs anticycloniques (autour de 50 cm/s) mais excèdent d'un facteur 3 ou 4 la vitesse de translation moyenne des AEs pendant leur parcours cyclonique dans le bassin. Le mouvement de ces AEs semble dirigé par le gyre algérien puisque il y a une bonne corrélation entre le mouvement général des flotteurs et le mouvement des AEs de surface (Fig. 4.11). Ce qui est consistant avec les travaux théoriques de *Vandermeirsch et al.* [1999] qui montrent que la translation des tourbillons est principalement due à la composante barotrope du fluide ambiant. Si les AEs accomplissent une boucle cyclonique en 1 an au lieu 3-4 mois comme les flotteurs, cela est principalement dû au fait que les AEs sont parfois immobiles pendant plusieurs semaines le

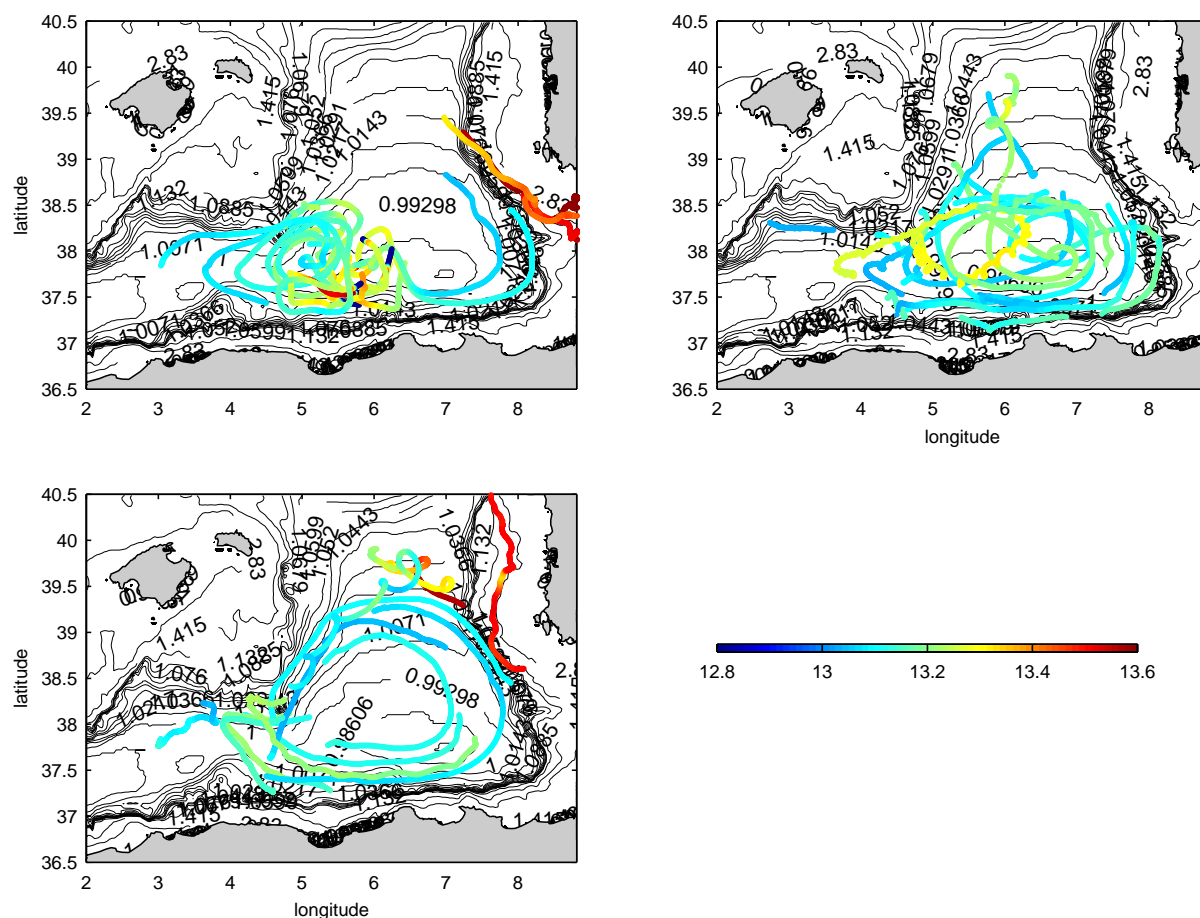


FIG. 4.9 – Trajectoires des flotteurs MATER dérivant vers 600 m de profondeur de juillet 1997 à juillet 1998, coloriées avec la température potentielle mesurée in situ. a) du 14/7/1997 au 11/11/1997 b) du 11/11/1997 au 25/1/1998 et c) du 25/1/1998 au 24/6/1998. Les contours f/H ont été représentés normés par $H_0 = 2830$ m et f_0 pris à $38^{\circ}30'N$.

long de la côte africaine tandis que les flotteurs continuent d'évoluer dans le gyre profond. Ils peuvent aussi se trouver en périphérie du gyre et en sortir lorsque celui-ci est réduit (Fig. 4.12). Des interactions entre AEs pourraient également moduler leur migrations.

4.2.3. Écoulement de LIW-TDW au sud-ouest de la Sardaigne

Le long de la pente ouest de la Sardaigne, des LIW venant directement de la mer Tyrrhénienne s'écoulent vers le nord. Des stations CTD réalisées durant les expériences MATER (ELISA et LIWEX) documentent la structure de cet écoulement (Fig. 4.13).

Au fur et à mesure que l'on progresse vers le nord, la veine de LIW est graduellement érodée en même temps qu'elle devient plus large (voir section 1.3.3). Les flotteurs ont mesuré des températures potentielles d'environ 13.5-13.6°C à 600 m de profondeur. Les courants géostrophiques déduits des mesures hydrologiques avec une référence à 1000 m ne montrent

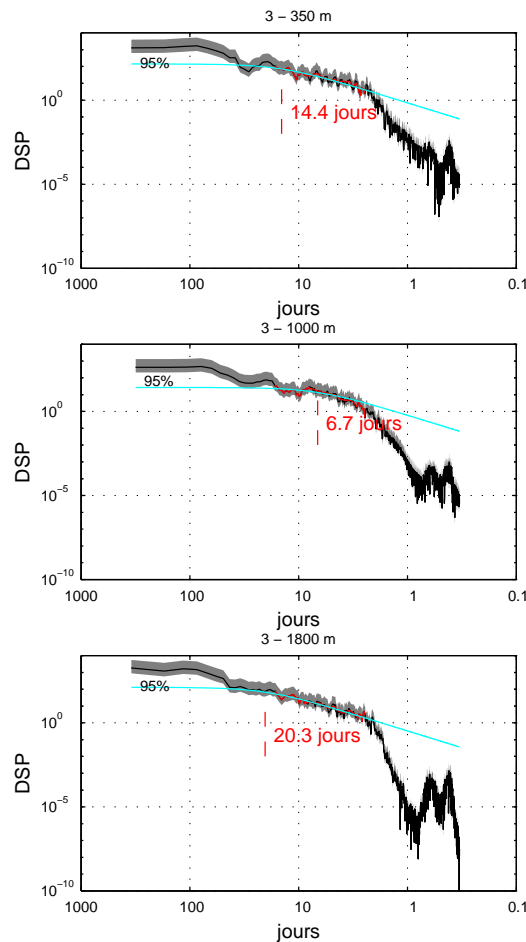


FIG. 4.10 –: Spectres de l'intensité de la vitesse mesurée par les courantomètres situés sur le mouillage 3 à 350, 1000 m et 1800 m. L'ombre grise donne une barre d'erreur à 95 %. La courbe bleue est le spectre d'un bruit rouge calé sur la partie du spectre en rouge, par une méthode de moindres carrés.

pas de courants supérieurs à 0.5 cm/s en dessous de 300 m (Figure 4.14 correspondante à la Figure 4.13) ce qui indique peu de cisaillement vertical.

Puisque les flotteurs ont évolué vers le nord avec des vitesses de l'ordre de 3 cm/s en suivant de près les isobaths 1000 m et 2000 m (flotteur #88, Fig. 4.15), cette veine semble être une circulation plutôt barotrope (au moins entre 300 et 1000 m de profondeur), lente et fortement contrainte par la topographie.

En amont, au sud-ouest de la Sardaigne les eaux intermédiaires les plus typiques venant directement de la mer Tyrrhénienne sont coincées entre le gyre algérien composé d'eaux moins marquées et le talus. Ici, on ne peut pas vraiment parler de veine intermédiaire: la structure hydrologique n'est pas associée à un courant propre. En effet, le maximum de vitesse sépare les eaux du gyre de celle venant directement de la mer Tyrrhénienne le long de la pente continentale de la Sardaigne. Ces eaux caractérisées par des températures élevées autour de 13.5-13.6°C et confinées entre ce maximum de vitesse et le talus présentent un

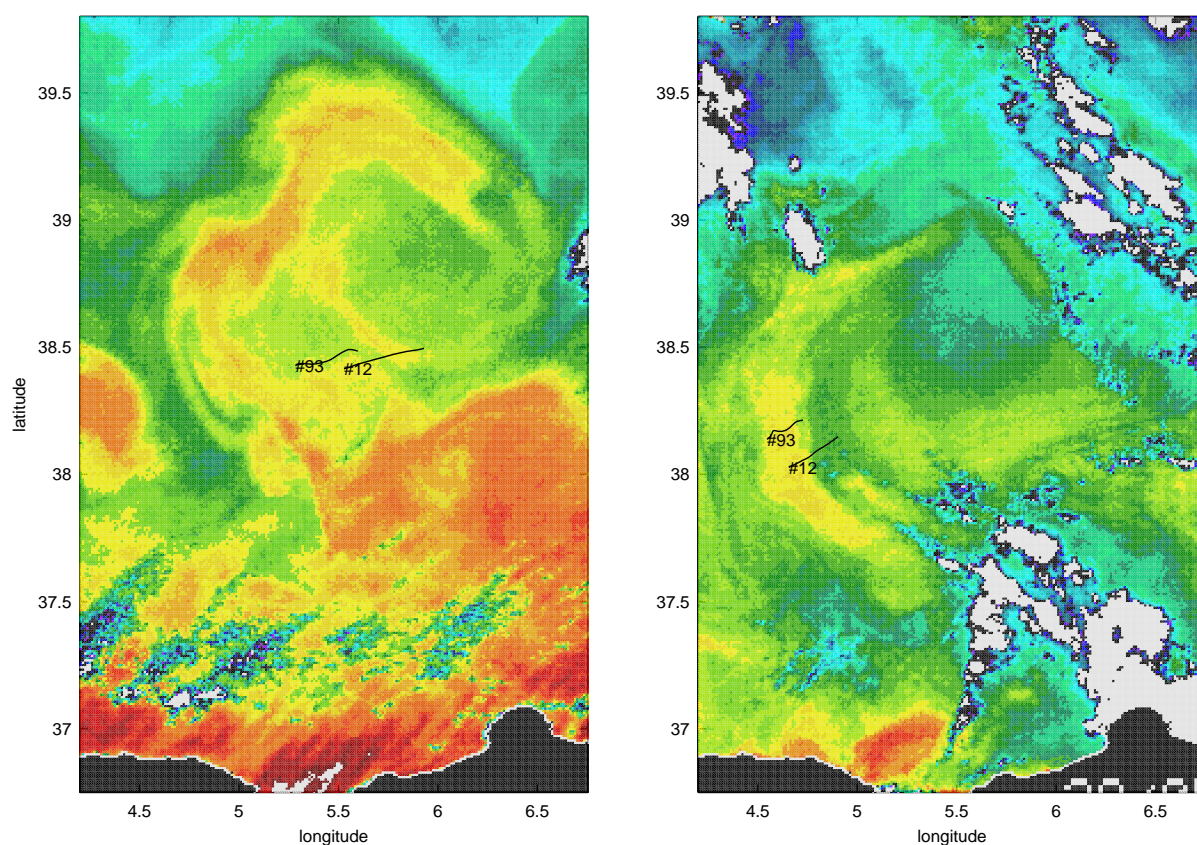


FIG. 4.11 –: Suivi d'un AE en surface (images SST du 16/04/1998 et du 28/04/1998) et tronçons de 4 jours centrés au dates des images des flotteurs # 93 et #12 à environ 600 m de profondeur.

cisaillement horizontal anticyclonique tandis que de l'autre côté du maximum de vitesse on se trouve dans le gyre algérien cyclonique composé d'eaux moins marquées en température (Fig. 4.16).

Les estimations du cisaillement horizontal anticyclonique à droite du maximum de vitesse basées sur des vitesses déduites des trajectoires de flotteurs donnent des valeurs autour de $-0.5 \cdot 10^{-5} \text{ s}^{-1}$. Des mesures de vitesse (LADCP) et de concentration de CFC le long d'une section CTD coupant le bassin algérien ont été réalisées par *Rhein et al.* [1999] (Figs. 4.17, 4.18, 4.19 et 4.20). Ces Figures montrent bien que la TDW venant de la mer Tyrrhénienne s'étend de 700 à 1500 m de profondeur juste sous la couche de LIW dans tout le bassin occidental (voir section 1.2.3).

Rhein et al. [1999] ont réalisé leurs mesures (Figs 4.17, 4.18, 4.19 et 4.20) à peu près au moment où les flotteurs #88 et #09 dérivant dans l'écoulement de LIW-TDW venant de la mer Tyrrhénienne au sud-ouest de la Sardaigne passaient dans la région en automne 1997. La Figure 4.15 présentant des flotteurs à 600 m de profondeur, est d'ailleurs très semblable à la Figure 4.19 qui représente des vitesses LADCP moyennées entre 800 et 1500

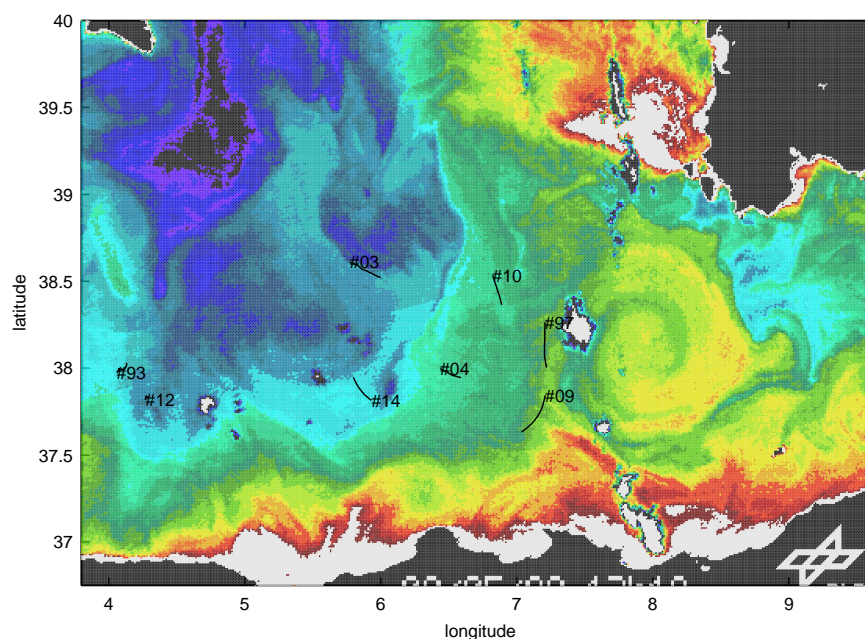


FIG. 4.12 –: Image SST et flotteurs profonds (600 m). Situation où les AEs sont situés de part et d'autre d'un gyre algérien réduit.

m de profondeur. De même, la Figure 4.20 donne les valeurs correspondantes en CFC et indique que les TDW les plus récentes sont aussi confinées à droite du maximum de vitesse comme les LIW au dessus (section 4.2.3). Cela indique que les courants sous la couche de surface de MAW varient peu avec la profondeur au sud-ouest de la Sardaigne et donc que cet écoulement apparaît principalement barotrope comme le gyre algérien ou la veine sarde à l'ouest de la Sardaigne.

Avant de se séparer au sud-ouest de la Sardaigne, le gyre algérien et l'écoulement de LIW et de TDW venant directement de la mer Tyrrhénienne se rejoignent à environ 10 km au large de l'isobath 2000 m. La vitesse y présente un maximum de l'ordre de 10 cm/s à toutes les profondeurs dans la couche de LIW-TDW.

Les LIW et TDW venant directement de la mer Tyrrhénienne à travers le chenal de Sardaigne-Tunisie et caractérisées respectivement par des températures élevées et des faibles concentrations en CFC sont donc confinées du côté droit de ce maximum de vitesse dans une région présentant un cisaillement horizontal anticyclonique à toutes les profondeurs dans les couches intermédiaires et profondes (Figs. 4.17, 4.18, 4.19 et 4.20).

Des estimations indirectes de *Rhein et al.* [1999] à partir des traceurs donnent un débit moyen sur l'année de 0.4 Sv de TDW entrant dans le bassin algérien à travers le chenal de Sardaigne-Tunisie. Les Figures 4.17 et 4.15 indiqueraient plutôt un débit instantané de 0.8 Sv. En comparaison, le gyre apparaît comme une structure très énergétique impliquant une recirculation de TDW d'un ordre de grandeur plus grand autour de 4 Sv.

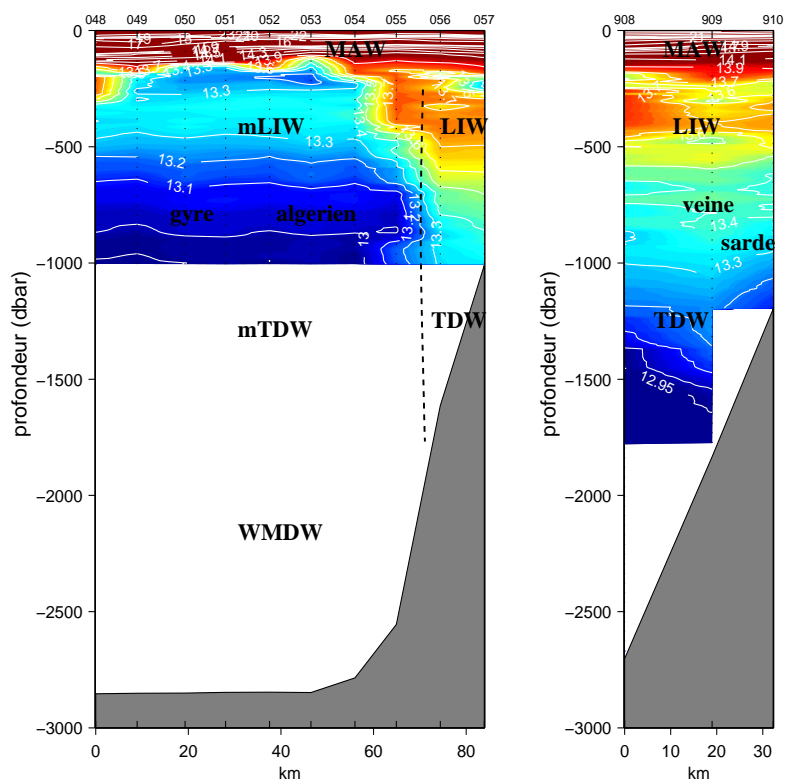


FIG. 4.13 –: Coupes de température potentielle le long du talus sarde. Voir Figure 4.15 pour les positions des stations.

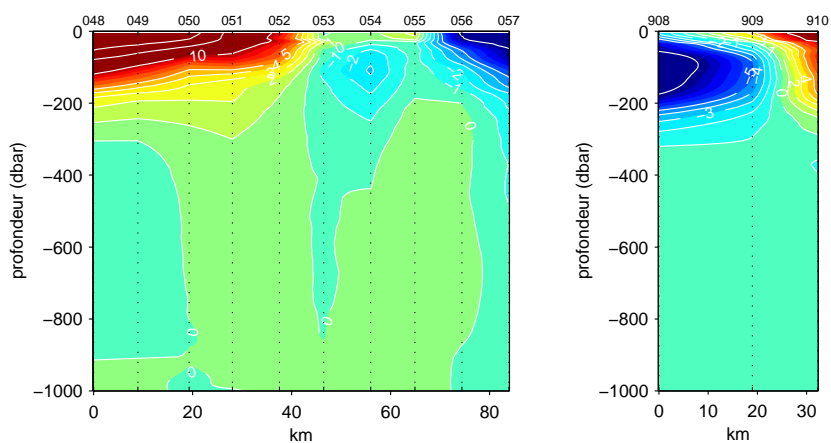


FIG. 4.14 –: Coupes de vitesses géostrophiques le long du talus sarde correspondantes à la Figure 4.13.

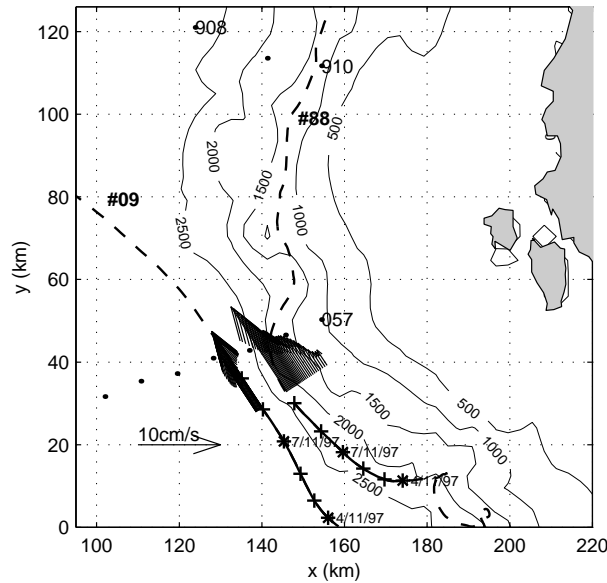


FIG. 4.15 –: Trajectoires des flotteurs #88 et #09 et projection sur une section orthogonale au talus des vitesses mesurées par les flotteurs #88 et #09 entre le 15/09/97 et le 18/09/97.

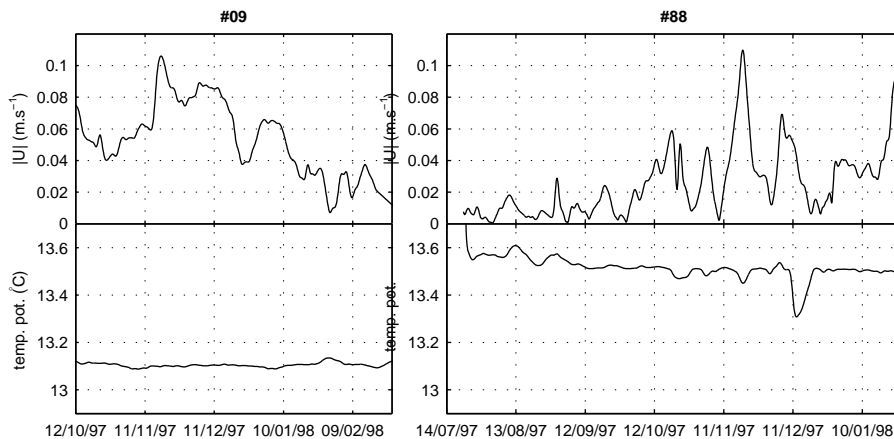


FIG. 4.16 –: Séries temporelles de température et de vitesse mesurées par les flotteurs dérivant dans le gyre algérien (#09), dans la veine sarde (#88).

4.2.4. Tourbillon de LIW

En novembre 1997, deux flotteurs ont suivi le talus continental jusqu'au coin sud-ouest de cette île. A cet endroit, ils ont commencé à dériver dans le même tourbillon décrivant tous les deux des boucles anticycloniques de 3-4 semaines de période (Fig. 4.21). En même temps les flotteurs indiquèrent des températures typiques de la veine sarde de LIW alors qu'ils venaient de quitter le talus continental et auraient dû évoluer dans des eaux plus froides.

Ce tourbillon déjà décrit section 3.3.1, est caractérisé par des périodes de rotation de 3-4

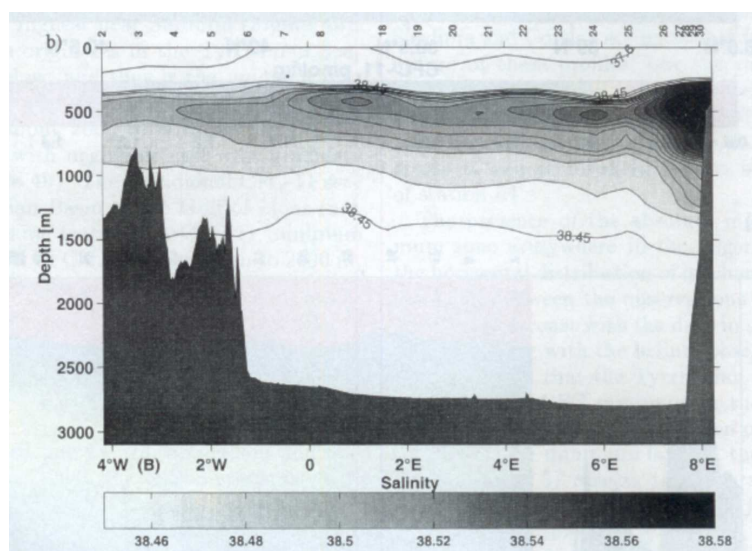


FIG. 4.17 –: Coupe de salinité de la mer d’Alboran au coin sud-ouest de la Sardaigne (voir Fig. 4.19) en novembre 1997, d’après Rhein et al. [1999].

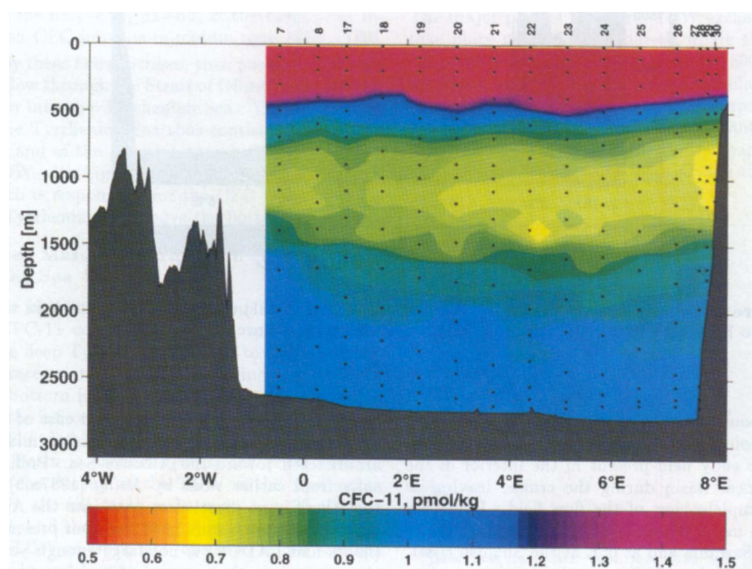


FIG. 4.18 –: Coupe de concentration de CFC de la mer d’Alboran au coin sud-ouest de la Sardaigne (voir Fig. 4.19) en novembre 1997, d’après Rhein et al. [1999].

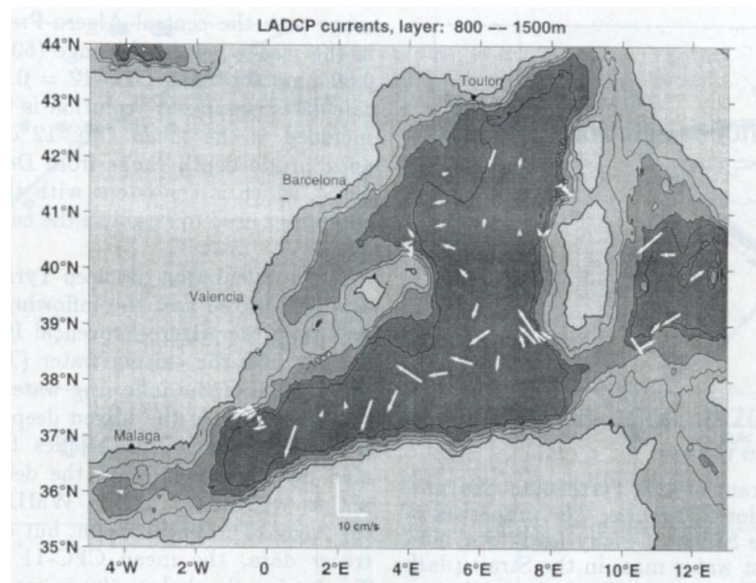


FIG. 4.19 –: Vitesses LADCP dans le bassin occidental moyennées sur 800-1550 m de profondeur, d'après Rhein et al. [1999].

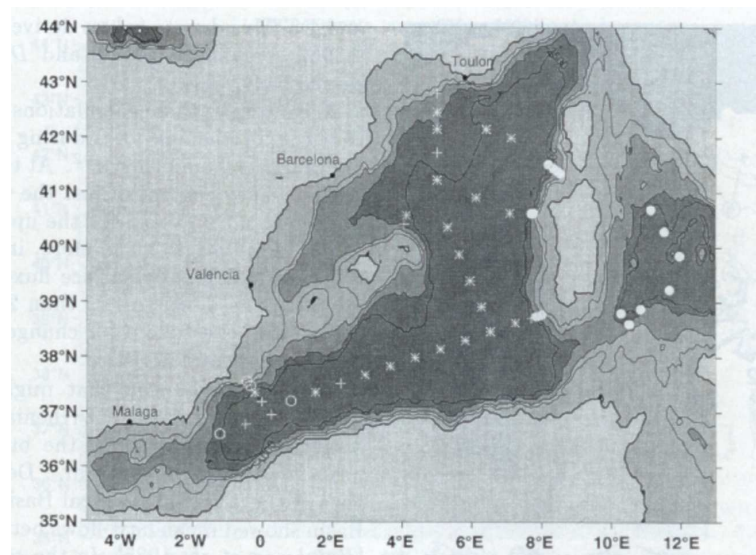


FIG. 4.20 –: valeurs du minimum de concentrations en CFC dans le bassin occidental, ● < 0.7 pmol/kg, * 0.7-0.75 pmol/kg, + 0.75-0.80 pmol/kg, et ○ > 0.8 pmol/kg d'après Rhein et al. [1999].

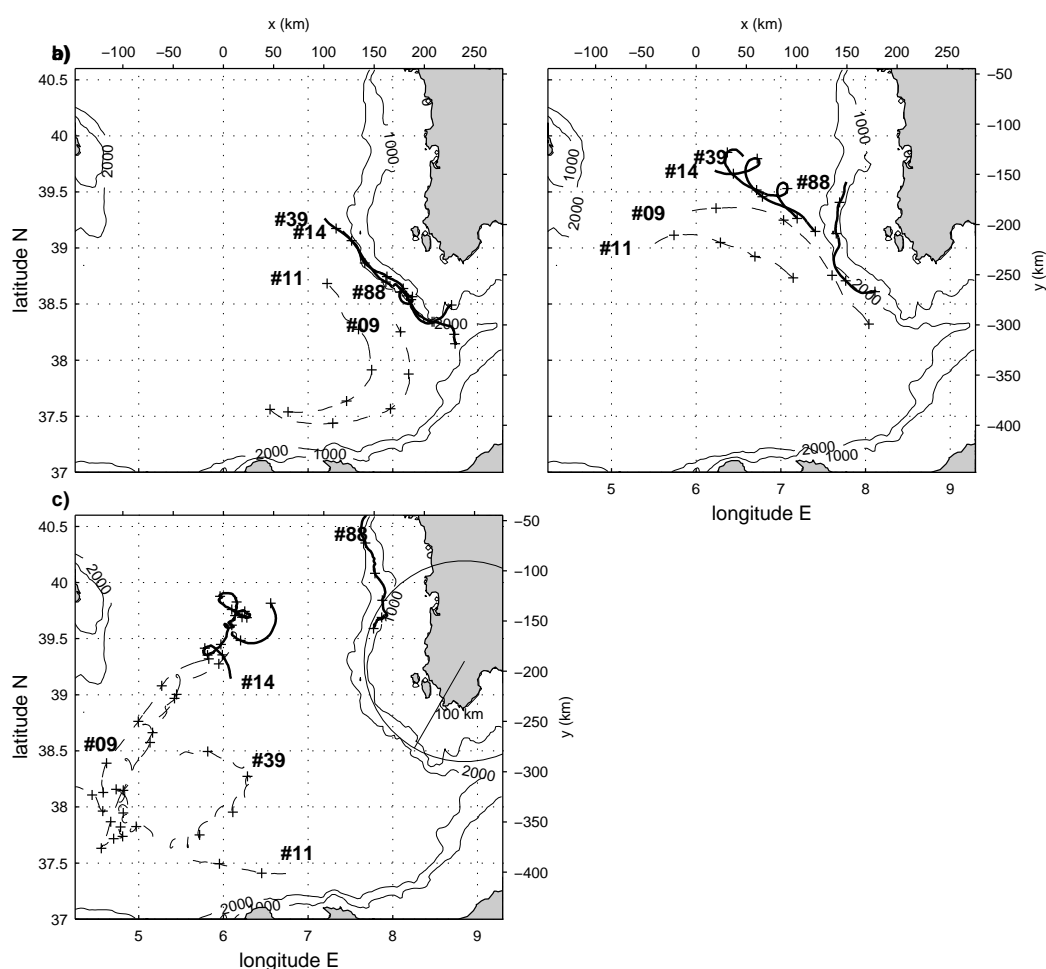


FIG. 4.21 –: Trajectoires des flotteurs #09, #11, #14, #39 et #88 entre a) le 27/09/97 et le 08/11/97 b) le 08/11/97 et le 26/12/97 c) le 26/12/97 et le 01/04/98. Le trait plein est utilisé pour les flotteurs dérivant dans un écoulement de LIW chaude et salée et le trait pointillé pour des LIW moins marquées (gyre et SCV).

semaines, un rayon de 25-30 km et une vorticité relative de $-f/16$ près de son centre. On n'a pas beaucoup d'information sur l'extension verticale de ce tourbillon, les courantomètres situés sur sa trajectoire n'ayant pas fonctionné à ce moment-là, mais il semble qu'il n'ait pas de signature en surface d'après les images SSTs et SeaWIFS qui ont pu être collectées.

4.2.4.a) Analyse des DKPs

La Figure 4.22 montre une autre application du critère d'Okubo-Weiss indiquant deux régimes distincts vus par ces deux flotteurs qui quittent le talus continental de la Sardaigne pour dériver dans le tourbillon de LIW. Les deux flotteurs évoluent d'abord dans un régime

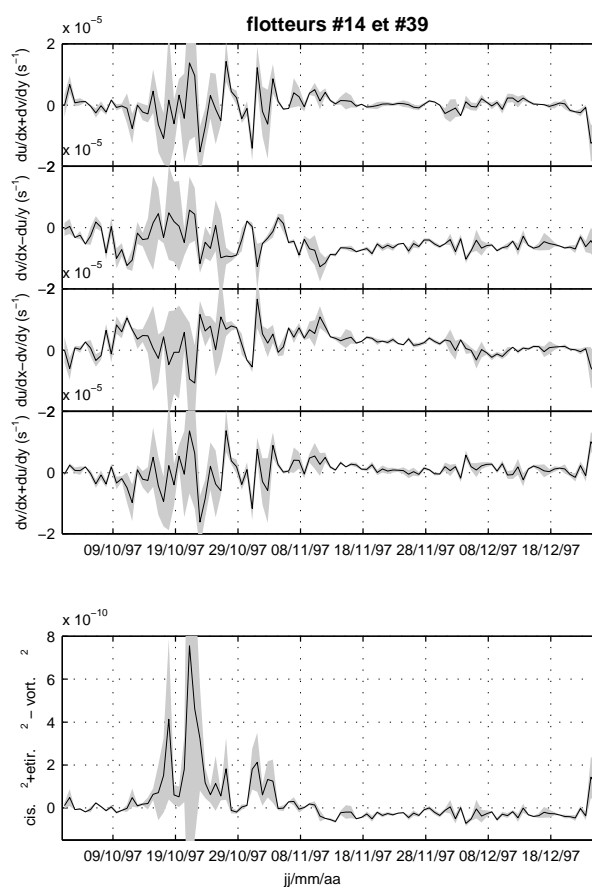


FIG. 4.22 –: (haut) paramètres cinétiques différentiels calculés pour la parcelle d'eau définie par les flotteurs #14 et #39: divergence $(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y})$, vorticité relative $(\frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y})$, étirement $(\frac{\partial u}{\partial x} - \frac{\partial v}{\partial y})$, et cisaillement $(\frac{\partial v}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial y})$. (bas) Critère d'Okubo-Weiss. Le trait plein indique la moyenne de 5 calculs et l'ombre grise représente un écart-type.

dominé par le cisaillement et l'étirement lorsqu'ils suivent le talus continental dans l'écoulement de LIW au sud-ouest de la Sardaigne, puis ils passent à un régime dominé par la vorticité lorsqu'ils quittent la pente continentale pour dériver dans le tourbillon de LIW.

Les mêmes calculs ont été réalisés (Fig. 4.23) en ajoutant un flotteur dérivant à la périphérie du gyre algérien. Dans ce cas, la définition de la parcelle fluide n'est pas très claire mais cette démarche montre des résultats intéressants. En effet, les calculs ne sont presque pas changés mis à part des valeurs pics revenant à la période de rotation du tourbillon. Elles sont dues à des limitations numériques lorsque les 3 flotteurs sont alignés sur une même droite. Notons cependant que, le flotteur définissant la périphérie du gyre algérien peut aussi bien définir la périphérie du tourbillon de LIW d'un point de vue de vorticité relative mais aussi d'un point de vue de l'énergie cinétique puisque la Figure 4.24 nous montre que les vitesses mesurées par le flotteur définissant le gyre sont approximativement les mêmes que

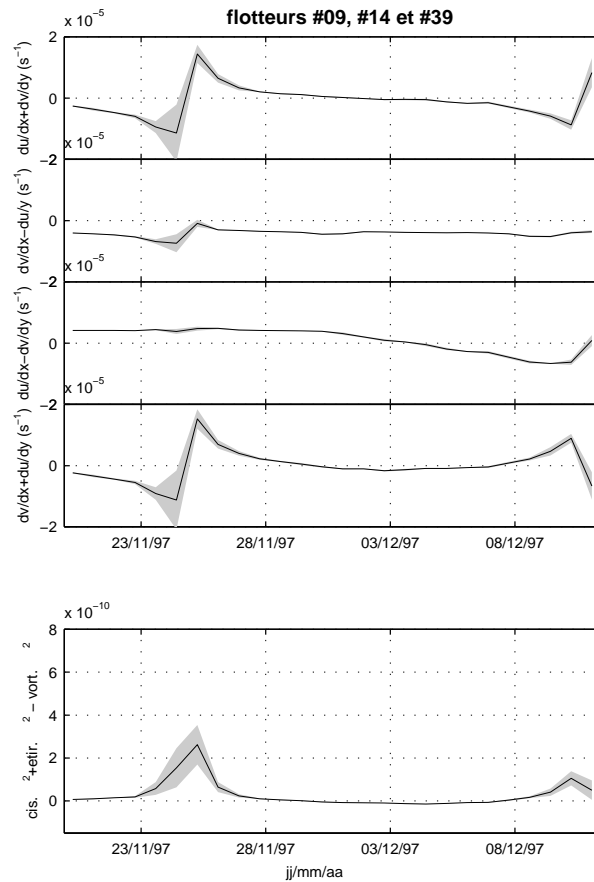


FIG. 4.23 –: (haut) paramètres cinétiques différentiels calculés pour la parcelle d'eau définie par les flotteurs #09, #14 et #39: divergence $(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y})$, vorticité relative $(\frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y})$, étirement $(\frac{\partial u}{\partial x} - \frac{\partial v}{\partial y})$, et cisaillement $(\frac{\partial v}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial y})$. (bas) Critère d'Okubo-Weiss. Le trait plein indique la moyenne de 5 calculs et l'ombre grise représente un écart-type.

celles mesurées à la périphérie du tourbillon.

4.2.4.b) Mécanismes de formation du tourbillon de LIW

AEs: Des AEs ont été observés dans le bassin algérien pendant toute la durée de l'expérience (juillet 1997 à juillet 1998) mais aucun ne l'a été dans la partie nord-est du bassin algérien au moment où les flotteurs ont révélé le tourbillon de LIW. Entre septembre 1997 et janvier 1998, deux AEs (96-1 et 97-1) migraient dans le bassin algérien. 96-1 a effectué un parcours le long de la côte africaine de 6° E à 8° E et 97-1 l'a suivi en évoluant de 3° E à 4° E.

Ils sont donc restés le long de la côte africaine et assez loin du coin sud-ouest de la Sardaigne au moment de la formation de ce tourbillon. Bien qu'ils participent au transport de LIW vers l'intérieur de bassin, des filaments de LIW s'enroulant autour d'eux (section 4.1), ils n'ont pas pu intervenir dans la formation du tourbillon de LIW.

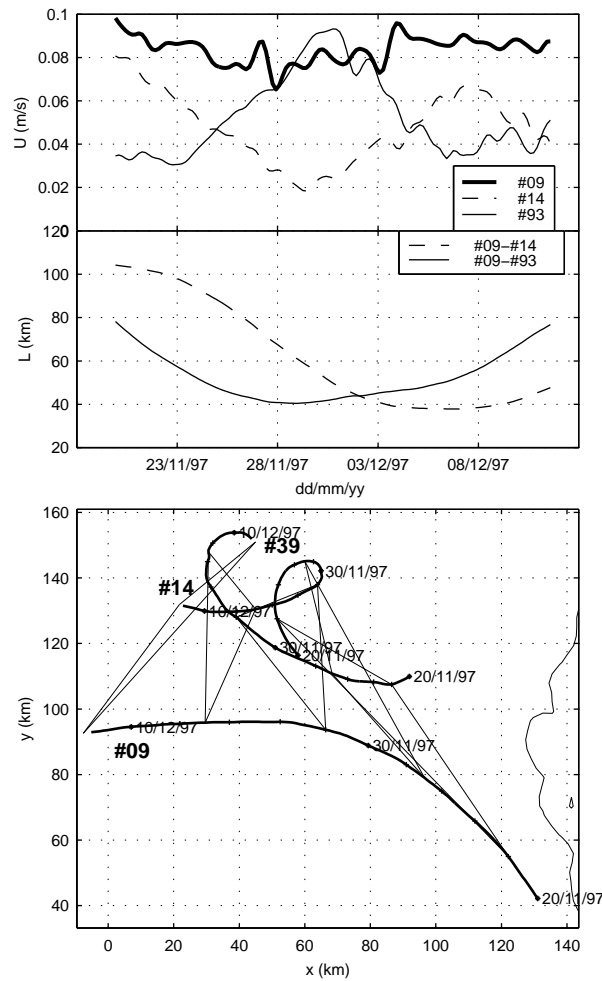


FIG. 4.24 – : Séries temporelles de vitesse des flotteurs #09, #14 et #39 et de distance entre les flotteurs.

Instabilité de la veine de LIW: Les LIW et TDW qui s'écoulent au sud de la Sardaigne rejoignent le gyre algérien et continuent de s'écouler le long de la pente continentale ouest de la Sardaigne. La formation des tourbillons de LIW serait-elle due à une dynamique interne à cet écoulement ?

La structure horizontale des isopycnes est très plate et les calculs géostrophiques montrent peu de cisaillement dans la couche de LIW-TDW (Fig. 4.14). Ainsi, l'hypothèse de Millot [1999] selon laquelle la veine de LIW est une veine intermédiaire et génère des "Leddies" (voir section 1.3) en étant instable est peu probable sauf si l'on suppose une instabilité de cisaillement horizontal barotrope. Cependant des dérivées de second ordre du champ de vitesse sont nécessaires pour estimer un critère d'instabilité barotrope, ce que ne permettent pas nos données.

Millot [1999] suggère aussi que l'augmentation du gradient vertical de densité produit de

la vorticité anticyclonique. Une production de vorticité anticyclonique de $-f/16$ necessiterait une compression de 10 m d'une parcelle d'eau initialement au repos, comprise entre deux isopycnes  loign es initialement de 160 m, ce qu'on ne voit pas clairement sur les sections CTD le long de la pente sarde.

L'effet d' angle   droite  appelé canon à tourbillons (*Pichevin   Nof* [1995]) crée des tourbillons à un cap pour conserver la quantité de mouvement du fluide et necessite un agent pour détacher ce tourbillon de la côte (cela peut être l'effet β et/ou de l'advection). On ne peut pas écarter cet effet qui a déjà été proposé pour la création des Meddies, mais ce mécanisme interne à l'écoulement d'eau qui va constituer le tourbillon doit être comparé avec l'influence du gyre très énergétique qui semble étroitement lié à la formation du tourbillon de LIW.

Séparation du gyre algérien du talus continental : Le gyre algérien apparaît comme une structure dominante et permanente dans le bassin algérien. Il s'étend jusqu'au fond et a une intensité maximale en profondeur (courants à 1800 m légèrement plus forts, Fig. 4.8). Cette circulation implique qu'une grande quantité d'eau évoluant dans ce gyre se sépare de la pente continentale à environ $39^{\circ}00'N$ tandis que la veine sarde de LIW-TDW s'écoule le long de la pente continentale à l'ouest de la Sardaigne.

L'analyse des paramètres cinétiques différentiels (voir section 4.1) indique que l'écoulement de LIW au sud-ouest de la Sardaigne est une région domin e par la filamentation (principalement du cisaillement anticyclonique). Les caractéristiques du tourbillon de LIW semblent étroitement li es à ce cisaillement anticyclonique puisque sa vorticité relative est équivalente à la vorticité de cisaillement près de la pente continentale. Une partie du cisaillement serait transf r e à de la vorticité de courbure (la moitié de la vorticité est due à la courbure dans le cas d'une rotation solide) et l'autre partie resterait de la vorticité de cisaillement une fois que la parcelle d'eau a quitté la proximité du talus continental. Cela est bien illustré par le critère d'Okubo-Weiss (voir section 4.1) montrant 2 régimes distincts avant et après le 8 novembre 1997. Les séries temporelles de vitesse déduites des flotteurs et l'analyse des paramètres cinétiques différentiels indiquent que les parcelles d'eau à la périphérie du gyre algérien peuvent aussi bien définir la périphérie du tourbillon de LIW, au niveau de l'énergie cinétique et de la vorticité relative, ce qui suggère que la séparation du gyre du talus au sud-ouest de la Sardaigne est directement li e à la formation du tourbillon de LIW.

Marshall   Tansley [2001] ont trouvé une formulation implicite pour la séparation d'un courant de bord ou d'un gyre de la côte. Cette étude a été inspir e par le problème du décollement du Gulf Stream de la côte vers le large au cap Hatteras. Une analyse d'échelle conduit au critère suivant :

$$r < \left(\frac{U}{\beta} \right)^{1/2}$$

ou r est le rayon de courbure de la côte, U est la vitesse du courant de bord et β le gradient

du paramètre de Coriolis dans la direction du fluide. Pour $\beta \sim 10^{-11} m^{-1} s^{-1}$, $U \sim 0.1 m/s^{-1}$, la séparation du talus nécessite $r < 100 km$.

D'après *Tansley & Marshall* [2001], la séparation de la côte d'un gyre ou d'un courant impliquerait la formation de tourbillons pour maintenir cette séparation suivant un processus similaire à la formation de tourbillons de Von Karman dans le sillage d'un objet. Autour du coin sud-ouest de la Sardaigne, la pente continentale et le talus forment un bombement dont le rayon de courbure est plus petit que 100 km (Fig. 4.25) satisfaisant ainsi le critère de *Marshall & Tansley* [2001] pour la séparation du fluide et la formation de tourbillons.

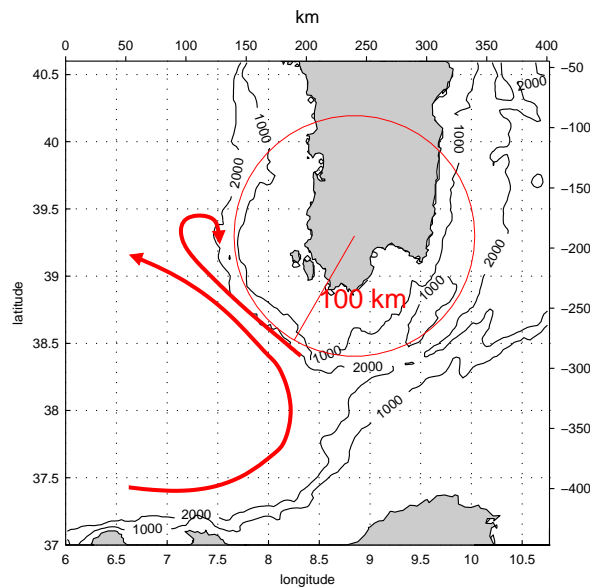


FIG. 4.25 – : Topographie et rayon de courbure du bombement au sud-ouest de la Sardaigne.

Le tourbillon de LIW a été observé pour la première fois le 8 novembre 1997 à l'endroit où le gyre algérien se sépare de la côte et il a évolué ensuite à sa périphérie suggérant ainsi qu'il pourrait être formé principalement selon ce processus.

L'extension verticale du tourbillon de LIW n'a cependant pas pu être spécifiée, or ce mécanisme de formation implique une extension verticale couvrant à la fois les couches de LIW et de TDW si bien que le terme "Leddy" ou tourbillon de LIW n'est peut-être pas bien approprié.

Comparaison avec les Meddies : Finalement, la situation au sud-ouest de la Sardaigne est très différente de la situation au sud-ouest de l'Espagne où sont formés les Meddies et il faut veiller à ne pas trop rapidement rapprocher la formation des tourbillons de LIW de celle des Meddies. Déjà, il n'y a pas, au sud-ouest de l'Espagne, d'écoulement cyclonique énergétique de type gyral qui pourrait contribuer activement à la formation des Meddies. De plus, même si les Meddies et les tourbillons de LIW ont à peu près le même rayon, leur structures et leur vorticités relatives associées sont bien différentes. En fait, l'eau méditerranéenne qui

compose le cœur des Meddies laisse une signature très identifiable sur le champ de densité, leur cœur étant peu stratifié en comparaison avec le fluide ambiant dû au mélange lors de la cascade à la sortie du détroit de Gibraltar. C'est en contraste avec la LIW et la TDW s'écoulant vers l'ouest dans le chenal de Sardaigne-Tunisie qui présentent des caractéristiques de température et de salinité qui se compensent de manière à ce qu'il n'y ait pratiquement pas de signature sur la densité entre ces eaux et les eaux du bassin algérien. De plus, un Meddy a une vorticité relative autour de $-f/2$ (*Richardson* [1989], *Armi & Zenk* [1984], *Elliot & Sanford* [1986a], *Elliot & Sanford* [1986b], *Prater & Sanford* [1994]), valeur très forte comparée à la vorticité relative du tourbillon de LIW autour de $-f/16$. Les Meddies appartiennent donc plus aux tourbillons cohérents de submésoséche (SCVs, *McWilliams* [1985]) qui sont caractérisés par une forte anomalie de vorticité potentielle (effets combinés de la rotation et de la stratification) au contraire des tourbillons de LIW.

4.3. Maquette Méditerranée

Si la maquette ne résout pas les structures tourbillonnaires de submésoséche (voir section 3.6) elle est bien adaptée à l'étude de tourbillons présentant des rayons supérieurs à 30 km comme les AEs ou les tourbillons de LIW ou encore de grands traits de circulation comme les courants de bord ou le gyre algérien qui ont été observés. Dans cette section, on étudiera les capacités du modèle à reproduire ces éléments de circulation, et l'analyse et l'intercomparaison des observations et du modèle amèneront à la fois des éléments pour améliorer le modèle et pour porter un nouveau regard sur les observations. L'utilisation des flotteurs simulés a été particulièrement efficace pour décrire l'écoulement et identifier des tourbillons en se combinant au critère d'Okubo-Weiss (ou le critère plus précis dérivé par *Hua & Klein* [1998] qui est applicable dans la maquette mais pas aux les observations issues des flotteurs).

4.3.1. Tourbillons algériens

La maquette fait bien apparaître des circulations tourbillonnaires anticycloniques reliées aux instabilités du Courant Algérien. Le courant décrit d'abord des méandres en surface qui se referment ensuite sur eux-mêmes pour générer des tourbillons très semblables aux AEs observés. Comme dans les observations, leurs formes sont quasi-circulaires, les vitesses orbitales associées sont de l'ordre de 50 cm/s, et leurs diamètres varient beaucoup sans tendance particulière en restant de l'ordre de 100 km. Ils ont une forme de bol de MAW et impriment une dépression des isopycnes, isohalines et isothermes jusque vers 300 m de profondeur. Ils sont généralement limités à cette couche de surface de MAW mais peuvent présenter une forte composante barotrope pendant plusieurs semaines et induire une circulation anticyclonique jusqu'au fond vers 2800 m de profondeur. Un AE présentant une forte composante barotrope et un AE n'ayant pas de signature en profondeur sont présentés Figures 4.26 et 4.27 respectivement.

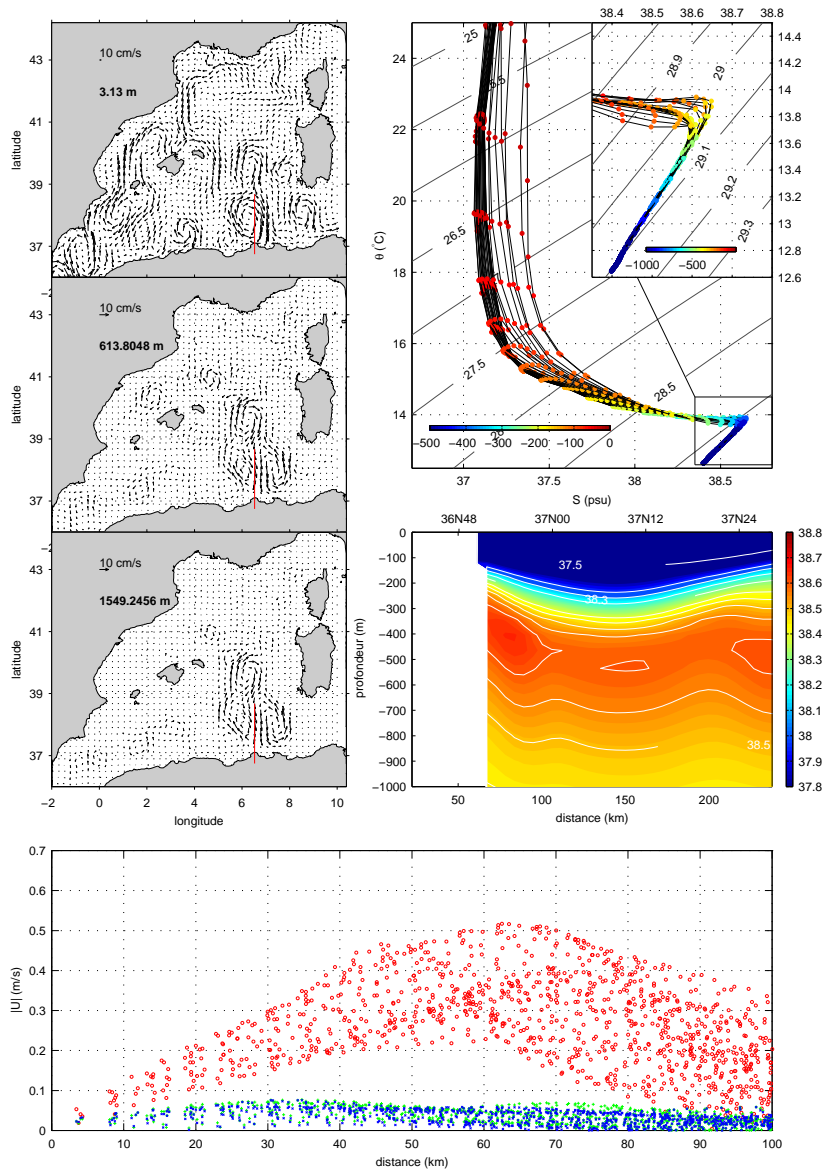


FIG. 4.26 –: Coupe de salinité suivant approximativement un diamètre, le diagramme θ - S correspondant, le champ de vitesse dans le bassin occidental à 3 immersions différentes et des structures radiales de vitesses orbitales correspondantes à ces 2 immersions (rouge, 3 m ; vert, 613 m ; bleu, 1549 m).

Il faut noter la forte signature de ces AEs dans la couche de surface. Ils présentent tous les deux un fort minimum de salinité autour de 37 psu dans leurs cœurs, correspondant à de la MAW récente en contraste avec les MAW que l'on peut trouver en périphérie autour de 37.5 psu. Le maximum de salinité et de température est assez peu marqué et essentiellement dû à la présence de filaments de LIW qui les entourent, laissant de la LIW peu marquée juste sous le bol de MAW récente. Les interactions entre les AEs et l'écoulement de LIW (voire de la TDW si l'AE a une signature profonde) le long du talus sarde sont donc bien représentée

par le modèle (Fig 4.28). Les filaments ont des tailles légèrement plus grandes que celui qui a été observé, ce qui peut être un effet de la forte viscosité du modèle.

La vorticité relative au centre de ces tourbillons implique des nombres de Rossby de l'ordre de -0.2 à -0.1 pour la couche de surface tandis qu'en prenant comme échelle de vitesse le maximum de vitesse orbitale et comme échelle spatiale le rayon de ces tourbillons, on obtient des nombres de Rossby d'un ordre de grandeur plus faibles.

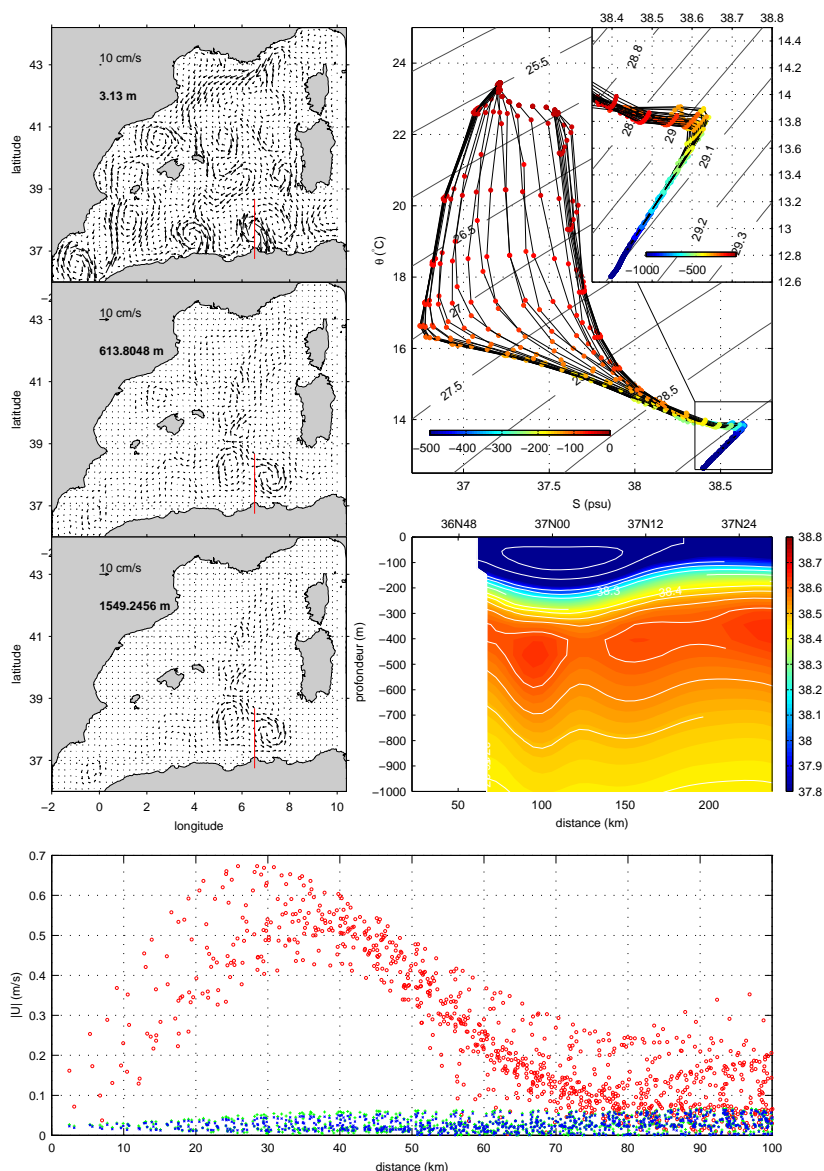


FIG. 4.27 –: Coupe de salinité suivant approximativement un diamètre, le diagramme θ - S correspondant, le champ de vitesse dans le bassin occidental à 3 immersions différentes et des structures radiales de vitesses orbitales correspondantes à ces 2 immersions (rouge, 3 m ; vert, 613 m ; bleu, 1549 m).

La structure profonde des tourbillons ayant temporairement une forte composante baro-

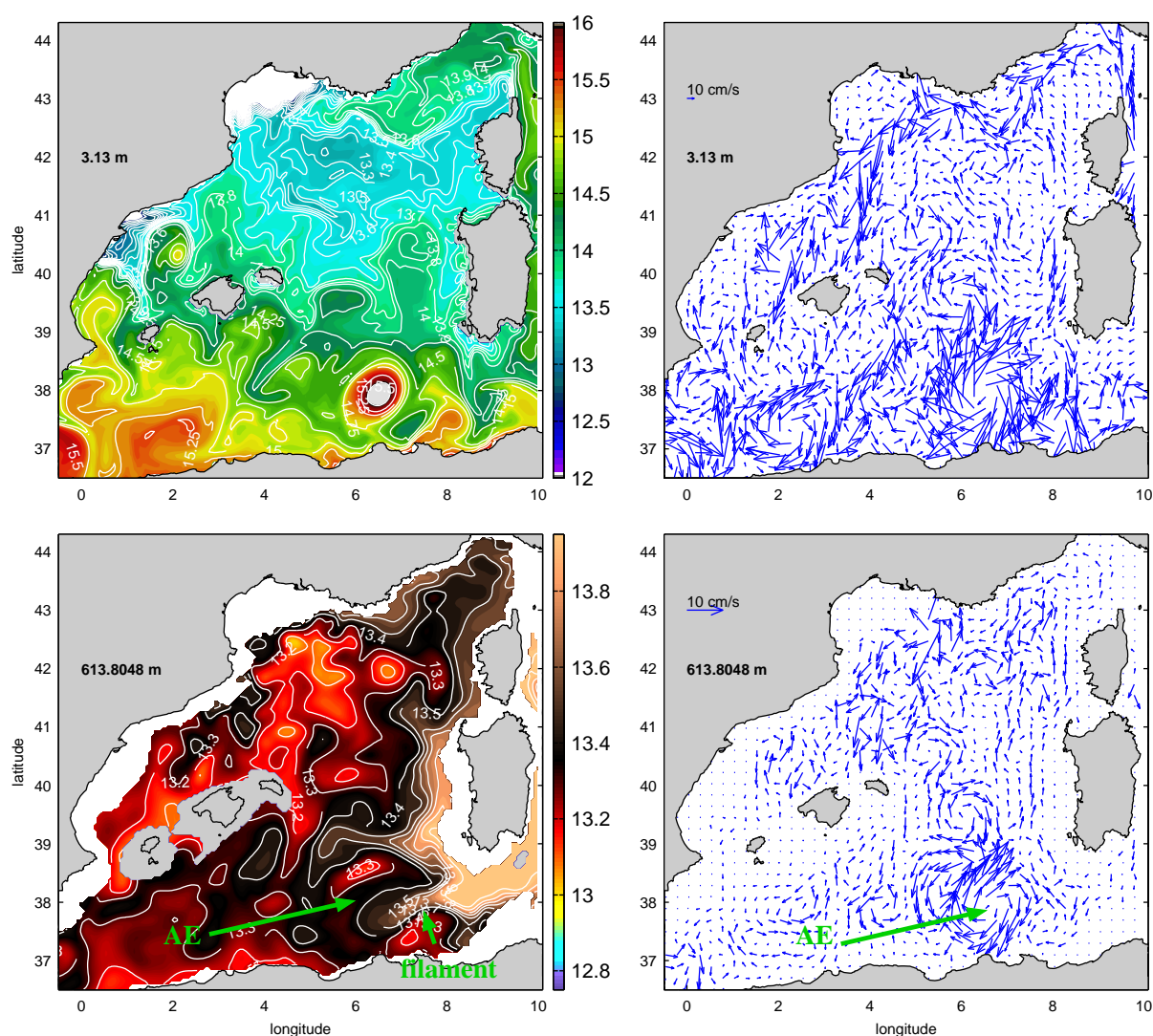


FIG. 4.28 – : Champs de température et de vitesses en surface (haut) et vers 600 m de profondeur (bas), montrant un AE interagissant avec l'écoulement de LIW-TDW le long de la Sardaigne avec un filament de LIW-TDW qui s'enroule autour.

trope (Fig. 4.26) présente des vorticités bien plus faibles et un maximum de vitesse profond (~ 10 cm/s) situé plus près du centre (~ 30 km). Cela montre que leur rayon est plus petit en profondeur, en accord avec l'observation de 96-1 au début de l'expérience ELISA/LIWEX.

Le suivi de ces tourbillons montre que les AEs de la maquette se forment le long de la côte africaine entre 0°E et 6°E et suivent ensuite la côte jusque dans le chenal de Sardaigne-Tunisie où ils finissent généralement leur vie. Certains d'entre eux présentent des durées de vie de plusieurs années (un AE a pu être suivi plus de 3 ans dans la maquette) mais contrairement à ce qui a été observé, les AEs se dirigent très rarement vers le nord-ouest le long de la côte de la Sardaigne et aucun AE n'a traversé le bassin algérien vers l'ouest pour revenir 1 an plus tard le long de la côte africaine.

Les vitesses moyennes de translation de ces tourbillons sont de l'ordre de quelques cm/s. Elles sont légèrement plus faibles que celles observées parce que des AEs se propagent parfois vers l'ouest en remontant le courant algérien ou restent immobiles trop longtemps.

4.3.2. Gyre algérien

4.3.2.a) Existence et variabilité

Cette circulation apparaît dans la maquette dans les couches profondes et intermédiaires tandis qu'elle est masquée dans la couche de surface dominée par les AEs dont les vitesses orbitales caractéristiques sont bien plus importantes que le mouvement général cyclonique. La Figure 4.29 montre les courants de surface et les courants vers 600 m de profondeur moyennés sur une année.

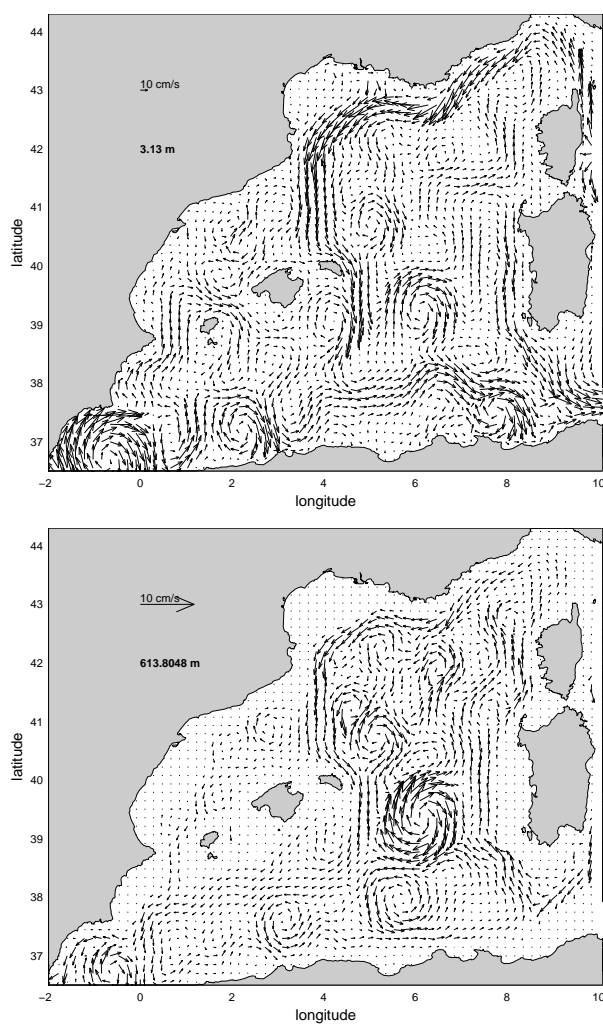


FIG. 4.29 –: Champs de vitesses moyennés sur une année dans la maquette à 3 et 614 m de profondeur.

Le gyre de la maquette est aussi très barotrope et les cartes moyennes de vitesse en dessous de 350 m sont très semblables à celle présentée pour 600 m Figure 4.29. Le gyre cyclonique est d'ailleurs bien visible sur des cartes de fonction de courant barotrope (Figs. 4.30 et 4.31). Les vitesses typiques du gyre d'environ 4 cm/s en moyenne à sa périphérie (Fig. 4.29), sont un peu plus faibles que celles observées par les flotteurs et les courantomètres ELISA.

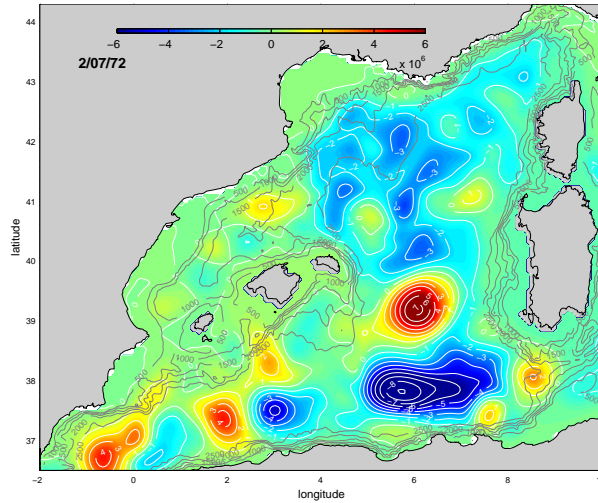


FIG. 4.30 –: Carte instantanée de fonction de courant barotrope en juillet (> 0 , anticyclonique; < 0 , cyclonique).

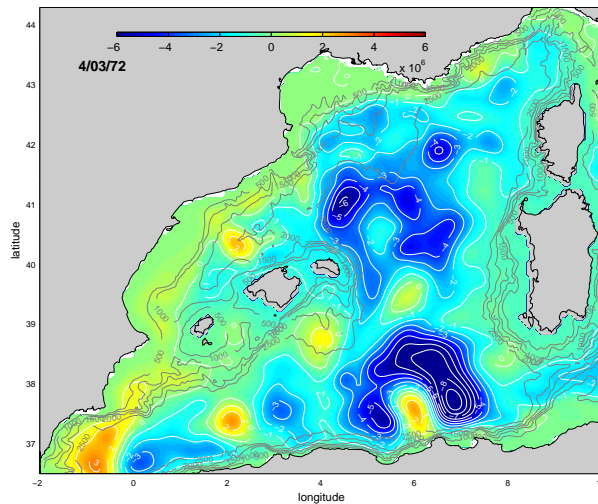


FIG. 4.31 –: Carte instantanée de fonction de courant barotrope en mars (> 0 , anticyclonique; < 0 , cyclonique).

Le gyre algérien de la maquette présente lui aussi une variabilité saisonnière marquée. Une analyse en composantes principales de la fonction de courant barotrope dans le bassin

occidental fait bien apparaître la structure du gyre sur la première composante (expliquant 25% de la variance) avec un maximum situé dans le bassin algérien au niveau du gyre sur la fonction de structure (Fig. 4.32). La série temporelle associée à cette structure montre une variabilité saisonnière avec des pics de variance entre 1 an et 3 mois et un gyre plus intense en hiver.

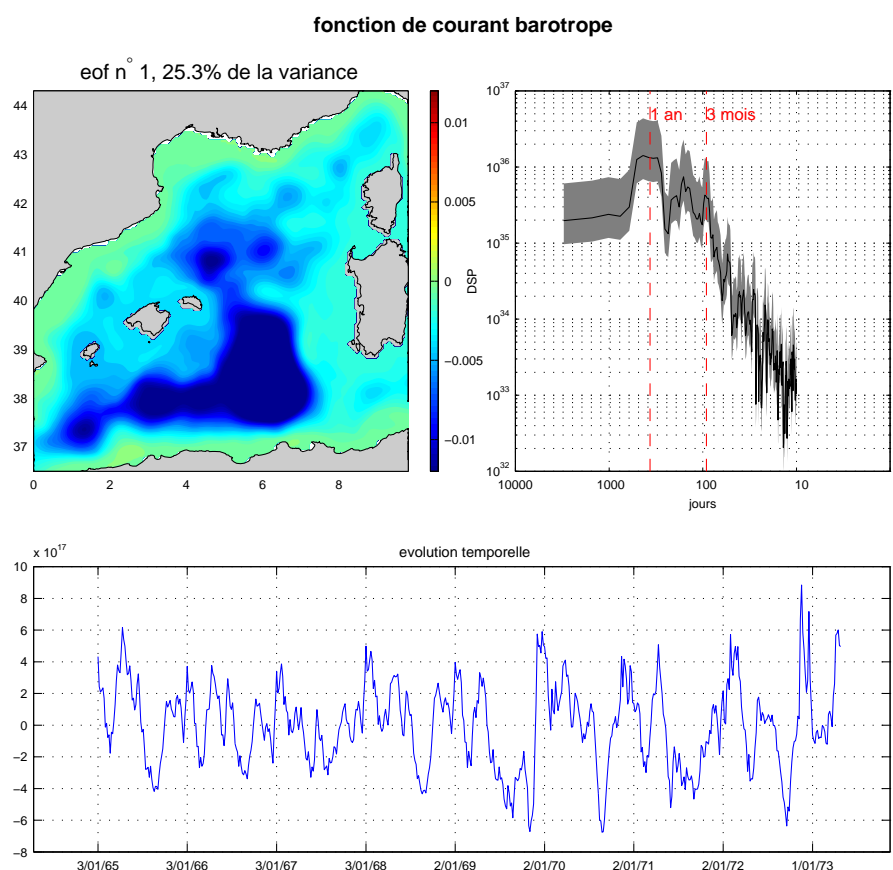


FIG. 4.32 – 1^{ère} composante principale de la variabilité de la fonction de courant barotrope.

4.3.2.b) Origine

Les contours f/H se ferment dans le bassin algérien et coïncident bien avec la structure du gyre mise en évidence par les flotteurs (Fig. 4.9). Cette situation de contours f/H fermés favorise une recirculation barotrope au milieu du bassin algérien. Elle serait cyclonique en relation avec les courants de bord qui ont une forte composante barotrope en Méditerranée occidentale (voir chapitre 1).

La bathymétrie n'est pas bien représentée dans le modèle pour les couches profondes qui sont épaisses. En particulier le milieu du bassin dans le modèle est plat tandis qu'en réalité la bathymétrie ferme les contours f/H (Fig. 4.33). Cela explique en partie pourquoi le gyre algérien n'est pas aussi établi dans le modèle que dans les observations. Le parcours

cyclonique des AEs dans le bassin algérien serait assez mal représenté dans le modèle de ce fait, les AEs y restant de manière générale le long de la côte africaine et s'y déplaçant à des vitesses moyennes plus lentes en accord avec un gyre moins établi.

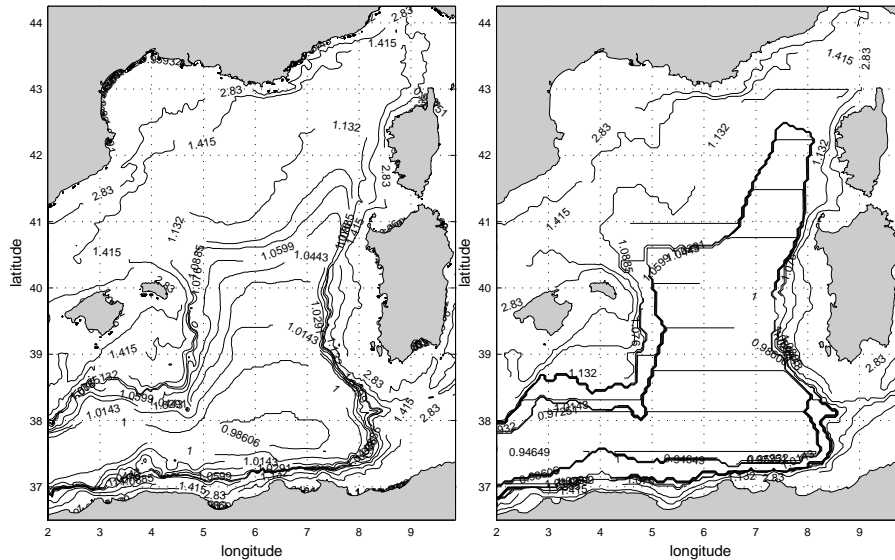


FIG. 4.33 – : Les contours f/H ont été représentés normés par $H_0 = 2830$ m et f_0 pris à $38^{\circ}30'N$ pour une bathymétrie réelle et la bathymétrie du modèle.

Cependant le gyre algérien existe dans le modèle et l'analyse en composantes principales montre que la première structure de variance est un monopole dans toute la Méditerranée occidentale avec un maximum dans le bassin algérien correspondant au gyre. Dans la maquette, le gyre algérien est donc vraisemblablement contraint par la circulation générale à l'échelle de toute la Méditerranée. Elle serait mieux représentée si la bathymétrie profonde l'était. Une solution du type "partial steps" serait envisageable pour améliorer les performances du modèle sur ce point sans changer radicalement la résolution verticale du modèle.

Finalement, les travaux théoriques et les simulations numériques de *Gervasio et al.* [2000] dans un bassin rectangulaire périodique montrent que l'instabilité barocline du courant algérien en liaison avec la pente continentale induit des circulations anticycloniques principalement limitées à la surface (AEs) mais aussi des circulations cycloniques intenses en profondeur (avec une forte composante barotrope). Le gyre algérien pourrait donc aussi résulter indirectement de la circulation générale, de cette injection de vorticité cyclonique en profondeur.

4.3.3. Tourbillons sardes (SEs)

Dans la maquette Méditerranée, des tourbillons autres que les AEs évoluent dans le bassin algérien : on les appellera tourbillons sardes (SEs). La Figure 4.34 en montre un exemple : son rayon est de l'ordre de 30 km et les vitesses orbitales associ es de l'ordre de 30 cm/s en surface

et de l'ordre de 10 cm/s en dessous de 300 m de profondeur. Certains de ces tourbillons sont toutefois plus intenses si bien qu'ils peuvent être de prime abord assez semblables aux AEs d'un point de vue rayon et vitesses orbitales. Cependant, les masses d'eaux les composant diffèrent nettement. Les SEs ne montrent pas de signature très nette sur la MAW de surface alors que les AEs ont un cœur constitué de MAW très récente. Ils contiennent aussi en leur cœur des LIW très marquées (Fig. 4.34) contrairement aux AEs pour lesquels la LIW la plus marquée est située en périphérie (Figs. 4.27 et 4.26). Ces tourbillons montrent aussi toujours une forte composante barotrope (en profondeur les points θ -S sont alignés sur les isopycnes) au contraire des AEs qui peuvent avoir ou non une signature profonde. La vorticité relative associée à ces tourbillons donne un nombre de Rossby d'environ -0.1 près du centre en surface et d'environ -0.03 en profondeur. La durée de vie de ces tourbillons est de plusieurs mois.

4.3.3.a) Formation

La formation de ces tourbillons fortement barotropes dans la maquette repose sur des conditions favorables au sud-ouest de la Sardaigne d'où leur nom : tourbillons sardes (SEs). Le gyre algérien induit un courant au sud-ouest de la Sardaigne caractérisé par un maximum de vitesse qui peut atteindre 10 cm/s à environ 20 km du talus en profondeur et un cisaillement anticyclonique entre ce maximum et le talus (Fig. 4.35).

Les SEs se forment d'abord en profondeur au coin sud-ouest de la Sardaigne. La Figure 4.36 montre un de ces tourbillons à 3 stades différents de sa vie en surface et à profondeur intermédiaire. Un de ces tourbillons se forme en profondeur au coin sud-ouest de la Sardaigne juste après qu'un tourbillon similaire s'est détaché du talus continental et en aval d'une zone où la filamentation domine le long du talus sarde (premier panneau). Ce tourbillon se détache ensuite du talus; il n'a pas encore de signature en surface (deuxième panneau). Finalement une barotropisation de ce tourbillon fait apparaître une signature dans la couche de surface (troisième panneau) alors qu'il se propage vers l'ouest.

La formation de ces tourbillons est assez fréquente puisqu'on peut dénombrer jusqu'à 4 tourbillons de ce type qui se forment au coin sud-ouest de la Sardaigne par an.

4.3.3.b) Discussion

La signature à 600 m de profondeur de ces tourbillons apparaît très similaire au tourbillon de LIW observé par le flotteurs à 600 m de profondeur (voir section 4.2.4). Ils sont semblables au niveau du signal de température (typique des LIW très marquées le long de la pente sarde), du rayon et de la vorticité. De plus, ils se forment au coin sud-ouest de la Sardaigne et enfin on a les 2 régimes d'écoulement (l'un dominé par la filamentation en amont du coin sud-ouest de la Sardaigne et l'autre par la vorticité en aval) à la fois dans le modèle et dans les observations (Fig. 4.35 et section 4.2.4.a). La formation de ces tourbillons est d'ailleurs surprenante dans la maquette puisque *Marshall & Tansley* [2001] suggèrent que les modèles représentent mal le problème du décollement d'un courant du talus du fait d'une viscosité

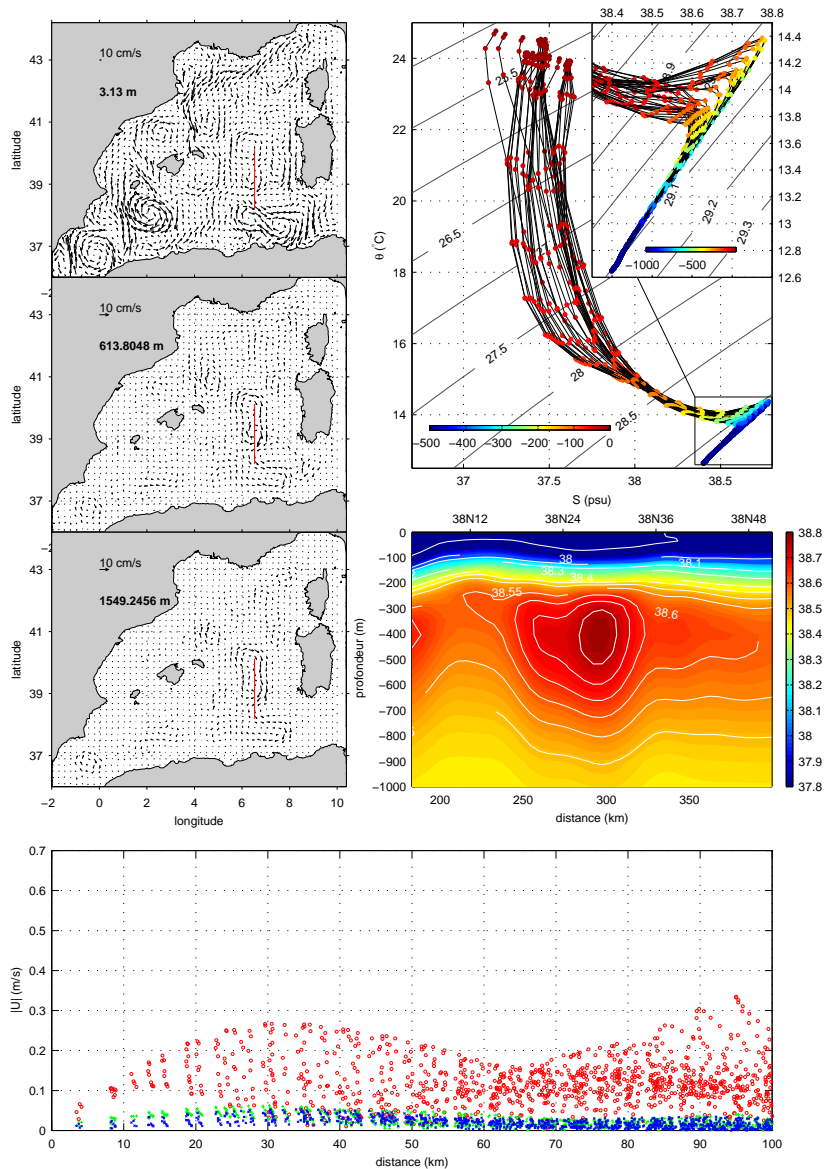


FIG. 4.34 –: Coupe de salinité suivant approximativement un diamètre, le diagramme θ - S correspondant, le champ de vitesse dans le bassin occidental à 3 immersions différentes et des structures radiales de vitesses orbitales correspondantes à ces 2 immersions (rouge, 3 m ; vert, 613 m ; bleu, 1549 m).

importante. Cependant ils ajoutent aussi que dans les modèles, cela dépend particulièrement des conditions de glissement aux parois. La condition de glissement “no-slip” entraînerait une séparation trop tôt mais ici elle semble bien adaptée à la formation des SEs.

Le tourbillon de LIW observé n’avait pas de signature en surface sur la base de quelques images SST et SeaWiFs qui ont pu être collectées en hiver 1997/98. Cependant une signature en surface apparaissant bien après la formation du tourbillon en profondeur a pu nous échapper, compte tenu du petit nombre d’images exploitables.

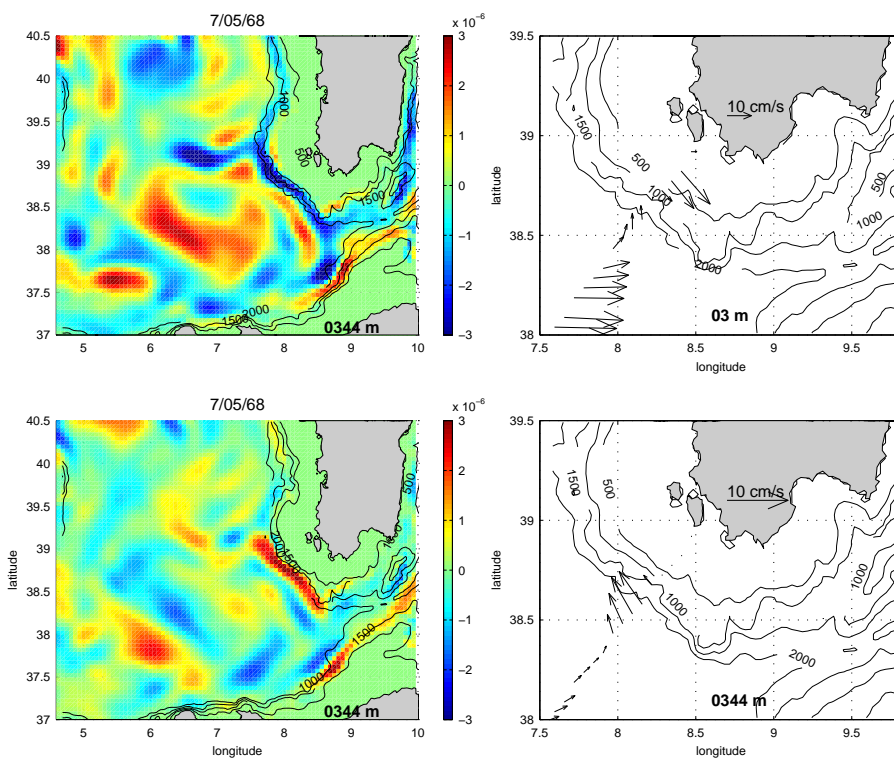


FIG. 4.35 – a) vorticité relative b) cisaillement à 344 m de profondeur et vitesses moyennées sur 1 année le long d'une section c) en surface d) à profondeur intermédiaire.

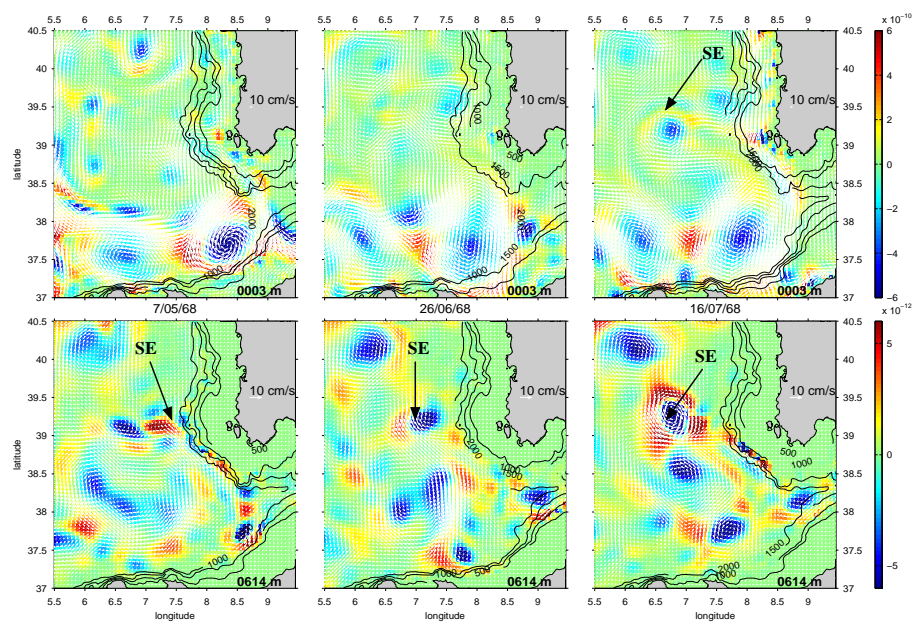


FIG. 4.36 –: Formation des SEs. Critère d'Okubo-Weiss et champ de vitesses superposé à 3 (haut) et 614 m (bas) de profondeur.

Une circulation anticyclonique apparaît au nord du gyre algérien de manière quasi-permanente. On peut d'ailleurs en voir la trace sur la carte moyenne des courants Figure 4.29 ou sur les instantanés de fonction de courant barotrope Figures 4.30 et 4.31. Cette circulation est due à la présence de tourbillons anticycloniques qui restent coincés entre les deux gyres (celui du bassin nord et le gyre algérien). Ces tourbillons de grande dimension sont très similaires aux AEs qui se forment le long de la côte africaine. Ils correspondent néanmoins à des SEs qui se barotropisent une fois qu'ils se détachent du talus. Ils peuvent même être le résultat de l'accumulation de plusieurs SEs ce qui est illustré par la Figure 4.37. Il en résulte alors un tourbillon plus gros et très semblable aux AEs qui se forment le long de la côte africaine.

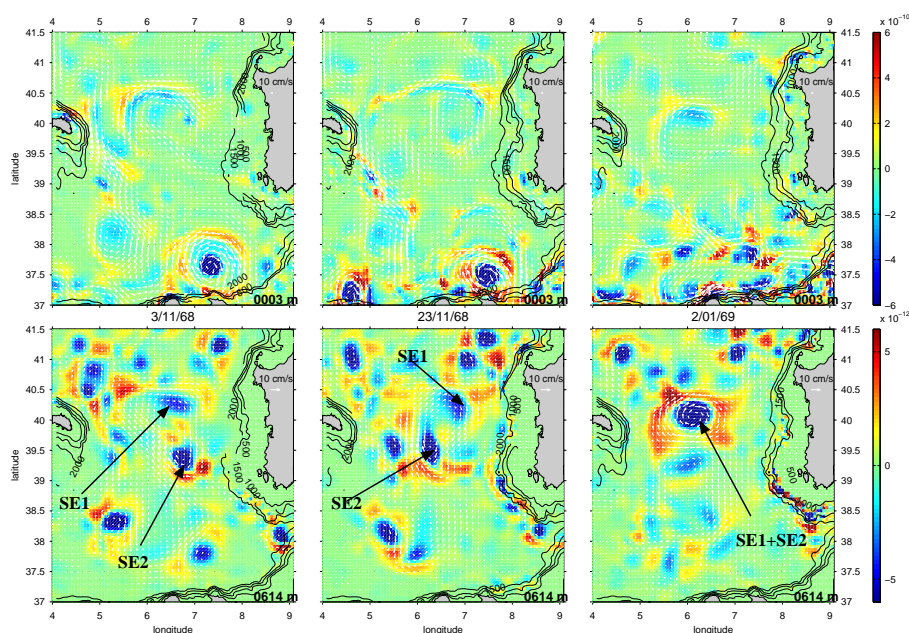


FIG. 4.37 –: Accumulation de SEs entre Minorque et la Sardaigne. Critère d'Okubo-Weiss et champ de vitesses superposé à 3 (haut) et 614 m (bas) de profondeur.

Cette circulation anticyclonique quasi-permanente entre Minorque et la Sardaigne est peu documentée par les observations qui n'échantillonnent pas bien la région entre les 2 gyres cycloniques. On peut juste ajouter qu'en 1995, les flotteurs SOFARGOS montrent une circulation anticyclonique juste à l'ouest de Minorque qui pourrait correspondre à ce genre de tourbillon venant du coin sud-ouest de la Sardaigne (Fig. 2.4).

Les SEs peuvent ensuite quitter cet endroit privilégié entre les deux gyres pour se diriger vers l'Afrique et rejoindre les AEs le long de la côte (Fig. 4.38). Ainsi, on pourrait confondre un SE qui rejoint la côte africaine avec un AE qui finit son parcours cyclonique d'1 an dans le bassin algérien alors que ce parcours n'est pas représenté dans le modèle. Cependant ces tourbillons transportent des masses d'eaux très différentes.

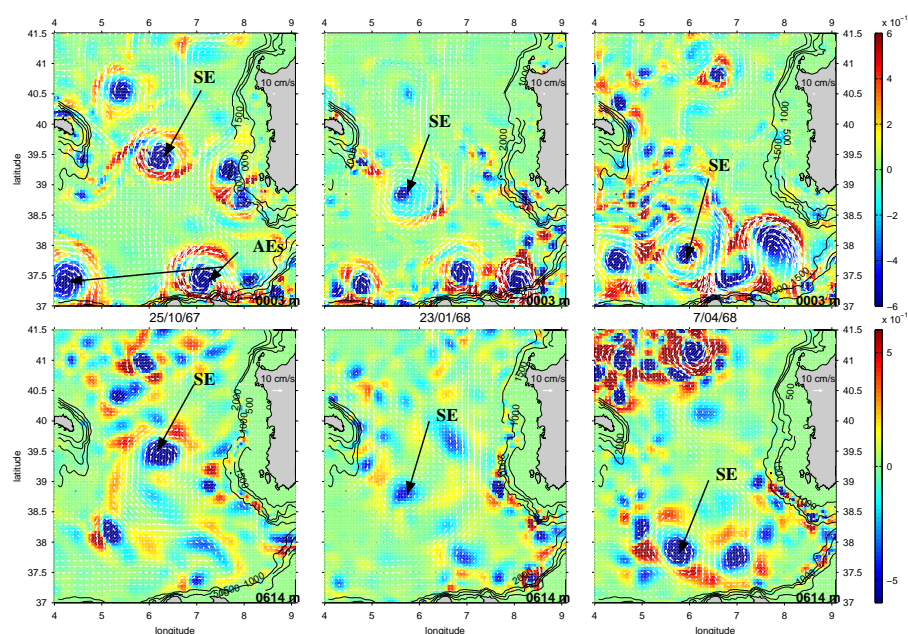


FIG. 4.38 –: *SEs en direction de l'Afrique. Critère d'Okubo-Weiss et champ de vitesses superposé à 3 et 614 m de profondeur.*

4.4. Conclusion

Un résultat majeur de l'expérience MATER est la découverte du gyre algérien fortement barotrope et la mise en évidence de sa variabilité saisonnière qui dirige les circulations profondes et intermédiaires dans le bassin algérien alors qu'on les pensait dominées par des AEs s'étendant de la surface au fond. Il est caractérisé par des vitesses de l'ordre de 5 à 10 cm/s à sa périphérie et montre un maximum d'intensité et d'extension méridienne en hiver.

Le tourbillon anticyclonique de LIW révélé par l'expérience MATER est un deuxième résultat important puisque c'est la première fois qu'un écoulement tourbillonnaire est associé à une anomalie de LIW dans le bassin algérien. Le tourbillon de LIW est composé des mêmes eaux que celles que l'on peut trouver le long de la pente de la Sardaigne. Le tourbillon de LIW apparût exactement à l'endroit où le gyre et l'écoulement de LIW-TDW le long de la pente se séparent et évolua ensuite à la périphérie du gyre. Il est caractérisé par un rayon d'environ 30 km, une structure en rotation quasi-solide avec une période de rotation de 3-4 semaines et présente une vorticité près de son centre de $-f/16$ conduisant à un nombre de Rossby de -0.06 . L'origine de ce tourbillon de LIW est fortement liée à des interactions entre le gyre algérien (cyclonique et de grande échelle) et la circulation cyclonique générale le long de la pente continentale entraînant de la LIW et de la TDW le long de la Sardaigne. Sa vorticité relative serait due au cisaillement anticyclonique entre le bord du gyre algérien et la pente continentale où sont confinées les eaux venant directement de la mer Tyrhénienne.

Le mécanisme de formation semble principalement dû au gyre énergétique qui se sépare

de la pente continentale à cause (1) du rayon de courbure de la pente continentale, (2) de la vitesse de l'écoulement et (3) du gradient de vorticité planétaire dans la direction de l'écoulement. Le fluide se séparant de la pente continentale induirait la formation de tourbillons selon un processus similaire à celui décrit par *Marshall & Tansley* [2001] pour le Gulf Stream au large du cap Hatteras. Cela est en faveur d'un tourbillon principalement barotrope comme le gyre et l'écoulement de LIW le long du talus sarde si bien que le terme de tourbillon de LIW n'est peut-être pas bien approprié.

Cette observation d'un tourbillon transportant des LIW donne une information importante sur la façon dont les LIW se répandent dans le bassin algérien, qui reste un problème encore mal compris. Cela aidera sûrement à mieux caractériser ces tourbillons qui sont dynamiquement différents des Meddies ou des Leddies mentionnés dans la littérature et à mieux estimer l'importance de ces tourbillons dans la circulation générale de la mer Méditerranée.

Un tel tourbillon représenterait à peu près $3 \cdot 10^{12} \text{ m}^3$ de LIW et de TDW quittant la circulation générale de bord vers l'intérieur du bassin algéro-provençal. Le volume d'eau correspondant serait équivalent au volume d'eau passant à travers une section de 30 km de large et de 1 km de haut avec une vitesse moyenne de 4 cm/s (valeurs typiques de ce qui a été observé pour la veine sarde) pendant 1 mois. Cela signifie qu'un seul tourbillon de ce type pourrait transporter autant d'eau qu'un mois de circulation générale. Le gyre algérien est caractérisé par une forte variabilité saisonnière et il est vraisemblable que ces tourbillons se forment lorsqu'il est à son intensité maximum. Ainsi, 4 à 5 tourbillons pourraient se former chaque année et compter pour environ 50% des eaux intermédiaires et profondes entrant dans le bassin algéro-provençal à travers le chenal de Sardaigne-Tunisie.

L'expérience MATER a permis de mieux caractériser le parcours et l'extension verticale des AEs composés principalement de MAW récente et qui résultent des instabilités du Courant Algérien. Ces tourbillons gardent cette masse d'eau en leurs cœurs et la transportent à travers le bassin. Cela déconnecte ces eaux de la circulation générale de bord et fait apparaître le bassin algérien comme une zone tampon entre les eaux qui viennent directement de l'Atlantique par Gibraltar et la mer Tyrrhénienne. Elle met aussi en évidence une autre façon pour les LIW de se répandre dans le bassin algérien. Elle correspond aux hypothèses de *Millot* [1999] et de *Emelianov et al.* [1999]: les AEs de surface sont capables d'entraîner avec eux des filaments composés de LIW et de TDW situées à l'origine le long de la Sardaigne. Un filament représenterait environ $6 \cdot 10^{11} \text{ m}^3$ de LIW ce qui est bien plus faible que le volume d'un tourbillon de LIW. En considérant que 2 à 3 AEs peuvent évoluer en même temps dans le bassin algérien, on arriverait à un volume presque équivalent au volume correspondant à un tourbillon de LIW. Cependant c'est une estimation instantanée maximum car lors de l'expérience MATER, les flotteurs ont montré que les AEs avaient rarement une signature profonde. Ce mécanisme de dispersion par filaments semble donc moins important pour la circulation des LIW et TDW que la formation des tourbillons au sud-ouest de la Sardaigne.

La maquette Méditerranée semble bien adaptée à l'étude du comportement des MAW et des LIW-TDW qui entrent dans le bassin algérien. En effet, elle est capable de simuler

les grands traits de circulation et les tourbillons associés à ces apports d'eaux différents. Moyennant quelques améliorations dans la prise en compte du relief profond, elle devrait pouvoir restituer un écoulement très réaliste dans le bassin algérien. De plus, le suivi et la description synoptique de ces objets fournis par le modèle numérique amènent à de nouvelles interprétations des jeux de données in situ. En particulier la maquette a permis de mieux associer les SEs qui se forment au coin sud-ouest de la Sardaigne au tourbillon de LIW observé. Leurs caractéristiques à profondeur intermédiaire et leur mécanisme de formation lié au décollement du gyre de la pente sarde sont très similaires. La maquette propose une structure verticale fortement barotrope renforçant ce qui avait été suggéré par les observations. Le devenir de ces tourbillons dans la maquette amène aussi à repenser la circulation de mésoéchelle dans ce bassin à toutes les profondeurs en y incluant ces SEs qui peuvent piloter les échanges entre le gyre cyclonique du nord et le gyre algérien et/ou se confondre avec les AEs dans le bassin algérien quand ils se dirigent vers l'Afrique.

Conclusions et perspectives

Ce travail de thèse s'appuie essentiellement sur des données de flotteurs de subsurface complétées par des simulations numériques pour réexaminer les schémas de circulation en Méditerranée occidentale. Les principaux résultats de ce travail concernent les circulations des eaux intermédiaires et profondes et proposent de s'écarter d'une vision classique de ventilation par les courants de bord, en montrant l'effet important de phénomènes intermittents et de structures tourbillonnaires cohérentes induisant des flux significatifs à travers tout le bassin.

En particulier, cette étude a mis en évidence que l'étalement des eaux profondes néo-formées en Méditerranée occidentale se déroulait à grande échelle dans l'intérieur du bassin. Des tourbillons de subsurface de grande longévité et de petite échelle horizontale peuvent transporter en leurs cœurs ces eaux nouvelles sur plusieurs centaines de kilomètres. Des tourbillons cycloniques et anticycloniques ont été identifiés. Les anticyclones ont montré une cohérence plus marquée et des durées de vie pouvant dépasser 1 an et demi. Ils présentent des rayons de 5-10 km, plus petits que le rayon de déformation ambiant hors de la zone de convection. Ils sont caractérisés par une grande extension verticale $O(1 \text{ km})$ centrée vers 1000 m de profondeur, des périodes de rotation de quelques jours et une anomalie de vorticité autour de $f/2$ en valeur absolue près de leur centre, impliquant des nombres de Rossby élevés ($|R_o| \sim 0.5$). Bien qu'ils ne représentent individuellement qu'environ 1% de la production d'eaux profondes nouvelles, ce phénomène est important du fait du grand nombre de tourbillons qui s'échappent de la zone de convection : pratiquement la moitié (environ 40%) de la production des eaux néo-formées quitte le lieu de formation de cette manière.

Le mélange vertical provoqué par le forçage atmosphérique, les aspects de préconditionnement lié au champ tourbillonnaire préexistant et l'instabilité barocline de la zone mélangée semblent se combiner pour former ces tourbillons qui résultent vraisemblablement d'un mélange diapycnal localisé dans une région favorable, suivi d'une phase d'ajustement. A ce titre, il faut souligner que la durée de vie supérieure à un an de ces tourbillons peut constituer un effet de "mémoire" pour la convection profonde. Ils peuvent favoriser les événements de convection profonde de l'année suivante en restant dans la zone de convection, préconditionnant ainsi le mélange vertical qui peut alors les régénérer. Dans ce cas, il ne participeraient

pas directement à l'étalement à grande échelle des eaux profondes nouvelles. Cependant, d'après nos observations lagrangiennes dans le nord de la mer Méditerranée occidentale, ces tourbillons de submésoséchelle semblent avoir une forte propension à s'échapper de la zone de convection après les événements convectifs, par rapport à d'autres sites de convection profonde où des tourbillons similaires ont été observés mais qui restent piégés dans la zone de convection beaucoup plus longtemps (*Gascard et al.* [2002]).

Ces tourbillons de submésoséchelle évoluent ensuite dans un environnement qui influence largement leurs trajectoires: à ce titre, on a pu constater l'importance de la circulation générale (courants de bord, gyre du bassin Liguro-Provençal, gyre algérien) mais aussi à mésoéchelle $O(50-100\text{ km})$, des phénomènes ondulatoires du type ondes de Rossby topographiques et des interactions avec des structures tourbillonnaires de mésoéchelle ou des jets régissant leur dispersion dans le bassin (et ainsi la répartition des eaux profondes nouvelles).

De plus, au cours de leurs trajets, ces tourbillons échangent lentement leurs caractéristiques avec le milieu ambiant. Les barrières dynamiques associées à leurs structures en vorticit   tr  s marqués rendent ce processus lent et principalement d      la diffusion mais, des interactions fortes avec des structures de m  so et de grande   chelle peuvent contribuer ponctuellement    la dissipation rapide de ces tourbillons de subm  so  chelle. Si les ondes de Rossby ne semblent pas avoir d'effet majeur sur leur composition, des interactions tourbillon-tourbillon (tourbillons sardes de m  so  chelle) ou tourbillon-jet (jet associ   au front Nord Bal  ares) apparaissent plus destructrices, entra  nant des   changes rapides entre ces tourbillons constitu  s d'eaux profondes nouvelles et le milieu ambiant.

La d  couverte de ces tourbillons coh  rents de subm  so  chelle   tend donc largement l'influence de la convection profonde sur la circulation thermohaline en identifiant une branche "retour" en   change des eaux atlantiques qui rentrent en M  diterran  e et qui ressortent en profondeur par le d  troit de Gibraltar. Des tourbillons similaires ayant   t   observ  s dans d'autres sites de convection, ce n'est pas un ph  nom  ne isol  . Cela documente l'importance et le comportement de telles structures d'une mani  re g  n  rale, et nous impose de les inclure dans les   tudes visant    comprendre les variations    long terme de la circulation oc  anique globale.

Par ailleurs, parmi les   l  ments de circulation qui influencent la trajectoire et la composition de ces tourbillons de subm  so  chelle, les ondes de Rossby topographiques, le jet associ   au front Nord Bal  ares, le gyre alg  rien et les tourbillons sardes constituent en eux-m  mes des r  sultats nouveaux.

Dans cette   tude, des ondes de Rossby topographiques ont   t   au nord des   les Bal  ares.

Elles sont fortement barotropes et caractérisées par une longueur d'onde de 50-100 km et une période de 1-2 mois. De forts signaux intermittents sont associés, révélés par des trajectoires rectilignes de particules fluides (évoluant à 5-10 cm/s) qui peuvent parfois présenter des angles droits typiques de points selles. Elles sont une source de variabilité importante et peuvent induire des transports à l'encontre de la circulation générale. Ces ondes semblent associées aux instabilités (méandres) du front Nord Baléares pour lequel, cette étude révèle pour la première fois une signature profonde : un jet intense caractérisé par des vitesses de l'ordre de 10 cm/s constantes entre 300 et 1100 m de profondeur s'étend sur au moins 130 km le long de ce front parfois visible en surface et définit la partie sud jusqu'alors peu connue, du gyre cyclonique du bassin Liguro-Provençal.

Ce travail a aussi permis de révéler l'existence d'un grand trait de circulation générale, le gyre algérien cyclonique et barotrope. Il est caractérisé par des vitesses de 5 à 10 cm/s correspondant à des périodes de rotation de 3-4 mois et une variabilité saisonnière marquée de son intensité et de son extension méridienne. Quand il est développé, il occupe tout le bassin algérien entre les Baléares, l'Algérie et la Sardaigne. Ce gyre contraint par la topographie et la circulation générale de bord dirige les circulations profondes et intermédiaires mais aussi la circulation de surface même s'il est masqué par une activité tourbillonnaire très forte.

Les apports d'eaux en provenance de l'océan Atlantique et de la mer Tyrrhénienne dans le bassin algérien sont responsables de ce champ tourbillonnaire particulièrement développé. Si les tourbillons algériens visibles en surface et résultant des instabilités du courant algérien étaient déjà connus (rayon de 50-100 km, période de rotation de 1-2 semaines en surface, durée de vie de l'ordre d'un an), d'importants progrès ont été effectués quant à leur caractérisation et l'étude de leur comportement. Les tourbillons algériens suivent un parcours cyclonique dans le bassin qui est imprimé par le gyre algérien barotrope. Ils sont essentiellement baroclines et s'étendent généralement de la surface jusque vers 300 m de profondeur. Ils ont cependant une extension verticale qui varie dans le temps et qui peut atteindre occasionnellement le fond. Ils ont donc une influence sur la circulation des eaux intermédiaires situées juste en-dessous mais aussi des eaux profondes quand ils s'étendent plus en profondeur. En particulier, des filaments d'eaux intermédiaires et profondes en provenance de la mer Tyrrhénienne peuvent s'enrouler autour d'eux lorsqu'ils sont proches du chenal de Sardaigne-Tunisie. Ces eaux très typées sont transportées ensuite dans le bassin et se mélangent avec les eaux intermédiaires et profondes moins marquées de l'intérieur du bassin algéro-provençal.

Un autre phénomène révélé par cette étude, se rapporte à l'existence de tourbillons fortement barotropes qui se forment au coin sud-ouest de la Sardaigne et qui sont ensuite advectés vers l'intérieur du bassin et dévient une partie des eaux de la circulation générale de bord. Ce phénomène est différent de celui qui avait été suggéré lors de travaux antérieurs proposant

la formation de tourbillons d'eau Levantine (Leddies) à cet endroit. En fait ces tourbillons ne sont pas cantonnés aux eaux intermédiaires et les mécanismes à l'origine de leur formation sont différents de ceux proposés pour les Leddies. La formation de ces tourbillons est en fait due principalement (1) au décollement du gyre algérien (nouvellement découvert) de la pente continentale sarde et (2) à la circulation profonde entre la mer Tyrrhénienne et le bassin algérien. Le coin sud-ouest de la Sardaigne se présente sous la forme d'un cône de faible rayon de courbure qui impose à des courants intenses suivant le talus de s'en séparer. Ces tourbillons se forment à l'endroit précis où le gyre se détache du talus. Les eaux intermédiaires et profondes très typées en provenance de la mer Tyrrhénienne et confinées entre le gyre barotrope et le talus, composent les parties intermédiaires et profondes de ces tourbillons que l'on appelle tourbillons sardes. Ils sont caractérisés en profondeur par des périodes de rotation de 3-4 semaines, un rayon de 25-30 km et une vorticité près de son centre de $-f/16$ conduisant à un nombre de Rossby de -0.06 .

On estime que près de la moitié des eaux en provenance de la mer Tyrrhénienne pourraient être ainsi déviées de la circulation générale de bord dans le cœur des tourbillons sardes, chaque tourbillon formé représentant environ 10% de l'apport annuel par le chenal de Sardaigne-Tunisie. A cela, s'ajoute la contribution des tourbillons algériens qui peuvent arracher des filaments d'eaux intermédiaires et profondes très typées quand ils sont proches du chenal. Cependant, l'importance des filaments dans ce transport vers l'intérieur du bassin est moindre, d'environ 2-3% pour chaque filament pour un total d'environ 10% maximum en considérant que 2 à 3 tourbillons algériens d'extension verticale variable évoluent en même temps dans le bassin. Cette turbulence de mésoéchelle dans laquelle on distingue les tourbillons algériens des tourbillons sardes, est donc responsable d'un transport significatif (plus de la moitié) de sel, de chaleur et de quantité de mouvement vers l'intérieur du bassin dans les couches intermédiaires et profondes, affaiblissant ainsi la circulation générale le long du talus.

Les sorties de la maquette Méditerranée du projet MERCATOR ont été confrontées aux résultats des observations apportés par cette thèse et qui nous offrent désormais une meilleure description de la circulation en Méditerranée occidentale. Cette approche s'est révélée particulièrement fructueuse, en ce sens que l'étude combinée des observations et du modèle numérique a permis une meilleure compréhension de la circulation par analyse et intercomparaison et apporté des éléments importants pour l'amélioration du modèle.

Il en ressort que le modèle est capable de résoudre la majorité des tourbillons de mésoéchelle et des traits de circulation identifiés en Méditerranée avec des conditions initiales correctes, ce qui est prometteur pour une approche prévisionniste. En particulier, le gyre algérien et les tourbillons sardes nouvellement découverts sont présents dans le modèle en plus des tourbillons algériens. Même si le gyre algérien n'est pas aussi bien établi dans le

modèle que dans les observations, car la topographie profonde (mal résolue) ne le contraint pas de façon réaliste, il corrobore certains résultats nouveaux d'observations et apporte un regard complémentaire. En effet, l'étude des tourbillons sardes qui se forment dans le modèle comme dans la réalité, étaye les interprétations des observations en offrant une description plus complète et en proposant des scénarios crédibles quant à leur comportement. Le modèle insiste en particulier sur l'accumulation de tourbillons sardes entre le gyre algérien et le gyre du nord où ils fusionnent pour donner lieu à un tourbillon anticyclonique fortement barotrope très intense, situé entre Minorque et la Sardaigne. Ce processus de cascade inverse est vraisemblablement contraint par l'échelle du bassin, puisque le tourbillon issu de cette coalescence quitte cet endroit privilégié entre les deux gyres une fois qu'il a atteint une taille comparable à celle des tourbillons algériens, pour se diriger vers le sud-ouest et se mêler à ceux-ci dans le bassin algérien.

Ce modèle numérique ne peut cependant pas rendre compte des tourbillons de submésoséchelle impliqués dans l'étalement des eaux profondes néo-formées du fait de sa résolution encore trop grossière et de défaut de paramétrisation de phénomènes sous-maille. En considérant que des tourbillons originaires de certaines régions où le rayon de déformation est très petit, peuvent se déplacer sur de longues distances et avoir un impact significatif sur la circulation étant donné leur nombre élevé, cela impose la contrainte forte de devoir bien résoudre cette échelle partout ou une paramétrisation adhoc des phénomènes sous-maille.

Cette thèse suggère donc un certain nombre d'ouvertures.

1) Le travail d'analyse et d'intercomparaison observations-modèle doit être continué et étendu car d'une part, il faut arriver à bien qualifier la circulation et valider les sorties de modèles numériques et d'autre part, cela constitue un outil efficace d'interprétation des observations qui échantillonnent mal le milieu. Il s'agit aussi d'améliorer la maquette au niveau de la représentation de la topographie profonde. Les "partial steps" pourraient être une solution mais cela demanderait des études théoriques supplémentaires car le projet MERCATOR est développé dans un contexte opérationnel et il n'existe pas encore de modèle adjoint prenant en compte une paramétrisation de la pente continentale de cette manière.

2) La région située entre Minorque et la Sardaigne, allant du sud de la zone de convection jusqu'au nord du gyre algérien étant relativement vide de mesures, il s'agirait de l'échantillonner correctement. En effet, ce travail suggère que c'est une zone particulièrement intéressante du point de vue dynamique. Des premières spécifications sur le système d'ondes de Rossby et la signature profonde du front Nord Baléares ont été apportées ici, mais cela ne constitue qu'une première approche de ces phénomènes qui dirigent la circulation dans cette zone et qui sont une source de variabilité importante. Des mesures de courantométrie au nord des îles Baléares permettraient de mieux les caractériser, les échelles de temps et d'espace associées qui ont été établies lors de ce travail permettant de définir une stratégie expérimentale

adaptée. De plus, le modèle suggère des processus intéressants de coalescence de tourbillons sardes dans cette région qu'il faudrait vérifier par des mesures in situ (XBT, CTD, flotteurs).

3) La découverte des tourbillons de submésoséchelle impliqués dans l'étalement des eaux profondes néo-formées demande des études plus approfondies. Etant des phénomènes sous-maille dans la plupart des modèles de circulation globale, il s'agit de les paramétriser de manière adéquate, ce qui nécessite des observations supplémentaires et des études théoriques ou numériques ciblées dans ce sens. En effet, augmenter la résolution des modèles globaux amènerait des problèmes logistiques lourds, compte tenu de la puissance de calcul disponible de nos jours et dans le futur proche. Il est donc nécessaire, dans un premier temps, de pouvoir suivre en temps quasi-réel au moins une structure de ce type pour y effectuer des mesures hydrologiques à haute résolution répétées dans le temps et offrir une description plus complète de leur évolution à long terme. Cela demande des flotteurs SOFAR qui émettent des signaux acoustiques (au lieu des RAFOS qui les "écoutent") pour pouvoir les localiser en temps réel et non à la fin de l'expérience. Cette technique introduit d'autres contraintes, notamment sur le nombre de flotteurs qui peuvent être utilisés en même temps, mais apparaît comme le seul moyen de pouvoir suivre la même structure dans le temps. Cela suppose, bien sûr, de détecter à priori une telle structure qui n'est pas facilement observable du fait de sa petite taille. Cependant, les instruments comme le SeaSoar ou le Toyo déployés dans la région clé situé au sud-ouest de la zone de convection permettraient facilement d'en localiser une. En effet, ces instruments sont tractés derrière un navire et donnent sur de courtes échelles de temps une description à haute résolution des 500-1000 premiers mètres. Les "seagliders" qui sont en cours de développement, seraient aussi bien adaptés, puisqu'on peut les utiliser de la même manière, recevoir les mesures qu'ils effectuent en temps quasi-réel et les piloter de la terre en conséquence.

4) L'importance relative de ce nouveau mode de circulation des eaux profondes néo-formée par des tourbillons cohérents de submésoséchelle doit également être précisée par rapport à d'autres modes de circulation tel que l'entraînement dans la circulation de bord, par exemple. Ceci implique de nouvelles observations appropriées mais suggère aussi des études numériques à partir de simulations ciblées.

Bibliographie

- Afanasiev, Y. and I. Fillipov, 1996: Generation of intermediate vortices in a rotating stratified fluid: laboratory models, *J. Geophys. Res.* **101**, 18167-18174.
- Alberola, C., Millot, C. and J. Font,, 1995: On the seasonal and mesoscale variabilities of the Northern Current during PRIMO-0 experiment in the western Mediterranean Sea, *Oceanol. Acta* **18**, (2), 162-192.
- Armi, L. and W. Zenk, 1984: Large lenses of highly saline Mediterranean water, *J. Phys. Oceanogr.*, **14**, 1560-1576.
- Astraldi, M. and G.P. Gasparini, 1992: The seasonal characteristics of the circulation in the Mediterranean basin and their relation ship with the atmospheric-climatic conditions, *J. Geophys. Res.* **97**, 9531-9540.
- Astraldi, M., Gasparini, G.P., Sparnocchia, S., Moretti, M. and E. Sansone, 1996: The characteristics of the water masses and the water transport in the Sicily Strait at long time scales, *In: Briand, F. (Ed.) Dynamics of Mediterranean straits and channels, Bulletin de l'Institut Océanographique*, **17**, 95-115.
- Ayoub N., Le Traon, P.Y. and P. De Mey, 1998: A description of the Mediterranean surface variable circulation from combined ERS-1 and TOPEX/POSEIDON altimetric data, *J. Mar. Sys.*, **18**, 3-40.
- Baey, J.M., Renouard, D. and G. Chabert d'Hières, 1995: Preliminary results about the stability of an intermediate water current, *Deep Sea Res.*, **42** (11-12), 2063-2073.
- Benzohra, M. and C. Millot, 1995a: Characteristics and circulation of the surface and intermediate water masses off Algeria, *Deep Sea Res.*, **42**, 1803-1830.
- Benzohra, M. and C. Millot, 1995b: Hydrodynamics of an open sea Algerian eddy, *Deep Sea Res.* **42**, 1831-1847.
- Béranger, K., 2002: Modélisation aux équations primitives à très haute résolution de la circulation générale de la Méditerranée, *Rapport annuel*, Marché SHOM 00.87.109.00.470.29.25, Janvier 2002.

- Bethoux, J.-P., Gentili, B. and D. Taillez, 1998: Warming and freshwater budget change in the Mediterranean since the 1940s, their possible relation to the greenhouse effect, *Geophys. Res. Let.*, **25**, 1023-1026.
- Blanke B. and S. Raynaud, 1996: Kinematics of the Pacific Equatorial Undercurrent: Approach from GCM Results *J. of Phys. Oceanogr.*, **27**, 1038.
- Bouzinac, C., Font, J. and C. Millot, 1998: Complex empirical orthogonal functions analysis of ERS-1 and TOPEX/POSEIDON combined altimetric data in the region of the Algerian current, *J. Geophys. Res.*, **103**, 8059-8071.
- Bouzinac, C., Font, J. and C. Millot, 1999: Hydrology and currents observed in the channel of Sardinia during the PRIMO-1 experiment from November 1993 to October 1994, *J. Mar. Sys.*, **20**, 333-355.
- Brankart, J.-M. and P. Brasseur, 1998: The general circulation in the mediterranean Sea: a climatological approach, *J. Mar. Sys.*, **18**, 41-70.
- Crépon, M., Wald, L. and J.-M. Monget, 1982: Low-Frequency waves in the Ligurian Sea during 1977, *J. Geophys. Res.*, **87**, 595-600.
- D'Asaro, E., 1988: Generation of Submesoscale Vortices: a new mechanism, *J. Geophys. Res.*, **93**, 6685-6693.
- D'Asaro, E., Walker, S. and E. Baker, 1994: Structure of two hydrothermal megaplumes, *J. Geophys. Res.*, **99**, 20361-20373.
- Deschamps, P.-Y., Frouin, R. and M. Crépon, 1984: Sea surface temperatures of the coastal zones of France observed by the HCMM satellite, *J. Geophys. Res.*, **89**, 81238149.
- Drillet, Y., Béranger, K. Bremond, M., Gaillard, F., Le Provost, C., Siefridt, L. and S. Theetten, 2000: Rapport de projet MERCATOR "Expérimentations PAM", Centre Européen de Recherche et Formation Avancée en Calcul Scientifique de Toulouse, France.
- Elliot, B. A. and T.B. Sanford, 1986a: The subthermocline lens D1, I, Description of water properties and velocity profiles, *J. Phys. Oceanogr.*, **16**, 532-548.
- Elliot, B. A. and T.B. Sanford, 1986b: The subthermocline lens D1, II, Kinematics and dynamics, *J. Phys. Oceanogr.*, **16**, 549-561.
- Emelianov, M., Millot, C., Font, J. and I. Taupier-Letage, 1999: Levantine Intermediate Water circulation in the Algerian Basin and small-scale mixing activity, *4th Mediterranean Targeted Project workshop, MATER*, Perpignan, France, 85.
- Font, J., Garcia-Ladona, E. and E. Gorriz, 1987: The path of the Levantine Intermediate Water to the Alboran Sea, *Deep-Sea Res.*, **34**, (10), 1745-1755.

- Font, J., Salat, J. and J. Tintore, 1988: Permanent features of the circulation in the Catalan sea, *Oceanol. Acta*, **9**, 51-57.
- Font, J., Salat, J. and J. Tintore, 1995: The seasonality of mesoscale motion in the Northern Current of the western Mediterranean: several years of evidence, *Oceanol. Acta*, **18**, (2), 207-219.
- Font, J., Millot, C., Salas, J., Julia, A. and O. Chic, 1998a: The drift of Modified Atlantic Water from the Alboran Sea to the eastern Mediterranean, *Sci. Mar.*, **62**, (3), 211-216.
- Font, J., Chic, O., Garcia-Ladona, E., Emelianov, M., Ruiz, S., Salas, J., Millot, C., Taupier-Letage, I. and J. J. Martinez-Benjamin, 1998b: Observation of a deep anticyclonic eddy in the Algerian Basin (western Mediterranean). RADAR-SAT ADRO final Symposium, Montreal, Quebec, Canada, October 13-15 1998, on <http://www.icm.csic.es/geo/gof/ra/radarsat/>.
- Fuda, J. L., Millot, C., Taupier-Letage, I., Send, U. and J. M. Bocognagno, 2000: XBT monitoring of a meridian section across the Western Mediterranean Sea, *Deep Sea Res.*, **I 47**, 2191-2218.
- Gaillard, F., Y. Desaubies, Send U. and F. Schott, 1997: A 4-D analysis of the thermal structure in the Gulf of Lions, *J. Geophys. Res.*, **102**, C6, 12515-12537.
- Gaillard, F., Gascard, J.C., Klein, P., 2000: A methodology for assessing the post-convection mesoscale dynamics in the Gulf of Lion from composite data sets, *J. Phys. Oceanogr.*, **21**, 558-574.
- Garcia-Ladona, E., Tintoré, J., Pinot, J.M. and M. Manriquez, 1994: Surface circulation and dynamics of the Balearic Sea, In: *La Violette, P.E.* (Ed.), The Seasonal and Interannual Variability of the Western Mediterranean Sea, Coastal and Estuarine Studies, **46**, 73-91.
- Garcia-Ladona, E., Catellon, A., Font, J. and J. Tintoré, 1996: The balearic current and volume transport in the Balearic Basin, *Oceanol. Acta*, **19**, 489-497.
- Garret, C., Outerbridge, R. and K. Thompson 1993: Interannual variability in the Mediterranean heat and buoyancy fluxes, *J. Climate*, **6**, 900-910.
- Gascard, J.-C., 1973: Vertical motions in a region of deep water formation, *J. Phys. Oceanogr.*, **20**, 1011-1027.
- Gascard, J.-C., 1978: Mediterranean deep water formation, baroclinic eddies and ocean eddies, *Oceanol. Acta*, **1**, 313-315.
- Gascard, J.-C. and A. C. Clarke, 1983: The formation of Labrador Sea water, II, Mesoscale and smaller-scale processes, *J. Phys. Oceanogr.*, **13**, 1779-1797.

- Gascard, J.-C. and C. Richez, 1985: Water masses circulation in the Western Alboran Sea and in the Straits of Gibraltar *Progr. Oceanogr.*, **15**, 157-216.
- Gascard, J.-C. Watson, A., Messias, M.-J., Olsson K. A., Johannessen, T. and K. Simonsen, 2002: Long-lived vortices as a mode of deep ventilation in the Greenland Sea, *Nature*, **416**, 525-527.
- Gasparini, G. P., Zodaitis, G., Astraldi, M., Galli, C., Saprnocchia S., 1999: Winter Intermediate Water leses in the Ligurian sea, *J. Mar. Sys.*, **20**, 319-332.
- Gervasio, L., Mortier, L. and M. Crépon, 2000: The Algerian Current, submitted to *J. Geophys. Res.*
- Gordon A. L., 1978: Deep antartic convection west of Maud Rise, *J. Phys. Oceanogr.*, **8**, 600-612.
- Harzallah, A., Cadet, D. L. and M. Crépon, 1993: Possible forcing effect of net evaporation atmospheric pressure, and transients on water transports in the Mediterranean Sea, *J. Geophys. Res.*, **98**, 12341-12350.
- Hebert, D., Oakey N. and B. Ruddick, 1990: Evolution of a Mediterranean Salt Lens : Scalar Properties, *J. Phys. Oceanogr.*, **20**, 1468-1483.
- Heburn, G. W., 1987: The dynamics of the western Mediterranean sea: A wind forced case study, *Ann. Geophys., Ser. B*, 5(1), 64-74.
- Hedstrom, L. and A. Armi, 1988: An experimental study of homogeneous lenses in a stratified fluid, Scalar Properties, *J. Fluid Mech.*, **191**, 535-556.
- Herbaut, C, Codron, F. and M. Crepon, 1998: Separation of a coastal current at a strait level: Case of the Strait of Sicily, *J. Phys. Oceanogr.*, **28**, 1346-1362.
- Hermann, A. and W. B. Owens, 1993: Energetics of gravitationnal adjustment for mesoscale chimneys, *J. Phys. Oceanogr.*, **23**, 346-371.
- Hogg, N. G., 1973: The preconditionning phase of MEDOC 1969-II. Topographic effects, *Deep Sea Res.*, **42**, 449-459.
- Hopkins, T.S., 1988: Recent observations on the intermediate and deep water circulation in the Southern Tyrrhenian Sea, *Oceanol. Acta, special issue*, **9**, 41-50.
- Hua, B. L. and P. Klein, 1998: An exact criterion for the stirring properties of nearly two-dimensional turbulence. *Physica D.*, 98-110.
- Jones, H. and J. Marshall, 1997: Restratification after deep convection, *J. Phys. Oceanogr.*, **27**, 2276-2287.

- Katz, E.J., 1972: The Levantine Intermediate Water between the Strait of Sicily and the Strait of Gibraltar, *Deep Sea Res.*, **19**, 507-520.
- Killworth, P.D., 1976: The mixing and spreading phase of MEDOC 1969, *Progr. Oceanogr.*, **7**, 59-90.
- Killworth, P.D., 1979: On “chimney” formation in the ocean, *J. Phys. Oceanogr.*, **9**, 531-554.
- Killworth, P.D., 1983: Deep convection in the world ocean, *Rev. Geophys.*, **21**(1), 1-26.
- Leaman, K. D. and F. Schott, 1991: Hydrographic structure of the convective regime in the Golfe du Lion, *J. Phys. Oceanogr.*, **21**, 575-598.
- Lacombe, H. et P. Tchernia, 1972: Caractères hydrologiques et circulation des eaux en Méditerranée, in the Mediterranean Sea, ed: D. J. Stanley, Dowden, Hutchinson and Ross, Stroudsburch, 26-36.
- Lacombe, H., 1990: Water, Salt, Heat and Wind in the Med, *Oceanus*, **33**, 1, 26-36.
- Legg, S. and J. Marshall, 1993: A heton model of the spreading phase of open-ocean deep convection, *J. Phys. Oceanogr.*, **26**, 2251-2266.
- Legg, S., Jones, H. and M. Visbeck, 1996: A heton perspective on baroclinic eddy transfer in localised ocean convection, *J. Phys. Oceanogr.*, **26**, 2251-2266.
- Legg, S., McWilliams, J. and J. Gao, 1998: Localisation of deep convection by a mesoscale eddy, *J. Phys. Oceanogr.*, **28**, 944-970.
- Legg, S. and J. Marshall, 1998: The influence of the ambient flow on the spreading of convected water masses, *J. Mar. res.*, **56**, 107-139.
- Legg, S. and J. McWilliams, 2000: Convective modifications of a geostrophic eddy field, *submitted to J. Phys. Oceanogr.*
- Lherminier, P., Gascard, J.-C. and D. Quadfasel, 1999: The Greenland Sea in winter 1993 and 1994: preconditioning for deep convection, *Deep Sea Res.*, **46** (II), 1199-1235.
- Lopez-Gacia, M.J., Millot, C., Font, J. and E. Garcia-Ladona, 1994: Surface circulation variability in the Balearic Basin. *J. Geophys. Res.*, **99**, 3285-3296.
- McWilliams, J., 1985: Submesoscale Coherent Vortices in the Ocean, *Rev. Geophys.*, **23**, 2, 165-182.
- McWilliams, J., 1988: Vortex generation through balanced adjustment, *J. Phys. Oceanogr.*, **18**, 1178-1192.

- Madec, G., Lott, F., Delecluse, P. and M. Crepon, 1991: A three-dimensionnal numerical study of deep water formation in the Northwestern Mediterranean Sea, *J. Phys. Oceanogr.*, **21**, 1349-1371.
- Madec, G., Lott, F., Delecluse, P. and M. Crepon, 1996: Large-scale preconditioning of dense-water formation in the Northwestern Mediterranean Sea, *J. Phys. Oceanogr.*, **26**, 1393-1408.
- Madec, G., Delecluse, P., Imbard, M. and C. Levy, 1997: OPA, release 8, Ocean General Circulation reference manual, LODYC/IPSL, France, internal report, February 1997.
- Manzella, G. M. R., Hopkins, T.S., Minnett, P.J. and E. Nacini, 1990: Atlantic water in the strait of Sicily, *J. Geophys. Res.*, **95**, 1569-1575.
- MAST2 - EU final scientific report, 1996: contract MAS2-CT92-0046.
- MAST3 - EU final scientific report, 1999: contract MAS3-CT96-0051.
- Marshall, J. and F. Schott, 1999: Open-Ocean convection: observations, theory and models, *Rev. Geophys.*, **37**, 1-64.
- Marshall, D. and C. E. Tansley, 2001: An implicit formula for boundary current separation, *J. Phys. Oceanogr.*, **31**, 1633-1638.
- MEDOC Group, 1970: Observation of formation of deep water in the Mediterranean Sea, 1969, *Nature*, **227**, 1037-1040.
- Millot, C., 1985: Some features of the Algerian Current, *J. Geophys. Res.*, **90**, 7169-7176.
- Millot, C., 1985: Evidence of a several-day propagating wave, *J. Phys. Oceanogr.*, **15**, 258.
- Millot, C., 1987: The structure of mesoscale currents in the Ligurian Sea inferred from the DYOME experiment, *Annal. Geophys.*, **5B**, 1, 21-30.
- Millot, C., 1991: Mesoscale and seasonal variabilities of the circulation in the western Mediterranean, *Dyn. Atm. Oceans* **15**, 179-214.
- Millot, C., 1997: Circulation off Algeria inferred from the Mediproduct-5 current meters, *Deep Sea Res.*, **44**, (9-10), 1467-1495.
- Millot, C., 1999: Circulation in the Western Mediterranean Sea, *J. Marine Res.*, **20**, 423-442.
- Molinari, R. and A. D. Kirwan, (1975). Calculations of differential kinematic properties from lagrangian observations in the Western Caribbean Sea *J. Phys. Oceanogr.*, **5**, 483-491.
- Okubo, A., 1970: Horizontal dispersion of floatable particles in the vicinity of velocity singularities such as convergences, *Deep Sea Res.*, **17**, 445-454.

- Perkins, H. and P. Pistek, 1990: Circulation in the Algerian basin during June 1986, *J. Geophys. Res.*, **95**, 1577-1585.
- Phillips, N. A., 1954: Energy transformations and meridional circulations associated with simple baroclinic waves in a two-level quasi-geostrophic model, *Tellus*, **6**, 273-286.
- Pierini, S., 1996: Topographic Rossby modes in the Strait of Sicily, *J. Geophys. Res.*, **101**, 6429-6440.
- Pichevin, T. and D. Nof, 1995: The eddy cannon, *Deep Sea Res.*, **43(9)**, 1475-1507.
- Pinot, J.-M. and A. Ganachaud, 1999: The role of winter intermediate waters in the spring-summer circulation of the Balearic Sea, 1, Hydrography and inverse box modeling. *J. Geophys. Res.*, **104**, 29843-29864.
- Prater, M. D. and T. B. Sanford, 1994: A Meddy off Cape St. Vincent, I, Description, *J. Phys. Oceanogr.*, **24**, 1572-1586.
- Price, J. F. and H. T. Rossby, 1982: Observation of a barotropic wave in the western north Atlantic, *J. Mar. Res.*, **40**, 543-558.
- Puillat, I., Taupier-Letage, I. and C. Millot, 2000: Algerian Eddies Lifetime can near 3 years, *J. Marine Syst.*, Submitted.
- Rhein, M., Send, U., Klein, B. and G. Krahlmann, 1999: Interbasin deep water exchange in the western Mediterranean, *J. Geophys. Res.*, **104**, 23495-23508.
- Richardson, P. L., Walsh, D., Armi, L., Schröder, M. and J. F. Price, 1989: Tracking three Meddies with SOFAR floats, *J. Phys. Oceanogr.*, **19**, 371-383.
- Richez, C., 1998: The West Spitsbergen Current as seen by SOFAR floats during the ARCTEMIZ 88 Experiment: Statistics, differential kinematic parameters and potential vorticity balance, *J. Geophys. Res.*, **103**, 15539-15565.
- Robinson, A. R. and M. Golnaraghi, 1994: The physical and dynamical oceanography of the Mediterranean Sea, *Ocean Processes in Climate Dynamics: Global and Mediterranean Examples, NATO ASI Series (Series C: Mathematical and Physical Sciences)* - **419**, Ed: P. Malanotte-Rizzoli and A.R. Robinson, 255-301.
- Rouault, C., 1971: Etude dynamique des eaux du plateau continental dans la région de Banyuls-sur-mer, *Cahiers Océanographiques*, **XXIII**, 10, 906-919.
- Sammari, C., Millot, C. and L. Prieur, 1995: Some aspects of the seasonal and mesoscale variabilities of the Northern Current inferred from the PROLIG-2 and PROS-6 experiments *Deep-Sea Res.*, **42**, (6), 893-917.

- Sammari, C., Millot, C., Taupier-Letage, I., Stefani, A. and M. Brahim, 1999: Hydrological characteristics in the Tunisia-Sardinia-Sicily area during spring 1995, *Deep-Sea Res.*, **46-I**, 1671-1703.
- Sanderson, B. G., 1995: Structure of an eddy measured by drifters, *J. Geophys. Res.*, **100**, 6761-6776.
- St Guily, B., 1972: On the response of the ocean impulse, *Tellus*, **24**, 4, 344-349.
- Saunders, P. M., 1973: The instability of a baroclinic vortex, *J. Phys. Oceanogr.*, **3**, 344-349.
- Schott, F. and K. D. Leaman, 1991: Observation with moored acoustic Doppler profilers in the convection regime in the Golfe du Lion, *J. Phys. Oceanogr.*, **21**, 558-574.
- Schott, F., Visbeck, M., Send, U., Fisher, J., Stramma, L. and Y. Desaubies, 1996: Observation of convection in the Gulf of Lion, northern Mediterranean, winter 1991/1992 *J. Phys. Oceanogr.*, **26**, 505-524.
- Send, U. and J. Marshall, 1995: Integral effects of deep convection, *J. Phys. Oceanogr.*, **25**, 855-872.
- Send, U., Font, J. and C. Mertens, 1996: Recent observation indicates convection's role in deep water circulation, *EOS*, **77**, 7, 61-65.
- Send, U., Font J., Krahnemann, G., Millot, C., Rhein, M. and J. Tintoré, 1999: Recent Advances in Observing the Physical Oceanography of the Western Mediterranean Sea. *Progr. Oceanogr.*, **44**(1-3), 37-64.
- Sparnocchia, S., Picco, P., Manzella, G., Ribotti, A., Copello, S. and P. Brasey, 1995: Intermediate water formation in the Ligurian Sea *Oceanol. Acta*, **18**, (2), 151-162.
- Stommel, H., 1972: Deep winter-time convection in the Western Mediterranean Sea, In: *Studies in physical oceanography. A tribute to Georg Wüst on his 80th birthday*, vol. **2**, ed. by A.L. Gordon, New-York, Gordon & Breach, 207-218.
- Straneo, F. and M. Kawase, 1998: Comparisons of localized convection due to localized forcing and to preconditioning, *J. Phys. Oceanogr.*, **29**, 55-68.
- Swallow, J. C., 1955: A neutral-buoyancy float for measuring deep currents, *Deep Sea Res.*, **3**, 74-81.
- Tang, C-M., 1975: Baroclinic instability of stratified shear flows in the ocean and atmosphere, *J. Geophys. Res.*, **80**, 9, 1168-1175.
- Tansley, C. E. and D. Marshall, 2001: Flow past a cylinder on a β plane with application to Gulf Stream separation and the antarctic circumpolar current, *J. Phys. Oceanogr.*, **31**, 3274-3283.

- Taupier-Letage, I. and C. Millot, 1986: General hydrodynamical features in the Ligurian Sea inferred from the DYOME experiment, *Oceanol. Acta*, **9**, 119-131.
- Taupier-Letage, I. and C. Millot, 1988: Surface circulation in the Algerian Basin during 1984., *Oceanol. Acta*, **9**, special issue , 79-85.
- Vandermeirsch, F., 1999: Interaction entre un jet et un tourbillon océaniques, application au courant des Açores et aux Meddies de la campagne SEMAPHORE, Thèse de doctorat de l'Université de Bretagne Occidentale.
- Vignudelli, S., 1997: Potential use of ERS-1 and Topex/Poseidon altimeters for resolving oceanographic patterns in the Algerian Basin. *Geophys. Res. Lett.* **24**, (14), 1787-1790.
- Visbeck, M. and J. Marshall, 1996: Dynamics of isolated convective regions in the oceans, *J. Phys. Oceanogr.*, **27**, 381-402.
- Voorhis, A.D. and D. C. Webb, 1970: Large vertical currents observed in a winter sinking region of the northwestern Mediterranean, *Cah. Oceanogr.*, **22**, 571-580.
- Voorhis, A.D., 1971: Response characteristics of the neutrally buoyant float. *Woods Hole Oceanographic Institution, Massachusetts, Technical report*, 71-73.
- Weiss, J., 1991: The dynamics of enstrophy transfer in two-dimensional hydrodynamics, *Physica D*, **48**, 273-294.
- Wüst, G., 1961: On the vertical circulation of the Mediterranean Sea, *J. Geophys. Res.*, **66**, 3261-3271.
- Yoshikawa, Y., Kazunori, A. and A. Toshiyuki, 2001: Formation process of intermediate water in baroclinic current under cooling, *J. Geophys. Res.*, **106**, C1, 1033-1051.

RÉFÉRENCES

Annexe A

Étalement à grande échelle des eaux profondes en Méditerranée occidentale par des tourbillons de submésoséchelle cohérents

Annexe B

Séparation d'écoulements et formation de tourbillons de mésoéchelle dans le bassin algérien

Annexe C

Phase d'étalement de post-convection en mer Méditerranée nord occidentale

Table des figures

1.1	Diagramme θ -S général	9
1.2	Circulation générale de MAW-WIW en mer Méditerranée occidentale	11
1.3	Circulation générale de LIW-TDW en mer Méditerranée occidentale	11
1.4	Circulation générale de TDW-WMDW en mer Méditerranée occidentale	12
1.5	Circulation dans le chenal de Sardaigne-Tunisie	13
1.6	Tourbillons Algériens (AEs)	15
1.7	3 phases de convection profonde	17
1.8	Golfe du Lion: gyre cyclonique et Courant Liguro-Provençal	18
1.9	Front Nord-Baléares: image de température de surface	19
1.10	Sections CONVHIV: température et densité potentielles - novembre 1991	19
1.11	Sections CONVHIV: température et densité potentielles - mars 1992	20
1.12	Echelles impliquées dans convection profonde	22
2.1	Flotteur RAFOS-VCM: schéma de fonctionnement	26
2.2	Expérience SOFARGOS 1994/95	27
2.3	Expérience MATER-ELISA/LIWEX 1997/98	28
2.4	Trajectoires des flotteurs SOFARGOS et MATER	32
3.1	Forçage atmosphérique en hiver 1994/95	34
3.2	Profils de température potentielle typiques de la zone de post-convection	35
3.3	Coupes de température potentielle dans la zone Medoc en janvier 1995	37
3.4	Zone de transition, diagrammes θ -S SOFARGOS	38
3.5	Trajectoires des flotteurs SOFARGOS dérivant entre 300 et 660 m de profondeur	39
3.6	Trajectoires des flotteurs SOFARGOS dérivant entre 1100 et 1450 m de profondeur	40
3.7	Trajectoires SOFARGOS du 03/12/94 au 21/03/95	41
3.8	Trajectoires SOFARGOS du 21/03/95 au 02/05/95	42
3.9	Trajectoires SOFARGOS du 23/04/95 au 04/06/95	43
3.10	Trajectoires SOFARGOS du 18/05/95 au 01/07/95	44
3.11	A3/SCV-N1 et A5/SCV-N2: trajectoires, températures et pressions des flotteurs #93 et #07	45
3.12	Structure radiale des anticyclone de nWMDW	46

3.13	SCV-N1 et SCV-N2: extension horizontale	46
3.14	Rayons internes de déformation dans le bassin algéro-Provençal	47
3.15	Structure radiale des cyclones de nWMDW	49
3.16	Tourbillon de LIW et SCV: trajectoires des flotteurs	51
3.17	Tourbillon de LIW et SCV: température et pression	51
3.18	Structure radiale du tourbillon de LIW	52
3.19	SCVs dans le bassin algérien, structures radiales	53
3.20	SCV-S1 et SCV-S2: extension horizontale	53
3.21	SCVs dans le bassin algérien, trajectoires	54
3.22	Modèle diffusif, climatologie et chemins pour les simulations	56
3.23	Modèle diffusif, chemin 1	58
3.24	Modèle diffusif, chemin 2	59
3.25	Modèle diffusif, chemin 3	60
3.26	Tourbillon de LIW, mesures haute fréquence	61
3.27	Instabilité barocline dans la zone de transition	64
3.28	Cyclone stratifié	65
3.29	Section méridienne de densité dans la zone Medoc, en hiver 1995	66
3.30	Instabilité barocline dans la zone de transition: dipole stratifié	68
3.31	Instabilité barocline dans la zone de transition: dipole mélangé	69
3.32	Mouillage J, "bleeding effect"	70
3.33	Température mesurées par les flotteurs à proximité du point J en 1995	71
3.34	Onde de Rossby topographique, balance de vorticité potentielle et vecteur d'onde	74
3.35	Front Nord Baléares, signature profonde	76
4.1	96-1: SST, stations ELISA et flotteurs MATER	83
4.2	96-1: coupes de densité potentielle et de vitesses géostrophiques	84
4.3	96-1: coupes de température	84
4.4	96-1: positions des flotteurs MATER relatives au centre du tourbillon	85
4.5	Courantomètres ELISA, flotteurs MATER et traces TOPEX	86
4.6	Filament de LIW, critère d'Okubo-Weiss	87
4.7	Trajectoires des flotteurs MATER	88
4.8	Diagrammes progressifs - courantomètres ELISA	89
4.9	Flotteurs MATER: variabilité saisonnière du gyre algérien	90
4.10	Courantomètres ELISA, spectres de l'intensité de la vitesse	91
4.11	Images SST et flotteurs profonds	92
4.12	Image SST et flotteurs profonds	93
4.13	Veine sarde: coupes de température potentielle	94
4.14	Veine sarde: coupes de vitesses géostrophiques	94
4.15	Veine sarde: trajectoires de flotteurs	95

4.16	Températures et vitesses dans le gyre algérien et dans la veine sarde	95
4.17	Salinité au sud-ouest de la Sardaigne	96
4.18	Concentration de CFC au sud-ouest de la Sardaigne	96
4.19	Vitesses LADCP dans le bassin occidental	97
4.20	Concentrations de CFC dans le bassin occidental, Rhein et al.	97
4.21	Tourbillon de LIW	98
4.22	Tourbillon de LIW, DKPs et critère d'Okubo-Weiss 1	99
4.23	Tourbillon de LIW, DKPs et critère d'Okubo-Weiss 2	100
4.24	Tourbillon de LIW, vitesses.	101
4.25	Topographie au sud-ouest de la Sardaigne	103
4.26	Maquette méditerranée : AE fortement barotrope	105
4.27	Maquette méditerranée : AE fortement barocline	106
4.28	Maquette méditerranée : filaments autour des AEs	107
4.29	Maquette Méditerranée, courants moyens	108
4.30	Maquette Méditerranée, fonction de courant barotrope 1	109
4.31	Maquette Méditerranée, fonction de courant barotrope 2	109
4.32	Maquette Méditerranée, variabilité du gyre algérien	110
4.33	Maquette Méditerranée : contours f/H	111
4.34	Maquette méditerranée : SE	113
4.35	Maquette méditerranée : écoulement au sud-ouest de la Sardaigne	114
4.36	Maquette méditerranée : formation des SEs	114
4.37	Maquette méditerranée : accumulation de SEs entre Minorque et la Sardaigne	115
4.38	Maquette méditerranée : SEs et AEs	116

Liste des tableaux

3.1	Anticyclones de nWMDW	48
3.2	Cyclones de nWMDW	49