



HAL
open science

Structure verticale des tourbillons de mésoéchelle dans les quatre grands systèmes d'upwelling de bord est

Cori Pegliasco

► **To cite this version:**

Cori Pegliasco. Structure verticale des tourbillons de mésoéchelle dans les quatre grands systèmes d'upwelling de bord est. Océanographie. Université Paul Sabatier - Toulouse III, 2015. Français. NNT : 2015TOU30331 . tel-01427163

HAL Id: tel-01427163

<https://theses.hal.science/tel-01427163v1>

Submitted on 5 Jan 2017

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.



Université
de Toulouse

THÈSE

En vue de l'obtention du
DOCTORAT DE L'UNIVERSITÉ DE TOULOUSE

Délivré par l'Université Toulouse III - Paul Sabatier

Discipline : Océanographie Spatiale

Présentée et soutenue le 2 Décembre 2015 par

Cori PEGLIASCO

**Structure verticale des tourbillons de mésoéchelle
dans les quatre grands systèmes d'upwelling de
bord Est**

JURY :

Isabelle DADOU – Professeur – Université Paul Sabatier, Toulouse – Présidente

Xavier CARTON – Professeur – LPO, Brest – Rapporteur

Sabrina SPEICH – Professeur – ENS, Paris – Rapporteur

Vincent ECHEVIN – CR1 – LOCEAN IRD, Paris – Examineur

Carole NAHUM – Ingénieur – DGA, Paris – Examinatrice

Rémy Baraille – Ingénieur – SHOM, Toulouse – Invité

Alexis CHAIGNEAU – CR1 – LEGOS IRD, Toulouse – Directeur de thèse

Rosemary MORROW – Physicienne – LEGOS, Toulouse – Co-directrice de thèse

Ecole doctorale: SDU2E

Unité de recherche: LEGOS UMR 5566

Remerciements

Il est grand temps de mettre un point final à cette thèse, à ces un peu plus de trois ans constitués de hauts et de bas... Au final, c'est les hauts que je retiendrai, les bas sombreront dans l'oubli sans regrets.

Je tiens tout d'abord à remercier la DGA d'avoir financé intégralement ma thèse, ainsi que Carole Nahum, qui suit depuis le début mon évolution au milieu des tourbillons.

Merci également à tous les autres membres de mon jury, Isabelle, Sabrina, Xavier, Vincent, Rémy, s'il vous reste des questions, c'est avec grand plaisir que j'y répondrais, dans la limite de mes connaissances !

Cette thèse n'aurait pas pu voir le jour sans Alexis, qui depuis le M2 m'a convaincue que les tourbillons étaient quelque chose de passionnant, et que reconstruire leur structure verticale donnerait plus de sens à ma vie (si si, presque!). Alors un grand merci Alexis, pour m'avoir tirée vers le haut, sans baisser les bras quand j'étais démotivée, pour avoir patiemment relu mes codes pour trouver le point virgule manquant, pour ne pas m'avoir ri au nez quand je te présentais des choses, puis que dix minutes plus tard je revenais en disant qu'en fait, c'était faux parce que j'avais oublié un point virgule (oui oui, toujours eux). Merci de m'avoir permis de partir au Pérou, c'était une super expérience, et ce séjour a donné une dimension totalement humaine à ta position d'Encadrant (avec un grand E)(je mets trop de parenthèses)(tant pis, il y en a peu dans le manuscrit).

Merci Rosemary pour ton soutien, tes encouragements et tes compliments sur mon travail quand je n'y croyais pas trop, ton regard scientifique bien aiguisé et tes remarques qui m'ont toujours permis d'aller plus loin. Je garderai en mémoire l'élaboration du plan de la thèse, et les feuilles d'ébauche de chaque chapitre précieusement.

Merci aussi Yves et Nick, pour toutes les discussions passionnantes que l'on a pu avoir, surtout à base de vorticités, même si j'ai fait des cauchemars d'équations à leur suite. Je garde tous vos schémas sous la main, parce que je ne suis pas sûre de tout avoir bien compris !

Merci à celles et ceux, qui de près ou de loin, ont apporté leur pierre à ma réflexion scientifique, m'ont donné des idées et aidé à les mettre en œuvre.

Merci à Fabien, mon parrain de thèse, pour son soutien et ses conseils, et de m'avoir apporté un espace de discussion où j'étais en confiance, ça m'a permis de prendre de la distance et de relativiser cette énorme montagne qu'est la thèse.

Après la partie plutôt scientifique, je tenais à remercier du fond du cœur Martine, Agathe, Nadine et Brigitte, qui sont toujours de bonne humeur et qui se plient en quatre pour que tout le côté administratif fonctionne, qui m'ont toujours expliqué gentiment les papiers qu'il fallait remplir (j'espère qu'avec le temps je vais m'améliorer). Quand j'arrive au labo, vous êtes les premières à qui je dis bonjour, et ça permet de bien commencer la journée !

Merci aussi aux informaticiens, en particulier à Matthieu pour réparer mes bourdes informatiques depuis le M1 et d'avoir pris au sérieux mon problème avec l'absence de son sur mon ordi, et également à Philippe, maintenant j'ai assez d'expérience pour affronter le monstre vidéoproj + pc-legos sans frémir !

Puis maintenant, la grosse partie des mercis, pour celles et ceux qui étaient toujours là pour me remonter le moral quand ça n'allait pas, pour me dire que si, la thèse, c'était bien, que oui, ça allait marcher, que la grosse montagne, si on la découpe en petits morceaux, ça passait mieux...

Petit défi : des mercis chronologiques ! Mes parents bien sur, pour m'avoir toujours encouragée à faire ce qui me plaisait, et être fiers de moi même quand je n'étais pas encore Docteur des Tourbillons.

Mr Mérot, parce que tout est parti des cours de physique-chimie, Mme Morato, qui m'a permis d'avoir des compliments sur mon espagnol, et tous les profs de M1 et M2 qui m'ont fait me dire que oui, l'océano, c'était ça que je voulais faire.

Gaëlle et Else, les amies les plus anciennes, qui viennent de lancer la génération suivante. Claire, Cécile et Jess, parce que c'est avec vous que j'ai passé mon adolescence, et c'est un peu de votre faute si je suis comme ça quand même. Laeti et Nénou, attrapées en cour de route, mais comme les autres j'espère qu'on continuera de se retrouver comme si le temps ne passait pas.

Puis la fac, Edith, Virginie, Jeff, Marc, Emeline, Leo, Nina, puisse la bière nous unir pour longtemps, et l'air de rien, ça fait une belle tripotée de docteurs tout ça ! On est allées loin ensemble Vivi, maintenant t'es outre Atlantique, mais il y aura toujours skype !

Les éclés, qui m'ont suivi et que je suivrai autant que possible, ma co-directrice préférée Jen, la fine équipe Théo et Louis, Adrien, Tanguy, et tou.te.s les autres. Merci pour ce bol d'air frais, et de m'avoir permis de prendre confiance en moi, et pour les bonnes tranches de rigolade.

Puis le labo, les débuts avec Audrey, Séverin, Antoine, Marie, Virginie, la suite avec Oscar, Vanessa, Hela, Marine, Clara, Lucie, Sylvain, Nico, Thibaut et Hugau, et la dernière partie avec Charlotte, Laurence, Guillaume et Alice. Puis tous les autres que j'ai croisé de près ou de

plus loin, Haizea, Christelle, Swan, Moslem, Matthieu, et la liste serait bien trop longue à faire. Vous m'avez beaucoup apporté, et d'écrire cette liste m'a donné envie de rajouter un truc spécial pour chacun.e, mais se serait bien trop d'émotions et de longueur, alors je vais m'abstenir !

Les licornes à paillette, pour ce fabuleux co-bureau, qui fut une idée géniale, et continue de l'être. Merci merci Dom, Particule, MC et Boe, mes partenaires principales d'infortune. On peut (et on va) le faire !

Un merci tout particulier à Fabien, mon co-bureau depuis le début qui me supporte, me fait du thé, m'explique comment parler en bash, m'aide pour tous mes tracas plus ou moins gros, me remonte le moral et plein d'autres choses. Et aussi à Alex le nouveau, parce que c'est super important d'être bien dans son bureau, et ça a été le cas pendant ces 3 ans (et j'espère que ça va continuer).

Un autre merci particulier, à mes colocs passé.e.s, mais surtout à Gab, qui me supporte depuis 4 ans, qui m'a demandé d'un air préoccupé en juillet dernier "jusqu'à quand j'allais être comme ça". Et qui n'a pas son pareil pour me faire relativiser.

Un grand merci à mon bro, pour toujours trouver les mots pour calmer mes énervements divers et variés. Faudra que je passe un jour pour t'entendre avec Claire jouer sur un marché !

Et enfin, Sounil, merci pour tout et bien plus encore.

Résumé

Basé sur l'analyse conjointe et complémentaire de ~10 ans de données altimétriques et de profils verticaux de température et de salinité acquis par les profileurs Argo, l'objectif principal de cette thèse est d'étudier en détail les caractéristiques de surface et la structure verticale des tourbillons dans les 4 grands systèmes d'upwelling mondiaux (EBUS Pérou-Chili, Californie, Canaries et Benguela), qui partagent une dynamique à grande échelle relativement similaire. Les résultats principaux montrent que l'ensemble des tourbillons détectés sur les cartes altimétriques dans les 4 EBUS ont des propriétés physiques relativement proches, avec une forte proportion de tourbillons de faibles dimensions ayant une durée de vie relativement courte. Au contraire, la faible partie des tourbillons échantillonnés par les profileurs Argo montre des dimensions bien plus grandes pour des durées de vie plus longues. La sur-représentation de ces grandes échelles dans le jeu des tourbillons échantillonnés par les profileurs Argo est donc le biais majeur des résultats obtenus sur la structure verticale des tourbillons. L'analyse des profils moyens d'anomalies de température et de salinité acquis par les profileurs Argo dans les tourbillons révèle une forte hétérogénéité entre les 4 EBUS, mais également au sein de chacun de ces systèmes d'upwelling. Les structures verticales des tourbillons sont fortement liées à l'hydrologie et à la dynamique locale. Par exemple, les tourbillons de subsurface du PCUS occupent plutôt la partie Sud du système, alors que les tourbillons intensifiés en surface sont présents à la limite Nord de la gyre subtropicale. Dans le CALUS, la présence de Cuddies se devine à la côte, les autres sous-régions contenant des tourbillons dont les anomalies sont majoritairement intensifiées à la base de la pycnocline, avec comme particularité un changement de signe lié à la salinité des couches superficielles. Le CANUS est peuplé de tourbillons très différents en fonction de leur position par rapport à la zone frontale du Cap Vert : au Nord, des tourbillons intenses en subsurface, avec la présence de quelques Meddies ; au Sud, des tourbillons très superficiels. De même dans le BENUS, la partie au Nord de 15°S contient plutôt des tourbillons intensifiés dans les couches de surface, alors qu'au Sud du front d'Angola-Benguela, les tourbillons présentent des anomalies

fortes sur une grande partie de la colonne d'eau. L'extrême Sud de cet EBUS est également le lieu de passage des Anneaux des Aiguilles. Les contributions de l'advection isopycnale et du déplacement de la colonne d'eau sur la verticale nous permettent d'affiner la description de ces différentes structures. La présence de grands types de tourbillons, à la morphologie bien distincte (cœur de surface, de subsurface, grande extension verticale, tourbillons fortement intensifiés, etc.), est confirmée par l'étude des tourbillons spécifiquement générés dans la bande côtière. L'analyse Lagrangienne de ces tourbillons nous permet également de décrire l'évolution temporelle de leur structure verticale, qui montre une homogénéité temporelle inattendue. Cette thèse présente donc plusieurs outils facilement applicables dans différentes régions océaniques pour caractériser la structure thermohaline des tourbillons et fournit pour la première fois une description des grands types de tourbillons peuplant les EBUS, soulignant la grande diversité de la mésoéchelle.

Mots clefs : tourbillons de mésoéchelle, systèmes d'upwelling de bord Est, structure verticale, profileurs Argo, altimétrie

Abstract

Merging ~10 years of altimetry maps and vertical profiles provided by Argo floats, we aim to study in details the eddy's surface characteristics and vertical structure in the 4 major Eastern Boundary Upwelling Systems (EBUS : Peru-Chile, California, Canaries and Benguela), sharing similar large-scale dynamics. Our main results show that the eddies detected on altimetry maps in the 4 EBUS have close physical properties, with a lot of small-scale structures (radius < 40km, amplitude < 1cm and lifetime < 30 days). In contrast, the few eddies sampled by Argo floats have larger dimensions (radius of ~90-140 km, amplitude of ~3-7 cm) and longer lifetimes (6-10 months). The major bias with the analyzed vertical structure is the over representation of these large-scale eddies. The temperature and salinity anomaly mean profiles acquired by Argo floats surfacing within eddies reveals a strong heterogeneity between each of the 4 EBUS, but also within them. The eddies' vertical structure is strongly influence by the local hydrology and dynamics. For example, the subsurface-intensified eddies of the PCUS tend to be located in the Southern part of this EBUS, while the surface-intensified eddies are preferentially located near the Northern boundary of the subtropical gyre. In the CALUS, we can identify Cuddies in some coastal sub-regions, but in this EBUS, most of the eddies are intensified at the base of the pycnocline, with a reversal of the salinity anomaly compared to the surface layers. In the CANUS, the Cape Verde frontal zone separates distinct subsurface-intensified eddies and some Meddies in the North, from the Southern part, where eddies are surface-intensified. In the same way, the Angola-Benguela Front of the BENUS separates the surface-intensified eddies in the North from strong, deep-reaching anomalies in the South. The Southern-most part of the BENUS is also a preferential pathway for the large Agulhas Rings and their associated cyclones. The respective contributions of isopycnal advection and vertical displacement improve the description of these very diverse structures. The presence of several eddy-types, with distinct thermohaline

properties (surface or subsurface-intensified, deep vertical extend, intense or not, etc.) is confirmed by the study of eddies generated in the coastal area of each EBUS. Their Lagrangian analysis allows us to describe the temporal evolution of their vertical structure, which shows an unexpected temporal homogeneity. This manuscript presents different efficient tools used to analyze the surface characteristics, the thermohaline properties and the temporal evolution of mesoscale eddies in the 4 major EBUS, highlighting their diversity.

Key words : mesoscale eddies, Eastern Boundary Upwelling Systems, vertical structure, Argo profiles, altimetry.

Liste des acronymes

Principaux acronymes :

AEs	Anticyclonic Eddies
CEs	Cyclonic Eddies
SLA	Sea Level Anomaly
EBUS	Eastern Boundary Upwelling System
BENUS	BENguela Upwelling System
CALUS	CALifornia Upwelling System
CANUS	CANary Upwelling System
PCUS	Peru-Chile Upwelling System

Courants et fronts :

AC	Alaska Current
AC	Azores Current
AD	Angola Dome
ABF	Angola-Benguela Front
AgC	Agulhas Current
AnC	Angola Current
AR	Agulhas Retroflexion
ARC	Agulhas Retroflexion Current
BC	Benguela Current

CC	California Current
CC	Canary Current
CCC	Chile Coastal Current
CUC	California Undercurrent
CVFZ	Cape Verde Frontal Zone
DC	Davidson Current
EUC	Equatorial Undercurrent
GUC	Guinea Undercurrent
MC	Mauritania Current
NEC	North Equatorial Current
NECC	North Equatorial Contercurrent
NEUC	North Equatorial Undercurrent
PCC	Peru Coastal Curent
PCCC	Peru Chile Conter Current
PCUC	Peru Chile Under Current
PUC	Poleward Under Current
SAC	South Atlantic Current
SEC	South Equatorial Current
SECC	South Equatorial Contercurrent
WDC	West Wind Drift Current

Masses d'eaux :

AAIW	Antarctic Intermediate Water
CCW	Cool Coastal Water
CIW	California Intermediate Water
CUW	Cool Upwelled Water
ENPTW	Eastern North Pacific Transition Water
ESACW	Eastern South Atlantic Central Water
ESPIW	Eastern South Pacific intermediate Water
ESSW	Equatorial Subsurface Water
LSSW	Low Salinity Surface Water
MW	Mediterranean Water
NACW	North Atlantic Central Water
NADW	North Atlantic Deep Water
PSIW	Pacific Subarctic Intermediate Water
PSUW	Pacific Subarctic Upper Water
SACW	South Atlantic Central Water
STSW	Subtropical Surface Water
TSW	Tropical Surface Water

Sommaire

Résumé.....	1
Abstract.....	3
Liste des acronymes.....	5
Introduction.....	11
Chapitre 1 : Contexte général.....	15
1.1. Dynamique de l'upwelling dans les systèmes de bord Est.....	15
1.2. Tourbillons de mésoéchelle.....	18
1.3. Hydrologie et circulation dans les quatre systèmes d'upwelling.....	22
1.3.1. Le système d'upwelling du Pérou – Chili (PCUS).....	23
1.3.1.1. Circulation générale et principales masses d'eaux.....	23
1.3.1.2. Les tourbillons de mésoéchelle.....	26
1.3.2. Le système d'upwelling de Californie (CALUS).....	27
1.3.2.1. Circulation générale et principales masses d'eaux.....	27
1.3.2.2. Les tourbillons de mésoéchelle.....	30
1.3.3. Le système d'upwelling des Canaries (CANUS).....	31
1.3.3.1. Circulation générale et principales masses d'eaux.....	31
1.3.3.2. Les tourbillons de mésoéchelle.....	35
1.3.4. Le système d'upwelling du Benguela (BENUS).....	36
1.3.4.1. Circulation générale et principales masses d'eaux.....	36
1.3.4.2. Les tourbillons de mésoéchelle.....	40
1.4. Conclusion.....	41
Chapitre 2 : Données et méthodes.....	43
2.1. Détection et suivi des tourbillons à partir de cartes altimétriques.....	43
2.1.1. Données altimétriques.....	44
2.1.1.1. Missions et précision.....	44
2.1.1.2. Produits utilisés.....	45
2.1.2. Détection des tourbillons de mésoéchelle.....	46
2.1.3. Reconstruction des trajectoires des tourbillons.....	48

2.2. Profileurs Argo et structure verticale des tourbillons.....	53
2.2.1. Les profileurs Argo.....	53
2.2.1.1. Principe de fonctionnement.....	53
2.2.1.2. Validation des profils.....	55
2.2.2. Structure verticale dans les tourbillons et en dehors.....	60
2.2.2.1. Répartition des profils.....	60
2.2.2.2. Construction des champs et anomalies.....	61
2.3. Technique de clustering.....	63
2.4. Conclusion.....	65
Chapitre 3 : Description régionale des tourbillons dans chacun des EBUS.....	68
3.1. Caractéristiques de surface.....	69
3.1.1. Analyse statique.....	69
3.1.1.1. Nombre, fréquence et polarité des tourbillons détectés.....	69
3.1.1.2. Distribution du rayon et de l'amplitude.....	72
3.1.2. Analyse dynamique.....	75
3.1.2.1. Nombre et génération des trajectoires.....	75
3.1.2.2. Evolution des propriétés en fonction de la durée de vie.....	79
3.1.2.3. Distribution des amplitudes et rayons.....	81
3.2. Structure verticale des tourbillons.....	84
3.2.1. Structure verticale moyenne dans chaque EBUS.....	85
3.2.2. Variations spatiales de la structure verticale.....	89
3.2.2.1. PCUS.....	90
3.2.2.2. CALUS.....	92
3.2.2.3. CANUS.....	95
3.2.2.4. BENUS.....	97
3.2.3. Rôle de l'advection isopycnale et de la déformation verticale sur la structure verticale des tourbillons.....	99
3.2.3.1. Méthode.....	100
3.2.3.2. Exemples d'application dans le PCUS.....	102
3.2.3.3. Exemples d'application dans le CALUS.....	105
3.2.3.4. Exemples d'application dans le CANUS.....	107
3.2.3.5. Exemples d'application dans le BENUS.....	109
3.3. Conclusion.....	111

Chapitre 4 : Article : Main eddy vertical structures observed in the four major Eastern Boundary Upwelling Systems.....	114
Chapitre 5 : Conclusions et perspectives.....	145
Annexe A : Traitement des outliers par la distance de Mahalanobis.....	151
Annexe B : Détails de la classification hiérarchique ascendante appliquée.....	155
Liste des tableaux.....	159
Liste des figures.....	160
Bibliographie.....	168

Introduction

La Terre est recouverte à 70 % par les océans, qui jouent un rôle essentiel dans la régulation du climat global et assurent à l'homme de nombreuses ressources. Les grands systèmes d'upwelling situés sur le bord Est des océans représentent moins de 1 % de la superficie totale des océans, mais contribuent à 20 % des captures mondiales de poissons [Pauly and Christensen, 1995; Fréon et al., 2009]. Ces zones particulières sont les systèmes d'upwelling du Pérou – Chili (PCUS, *Peru – Chile Upwelling System*), de Californie (CALUS, *CALifornia Upwelling System*), des Canaries (CANUS, *CANary Upwelling System*) et du Benguela (BENUS, *BENguela Upwelling System*) (Figure 1).

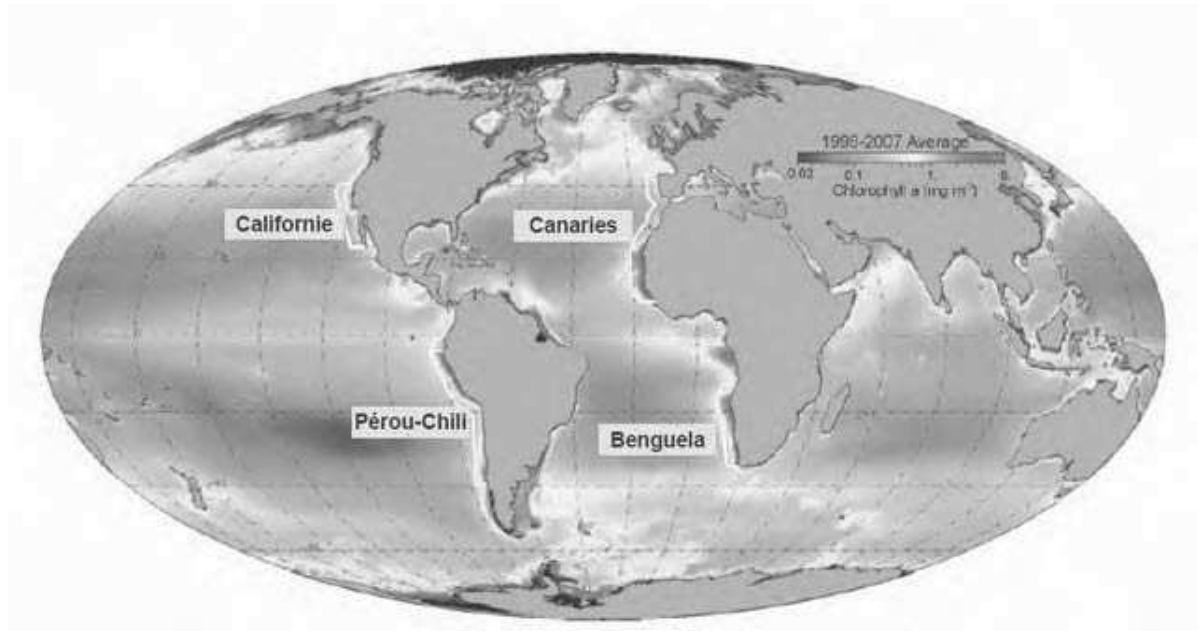


Figure 1: Chlorophylle-a moyenne (mg m^{-3}) pour la période 1998 – 2007. Cette carte met notamment en évidence la forte productivité des quatre grands systèmes d'upwelling de bord Est.

[Communication de H. Demarq, IRD]

Les systèmes d'upwelling sont caractérisés par la remontée d'eaux profondes, froides et chargées en micro et macro-nutriments (aluminium, fer, nitrates, phosphates, silicates, etc). Une fois dans les couches de surface éclairées, ces nutriments permettent un important développement d'organismes photosynthétiques (le phytoplancton) qui sont le premier maillon de la chaîne trophique marine. Les systèmes d'upwelling de bord Est sont donc fortement productifs, comme en témoignent les concentrations élevées de chlorophylle-*a*, indicateur de la production primaire (Figure 1).

La dynamique d'un upwelling côtier est associée à un vent dominant soufflant vers l'équateur qui transporte les eaux de surface vers le large. Par conservation de la masse, ce processus induit une remontée des eaux profondes, froides et riches en éléments nutritifs. Une circulation côtière particulière se met alors en place, avec un courant de surface dirigé vers l'équateur et un courant profond dirigé vers le pôle. Si les propriétés des masses d'eaux sont en accord avec ce modèle simple soumis au forçage à grande échelle, la dynamique réelle des courants de bord Est est beaucoup plus complexe. En particulier, les modèles régionaux à haute résolution et les observations *in situ* et satellitaires à fine échelle montrent que ces zones se caractérisent également par la présence de structures dynamiques de petites et moyennes échelles telles que les fronts, les filaments et les tourbillons, qui peuvent étendre vers le large la zone côtière productive. Les tourbillons de mésoéchelle jouent un rôle primordial dans la redistribution des propriétés physiques et biogéochimiques entre leur lieu de formation et de dissipation, et peuvent également influencer l'atmosphère. De nombreuses études décrivent les caractéristiques physiques de surface des tourbillons, notamment par altimétrie spatiale, ou autres données satellitaires (température de surface, couleur de l'eau, etc.). Cependant, la structure verticale (position du cœur du tourbillon, extension verticale, anomalies de température et salinité associées, etc.) de ces tourbillons et son évolution au cours du temps sont encore très peu documentées, notamment à cause de la difficulté à observer et mesurer les couches profondes de l'océan de manière intensive et répétitive. Les modèles régionaux à haute résolution permettent éventuellement une telle description, mais restent une approximation de la réalité, et il est nécessaire de les confronter et de les valider par des observations. Dans le passé, les observations *in situ* de la structure verticale de tourbillons ont été limitées à quelques études locales et ponctuelles, qui ont fourni une vision détaillée de quelques tourbillons.

L'objectif principal de cette thèse est donc d'étudier en détail les caractéristiques de surface et la structure verticale des tourbillons dans les quatre grands systèmes d'upwelling mondiaux, qui partagent une dynamique à grande échelle similaire (bords Est des gyres subtropicales, upwelling côtier, circulation de surface vers l'équateur et de subsurface vers les pôles, etc.). Pour atteindre ce vaste objectif, cette thèse s'appuie sur deux jeux de données exceptionnels et complémentaires : l'altimétrie spatiale et les profileurs Argo. La série de cartes altimétriques du niveau de la mer existe depuis plus de 20 ans maintenant, et cette thèse souhaite en particulier améliorer les techniques de détection et de suivi des tourbillons de mésoéchelle, qui ont une signature de surface captée par l'altimétrie. Le deuxième jeu de données concerne les profils hydrologiques du programme international Argo, qui ont depuis 2005 une bonne couverture spatiale dans les régions de bord Est. Avec environ 10 ans de mesures concomitantes Argo et altimétriques, nous proposons de mener une analyse robuste des propriétés des tourbillons formés dans les quatre systèmes d'upwelling de bord Est.

Les objectifs spécifiques que cette thèse souhaite atteindre sont les suivants :

- Étudier les caractéristiques de surface des tourbillons et des trajectoires qu'ils constituent dans chaque système d'upwelling de bord Est (EBUS), en terme de taille, répartition géographique, durée de vie, zone de génération et propagation. Il s'agit également de comparer les propriétés de l'ensemble des tourbillons détectés sur les cartes altimétriques à celles des tourbillons spécifiquement échantillonnés par les profileurs Argo afin d'estimer d'éventuels biais selon les données utilisées.

- Documenter la structure verticale moyenne des tourbillons à l'échelle des 4 EBUS, à partir des anomalies de température et salinité observées en leur sein par les profileurs Argo.

- Décrire de manière plus détaillée les variations spatiales de ces structures verticales dans chacun des EBUS et examiner leur lien avec la dynamique régionale.

- Estimer le rôle respectif de l'advection isopycnale et du déplacement vertical induit par les tourbillons sur les structures verticales observées.

- Déterminer les grands types de tourbillons qui coexistent dans les EBUS, et qui sont générés spécifiquement dans la bande côtière où sont situées les cellules d'upwelling actives.

- Examiner les variations temporelles de ces tourbillons et de leurs structures verticales entre leur formation près des côtes et leur dissipation dans les zones hauturières.

Le Chapitre 1 présente le contexte dans lequel s'inscrit cette thèse, avec notamment une description générale de l'hydrologie, de la circulation régionale, et de l'activité de mésoéchelle dans les quatre EBUS. Les différents jeux de données et méthodes employés pour atteindre les objectifs fixés sont ensuite présentés dans le Chapitre 2. Dans le Chapitre 3, nous traitons dans un premier temps des caractéristiques de surface des tourbillons (distribution géographique, amplitude, rayon) et des trajectoires qu'ils forment (zone de génération, durée de vie, propagation). Nous proposons ainsi une description des propriétés des tourbillons dans les 4 EBUS, et examinons de manière détaillée quelle est la part et le genre des structures de mésoéchelle qui sont préférentiellement échantillonnées par les profileurs Argo. Dans un deuxième temps, le Chapitre 3 décrit les variations spatiales de la structure verticale des tourbillons dans les 4 EBUS et examine dans certaines sous-régions la contribution de deux processus majeurs – l'advection isopycnale et le déplacement vertical de la colonne d'eau – à la structure verticale des tourbillons. Le Chapitre 4 s'intéresse spécifiquement aux tourbillons formés le long des zones côtières des principaux centres d'upwelling d'un point de vue Lagrangien. Il fournit notamment une description de la structure verticale des différents types de tourbillons qui sont formés dans les EBUS et s'intéresse à leur évolution entre leur formation et leur dissipation. Finalement, le Chapitre 5 résume, discute et met en perspective l'ensemble des résultats obtenus pendant cette thèse.

Chapitre 1 : Contexte général

Ce chapitre décrit les mécanismes physiques responsables de l'upwelling côtier, les tourbillons de mésoéchelle et les propriétés des quatre grands systèmes d'upwelling étudiés dans cette thèse.

1.1. Dynamique de l'upwelling dans les systèmes de bord Est



Figure 1.1: Pression atmosphérique (couleurs) à la surface de la mer et vents associés (vecteurs)
[la.climatologie.free.fr]

La circulation atmosphérique synoptique génère des centres de haute pression dans la bande subtropicale. Ces centres donnent naissance à des anticyclones atmosphériques permanents dont les vents soufflent dans le sens horaire dans l'hémisphère Nord, et anti-horaire dans l'hémisphère Sud (Figure 1.1). En réponse à ce forçage, une circulation océanique anticyclonique de grande échelle se met en place dans chaque bassin : les gyres subtropicales. Les quatre systèmes d'upwelling (EBUS, *Eastern Boundary Upwelling Systems*) étudiés dans cette thèse sont situés sur la bordure Est de ces grandes gyres, et partagent donc des caractéristiques similaires en terme de dynamique atmosphérique et océanique.

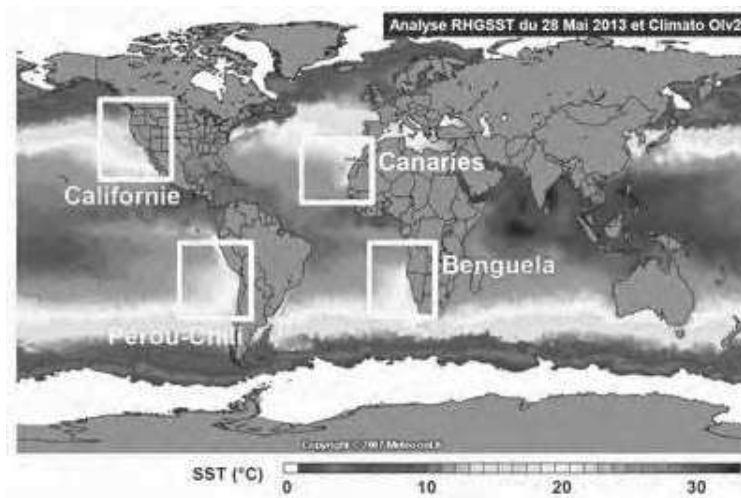


Figure 1.2: Température de surface moyenne et localisation des quatre systèmes d'upwelling étudiés [Météociel.fr]

Dans chacune de ces régions, les vents côtiers soufflent de manière prédominante du pôle vers l'équateur (Figures 1.1 et 1.3) [Bakun and Nelson, 1991a; Tomczak and Godfrey, 1994]. Sous l'action du vent, les couches superficielles de l'océan sont mises en mouvement et un équilibre entre les forces de friction et la force de Coriolis s'établit. Cet équilibre physique se traduit par une déviation des courants à la droite du vent dans l'hémisphère Nord, et à sa gauche dans l'hémisphère Sud. Il en résulte un transport net des masses d'eaux superficielles orienté à 90° de la direction des vents [Ekman, 1905]. Dans les systèmes d'upwelling de bord Est, l'eau de surface à la côte est donc entraînée vers le large par ce transport "d'Ekman". Afin de compenser ce déficit, on assiste à la remonté d'eaux profondes et froides le long de la côte [Brink, 1983], c'est ce qui définit l'upwelling. Dans chaque bassin océanique, la température de surface de l'océan est donc beaucoup plus froide sur le bord Est, là où à lieu l'upwelling côtier (Figure 1.2). L'échelle zonale typique de l'upwelling côtier est de l'ordre de quelques kilomètres à dizaines de kilomètres et dépend de la morphologie du plateau et du talus continental [Marchesiello and Estrade, 2007].

Dans la bande côtière de ces régions d'upwelling, l'intensité du vent tend à diminuer entre ~100 km au large et la côte (Figure 1.3), à cause notamment de la différence de rugosité entre la surface de l'océan et la surface continentale ou de l'orographie locale [e. g. *Capet et al.*, 2004; *Strub et al.*, 2013; *Renault et al.*, 2015]. Le rotationnel de vent associé (Figure 1.3) induit une divergence du transport d'Ekman dans les couches de surface, ce qui participe également à une remontée d'eau profonde, appelée "pompage d'Ekman".

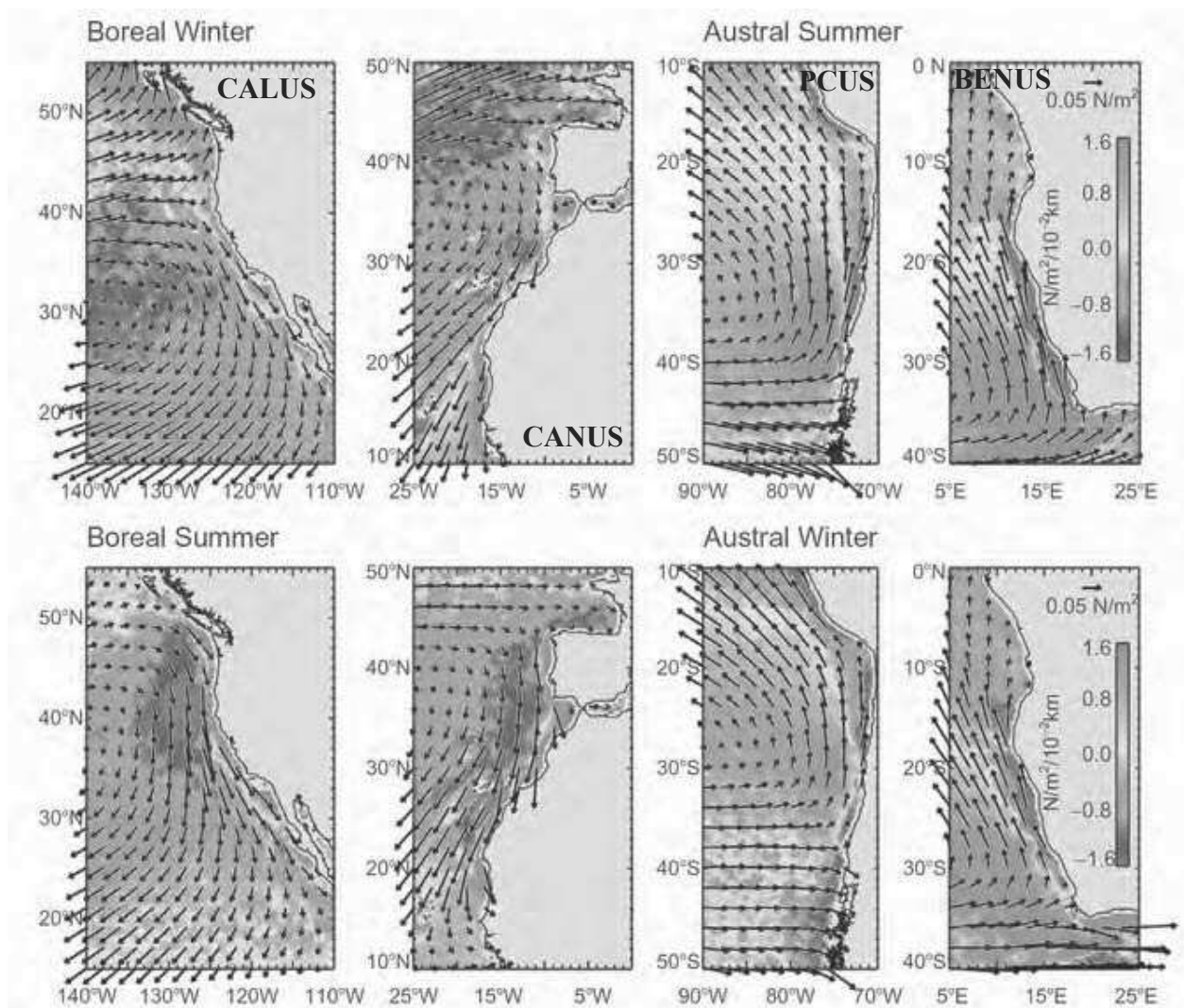


Figure 1.3: Rotationnel (couleurs) et tension (vecteurs) des vents moyens pour Décembre – Février (haut) et Juin – Août (bas) dans les quatre systèmes d'upwelling. Dans l'hémisphère Nord, le rotationnel cyclonique (respectivement, anticyclonique,) est négatif (respectivement, positif). Les valeurs sont inversées dans l'hémisphère Sud. [*Strub et al.*, 2013]

Deux grands mécanismes expliquent donc la remontée d'eau froide dans les systèmes d'upwelling : l'upwelling côtier lié à la divergence à la côte (~0–10 km), et le pompage d'Ekman associé à la divergence du transport entre le large et la côte (~0-100 km). Selon les variations spatio-temporelles du vent, l'upwelling le long des côtes varie en intensité et position. On distingue alors (i) les zones à upwelling permanent, dont l'intensité est modulée selon les variations temporelles du vent, (ii) les zones où l'upwelling est saisonnier et n'a lieu que durant une certaine période de l'année, et (iii) les zones alternant saisonnièrement des régimes d'upwelling et de downwelling, lié à un renversement de la direction des vents côtiers.

De manière générale, l'upwelling côtier maintient dans les couches de surface des 4 EBUS un gradient de densité entre les eaux relativement froides côtières et les eaux relativement chaudes du large, ce qui génère un courant géostrophique orienté vers l'équateur. Ce courant côtier, maximum au niveau du front thermique d'upwelling, renforce donc le courant de grande échelle des bords Est des gyres subtropicales transportant des eaux relativement froides et peu salées des hautes latitudes vers l'équateur [Strub *et al.*, 1998, 2013; Batteen *et al.*, 2000; Hardman-Mountford *et al.*, 2003; Machin *et al.*, 2006]. Dans les couches de subsurface au contraire, un sous-courant s'écoule vers les pôles le long du talus continental et transporte des eaux relativement chaudes et salées d'origine équatoriale vers les plus hautes latitudes [Silva and Neshyba, 1979; Mittelstaedt, 1983; Barton *et al.*, 1998; Garfield *et al.*, 1999; Pierce *et al.*, 2000; Gordon, 2003; Shillington *et al.*, 2006; Hutchings *et al.*, 2009; Montes *et al.*, 2010].

1.2. Tourbillons de mésoéchelle

Superposés aux courants de grande échelle, les tourbillons énergétiques de mésoéchelle sont un élément clef de la dynamique océanique. Ces structures quasi-circulaires, en rotation et cohérentes ont des échelles horizontales de l'ordre de quelques dizaines à centaines de kilomètres, et des échelles temporelles de quelques jours à plusieurs dizaines de mois. Ces tourbillons s'étendent verticalement sur plusieurs dizaines à centaines de mètres de profondeur et piègent de l'eau dans leur cœur lors de leur formation qu'ils peuvent transporter sur de longues distances, tout en interagissant continuellement avec leur environnement (interaction avec la dynamique grande échelle, la topographie, d'autres tourbillons, l'atmosphère sur-jacente, etc.) [Aristegui *et al.*, 1994; O'Neill *et al.*, 2005; Morrow and Le Traon, 2012; Frenger *et al.*, 2013; Villas Bôas *et al.*, 2015].

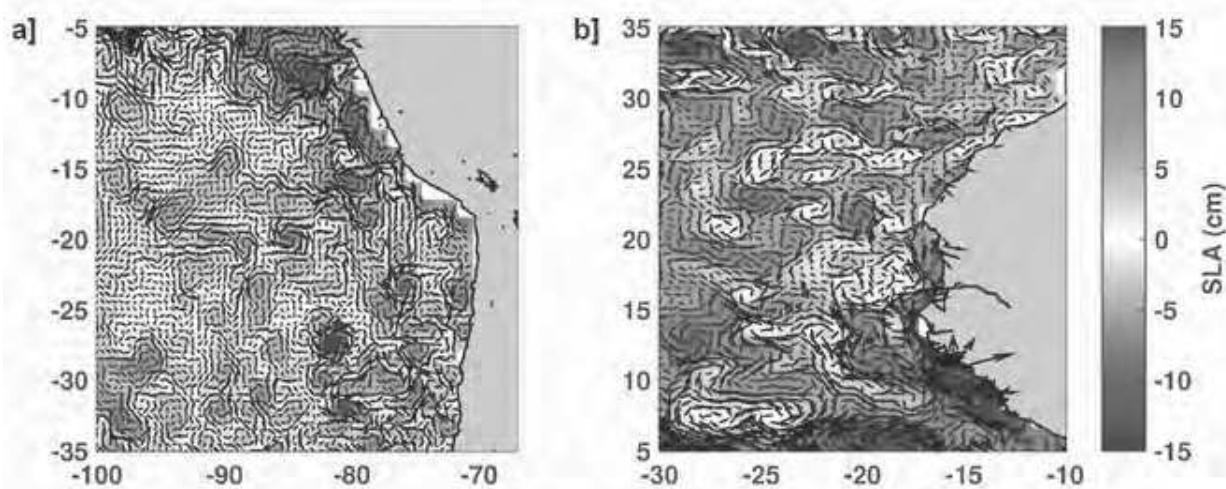


Figure 1.4 : Anomalies de niveau de la mer (cm) et courants géostrophiques associés le 14 Juillet 2010 dans **a)** le PCUS et dans **b)** le CANUS.

Deux grandes catégories de tourbillons existent : les anticyclones, généralement chauds, qui sont des centres de haute pression et sont associés à une élévation du niveau de la mer, et les cyclones, généralement froids, correspondant à des centres de basse pression et associés à une diminution du niveau de la mer. Ces tourbillons, qui ont donc une signature claire (de plusieurs centimètres) sur les cartes altimétriques d'anomalies de hauteur de mer (Figure 1.4), présentent un maximum de vorticité en leur centre, et un minimum sur leurs bords. A cause de la vorticité planétaire, le sens de rotation des tourbillons est différent selon l'hémisphère considéré : dans l'hémisphère Nord, les tourbillons anticycloniques tournent dans le sens horaire et les tourbillons cycloniques dans le sens anti-horaire, et c'est l'inverse dans l'hémisphère Sud.

Pour chaque catégorie (cyclones / anticyclones), on distingue également deux grands types de tourbillons : ceux dont le cœur et le maximum de vorticité sont situés dans les couches de surface, et au contraire ceux qui sont intensifiés en subsurface. Les cyclones de surface sont associés à une remontée des isopycnes, tandis que les anticyclones de surface sont associés à une dépression des isopycnes (Figure 1.5). Cette différence sur la structure en densité est donc responsable de la variation de la hauteur du niveau de la mer et de la pression, haute ou basse, au centre des tourbillons. La rotation horizontale associée est généralement complétée de mouvements verticaux vers le haut (upwelling local) au sein des cyclones, et vers le bas (downwelling local) au sein des anticyclones de surface (Figure 1.5 a et b). Les cyclones

intensifiés en subsurface présentent une remontée des isopycnes situées sous leur cœur, et un approfondissement de celles qui le surmontent. Au contraire, dans les anticyclones de subsurface, le cœur du tourbillon se comporte comme une bulle qui va entraîner une remontée des isopycnes immédiatement au dessus du cœur, et un approfondissement de celles situées en dessous (Figure 1.5 c et d).

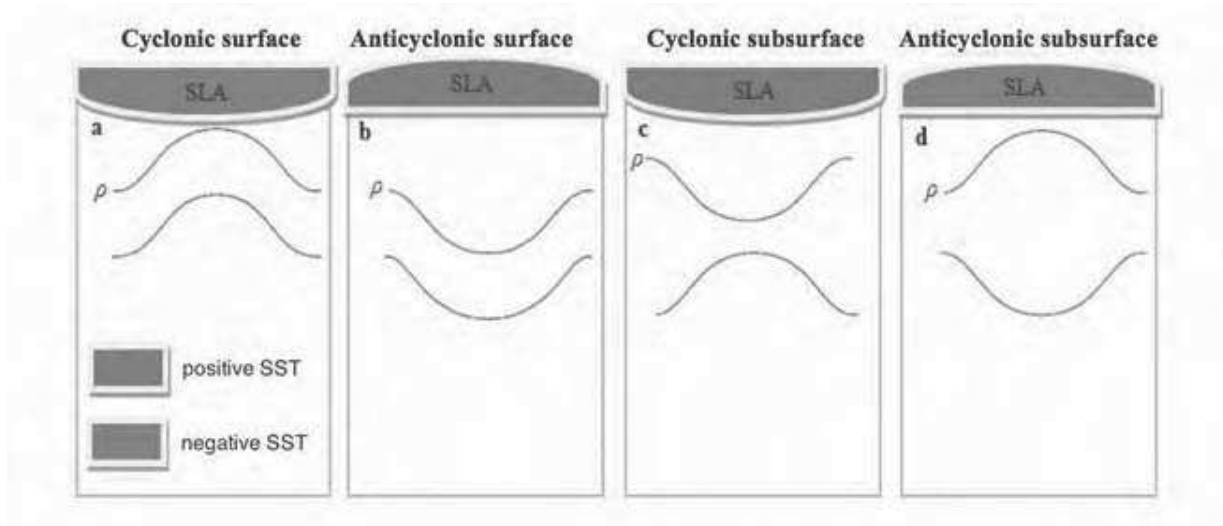


Figure 1.5 : Disposition des isopycnes associées aux **a)** cyclones et **b)** anticyclones de surface, et aux **c)** cyclones et **d)** anticyclones de subsurface [Assassi et al., 2014].

Comme mentionné précédemment, les tourbillons ne sont pas stationnaires mais peuvent se déplacer sur de grandes distances en maintenant leur rotation. Les parcelles d'eaux adjacentes sont entraînées par cette rotation, et acquièrent elles-mêmes une certaine vorticité relative à cause du changement de vorticité planétaire qu'elles subissent du fait de ce déplacement. Ces circulations secondaires forment des dipôles de vorticité sur les flancs des tourbillons qui entraînent ceux-ci vers l'Ouest indépendamment de leur polarité, mais induisent également un déplacement latitudinal, vers le pôle pour les cyclones et vers l'équateur pour les anticyclones [Cushman-Roisin et al., 1990; Cushman-Roisin and Beckers, 2011].

Plus la vitesse de rotation des tourbillons, qui est de quelques dizaines de $\text{cm}\cdot\text{s}^{-1}$, excède leur vitesse de déplacement, plus ces tourbillons ont un aspect non linéaire et l'eau qu'ils contiennent a tendance à rester piégée dans leur cœur [Flierl, 1981; Logerwell and Smith, 2001; Barton and Arístegui, 2004; Rubio et al., 2009; Dong et al., 2014]. Ils contribuent ainsi de manière importante à la redistribution de propriétés physiques (sel, chaleur, etc.), comme biologiques (phytoplancton, larves de poisson, etc.) et chimiques (micro et macro nutriments) dans l'océan.

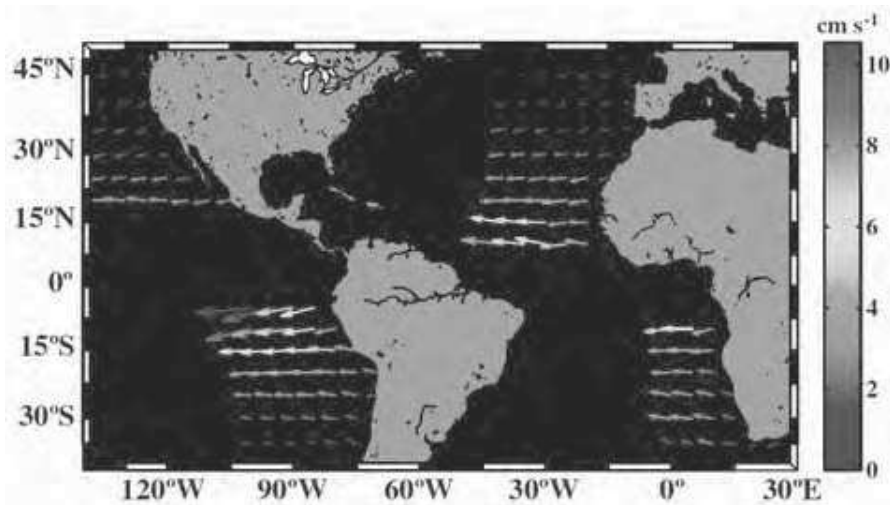


Figure 1.6: Vitesse de déplacement moyenne des tourbillons dans les 4 EBUS
[Chaigneau et al., 2009]

Les tourbillons de mésoéchelle sont généralement formés suite à une déstabilisation des courants océaniques et des masses d'eau qu'ils transportent. Ces instabilités peuvent être de nature barotrope lorsqu'il y a un cisaillement horizontal important des courants de grande échelle (l'énergie cinétique des tourbillons augmente au dépend de l'énergie cinétique des courants moyens), barocline lorsque c'est le cisaillement vertical qui est important (l'énergie cinétique des tourbillons augmente au dépend de l'énergie potentielle), ou un mélange des deux. Dans les EBUS, plusieurs facteurs peuvent mener à la déstabilisation de la circulation grande échelle et donc à la formation de tourbillons, en particulier près des côtes (Figure 1.7).

En effet, le cisaillement vertical de vitesse entre les courants de surface dirigés vers l'équateur et les courants de subsurface dirigés vers les pôles, caractéristiques de la circulation côtière des EBUS, est à même de générer de l'instabilité qui sera propice à la formation de tourbillons [Kelly et al., 1998; Barth et al., 2000; Strub and James, 2002]. De même, l'interaction de la circulation côtière avec la topographie (talus et plateau continental, monts sous-marins, canyons, îles, etc.) ou la ligne de côte (présence de baies, caps, etc.) est un mécanisme clef pour la formation de structures de mésoéchelle [Batteen et al., 2007; Castelao and Barth, 2007; Sangrà et al., 2007; Piedeleu et al., 2009; Meunier et al., 2010]. Finalement, dans les EBUS, la présence d'îles influe également sur la structure du vent à petite échelle dont le rotationnel, par pompage d'Ekman, peut participer à la formation de tourbillons [Barton et al., 2000; Basterretxea

et al., 2002]. Les îles participent donc à la destabilisation des courants atmosphériques et océaniques, ce qui fait de leur sillage une zone particulièrement active dans la génération de tourbillons de mésoéchelle [Aristegui *et al.*, 1994; Barton *et al.*, 2000; Sangrà *et al.*, 2007, 2009]. La diversité des mécanismes de formation fait que tous les tourbillons n'ont pas la même morphologie (cyclones ou anticyclones, intensifiés en surface ou en subsurface) et transportent donc des eaux dont les propriétés dépendent des processus menant à leur génération.

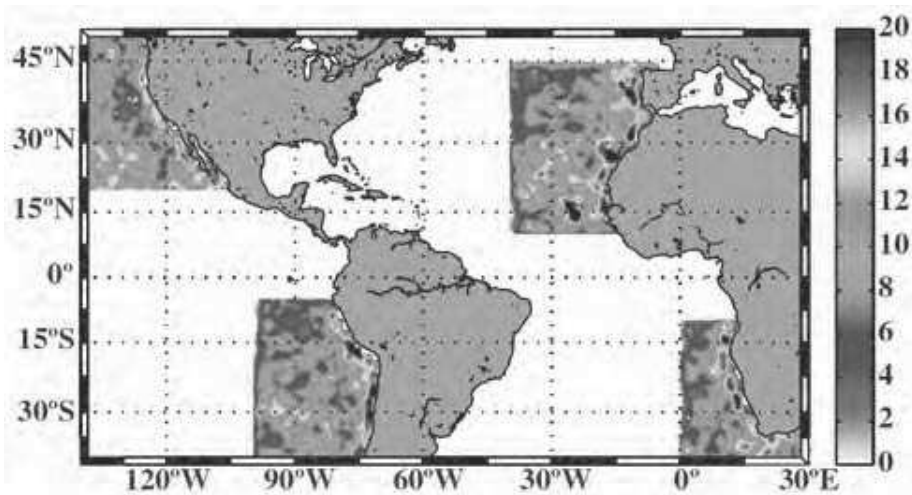


Figure 1.7: Mise en évidence des régions de formation préférentielle des tourbillons dans les 4 EBUS [Chaigneau *et al.* 2009]

1.3. Hydrologie et circulation dans les quatre systèmes d'upwelling

Si les mécanismes de génération des tourbillons peuvent être décrits de manière générale, les propriétés des tourbillons de chaque EBUS dépendent de l'hydrologie et de la circulation locale. Cette section décrit de manière succincte les caractéristiques principales de chacun des quatre EBUS, tant au niveau de la circulation grande échelle, des masses d'eaux présentes dans ces EBUS, que de leur impact sur les tourbillons de mésoéchelle.

1.3.1. Le système d'upwelling du Pérou – Chili (PCUS)

1.3.1.1. Circulation générale et principales masses d'eaux

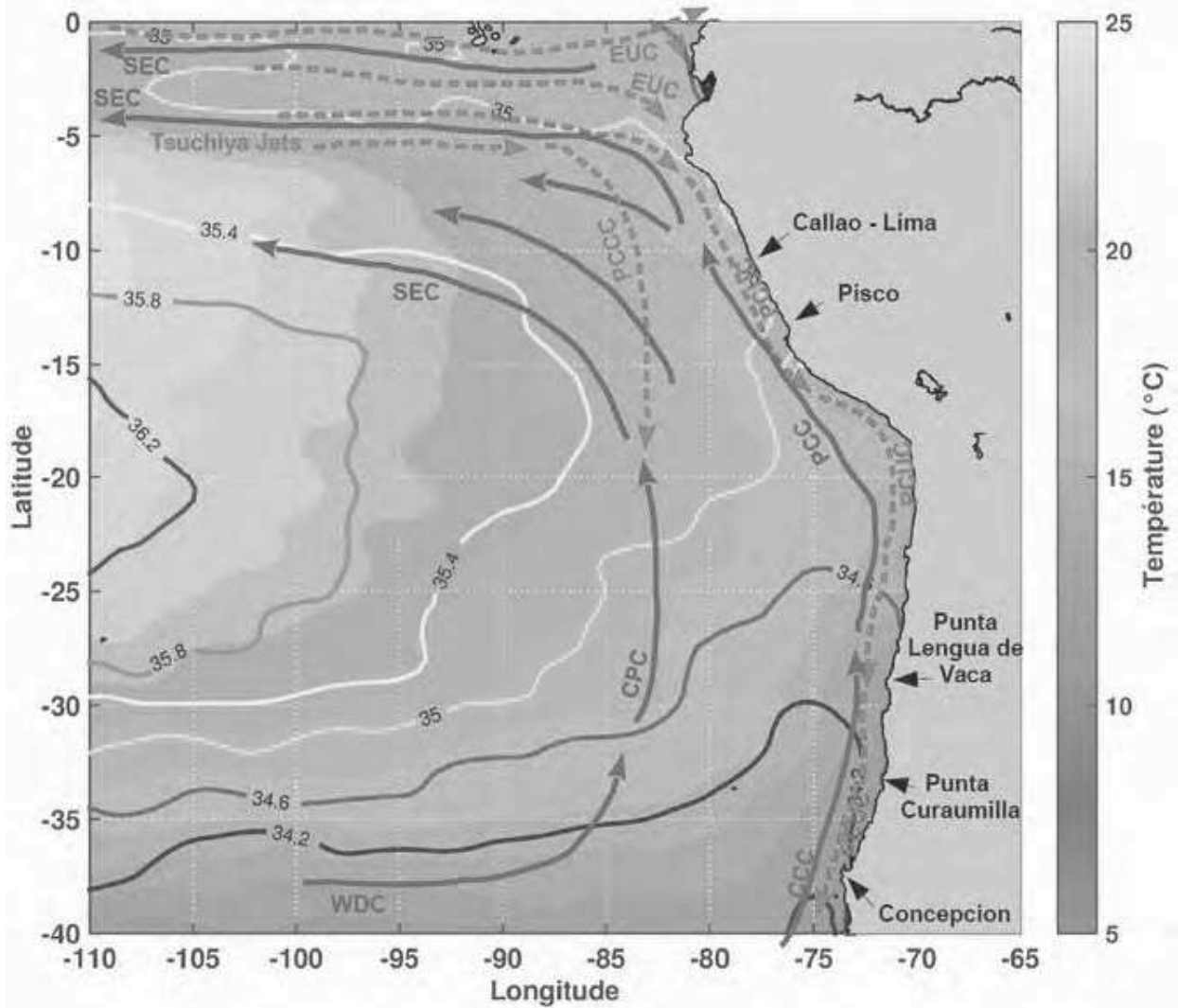


Figure 1.8: Schéma de la circulation générale du PCUS. Le fond de couleur représente la température moyenne de surface (0 – 100 m) tandis que les contours représentent la salinité moyenne de surface (0 – 100 m) ; ces deux champs sont issus de la climatologie CARS. Les principaux courants de surface (respectivement, de subsurface) sont indiqués schématiquement en bleu (rouge).

EUC : Equatorial Undercurrent ; SEC : South Equatorial Current ; PCCC : Peru – Chile ConterCurrent ; CPC : Chile – Peru Current ; WDC : West Wind Drift Current ; CCC : Chile Coastal Current ; PCC : Peru Coastal Current ; PCUC : Peru – Chile Undercurrent.

Le PCUS s'étend environ de 5°S à 35°S et est limité par le front équatorial au Nord et par le front subtropical au Sud (Figure 1.8). Dans cette région, l'upwelling côtier est permanent entre ~4°S et 30°S [Bakun and Nelson, 1991b] et maximum pendant l'hiver austral [e.g. Strub et al., 1998] tandis qu'au Sud de ~30°S, il est saisonnier avec de forts épisodes d'upwelling seulement au printemps et en été [Escribano and Schneider, 2007; Sobarzo et al., 2007; Letelier et al., 2009]. La circulation de surface est dominée au large par le Courant du Chili – Pérou (CPC, *Chile – Peru Current*) qui constitue la partie Est de la gyre subtropicale (Figure 1.8). Il est issu de la branche Sud de la gyre (WDC, *West Wind Drift Current*) qui se scinde aux abords de l'Amérique de Sud, pour former le CPC et le Courant du Cap Horn, ce dernier longeant la côte chilienne pour retourner dans l'Atlantique. Le CPC transporte en surface de l'eau froide et peu salée d'origine subantarctique en direction de l'équateur [Chaigneau and Pizarro, 2005a]. Ce courant est maximum durant l'hiver austral lorsque l'anticyclone du Pacifique Sud se renforce [Chaigneau and Pizarro, 2005b; Strub et al., 1998]. Il est progressivement défléchi vers l'Ouest, pour alimenter le Courant Sud Equatorial (SEC, *South Equatorial Current*). Plus près de la côte, au niveau du front thermique d'upwelling, se trouvent les courants côtiers du Chili et du Pérou (respectivement CCC, *Chile Coastal Current*, et PCC, *Peru Coastal Current*) qui s'écoulent également vers le Nord en surface. Entre ces courants côtiers et le CPC, le contre-courant du Pérou – Chili (PCCC, *Peru – Chile Contercurrent*) s'écoule vers le pôle, entre 100 et 300 km au large [Huyer et al., 1991; Strub et al., 1995; Penven et al., 2005; Montes et al., 2010]. Ce courant reste encore mal caractérisé, tant sur sa position en profondeur que sa saisonnalité.

En subsurface, le sous-courant du Pérou – Chili (PCUC, *Peru-Chile Undercurrent*), transporte le long de la côte de l'eau relativement chaude et salée issue de sa connexion avec le sous-courant équatorial (EUC, *Equatorial Undercurrent*) et les Tsuchiya jets jusqu'au Sud du Chili (Figure 1.8) [Silva and Neshyba, 1979]. Ce courant est la source principale de l'eau de l'upwelling [Brockmann et al., 1980; Huyer et al., 1987; Toggweiler et al., 1991; Albert et al., 2010; Montes et al., 2010], et s'approfondit avec la latitude, passant d'environ 100 m au Nord du Pérou, à environ 300 m au Sud du Pérou, et à 500 m vers 40°S [Silva and Neshyba, 1979; Penven et al., 2005; Colas et al., 2012; Chaigneau et al., 2013]. Sous le PCUC, le Courant Côtier Profond du Chili – Pérou (CPDCC, *Chile – Peru Deep Coastal Current*, non montré sur la Figure 1.8) s'écoule vers le pôle, entre ~400 et 1000 m de profondeur [Chaigneau et al., 2013; Pietri et al., 2014].

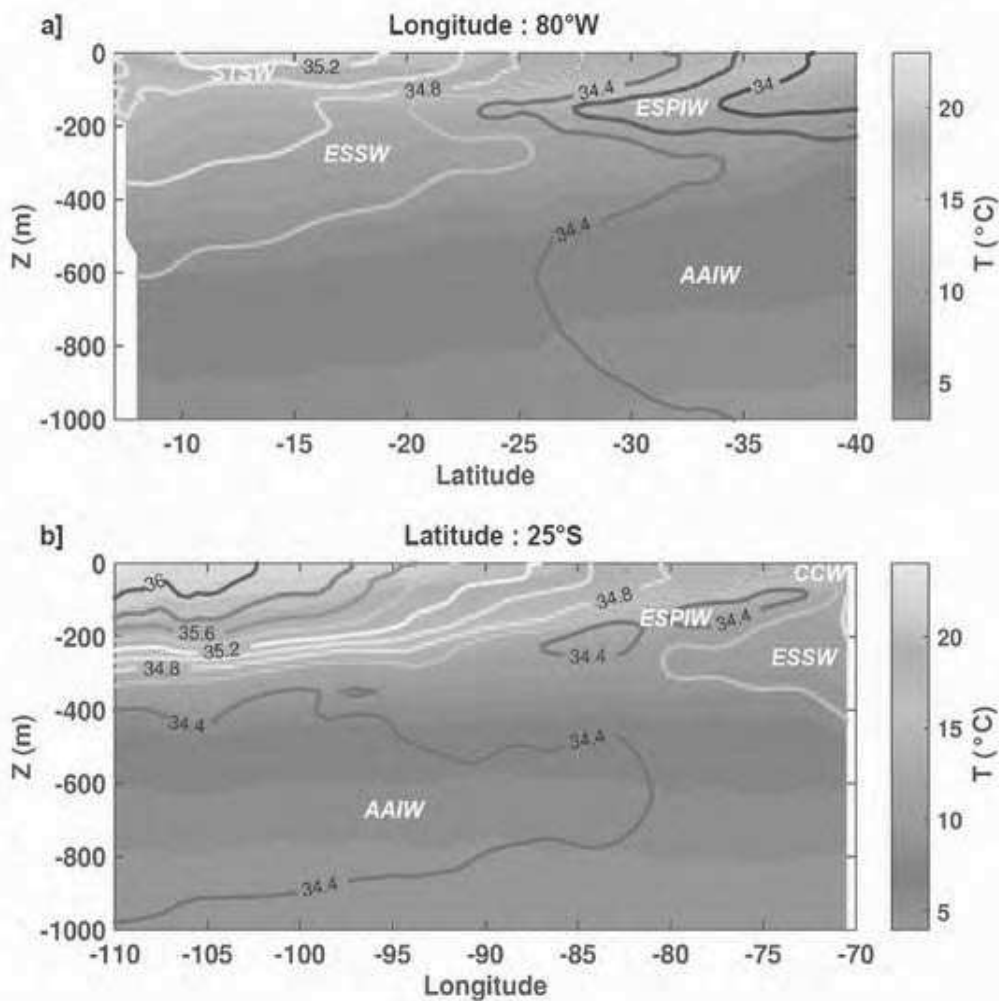


Figure 1.9: Distribution de la température (fond de couleur) et de la salinité (contours) en fonction de la profondeur pour **a)** une coupe Nord-Sud le long de la longitude $80^{\circ}W$ et **b)** une coupe Ouest-Est le long de la latitude $25^{\circ}S$. Les champs climatologiques sont issus de la climatologie CARS, et les masses d'eaux principales sont indiquées en blanc. STSW : Subtropical Surface Water ; ESPIW : Eastern South Pacific Intermediate Water ; ESSW : Equatorial Subsurface Water, ; AAIW Antarctic Intermediate Water ; CCW : Cold Coastal Water.

Le PCUS comprend une variété de masses d'eaux aux origines diverses et caractérisées par des températures et salinités bien distinctes. Dans la région qui nous intéresse, on peut dénombrer cinq masses d'eaux principales (Figure 1.9). En surface et vers le centre de la gyre, le taux d'évaporation excède les précipitations. On y trouve donc de l'eau subtropicale de surface (STSW, *Subtropical Surface Water*), qui est relativement chaude ($T > 18^{\circ}C$) et salée ($S > 35.0 - 35.1$), [Wyrtki, 1966]. Au contraire, l'eau côtière de surface le long du Pérou et du Chili est

relativement froide (CCC, *Cold Coastal Water*), sa source majeure étant l'eau équatoriale de subsurface (ESSW, *Equatorial Subsurface Water*) [Brockmann et al., 1980; Huyer et al., 1987; Toggweiler et al., 1991; Albert et al., 2010; Montes et al., 2010]. L'ESSW est caractérisée par un maximum de salinité ($S = 34,4 - 34,8$) et s'écoule le long du talus continental, transportée par le PCUC [Strub et al., 1998]. On peut observer en particulier sur la Figure 1.9a sa présence entre ~ 200 et ~ 500 m de profondeur. Venant du Sud, l'eau intermédiaire du Pacifique Sud-Est (ESPIW, *Eastern South Pacific Intermediate Water*) est identifiable par la présence d'un minimum de sel ($S = 34,0 - 34,4$), qui subducte à la base de la thermocline pour progressivement s'écouler vers le Nord-Nord-Ouest vers 200 m de profondeur [Schneider et al., 2003; Pietri et al., 2014]. Finalement, l'eau intermédiaire antarctique (AAIW, *Antarctic Intermediate Water*), plus froide ($T \sim 5^\circ\text{C}$) et moins salée ($S = 34,3 - 34,5$) que l'ESSW, est présente en dessous de 400 – 600 m de profondeur.

1.3.1.2. Les tourbillons de mésoéchelle

Les tourbillons du PCUS ont été étudiés à partir d'observations spatiales [e.g. Chaigneau et al., 2008, 2009], de données hydrologiques [Johnson and McTaggart, 2010; Chaigneau et al., 2011; Hormazabal et al., 2013], de bouées dérivantes de surface [Chaigneau and Pizarro, 2005c] ou de simulations numériques [Penven et al., 2005; Colas et al., 2012]. Ces études montrent que les tourbillons cycloniques et anticycloniques ont des caractéristiques de surface similaires, avec des amplitudes moyennes d'environ 4 cm et des rayons de $\sim 75 - 150$ km, augmentant vers l'équateur similairement au rayon de Rossby [Penven et al., 2005; Chelton et al., 2007; Chaigneau et al., 2008, 2009]. Ces tourbillons sont formés préférentiellement au large de Pisco (15°S), entre 25 et 30°S et au Sud de Concepcion (37°S) [Chaigneau et al., 2009]. Dans cet EBUS, les cyclones et anticyclones montrent une structure verticale moyenne bien distincte. Ainsi, les cyclones tendent à transporter de l'eau relativement plus froide et moins salée que leur environnement, et ce entre la surface et 200 m de profondeur, tandis que les anticyclones semblent transporter de manière prédominante de l'eau plus chaude et plus salée entre 150 et 500 m de profondeur. Cette asymétrie est expliquée par les mécanismes de génération des tourbillons. La formation des cyclones est attribuée à la déstabilisation du courant côtier de surface, qui injecterait de l'eau froide et peu salée au dessus de la pycnocline vers le large, alors que les anticyclones de subsurface seraient formés par la déstabilisation du PCUC, transportant de l'eau relativement chaude et salée d'origine équatoriale dans les couches profondes le long de

la côte. Cette interprétation est aussi confortée par le fait que la structure verticale des anticyclones montre un approfondissement et une intensification des anomalies transportées dans la partie Sud du PCUS [Chaigneau et al., 2011]. Ceci est dû à l'approfondissement progressif du PCUC vers le Sud et aux plus forts contrastes thermohalins entre l'eau du PCUC et les eaux hauturières de subsurface. Dans le PCUS, la prédominance de cyclones ou d'anticyclones n'est pas claire bien qu'entre 10°S et 30°S il semblerait qu'il y ait une dominance de cyclones à longue durée de vie [Chaigneau et al., 2009; Chelton et al., 2011].

1.3.2. Le système d'upwelling de Californie (CALUS)

1.3.2.1. Circulation générale et principales masses d'eaux

Le CALUS s'étend environ de 22°N à 50°N, limité au Sud par le front Nord-Equatorial et sous l'influence du front subtropical au Nord (Figure 1.10). Cet EBUS peut être séparé en quatre bandes latitudinales, selon l'orientation de la ligne de côte, le régime des vents et l'upwelling côtier. Entre ~43°N et 50°N, la côte est majoritairement rectiligne, orientée Sud-Nord, et les propriétés hydrologiques sont fortement influencées par l'apport d'eau douce du fleuve Columbia et du détroit de Juan de Fuca. Dans cette région, l'upwelling côtier est saisonnier (upwelling en été et downwelling en hiver) à cause du renversement des vents lié au déplacement méridien de l'anticyclone du Pacifique-Nord [Bakun and Nelson, 1991b; Strub et al., 2013]. Entre ~35°N et 43°N, l'upwelling est également saisonnier mais la présence de nombreux caps et baies favorisent la déstabilisation des courants et génération d'une activité de mésoéchelle intense [Batteen, 1997; Collins et al., 2013]. Entre ~32°N et 35°N se trouve la Baie du Sud de la Californie (SCB, *Southern California Bight*), qui est abritée des vents dominants mais qui est soumise à un fort rotationnel cyclonique de vent [Song et al., 2011; Renault et al., 2015]. Dans cette région, l'upwelling est également saisonnier (de Mars à Octobre) [Strub and James, 2002] et la présence de huit îles peut potentiellement déstabiliser les courants côtiers et générer des instabilités [Dong et al., 2012]. Finalement, la partie Sud du CALUS, située entre 22°N et 32°N le long de la Basse Californie, est caractérisée par un upwelling permanent [Strub and James, 2002] et par la présence de nombreux caps, ce qui favorise la formation de tourbillons (Figure 1.7) [Jerónimo and Gómez-Valdés, 2007; Chaigneau et al., 2009].

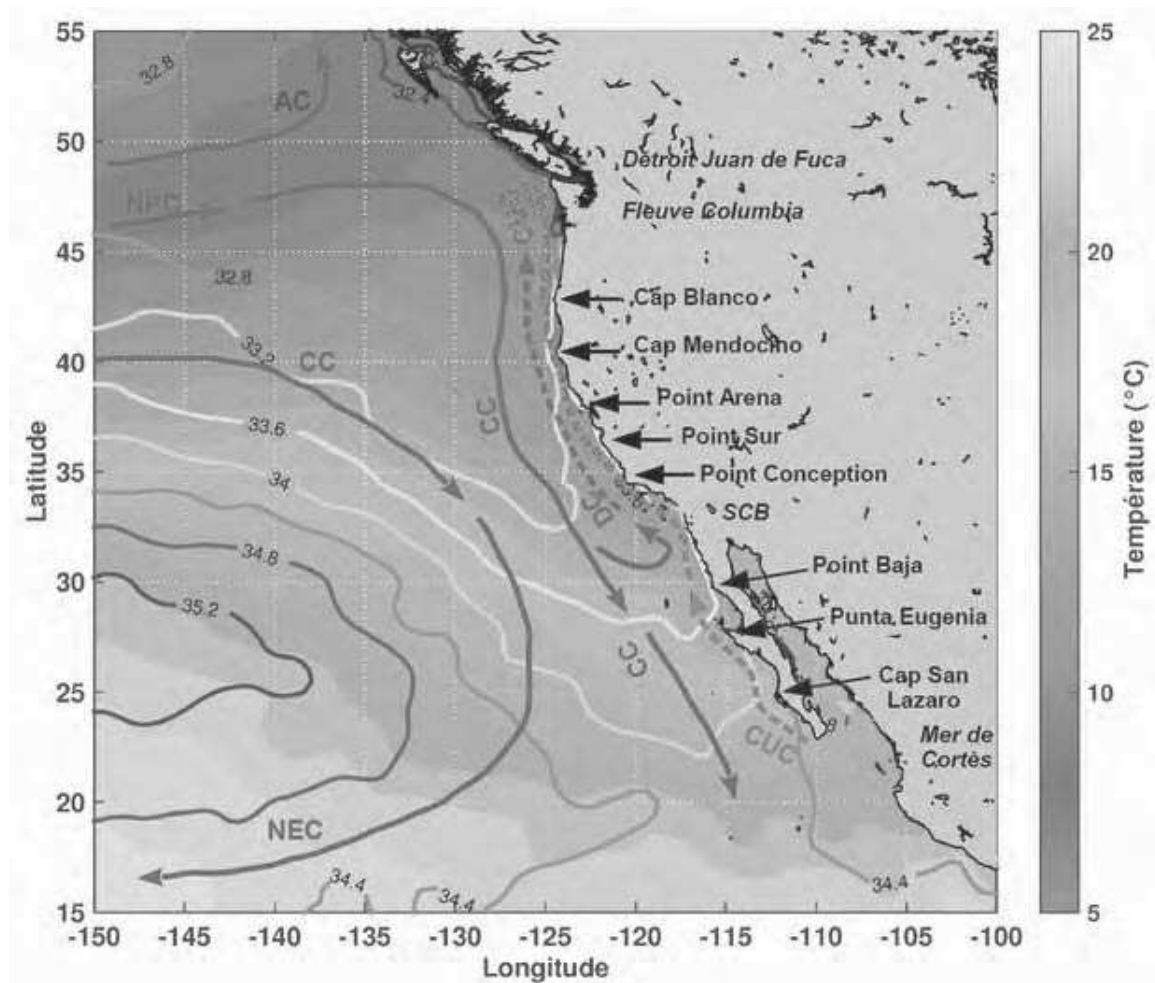


Figure 1.10: Comme pour la Figure 1.10, pour le CALUS. AC : Alaska Current ; NPC : North Pacific Current ; CC : California Current ; NEC : North Equatorial Current ; DC : Davidson Current ; CUC : California Undercurrent ; SBC : South California Bight.

La circulation grande échelle de surface dans le CALUS se compose principalement du Courant de Californie (CC, *California Current*), qui est dirigé vers l'équateur et s'écoule en surface le long de la côte entre 50°N et 20°N (Figure 1.10). Il connecte le Courant du Pacifique Nord (NPC, *North Pacific Current*) au Courant Nord Equatorial (NEC, *North Equatorial Current*). C'est un courant large et diffus qui transporte de l'eau relativement froide et très peu salée d'origine subarctique [Hickey, 1998; Song et al., 2011]. En hiver, le CC forme une cellule de recirculation engendrée par la baie du Sud de la Californie (SCB, *Southern California Bight*), dont le contre-courant côtier, le Courant de Davidson (DC, *Davidson Current*) longe la côte vers le pôle (Figure 1.10) [Hickey, 1979; Batteen et al., 2003]. En subsurface, le sous-courant de

Californie (CUC, *California Undercurrent*) transporte des eaux plus chaudes et salées depuis le Sud de la Basse Californie jusqu'au Canada (23°N – 51°N). Il est étroit (~10 – 40 km), proche du talus continental, et son cœur est situé entre 100 et 300 m de profondeur [Hickey, 1998; Pierce et al., 2000; Connolly et al., 2013].

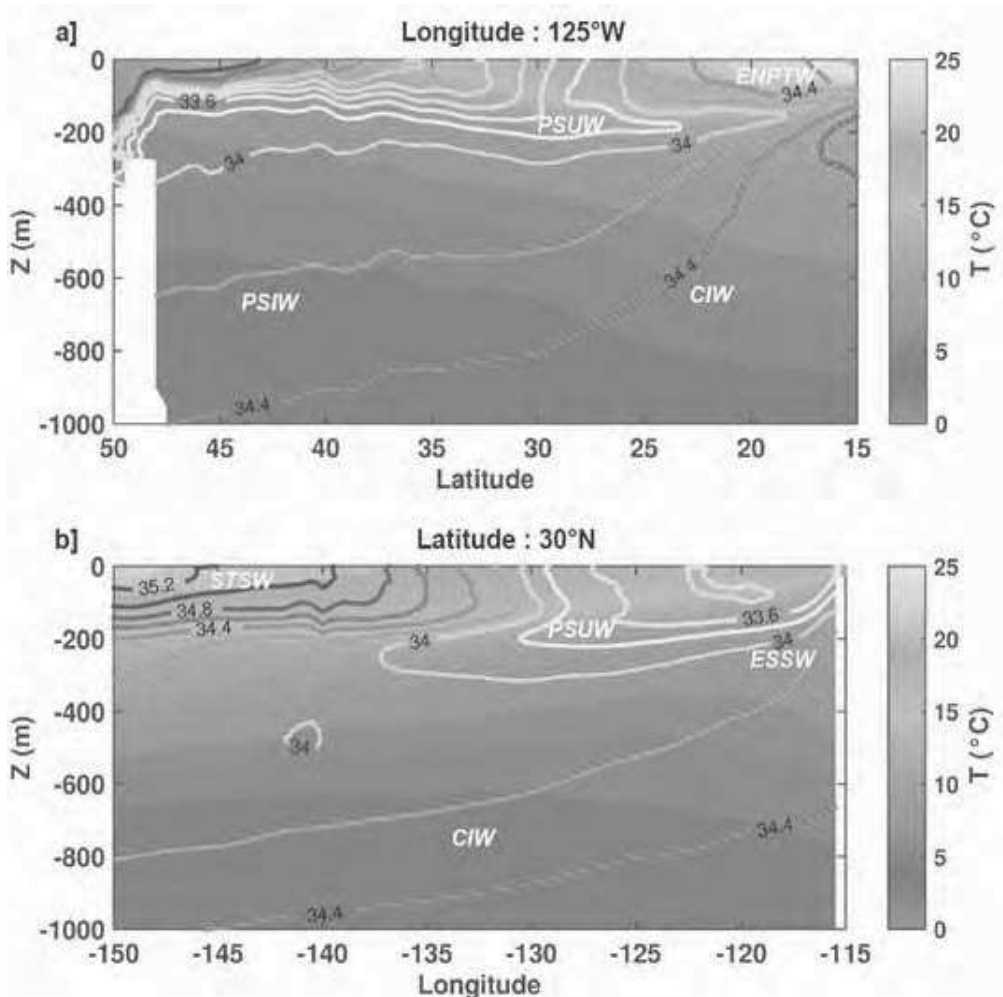


Figure 1.11: Comme pour la figure 1.11, pour le CALUS avec **a)** une coupe Nord-Sud à la longitude 125°W et **b)** une coupe Ouest-Est à la latitude 30°N. PSUW : Pacific Subarctic Upper Water ; ESSW : Equatorial Subsurface Water ; STSW : Subtropical Surface Water ; PSIW : Pacific Subarctic Intermediate Water ; ENPTW : Eastern North Pacific Transition Water, CIW : California Intermediate Water.

Dans le CALUS, trois masses d'eaux majeures sont présentes dans les couches de surface [Emery and Meincke, 1986; Emery, 2003]. Au Nord, l'eau subarctique du Pacifique (PSUW, *Pacific Subarctic Upper Water*), transportée par le Courant de Californie, est froide

($T = 3 - 15^{\circ}\text{C}$) et peu salée ($S = 32,6 - 33,6$). Cette langue d'eau peu salée en surface, qui peut être poussée très au Sud (33°N) sous l'action des vents, est renforcée en été par les décharges d'eaux douces du fleuve Columbia et du détroit de Juan de Fuca ($\sim 48^{\circ}\text{N}$) [Huyer, 1983; Checkley Jr. and Barth, 2009]. La présence de cette masse d'eau dont la température et la salinité augmentent vers le Sud [Wyrski, 1967] induit une augmentation de la salinité avec la profondeur, et une halocline marquée vers 100 – 200 m de profondeur, contrairement aux autres EBUS (Figure 1.11). Vers le centre de la gyre subtropicale, l'eau de surface subtropicale (STSW, *Subtropical Surface Water*) est l'eau la plus chaude ($T = 12 - 20^{\circ}\text{C}$) et la plus salée ($T = 34,2 - 35,0$) de la région [Wyrski, 1967]. Plus près de la côte, la PSUW subducte sous la STSW et un minimum de sel est observé en subsurface (Figure 1.11b). Enfin, au Sud-Est de la région, l'eau de transition du Pacifique Nord-Est (ENPTW, *Eastern North Pacific Transition Water*) a des caractéristiques intermédiaires ($T = 15 - 20^{\circ}\text{C}$, $S = 33,8 - 34,4$) [Emery, 2003]. Cette masse d'eau est en fait un mélange de la PSUW au Nord, de la STSW à l'Ouest, d'eau équatoriale chaude et peu salée au Sud et d'eau chaude et très salée issue de la mer de Cortès à l'Est [Wyrski, 1967]. Dans les couches de subsurface, le sous-courant de Californie transporte de l'eau équatoriale de subsurface (ESSW, *Equatorial Subsurface Water*) relativement chaude et salée le long du talus continental. Au large, on trouve principalement deux masses d'eaux aux salinités similaires ($S = 33,8 - 34,4$) en subsurface [Emery and Meincke, 1986; Emery, 2003] : l'eau intermédiaire subarctique du Pacifique (PSIW, *Pacific Subarctic Intermediate Water*) présente au Nord ($T = 5 - 12^{\circ}\text{C}$) et l'eau intermédiaire de Californie (CIW, *California Intermediate Water*) située plus au Sud et légèrement plus chaude ($T = 10 - 12^{\circ}\text{C}$).

1.3.2.2. Les tourbillons de mésoéchelle

Le CALUS réunit de nombreuses caractéristiques favorisant la formation de tourbillons, en particulier le long de la côte. Ces tourbillons ont été étudiés par satellites, observations *in situ* ou par modélisation [Huyer et al., 1998; Kelly et al., 1998; Marchesiello et al., 2003; Kurian et al., 2011; Dong et al., 2012; Kurczyn et al., 2012].

Les tourbillons du CALUS ont des amplitudes moyennes de 5 cm et un rayon variant de 60 à 90 km en moyenne, en raison des latitudes élevées de ce système d'upwelling [Chaigneau et al., 2009; Kurczyn et al., 2012]. La présence de caps et de baies tout le long de la côte favorise leur génération, même si les anticyclones de longue durée de vie semblent préférentiellement se former au nord de 33°N [Chaigneau et al., 2009; Chelton et al., 2011; Kurian et al., 2011]. En

surface, les tourbillons de longue durée de vie comptent majoritairement des cyclones, alors qu'en subsurface les tourbillons anticycloniques sont plus nombreux [Kurian et al., 2011; Dong et al., 2012]. Ces anticyclones profonds sont appelés Cuddies "California Undercurrent eddies", car les caractéristiques thermohalines de leur cœur sont proches de l'eau transportée par le CUC [Simpson et al., 1984; Simpson and Lynn, 1990; Huyer et al., 1998; Garfield et al., 1999; Jerónimo and Gómez-Valdés, 2007; Collins et al., 2013; Pelland et al., 2013]. Ainsi, comme pour le PCUS, la déstabilisation du courant de subsurface (le CUC en Californie) génère des anticyclones intensifiés entre 200 et 600 m de profondeur. La topographie semble jouer un rôle important dans cette déstabilisation, avec un nombre relativement élevé de Cuddies générés au large de Cap Mendocino (40°N), Cap Blanco (43°N), Point Reyes (38°N), Point Sur (36,5°N) et Punta Eugenia (28°N) [Jerónimo and Gómez-Valdés, 2007; Collins et al., 2013]. Les cyclones issus du courant de surface (le CC) sont intensifiés entre la surface et 250 m, piégeant dans leur cœur de l'eau côtière moins chaude. Il y a pourtant un certain nombre d'anticyclones dont le cœur est situé en surface comme pour les cyclones, mais transportant des anomalies chaudes [Kurian et al., 2011].

1.3.3. Le système d'upwelling des Canaries (CANUS)

1.3.3.1. Circulation générale et principales masses d'eaux

Le système d'upwelling des Canaries (CANUS) s'étend d'environ 10 – 15°N à ~35°N, limité au Nord par le front subtropical et par le front Nord équatorial au Sud (Figure 1.12). Dans cette région, l'upwelling côtier montre différents régimes. Au Nord de 25°N, l'upwelling est généralement actif en été et au début de l'automne, moins en hiver et au printemps. Entre 20°N et 25°N, l'upwelling est présent toute l'année, avec un maximum au printemps et en automne. Au Sud de 20°N, la saisonnalité de l'upwelling est marquée, avec un upwelling actif uniquement en hiver et au printemps [Mittelstaedt, 1991].

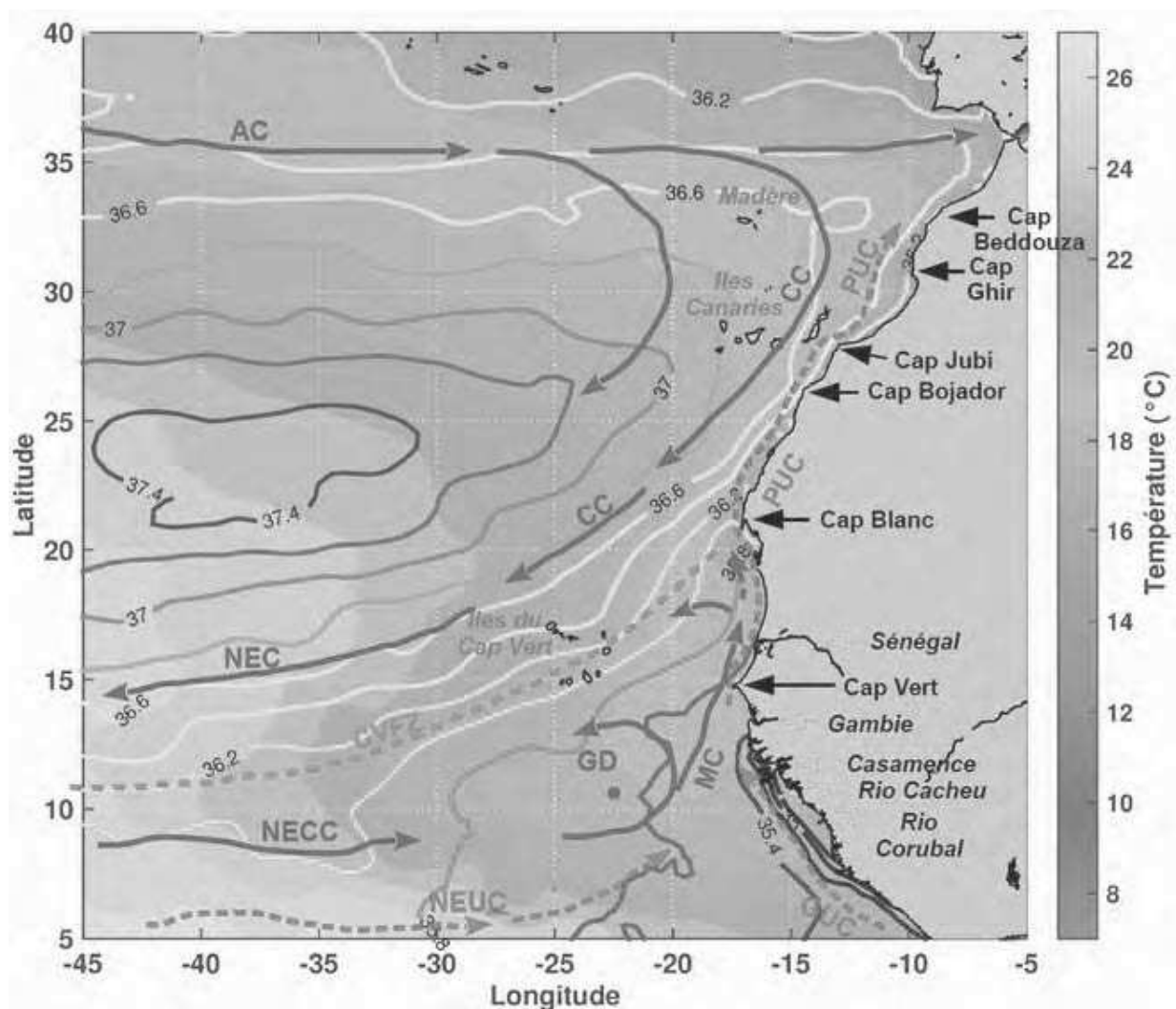


Figure 1.12: Comme pour la Figure 1.10, pour le CANUS. AC : Azores Current ; CC : Canary Current ; NEC : North Equatorial Current ; NECC : North Equatorial Contercurrent ; GD : Guinea Dome ; MC : Mauritania Current ; NEUC : North Equatorial Undercurrent ; GUC : Guinea Undercurrent ; PUC : Poleward undercurrent ; CVFZ : Cape Verde Frontal Zone.

La circulation de surface dans cette région est légèrement plus complexe que dans les deux précédents EBUS (Figure 1.12). Au Nord, le Courant des Açores (AC, *Azores Current*) s'écoule vers l'Est à environ 35°N et constitue la frontière Nord de la gyre subtropicale de l'Atlantique Nord. A l'approche des côtes Africaines, ce courant se sépare en deux branches pour contourner l'île de Madère (32°N). Le Courant des Canaries (CC, *Canary Current*) est majoritairement issu de la branche Est de cette bifurcation. Il longe la côte Africaine en surface et s'en détache au niveau des îles du Cap Vert (15°N) pour alimenter le Courant Nord-Equatorial (NEC, *North Equatorial Current*) [Mittelstaedt, 1991], qui forme la frontière Sud de la gyre

subtropicale. Le Courant des Canaries transporte de l'eau relativement froide par rapport au centre de la gyre, à cause de son origine aux plus hautes latitudes et au mélange avec l'eau froide de l'upwelling côtier. Le décollement du Courant des Canaries le long de la côte forme la zone frontale du Cap Vert (CVFZ, *Cape Verde Frontal Zone*). Au Sud de 8°N ou 10°N selon les saisons, le contre-courant Nord-Equatorial (NECC, *North Equatorial Countercurrent*) s'écoule vers l'Est en surface. À l'approche de la côte, ce courant recircule vers le Nord pour alimenter la circulation cyclonique du Dôme de Guinée (GD, *Guinean Dome*) [Doi et al., 2009] et le Courant de Mauritanie (MC, *Mauritania Current*). Ce dernier longe la côte jusqu'à Cap Blanc, où il recircule vers l'Ouest le long de la zone frontale du Cap Vert, bloqué par la présence du Courant des Canaries [Peña-Izquierdo et al., 2012].

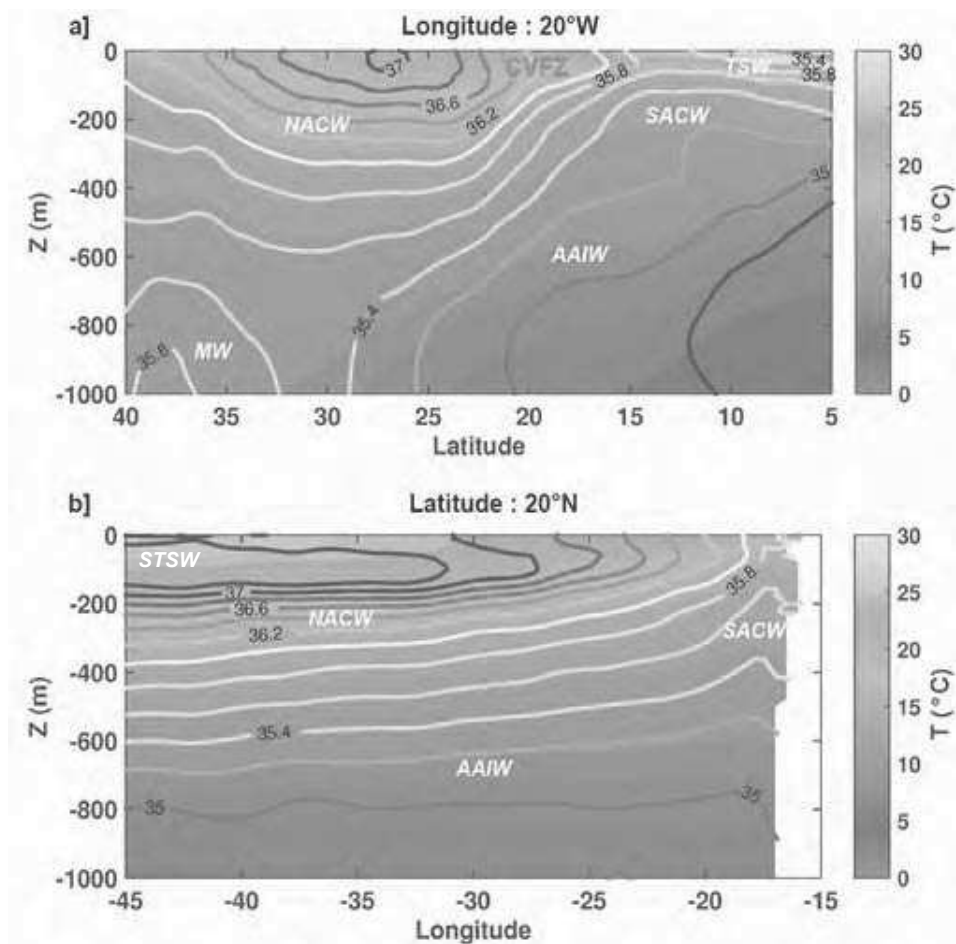


Figure 1.13: Comme pour la figure 1.11, pour le CANUS avec **a)** une coupe Nord-Sud à la longitude 20°W et **b)** une coupe Ouest-Est à la latitude 20°N. NACW : North Atlantic Central Water ; SACW : South Atlantic Central Water ; TSW : Tropical Surface Water ; STSW : Subtropical Surface Water ; AAIW : Antarctic Intermediate Water ; MW : Mediterranean Water.

La circulation de subsurface est composée du courant Nord-Equatorial (NEUC, *North Equatorial Undercurrent*) qui s'écoule vers l'Est, et du sous-courant de Guinée (GUC, *Guinea Undercurrent*), qui longe la côte entre l'équateur et $\sim 10^{\circ}\text{N}$ [Mittelstaedt, 1991]. Ce courant, ainsi que le Courant de Mauritanie de surface qui s'intensifie en été et les recirculations du Dôme de Guinée, participent à l'alimentation du sous-courant des Canaries (PUC, *Poleward Undercurrent*) [Peña-Izquierdo et al., 2012]. Le PUC, présent entre le Cap Vert (15°N) et le Cap Beddouza (33°N) sur une cinquantaine de kilomètres de large, coule entre 100 et 300 m de profondeur [Barton, 1989; Machín et al., 2006; Peña-Izquierdo et al., 2012].

Dans le CANUS, la zone frontale du Cap Vert sépare deux masses d'eaux aux caractéristiques bien distinctes, qui s'étendent depuis la surface jusqu'à $\sim 400 - 500$ m de profondeur (Figure 1.13) [e.g. Stramma et al., 2005] : l'eau centrale Nord Atlantique (NACW, *North Atlantic Central Water* ; $T = 11 - 18^{\circ}\text{C}$ et $S = 35,5 - 36,5$) [Machín et al., 2006] relativement salée et l'eau centrale Sud Atlantique (SACW, *South Atlantic Central Water* ; $T = 5 - 18^{\circ}\text{C}$ et $S = 34,3 - 35,8$) moins salée (Figure 1.13) [Emery, 2003; Peña-Izquierdo et al., 2012]. La SACW est advectée par le PUC le long du talus continental et constitue l'une des sources d'eau qui remonte à la côte [e.g. Arfi, 1987]. Selon les saisons, elle peut être surmontée par de l'eau tropicale de surface (TSW, *Tropical Surface Water*) [Arfi, 1987; Stramma et al., 2005] caractérisée par de faibles salinités et une extension verticale de 30 – 40 m (Figure 1.13a). Entre la SACW et la TSW, des intrusions d'eau salée issue de la NACW peuvent également être observées [Pérez-Rodríguez et al., 2001; Stramma et al., 2005]. Dans les couches plus profondes, la présence de la langue d'eau Méditerranéenne (MW, *Mediterranean Water*) qui s'écoule dans l'Atlantique par le détroit de Gibraltar peut influencer le CANUS jusqu'à 25°N environ [Richardson and Tychensky, 1998]. Cette masse d'eau s'étend entre 800 et 1200 m de profondeur [Barton, 1989] et est relativement chaude ($T = 7 - 13^{\circ}\text{C}$) et salée ($S > 35,5$) [Emery and Meincke, 1986; Machín et al., 2006]. Finalement, au Sud de $\sim 30^{\circ}\text{N}$, le minimum de salinité centré vers 600 – 900 m de profondeur (Figure 1.13) correspond à de l'eau Antarctique intermédiaire (AAIW, *Antarctic Intermediate Water*) [Stramma et al., 2005].

1.3.3.2. Les tourbillons de mésoéchelle

Le CANUS est le siège d'une intense activité à mésoéchelle visible en surface, formée le long de la côte et au niveau des îles Canaries (Figure 1.7) [Barton and Arístegui, 2004; Barton et al., 2004; Chaigneau et al., 2009; Meunier et al., 2012]. Les tourbillons présentent des amplitudes entre 2 et 4 cm, pour des rayons compris entre 50 et 110 km [Chaigneau et al., 2009; Mason et al., 2014]. La présence de nombreux caps le long de la côte Ouest Africaine (Cap Beddouzza, Cap Ghir, Cap Jubi, Cap Bojador, Cap Blanc et Cap Vert du Nord au Sud, voir sur Figure 1.12) sont à même de générer des tourbillons de mésoéchelle. Ils participent aussi à la formation de filaments particulièrement visibles sur des cartes de température de surface [Arístegui et al., 1997; Barton et al., 2004; Benítez-Barríos et al., 2011; Meunier et al., 2012; Troupin et al., 2012]. Chaigneau et al. [2009] notent la présence de trois bande latitudinales préférentiellement occupées par des cyclones, situées à l'Ouest des trois archipels que comporte le CANUS : Madère (32°N), les îles Canaries (27°N) et les îles du Cap Vert (15°N). Ces îles participent activement à la génération de tourbillons de mésoéchelle dans cette région, en particulier l'archipel des Canaries qui perturbe à la fois le Courant des Canaries et les vents de grande échelle [Arístegui et al., 1994; Pingree, 1996; Barton et al., 2000; Sangrà et al., 2007, 2009]. Le sillage des Canaries a ainsi été nommé le "Canary Eddy Corridor" par Sangrà et al., [2009], car une majorité des tourbillons de mésoéchelle de longue durée de vie sont formés dans le sillage des îles et se propagent vers l'Ouest entre 24°N et 29°N. Cependant, les tourbillons cycloniques et anticycloniques du CANUS générés dans la bande côtière ont été globalement peu décrits en terme de structure verticale. Au large des îles des Canaries, les quelques tourbillons cycloniques ponctuellement échantillonnés ont montré des anomalies de température froides entre la surface et 100 m de profondeur, alors que les anticyclones présentent des anomalies plus chaudes et légèrement plus profondes (100 – 200 m) [Sangrà et al., 2007]. De même, les anticyclones appelés "Swesties" (*Shallow Subtropical Subducting Westward-propagating Eddies*), formés dans le sillage de l'archipel des Canaries et observés jusqu'à 50°W, transportent de l'eau relativement chaude et salée entre 100 et 250 m de profondeur [Pingree, 1996]. Au Nord de 25°N, le CANUS peut aussi être traversé par des Meddies (Mediterranean Eddies), gros tourbillons anticycloniques chauds et salés qui transportent de l'eau de Méditerranée entre 700 et 1500 m de profondeur [Richardson and Tychensky, 1998; Tychensky and Carton, 1998; Oliveira et al., 2000; Richardson et al., 2000; Carton et al., 2002; Bashmachnikov et al., 2012; Barbosa Aguiar et al., 2013].

1.3.4. Le système d'upwelling du Benguela (BENUS)

1.3.4.1. Circulation générale et principales masses d'eaux

À la différence des trois autres EBUS, le BENUS est positionné à la jonction de deux grands océans, l'Océan Indien et l'Atlantique Sud, entre 5°S et 37°S (Figure 1.14) [Shannon, 2001]. De ce fait, il est entouré par de l'eau relativement chaude à la fois au Nord – par le système de courants d'Angola – et au Sud – par le système du Courant des Aiguilles [Shannon and Nelson, 1996]. La cellule de Lüderitz (27°S) est la zone d'upwelling permanente la plus intense du BENUS. Elle divise le système en deux parties indépendantes. Au Nord, entre 27°S et 15°S, l'upwelling est permanent, avec un maximum en hiver [Veitch et al., 2009]. Cette zone comporte une autre cellule d'upwelling importante, Cap Frio (18°S). Au contraire, au sud de 27°S, se trouvent trois cellules d'upwelling principales, Namaqua (31°S), Cap Columbine (33°S) et Cap Point (34°S), les deux dernières étant saisonnières. L'upwelling y est maximum entre Septembre et Mars (printemps – été austral) et faible le reste du temps [Shannon, 2001].

Dans le BENUS, la circulation de surface présente de fortes disparités entre le systèmes de courants d'Angola au Nord de 15°S, et la partie Sud de la région. Le Courant d'Angola (AnC, *Angola Current*) longe la côte en direction du pôle à l'Est de la recirculation cyclonique du Dôme d'Angola (AD, *Angola Dome*). Le courant d'Angola transporte de l'eau relativement chaude et salée issue du contre-courant Sud Equatorial (SECC, *South Equatorial Contercurrent*) [Boyd et al., 1987; Shannon et al., 1987]. Au contraire, le Courant du Benguela (BC, *Benguela Current*) s'écoule vers le Nord le long de la côte entre 34°S et 15°S, et transporte des eaux plus froides et moins salées (Figure 1.14). Une partie du Courant du Benguela bifurque vers l'Ouest au Nord de Lüderitz (27°S) pour alimenter le Courant Sud Equatorial (SEC, *South Equatorial Current*) [Shillington et al., 2006]. Une autre partie continue à s'écouler vers le Nord le long de la côte et sa rencontre avec le courant d'Angola forme le front d'Angola-Benguela (ABF, *Angola-Benguela Front*).

En subsurface, le sous-courant du Benguela (PUC, *Poleward Undercurrent*) s'écoule vers le pôle le long du talus continental en transportant de l'eau d'origine tropicale [Shannon and Hunter, 1988; Garzoli and Gordon, 1996; Shannon and Nelson, 1996]. En effet, si l'ABF forme une barrière difficilement franchissable en surface, une partie des eaux transportées par le

Courant d'Angola s'écoule sous la thermocline pour alimenter le sous-courant du Benguela [Boyd *et al.*, 1987; Shannon, 2001; Hardman-Mountford *et al.*, 2003]. L'intensité de ce sous-courant, qui a une signature très superficielle au Nord de 22°S, diminue vers le Sud et son cœur s'approfondit pour atteindre plus de 500 m de profondeur entre 25°S et 27°S [Veitch *et al.*, 2010].

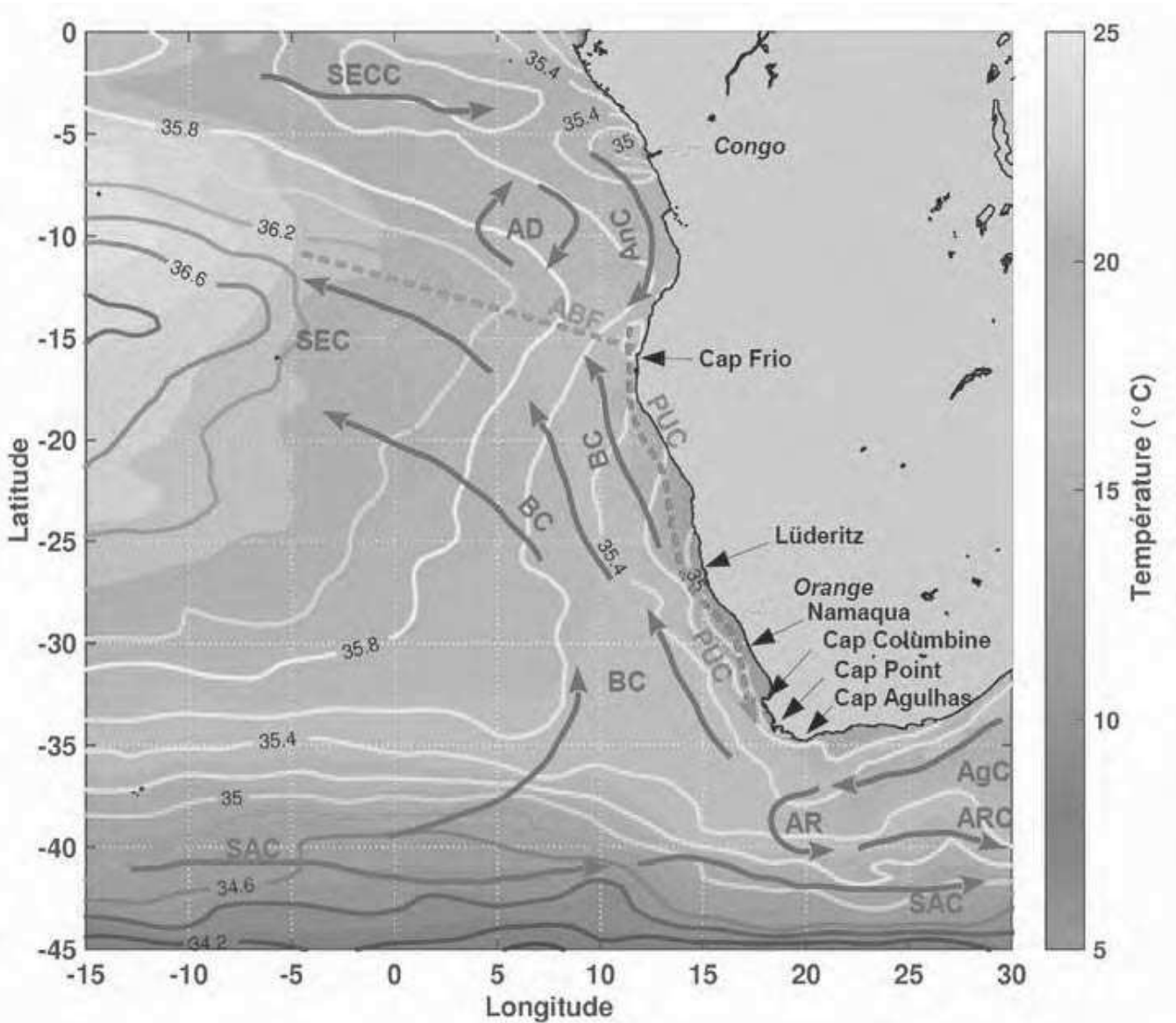


Figure 1.14: Comme pour la Figure 1.10, pour le BENUS. SEC : South Equatorial Current ; SECC : South Equatorial Countercurrent ; AnC : Angola Current ; AD : Angola Dome ; ABF : Angola-Benguela Front ; PUC : Poleward Undercurrent ; SAC : South Atlantic Current ; BC : Benguela Current ; AgC : Agulhas Current ; AR : Agulhas Retroflexion ; ARC : Agulhas Return Current.

Au Sud de 35°S, on trouve s'écoulant vers l'Est le Courant de l'Atlantique Sud (SAC, *South Atlantic Current*), dont une partie alimente directement le Courant du Benguela [Shannon, 2001; Hardman-Mountford et al., 2003; Richardson and Garzoli, 2003], le reste recirculant dans l'Océan Indien [Gordon et al., 1992a; Matano and Beier, 2003a]. Venant de l'Est, le Courant des Aiguilles (AgC, *Agulhas Current*), sa rétroflexion (AR, *Agulhas Retroflection*) et les tourbillons qui en sont issus font le lien entre les bassins Indien et Atlantique (Figure 1.14) [Lutjeharms and Van Ballegooyen, 1988; Gordon et al., 1992b; de Ruijter et al., 1999; Gordon, 2003]. Ainsi, l'eau transportée par le Courant du Benguela est un mélange d'eau de l'Océan Indien et d'eau du Sud de l'Atlantique [Gordon et al., 1992a; Garzoli et al., 1997].

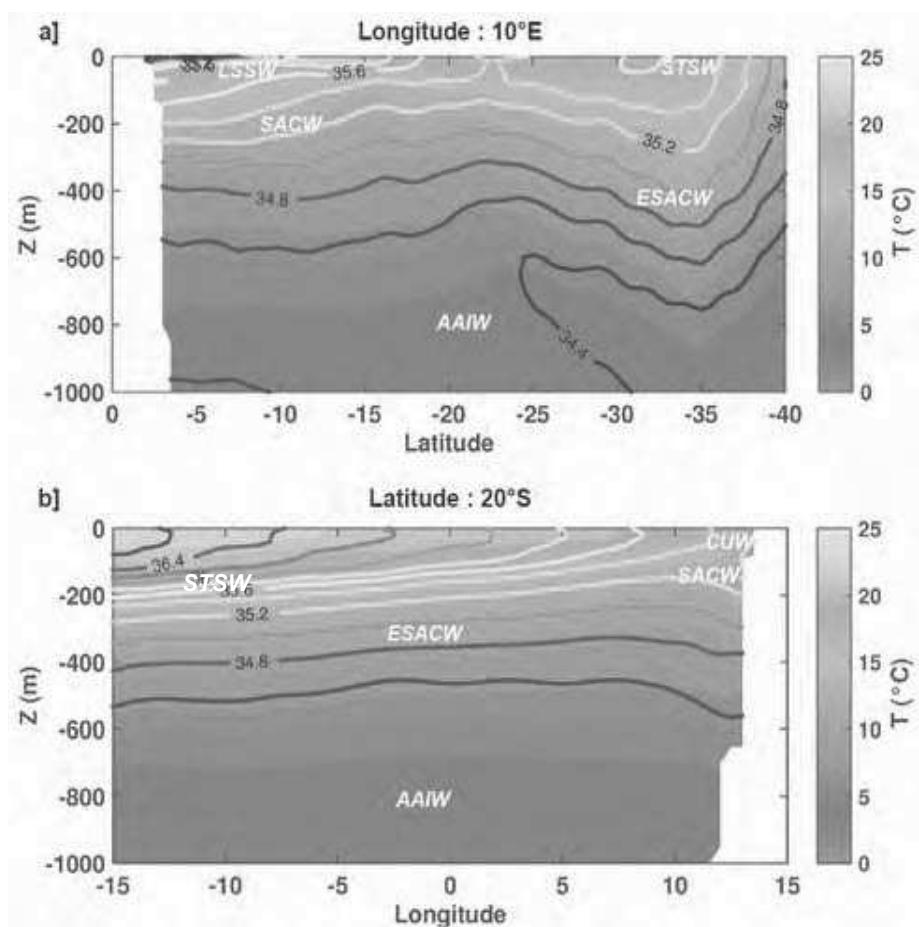


Figure 1.15: Comme pour la figure 1.11, pour le BENUS avec **a)** une coupe Nord-Sud à la longitude 10°E et **b)** une coupe Ouest-Est à la latitude 20°S. AAIW : Antarctic Intermediate Water ; ESACW : Eastern South Atlantic Central Water ; SACW : South Atlantic Central Water ; STSW : Subtropical Surface Water ; LSSW : Low Salinity Surface Water ; CUW : Cold Upwelled Water.

La zone située entre le Front d'Angola-Benguela et Lüderitz (27°S) fait office de transition entre les deux masses d'eaux principales de la région, qui occupent la colonne d'eau entre la thermocline et ~700 m de profondeur. Au Nord du front d'Angola-Benguela, l'eau centrale de l'Atlantique Sud (SACW, *South Atlantic Central Water*) est relativement chaude et salée ($T = 8 - 16^{\circ}\text{C}$, $S = 34,7 - 35,65$) (Figure 1.15). La région qu'elle occupe varie en fonction des courants, avec notamment une extension vers le Sud en été austral lorsque le Courant d'Angola et le sous-courant du Benguela sont renforcés [Duncombe Rae, 2005; Mohrholz et al., 2008]. Dans la partie Sud du BENUS se trouve de l'eau centrale de l'Atlantique Sud-Est (ESACW, *Eastern South Atlantic Central Water*) plus froide ($T = 6^{\circ}\text{C} - 14,5^{\circ}\text{C}$) et moins salée ($S = 34,4 - 35,3$) [Poole and Tomczak, 1999; Mohrholz, 2001]. Cette masse d'eau est un mélange d'eau du Sud de la gyre subtropicale transportée par le courant de l'Atlantique Sud et d'eau centrale de l'Océan Indien (ICW, *Indian Central Water*, $T = 8 - 15^{\circ}\text{C}$, $S = 34,6 - 35,5$) provenant du Courant des Aiguilles [Gordon et al., 1992b; Valentine et al., 1993; Poole and Tomczak, 1999]. La ESACW est donc formée dans le Bassin du Cap (Cape Basin) et est transportée vers le Nord par le Courant du Benguela. Elle est plus salée que l'eau transportée par le courant de l'Atlantique Sud à cause de la contribution de l'eau indienne dans sa composition [Gordon et al., 1992b].

En surface se trouve dans le bassin d'Angola de l'eau tropicale de surface (STW, *Surface Tropical Water*, $T < 31^{\circ}\text{C}$ et $S \sim 36,5$) chaude est salée, ainsi qu'une variété d'eau beaucoup moins salée présente près de la côte, influencée par les décharges des rivières (LSSW, *Low Salinity Surface Water* $T \sim 30^{\circ}\text{C}$, $S > 31$) [Mohrholz, 2001]. En revanche, l'eau de surface de l'Océan Indien (STSW, *Subtropical Surface Water*, $S > 35,5$) qui transite dans l'Atlantique via le Courant des Aiguilles est plus chaude et salée que celle présente dans la partie Sud du BENUS (Figure 1.14) [Lutjeharms, 2006b]. L'eau upwellée le long de la côte (CUW, *Cold Upwelled Water*, $T = 12 - 18^{\circ}\text{C}$, $S = 25 - 35,5$) est bien visible de Cap Frio (18°S) à Cap Agulhas (35°S) (Figure 1.14) et est majoritairement constituée d'eaux centrales [Salat et al., 1992; Duncombe Rae, 2005]. Sous 700 m de profondeur, le BENUS est composé d'eau intermédiaire antarctique (AAIW, *Antarctic Intermediate Water*), dont la salinité augmente du Sud au Nord de la région (Figure 1.15a) [Duncombe Rae, 2005].

1.3.4.2. Les tourbillons de mésoéchelle

De par l'importance de la circulation thermohaline et le rôle de l'eau de l'Océan Indien dans l'apport d'eaux salées à l'Océan Atlantique [Gordon, 1985, 1986], l'activité de mésoéchelle issue de la rétroflexion du Courant des Aiguilles a été le sujet de nombreuses études. En effet, de larges anticyclones (jusqu'à 500 km de diamètre) [Richardson, 2007], nommés Anneaux des Aiguilles, sont générés par la rétroflexion elle-même [Lutjeharms, 1988; Lutjeharms and Valentine, 1988; Lutjeharms and Van Ballegooyen, 1988; de Ruijter et al., 1999; Matano and Beier, 2003a]. Ces anticyclones particulièrement intenses transportent dans l'Océan Atlantique de l'eau plus salée et plus chaude que l'environnement [Lutjeharms, 1988; Lutjeharms and Valentine, 1988; Lutjeharms and Van Ballegooyen, 1988; van Ballegooyen et al., 1994; Garzoli et al., 1999; Souza et al., 2011b], et ce sur des distances pouvant être considérables [Byrne et al., 1995]. Les Anneaux des Aiguilles ont une forte signature sur la hauteur de mer, et impactent la colonne d'eau jusqu'à au moins 800 m de profondeur [Lutjeharms, 1988; Arhan et al., 1999; Garzoli et al., 1999; McDonagh et al., 1999] avec des anomalies de température et salinité pouvant atteindre respectivement 6°C et 0.6 [van Ballegooyen et al., 1994]. Ces anticyclones apparaissent donc comme les principaux tourbillons qui transitent au large du BONUS, de la pointe de l'Afrique jusqu'à 16°S.

Au contraire, l'origine et les caractéristiques des cyclones observés au Sud de 16°S sont plus complexes et différents mécanismes peuvent expliquer leur formation. En effet, ils peuvent être par exemple formés lors de la collision d'un Anneau des Aiguilles avec un mont sous-marin, ce qui favorise la création d'un dipôle [Richardson, 2007; Baker-Yeboah et al., 2010], ou plus généralement de l'interaction des courants avec la topographie [Shannon and Hunter, 1988; Penven et al., 2001]. Une autre possibilité de génération vient des intrusions d'eau subantarctiques piégées lors de la formation d'Anneaux des Aiguilles [Boebel et al., 2003; Lutjeharms, 2006a] ou de l'interaction de ces anticyclones avec les eaux froides issues de l'upwelling côtier [Hall and Lutjeharms, 2011]. Les cyclones peuvent également être formés par les méandres du Courant des Aiguilles sur la côte Est de l'Afrique (le *Natal Pulse*) [Lutjeharms et al., 2003]. La zone de front des cellules d'upwelling est aussi favorable à la génération de cyclones [Shannon and Nelson, 1996; Richardson and Garzoli, 2003]. Les cyclones observés dans le BONUS ont également généralement une signature en profondeur, jusqu'à 800 m [Lutjeharms et al., 2000; Rubio et al., 2009]. Selon leur origine, ils peuvent être associés à des températures et salinités plus faibles que l'environnement [Rubio et al., 2009] ou au contraire être

difficilement identifiables sur des sections de température [Hall and Lutjeharms, 2011]. Au Sud-Ouest de l'Afrique du Sud, une zone particulièrement propice au développement de structures de mésoéchelle, le bassin du Cap, renommée "Chaudron" (*Cape Cauldron*) se distingue, mêlant tous les phénomènes énoncés ci-dessus [Duncombe Rae et al., 1996; Boebel et al., 2003; Matano and Beier, 2003a; Giulivi and Gordon, 2006; Dencausse et al., 2010]. Cependant, contrairement aux autres EBUS, la littérature dans cette zone ne met pas en avant la formation de cyclones et d'anticyclones liée au cisaillement généré par la présence de deux courants de sens contraire le long de la côte, et il y a peu (ou pas) d'études portant sur les propriétés thermohalines des tourbillons générés dans la bande côtière.

1.4. Conclusion

Ce chapitre a proposé une description de la structure moyenne des courants, des masses d'eaux, et des tourbillons présents dans chaque EBUS. Nous avons vu que ces systèmes sont similaires en termes de dynamique, avec une circulation grande échelle subtropicale au large et un système de courants côtiers particulier, composé d'un courant de surface dirigé vers l'équateur et d'un courant de subsurface dirigé vers le pôle. La structure tri-dimensionnelle des masses d'eaux, de l'upwelling, des courants et donc du cisaillement, est propre à chaque EBUS et présente une variabilité géographique et saisonnière. On peut noter l'apport d'eaux peu salées et relativement froides par les courants de surface jusque dans le Nord du PCUS et au Sud du CALUS, le rôle structurant de l'eau de Méditerranée dans le Nord du CANUS et les perturbations atmosphériques et océaniques engendrées par la présence des archipels des Canaries et du Cap Vert, ainsi que l'apport d'eau relativement chaude par le courant des Aiguilles au Sud du BENUS. Rappelons que si les caractéristiques de surface des tourbillons dans les EBUS ont été étudiés, les propriétés thermohalines des tourbillons cycloniques et anticycloniques, ainsi que leur évolution temporelle, restent encore mal connues. Dans la suite de cette thèse, nous ferons régulièrement référence à l'hydrologie des EBUS, qui conditionne par plusieurs moyens la structure verticale des tourbillons de mésoéchelle, les instabilités résultant du cisaillement horizontal et vertical entre les courants et les différentes masses d'eaux étant un des processus pouvant former des tourbillons. Les anomalies de température et de salinité contenues dans les tourbillons dépendent donc de la structure des masses d'eaux dans les zones de formation, mais également des champs de température et salinité dans lesquels les tourbillons évoluent au cours de leur vie.

Chapitre 2 : Données et méthodes

Le but de ce chapitre est de passer en revue les différents jeux de données et les techniques utilisés pendant cette thèse. La caractérisation et l'étude de la structure verticale des tourbillons de mésoéchelle requièrent des jeux de données de longue durée et avec une bonne couverture spatiale. La détection et le suivi spatio-temporel des tourbillons sont réalisés en appliquant des algorithmes sur les cartes altimétriques d'anomalie du niveau de la mer, disponibles sur plus de 20 ans. Leur structure verticale est obtenue grâce aux données *in situ* acquises par les profileurs autonomes Argo qui font surface dans les tourbillons. En effet, à la différence de la description individuelle et ponctuelle des tourbillons réalisée dans le passé par des campagnes océanographiques spécifiques, le nombre de profileurs Argo est désormais suffisamment important pour pouvoir réaliser une étude statistique robuste de la structure verticale des tourbillons dans différentes régions de l'océan mondial [Johnson and McTaggart, 2010; Chaigneau et al., 2011; Chen et al., 2011; Souza et al., 2011b; Liu et al., 2012; Yang et al., 2013; Castelao, 2014].

2.1. Détection et suivi des tourbillons à partir de cartes altimétriques

Les tourbillons étant très nombreux dans l'océan, il est impossible de les caractériser tous à partir de données *in situ* acquises lors de campagnes à la mer traditionnelles. Cependant, les tourbillons de mésoéchelle, qui sont associés à des perturbations dynamiques des champs de densité et de pression sur des échelles de quelques dizaines à quelques centaines de kilomètres, ont une signature claire sur les cartes satellites de hauteur de mer [Chelton et al., 2007, 2011]. La

constellation de satellites altimétriques mesure de manière répétitive et avec une haute résolution spatiale la hauteur de mer à la surface des océans et permet ainsi d'étudier les propriétés de surface de la dynamique tourbillonnaire.

2.1.1. Données altimétriques

2.1.1.1. Missions et précision

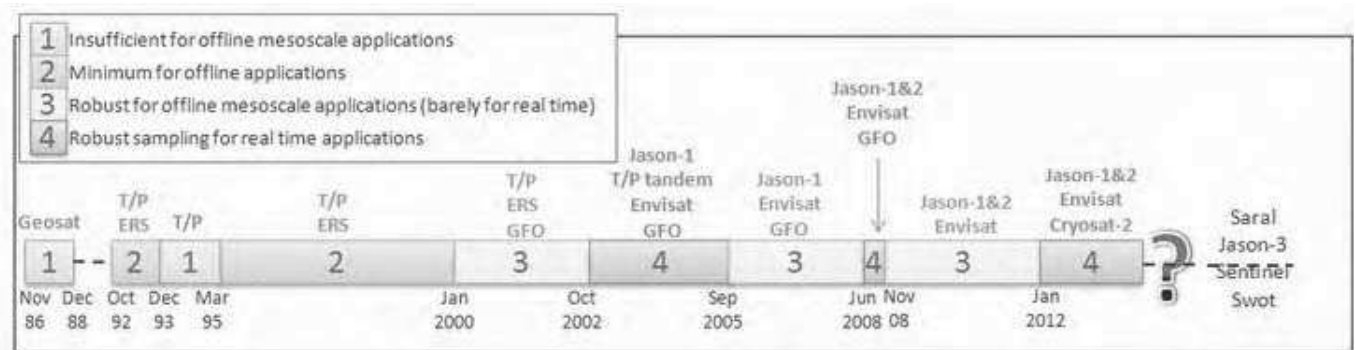


Figure 2.1 : Satellites altimétriques en fonction du temps [Crédits CLS]

Les satellites altimétriques orbitent autour de la Terre, mesurant sans relâche les continents et océans de la planète. Quand plusieurs missions coexistent, le niveau de précision associé à la description de la mésoéchelle océanique (échelles spatiales de 50 – 500 km et échelles temporelles de quelques jours à quelques mois) augmente fortement. Les satellites Topex/Poseidon (T/P) et la série des altimètres Jason servent de références pour les autres missions altimétriques. Grâce à leurs mesures sur une période temporelle relativement longue, ils capturent les signaux basse fréquence et large échelle, représentant la dynamique moyenne de l'océan, avec une plus grande précision que les autres satellites disponibles. On peut noter que la combinaison de trois satellites augmente la précision des mesures, avec par exemple une réduction de 30 % des erreurs de cartographie [Le Traon and Dibarboure, 1999]. La période étudiée pendant cette thèse couvre 10 ans, de Janvier 2000 à Décembre 2010, période pendant laquelle trois ou quatre satellites étaient présents en permanence (Figure 2.1), ce qui nous assure une bonne qualité des données utilisées. L'un des objectifs de ces constellations de satellites altimétriques est d'obtenir des données de hauteur de mer ayant une erreur moyenne sous 1 cm et des erreurs maximales sous 2 cm [Le Traon and Dibarboure, 1999; Ducet et al., 2000a; Lambin et al., 2010; Dibarboure et al., 2011].

	Topex/Poséidon Jason 1 & 2	GFO	ERS Envisat
Répétitivité (jours)	10	17	35
Intertrace à l'équateur (km)	315	164	80

Tableau 1: Répétitivité et intertrace à l'équateur des satellites composant la constellation utilisée

2.1.1.2. Produits utilisés

La méthode de détection des tourbillons se base sur les cartes altimétriques d'anomalie de niveau de la mer (SLA, *Sea Level Anomaly*). Ces anomalies sont construites en enlevant au niveau de la mer obtenu le long des traces sa moyenne calculée sur le long terme, ici les 7 ans entre 1993 et 2000¹ correspondant à la combinaison T/P – ERS [Le Traon *et al.*, 2003]. Afin de réduire le bruit instrumental et le temps de calcul, les données acquises le long des traces au sol des satellites sont filtrées à basse fréquence et sous-échantillonnées selon un filtre de Lanczos dépendant de la latitude, avec une fréquence de coupure de 250 km à l'équateur et de 60 km à partir de 40° de latitude. Ces données sont ensuite interpolées optimalement sur une grille spatiale régulière [Ducet *et al.*, 2000b]. Cette interpolation demande une connaissance a priori de la covariance du niveau de la mer et des erreurs de mesures. Les échelles que l'on peut observer sur le produit grillé sont dépendantes de cette covariance et des modèles de propagation utilisés lors de la construction du produit. En effet, ces modèles ont une dépendance aux échelles temporelles comprises entre 10 – 40 jours, aux échelles spatiales variant de 100 à 300 km en latitude et de 150 à 450 km en longitude, et à des vitesses de propagation d'une dizaine de kilomètres par jour [Dibarboure *et al.*, 2011; Dussurget *et al.*, 2011]. La SLA obtenue est finalement projetée sur une grille Mercator au tiers de degré.

Aux latitudes des régions étudiées ici (5 – 35° et 20 – 50°N), la résolution spatio-temporelle des structures visibles est typiquement de ~150-200 km (donc un rayon de 70 – 100 km) pour des durées de plus de 15 jours. Les structures de petites tailles mais fortement énergétiques peuvent être représentées par les cartes de SLA, mais avec une résolution spatiale augmentée et une amplitude réduite, liée au filtrage appliqué [Dussurget *et al.*, 2011]. De plus, les cartes globales de SLA ne permettent pas une représentation fiable des structures en région très

¹ Ce produit était distribué avant la mise en ligne en Avril 2014 du dernier produit de SLA calculé relativement à une moyenne sur 20 ans.

côtière (moins de $\sim 30 - 50$ km).

Deux produits globaux de SLA, un hebdomadaire et un quotidien, ont été produits par Ssalto/Duacs et distribués par CLS (Space Oceanographic Division, Toulouse, France: <http://www.avisio.altimetry.fr>). Les cartes de SLA sont extraites sur la période Janvier 2000 – Décembre 2010 et interpolées bilinéairement au quart de degré sur une grille cartésienne pour avoir une résolution spatiale homogène en longitude et latitude. Les vitesses géostrophiques, la vorticité et l'énergie cinétique tourbillonnaire sont calculées en chaque point de grille. Une première détection et caractérisation des tourbillons a été réalisée sur le produit hebdomadaire, mais le suivi dans le temps des tourbillons est moins précis à cette résolution temporelle. Il a donc été décidé d'utiliser les cartes quotidiennes de SLA et d'améliorer l'algorithme de détection et de suivi temporel des tourbillons de *Chaigneau et al.* [2008 ; 2009], pour l'adapter au mieux à cette nouvelle résolution.

2.1.2. Détection des tourbillons de mésoéchelle

Plusieurs méthodes de détection des tourbillons ont été utilisées au cours des dernières années pour décrire les principales caractéristiques physiques des tourbillons de mésoéchelle (nombre, rayon, amplitude, vorticité, etc) à partir des cartes de SLA. Le choix se fait souvent entre deux grandes approches, l'une basée sur des propriétés physiques du champ de courants, l'autre au contraire sur des critères géométriques.

Les méthodes basées sur le paramètre d'Okubo-Weiss [*Isern-Fontanet et al.*, 2003; *Morrow et al.*, 2004] et l'analyse en ondelettes [*Doglioli et al.*, 2007; *Rubio et al.*, 2009; *Sangrà et al.*, 2009; *Dencausse et al.*, 2010] utilisent les propriétés physiques (e.g. vorticité, déformation du champ de courant, etc.) pour détecter les tourbillons. Ces deux méthodes tendent à surestimer le nombre de tourbillons détectés [*Chaigneau et al.*, 2008; *Souza et al.*, 2011a; *Yi et al.*, 2014], à cause de la nécessité de fixer des seuils qui vont contraindre la détection ou parce que l'utilisation de dérivées secondes du champ de SLA augmente artificiellement le bruit et les petites structures [*Chelton et al.*, 2011]. Ces seuils étant plus faciles à configurer pour de petites régions, l'application de ces deux méthodes est plus efficace pour de études locales que globales.

L'approche géométrique, contrairement aux précédentes méthodes, n'est pas dépendante d'un seuil, et peut donc s'appliquer à l'échelle globale. Par exemple, la méthode du "winding-angle" associe les contours fermés des fonctions de courants aux bords des tourbillons [*Chaigneau et al.*, 2008]. Comme en approximation géostrophique ces fonctions de courant

suivent les contours de SLA, *Chaigneau et al.* [2009] développent une autre version de cette méthode et associent les bords des tourbillons au contour fermé de SLA le plus éloigné possible du centre, qui est un extremum local de SLA. Comparée à la méthode d'Okubo Weiss et à l'analyse en ondelette, cette méthode géométrique offre de meilleurs résultats dans l'identification des tourbillons [*Chaigneau et al.*, 2008; *Souza et al.*, 2011a; *Yi et al.*, 2014].

Compte tenu de la taille des régions étudiées ($\sim 30^\circ \times 30^\circ$), la méthode retenue est l'approche géométrique, similaire à celle développée par *Chaigneau et al.* [2009] ou *Chelton et al.* [2011]. Pour chaque carte quotidienne, les extrema locaux de SLA sont détectés et correspondent aux centres des tourbillons. Les minima sont associés à des centres de tourbillons cycloniques, les maxima à des centres de tourbillons anticycloniques. L'algorithme détermine ensuite le bord de chaque tourbillon de manière itérative. Ce bord correspond au contour fermé de SLA le plus éloigné de l'extremum associé au centre, il est connu avec une précision au dixième de millimètre. La condition posée est que ce contour ne doit contenir qu'un extremum, contrairement à *Chelton et al.* [2011] Enfin, pour chaque tourbillon identifié, différents paramètres sont définis (Figure 2.2).

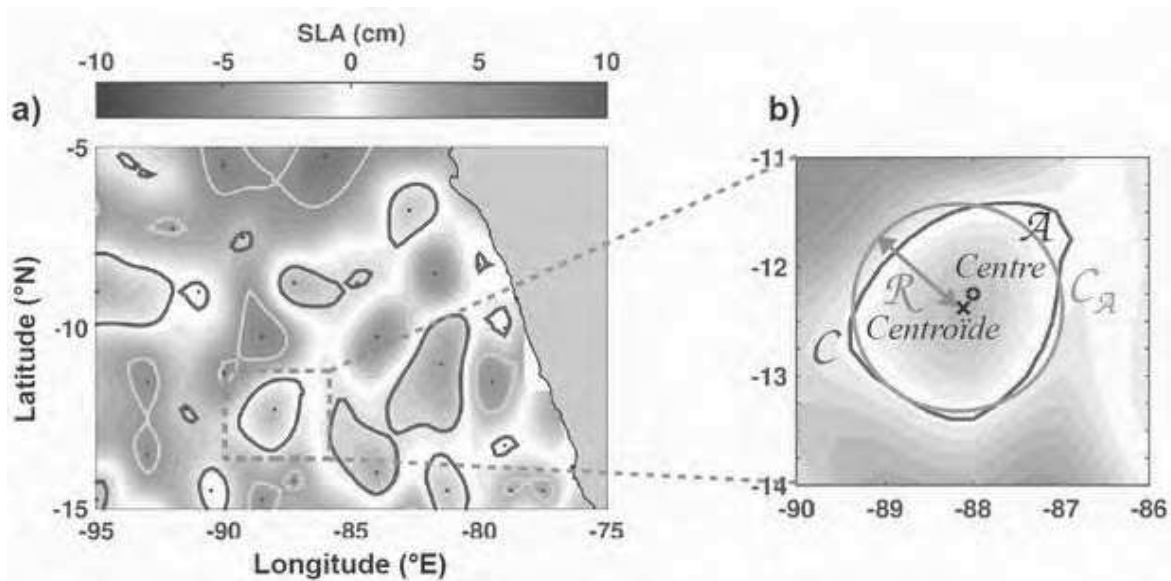


Figure 2.2: **a)** Exemple de détection des AEs (contours oranges) et CEs (contours bleus) au large du Pérou. **b)** Détail des différents paramètres du tourbillon : son centre (o), son centroïde (x), son contour C , le contour C_A du disque correspondant à l'aire A du tourbillon et le rayon apparent du tourbillon \mathcal{R}

Le contour du tourbillon C contient tous les points constituant le contour fermé de SLA le plus

éloigné de l'extremum local identifié. Le centre du tourbillon correspond au point de grille où est enregistré l'extremum de SLA, alors que le centroïde du tourbillon correspond au barycentre de la zone englobée dans le contour. L'amplitude du tourbillon est la valeur absolue de la différence entre la SLA de l'extremum et la SLA correspondant au bord du tourbillon. Tous les tourbillons sont considérés sans seuil d'amplitude, contrairement à une multitude d'études précédentes [e.g. *Chaigneau et al.*, 2008; *Chelton et al.*, 2011; *Mason et al.*, 2014]. L'aire du tourbillon \mathcal{A} est associée à la surface englobée par le contour \mathcal{C} . Cette aire correspond aussi à un vortex idéalisé de forme circulaire, dont le rayon est le rayon apparent du tourbillon $\mathcal{C}_{\mathcal{A}}$.

2.1.3. Reconstruction des trajectoires des tourbillons

L'étape logique après la détection des tourbillons est de les suivre dans le temps, afin de pouvoir étudier leur évolution depuis leur formation jusqu'à leur dissipation. Les différentes méthodes employées dans la littérature ont généralement le même principe. Pour chaque tourbillon détecté, l'algorithme cherche sur la carte suivante le tourbillon le plus proche de celui identifié sur la carte antérieure, en distance et/ou caractéristiques, pour le rajouter à la trajectoire examinée. Les études précédentes, quelle que soit leur méthode de détection, se sont majoritairement heurtées au même problème : la difficulté de suivre un tourbillon de faible amplitude dans des données hebdomadaires. En effet, si le tourbillon passe sous le seuil d'amplitude (souvent fixé à 1 ou 2 cm) sur une carte, il n'est plus identifié. De plus, l'interpolation du produit AVISO hebdomadaire peut également "faire disparaître" un tourbillon qui passe entre les traces des satellites. Cependant, le tourbillon "disparu" ou fortement atténué peut réapparaître sur les cartes suivantes s'il se trouve à nouveau proche des traces au sol des satellites. Les algorithmes ont alors parfois un test permettant de chercher le tourbillon sur une ou deux cartes supplémentaires, au risque d'associer un tout autre tourbillon à la trajectoire [*Sangrà et al.*, 2009]. Les quatre systèmes d'upwelling étudiés présentent une activité de mésoéchelle dense mais composée de tourbillons de relativement faibles amplitudes [*Morrow et al.*, 2004; *Marchesiello and Estrade*, 2007; *Capet et al.*, 2008; *Chaigneau et al.*, 2009; *Chelton et al.*, 2011] ce qui augmente considérablement les possibilités de perdre le tourbillon sur une carte. Pour s'assurer de suivre des tourbillons cohérents et robustes, les critères deviennent plus restrictifs, en général avec une limitation sur la durée de vie du tourbillon ou des tests de ressemblance par exemple [*Penven et al.*, 2005; *Chaigneau et al.*, 2008, 2009; *Chelton et al.*, 2011; *Mason et al.*, 2014].

Une nouvelle technique de suivi des tourbillons a donc été mise en place. Le procédé est

d'abord appliqué sur les cyclones, puis sur les anticyclones. Sur chaque carte de SLA, tous les tourbillons sont classés par amplitude croissante. Le premier tourbillon considéré est celui dont l'amplitude est la plus grande. Sur la carte suivante, l'algorithme teste, pour tous les contours identifiés, du plus grand au plus petit, s'il y a une intersection entre les contours, c'est à dire :

$$C_t \cap C_{t+dt} \neq \emptyset \quad (1)$$

Avec C_t le contour au temps t et C_{t+dt} les contours au temps $t+dt$. Dans notre cas, $dt = 1$ jour. Le test (1) peut avoir plusieurs résultats illustrés par la (Figure 2.3). S'il n'y a pas d'intersection entre les contours (cas b), le tourbillon initial est considéré comme dissipé, et sa trajectoire est stoppée. En effet, la vitesse de déplacement des tourbillons dans les EBUS étant de quelques dizaines de kilomètres par semaine seulement [*Chaigneau and Pizarro, 2005; Chaigneau et al., 2009*], il est vraisemblable que d'un jour à l'autre le tourbillon ne se sera pas déplacé de plus de son rayon, qui est également de quelques dizaines de kilomètres. Les autres possibilités sont l'intersection avec un ou plusieurs contours au temps $t+ dt$. Dans le cas (d), le tourbillon s'est légèrement déplacé au temps $t+ dt$; dans le cas (e), le tourbillon est plus petit qu'au temps t ; dans le cas (f), le tourbillon est plus grand qu'au temps t . Dans ces trois cas, le test (1) est valide et le tourbillon associé au contour C_{t+dt} est ajouté à la trajectoire. Le cas (c) illustre une intersection avec plusieurs contours au temps $t+ dt$. Ce cas peut correspondre à une séparation du tourbillon en plusieurs tourbillons ou à l'arrivée d'un tourbillon différent dans la même zone. Il est alors nécessaire de déterminer lequel de ces tourbillons est le plus similaire au tourbillon détecté au temps t .

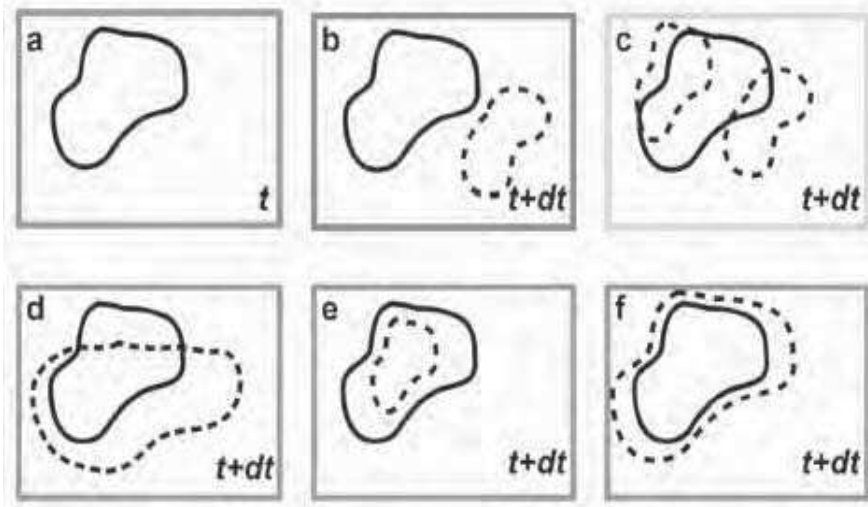


Figure 2.3: Illustration des différentes solutions au test (1). Les traits pleins représentent le contour dur tourbillon au temps t , reproduit au temps $t+dt$ dans différents cas. Les pointillés représentent les différents contours possibles au temps $t+dt$.

Pour cela, nous utilisons une fonction de coût CF (2) qui dépend des caractéristiques des tourbillons :

$$CF = \sqrt{\left(\frac{\Delta R - \overline{\Delta R}}{\sigma_{\Delta R}}\right)^2 + \left(\frac{\Delta A - \overline{\Delta A}}{\sigma_{\Delta A}}\right)^2 + \left(\frac{\Delta EKE - \overline{\Delta EKE}}{\sigma_{\Delta EKE}}\right)^2} \quad (2)$$

Où $\Delta R, \Delta A, \Delta EKE$ correspondent respectivement aux variations de rayon, d'amplitude et d'énergie cinétique tourbillonnaire entre le tourbillon de contour C_{t+dt} intersectant C_t et le tourbillon de contour C_t ; $\overline{\Delta R}, \overline{\Delta A}, \overline{\Delta EKE}$ sont pour chaque EBUS les variations moyennes du rayon, de l'amplitude et de l'énergie cinétique tourbillonnaire estimées à partir d'environ 1000 trajectoires construites à partir d'intersections uniques comme montrés sur la Figure 2.3d-f ; $\sigma_{\Delta R}, \sigma_{\Delta A}, \sigma_{\Delta EKE}$ correspondent aux déviations standard associées à ces variations calculées à partir des mêmes trajectoires. Cette normalisation permet d'obtenir un poids similaire pour les trois termes composant la fonction de coût, ce qui n'était pas le cas dans *Penven et al. [2005]* ou *Chaigneau et al. [2008, 2009]*. Le contour C_{t+dt} correspondant au tourbillon qui minimise la fonction de coût est ajouté à la trajectoire.

Nous pouvons considérer 3 différentes évolutions de tourbillons (Figure 2.4). Les trajectoires dites "principales" sont l'assemblage des tourbillons identifiés carte après carte et remplissant les critères de ressemblance décrits ci-dessus (e.g., la trajectoire 1 sur la Figure 2.4).

Les trajectoires dites "secondaires" sont des trajectoires qui rejoignent un tourbillon déjà identifié comme appartenant à une autre trajectoire (e.g. la trajectoire 3 Figure 2.4). Cette option de *merging* n'est pas disponible par exemple dans les codes utilisés par *Chelton et al.* [2007, 2011]; *Chaigneau et al.* [2008, 2009], ou *Mason et al.* [2014] qui suppriment les tourbillons associés à une trajectoire du set de tourbillons disponibles pour les futures trajectoires. Enfin, les tourbillons peuvent aussi se scinder en plus petits tourbillons. L'algorithme associe à la trajectoire principale le tourbillon le plus ressemblant d'après la fonction de coût, et l'autre tourbillon est considéré comme un nouveau départ de trajectoire (e.g. la trajectoire 2 Figure 2.4).

Après avoir référencé toutes les trajectoires générées, nous avons suivi les études antérieures et gardé comme set d'analyse les trajectoires ayant une durée de vie supérieure à 30 jours, ce qui correspond à l'échelle temporelle d'observabilité de phénomènes réels d'après les cartes altimétriques, qui utilisent un rayon de décorrélation temporel de 10 – 40 jours. Ce seuil est également appliqué aux trajectoires secondaires, c'est à dire qu'il doit y avoir plus de 30 jours entre le départ de la trajectoire (la trajectoire 3) et sa fusion avec la trajectoire principale (la trajectoire 1) pour que la trajectoire secondaire soit conservée. De même, si un tourbillon issu d'une séparation de trajectoires (*splitting event*, trajectoire 2 sur la Figure 2.4) rejoint sa trajectoire principale avant 30 jours ou disparaît, cette trajectoire ne sera pas conservée.

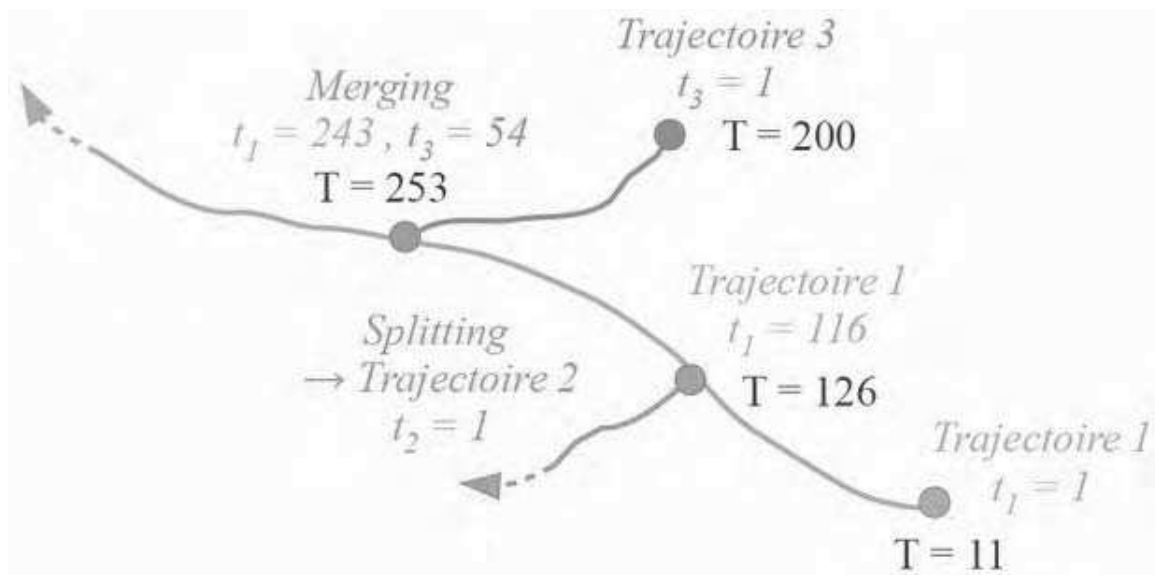


Figure 2.4: Classification des trajectoires. Le temps absolu (T) est en noir ($T_1 = 01/01/2000$). Au temps absolu 11 (e.g. le 11/01/2000), la trajectoire 1 commence à être détectée puis suivie jusqu'à sa fin sans rencontrer d'anciennes trajectoires : c'est une **trajectoire principale**. Au temps absolu 126, la trajectoire 1 s'est scindée en deux. La trajectoire 2 issue de cette **séparation** ("splitting event") est conservée si elle dure plus de 30 jours. Au temps absolu 200, la trajectoire 3 commence à être détectée et suivie. Au temps absolu 253, le tourbillon identifié comme lui appartenant est déjà enregistré dans la trajectoire 1. La trajectoire 3 ayant à ce moment une durée de vie supérieure à 30 jours, elle **fusionne** ("merging event") avec la trajectoire 1 comme **trajectoire secondaire**.

2.2. Profileurs Argo et structure verticale des tourbillons

Dans le passé, les propriétés thermohalines des tourbillons étaient étudiées dans le cadre de campagnes hydrographiques dédiées (par exemple MODE, POMME, TIP2000, etc) ou d'opportunité. Depuis 2000, les profileurs Argo fournissent des profils verticaux de température et de salinité dans tous les océans, révolutionnant notre connaissance de leur structure tri-dimensionnelle. La grande quantité de profils réalisés par ces profileurs, ainsi que leur couverture spatio-temporelle sans précédent, nous permettent de caractériser la structure verticale des tourbillons de mésoéchelle.

2.2.1. Les profileurs Argo

2.2.1.1. Principe de fonctionnement

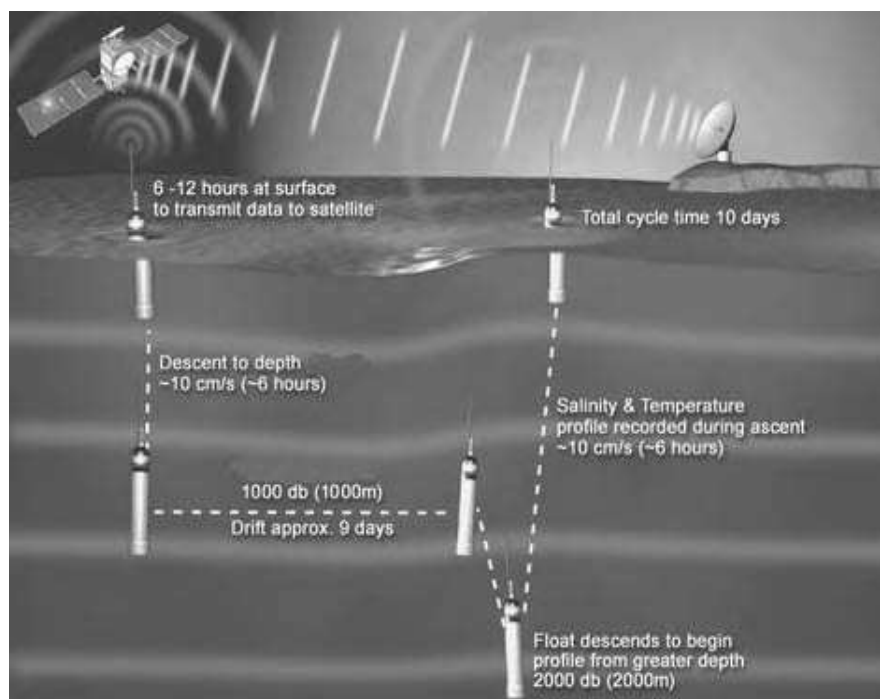


Figure 2.5 : Schéma du cycle de fonctionnement d'un profileur Argo

[www.argo.ucsd.edu]

Le programme international Argo [www.argo.ucsd.edu] a pour but de collecter des données de température et salinité entre la surface et 2000 m de profondeur et ce dans tous les océans grâce à des profileurs Lagrangiens autonomes équipés de capteurs CTD (*Conductivity – Temperature – Depth*). Leur fonctionnement est relativement simple (Figure 2.5). Pendant 10 jours, les profileurs dérivent à une certaine profondeur, en général 1000 m, avant de plonger à ~2000 m de fond. Ils acquièrent alors un profil vertical de température et de salinité en remontant, et transmettent par satellite les données acquises ainsi que leurs positions vers des centres de réception. Le temps passé en surface varie en fonction du nombre de satellites disponibles, mais est de l'ordre de 6 h, au cours desquelles le profileur dérivera, entraîné par les courants de surface. La précision sur la localisation des profileurs dépend du système Argos et varie entre 150 m et 1000 m. Les profileurs commencent ensuite un nouveau cycle de 10 jours en redescendant à leur profondeur de parking. Les batteries des profileurs Argo sont prévues pour fonctionner ~150 cycles en moyenne, soit environ 4 ans. Plus de détails sont disponibles à l'adresse <http://www.ARGO.ucsd.edu/>.

Les données sont traitées par différents centres avant d'être mises à disposition des utilisateurs par le site d'acquisition de données globales Coriolis (<http://www.coriolis.eu.org>). Pour chaque profileur et chacun des profils réalisés, le niveau de traitement, la date et la position des profils, les données de température, salinité et pression et la qualité de ces mesures sont disponibles. Le mode "temps réel" correspond aux profils ayant passé des tests de qualité simples, comme par exemple la validation de la date et de la position du profil, la monotonie de la pression (absence d'inversion), l'absence de forts écarts entre des données de température, salinité ou pression consécutives ou encore l'absence de décalages significatifs en température et salinité d'un profil à l'autre. Tous ces tests sont réalisés de manière automatique. Le mode "temps différé" indique quant à lui l'intervention d'un opérateur, qui vérifie et (in)valide visuellement les profils. Il peut aussi corriger certaines données apparaissant comme mauvaises. Par exemple, dans le cas de valeurs aberrantes isolées sur les profils, une interpolation entre les bonnes données adjacentes est en général pratiquée. Ce traitement supplémentaire fournit également des données ajustées de température, salinité et pression, ainsi que leur classification en fonction de leur qualité² ("*good*", "*probably good*", etc.). Nous utiliserons par la suite les données en "temps différé" qui sont les plus robustes pour une analyse scientifique.

² Plus d'informations sont disponibles dans le manuel de contrôle disponible sur le site dédié à Argo: <http://www.argodatamgt.org/Media/Medias-Argo-Data-Management/Argo-documentation/>

2.2.1.2. Validation des profils

Le jeu de profil initialement disponible couvrait la période s'étendant de Janvier 2000 à Février 2012, et comprenait entre ~18000 (pour le BENUS) et 28000 (pour le CALUS) profils verticaux. Suite au basculement sur le jeu de cartes altimétriques quotidiennes limitées de Janvier 2000 à Décembre 2010, un certain nombre de profils (valides) a été enlevé des analyses. Le détail des différentes sélections effectuées pour construire le jeu final de profils est regroupé dans le Tableau 2.

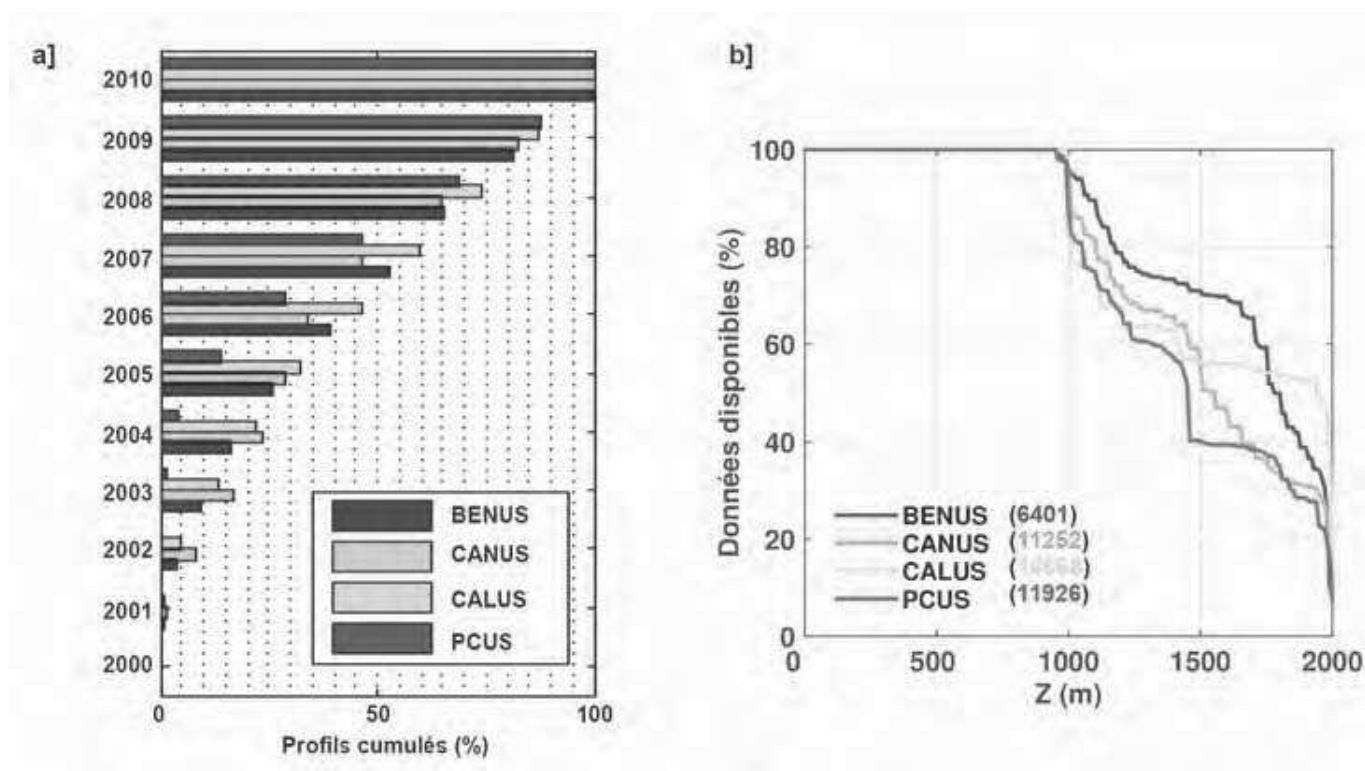


Figure 2.6: **a)** Pourcentage du nombre de profils valides cumulé sur la période d'observation (2000 – 2010) dans les 4 EBUS. **b)** Pourcentage de données valides à chaque profondeur pour les 4 régions. Le nombre de profils valides dans chaque zone est indiqué entre parenthèse.

La première sélection effectuée permet de ne conserver que les profileurs comportant plus de 5 profils, ayant un contrôle de qualité en temps différé, et une classe de qualité "bonne" ou "probablement bonne" simultanément pour la pression, la température et la salinité. Selon les EBUS, cette étape élimine entre 27,5 % et 44 % des profils disponibles (Tableau 2).

La seconde sélection concerne le nombre de mesures valides sur chaque profil et les profondeurs minimales et maximales disponibles. En effet, le but étant de décrire la structure verticale des tourbillons, nous avons décidé, en suivant *Chaigneau et al.* [2011], de ne garder que les profils qui répondent aux critères ci-dessous :

- Le profil doit avoir au moins une mesure entre la surface et 15 m de profondeur, ce qui correspond à la profondeur approximative des couches de mélanges estivales dans les zones côtières de chaque EBUS.

- Le profil doit avoir sa dernière mesure à plus de 950 m de profondeur, afin d'échantillonner les tourbillons ayant de fortes signatures en subsurface. Un premier test a été réalisé en fixant ce minimum à 1000 m, ce qui correspond à la profondeur de parking moyenne, mais une quantité non négligeable de profils ne mesure pas au-delà de 950 m, en particulier pour le CALUS. La répartition des données disponibles en fonction de la profondeur est présentée sur la Figure 2.6b.

- Le profil doit avoir au minimum 30 données valides entre la première mesure et 950 m de profondeur.

- Entre deux mesures consécutives, la différence de pression maximale acceptée ΔZ_{max} varie en fonction de la profondeur, telle que $\Delta Z_{max} = 25$ m entre 0 et 100 m de profondeur, $\Delta Z_{max} = 50$ m entre 100 et 300 m, $\Delta Z_{max} = 75$ m entre 300 et 500 m et $\Delta Z_{max} = 100$ m entre 500 m et la dernière mesure réalisée.

Cette deuxième étape a éliminé ~20 % des profils disponibles pour le Benguela et ~10 % des profils dans les autres régions (Tableau 2).

Afin d'obtenir un jeu de données homogène dans chaque région, l'ensemble des profils retenus a été interpolé régulièrement sur la verticale tous les 10 m, en considérant que la première mesure, située entre 0 et 15 m de profondeur, correspond à la surface.

PCUS	CALUS	CANUS	BENUS
Nombre total de profils disponibles			
23212	26204	28233	18363
Nombre de profils ne passant pas la première sélection (moins de 5 profils par flotteur, mode autre temps différé, qualité autre que bonne ou probablement bonne)			
6418 (27,5%)	7425 (28,5%)	12416 (44%)	7237 (39,5%)
Nombre de profils ne passant pas la deuxième sélection (test sur la première et dernière profondeur mesurée, sur le nombre de données valides et leur écart sur la verticale)			
3106 (13,5)	2897 (11%)	3215 (11,5%)	3939 (21,5%)
Nombre de profils ne passant pas le test visuel			
181 (<1%)	184 (<1%)	187 (<1%)	176 (<1%)
Nombre de profils avec moins de 5 profils pour le calcul des moyennes³			
1 (<<1%)	11 (<<1%)	2 (<<1%)	6 (<<1%)
Nombre de profils (valides) effectués après le 31/12/2010			
1670 (7%)	1019 (4%)	1161 (4%)	604 (3,5%)
Nombre de profils valides retenus (01/01/2000 – 31/12/2010)			
11926 (51,5%)	14668 (56%)	11252 (40%)	6401 (35%)

Tableau 2: Récapitulatif du nombre de profils à chaque étape de la sélection. Les pourcentages entre parenthèse sont relatifs au nombre total de profils disponibles.

Afin de valider la qualité des données, une comparaison a été faite entre les profils de température et salinité et la climatologie CARS⁴ interpolée au jour de l'année et à la position des profils. Dans chaque EBUS, le diagramme T/S obtenu avec les profils correspond aux gammes de salinité et température observées sur le diagramme T/S issu de CARS. Cependant, dans des sous-régions arbitraires de 5°×5°, des profils T/S aux caractéristiques parfois éloignées du groupe de profils local peuvent apparaître, ces profils étant donc probablement non valides (Figure 2.7).

³ Cette sélection vient de la construction des anomalies et sera détaillée au paragraphe 2.2.2

⁴ Disponible en téléchargement ici: <http://www.marine.csiro.au/~dunn/cars2009/> CARS2009

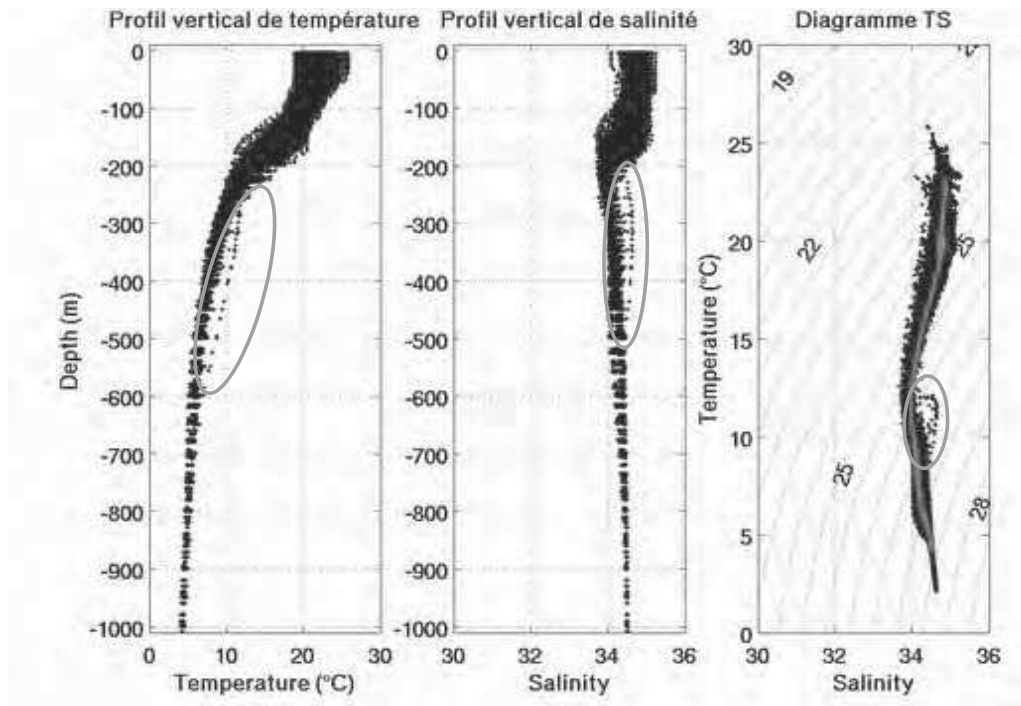


Figure 2.7: Profils verticaux de température (°C), salinité et diagramme T/S de la zone (130 – 135°W ; 20 – 25°N) dans le CALUS. Les profils probablement aberrants sont entourées en rose.

Les profils entourés sur la Figure 2.7 sortent du groupe majoritaire des profils considérés. Ils peuvent être la preuve de la présence d'un tourbillon de subsurface particulièrement chaud et salé, d'une masse d'eaux significativement différente mais peu échantillonnée dans cette zone, ou au contraire représenter des données aberrantes qui ont cependant passé les tests précédents. Une analyse bi-variée (température – salinité) utilisant la distance de Mahalanobis (\mathcal{DM}) a été faite sur toutes les profondeurs puis sur différentes couches d'eaux pour valider ou invalider ces profils. La distance de Mahalanobis est calculée pour chaque couple T/S et accorde un poids moins important aux données les plus dispersées quand ces données suivent une distribution gaussienne. Cependant, un seuil associé à cette distance doit être fixé. Différents tests ont été effectués pour affiner la sélection (détails en Annexe A) mais n'ont pas été concluants, et nous n'avons donc pas éliminé ces profils. Le calcul des gradients de température et salinité à différentes profondeurs a mis en évidence des variations horizontales rapides des ces champs, ce qui confirme la variation des propriétés thermohalines de l'eau présente dans ces sous-régions. Une vérification visuelle des profils a donc été faite sur des groupes de profils proches en temps

et en position, en éliminant les profils s'écartant des valeurs de température et salinité attendues au-delà de 900 m, présentant des sauts suspects, ou des profils rectilignes. Très peu de profils ont été éliminés à la suite de cette troisième sélection comparé aux deux premières, moins de 1 % de leur nombre initial (Tableau 2).

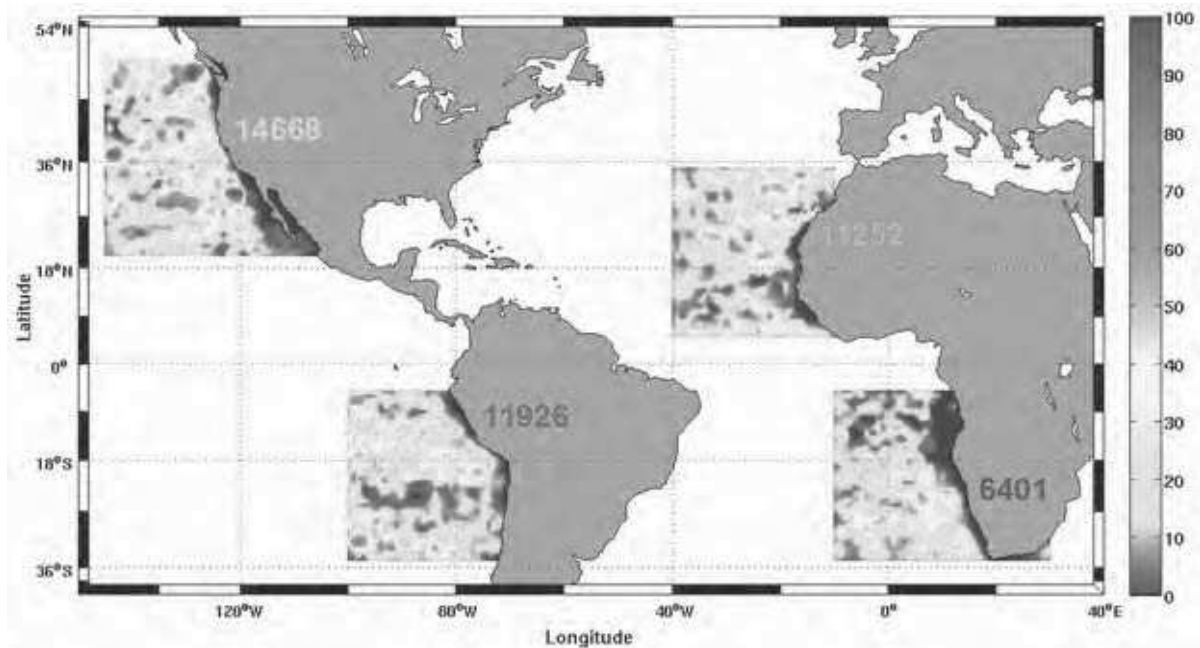


Figure 2.8: Répartition spatiale du nombre de profils Argo valides moyens dans des boîtes 1°x1°.

Le jeu de profils Argo valides gardés à la fin du traitement permet une couverture des quatre EBUS importante, malgré une différence d'échantillonnage entre les quatre EBUS (Figure 2.8). De plus, les zones côtières, donc peu profondes, sont logiquement peu échantillonnées, à cause du risque d'échouage du profileur. Le nombre de profils disponibles par EBUS augmente régulièrement avec les années, même si les efforts de déploiement n'ont pas été réalisés dans les EBUS à la même période (Figure 2.6a). La réduction de la période d'études (de 2012 à 2010) élimine ~4 % de profils valides dans les EBUS (7 % pour le PCUS) (Tableau 2). Au moins 40 % des profils valides dans chaque région ont des données jusqu'à 1750 m de profondeur, ce qui permet par la suite une analyse étendue des propriétés des tourbillons (Figure 2.6b). On peut noter que le BENUS est la région moins échantillonnée, avec moitié moins de profils valides que dans les autres EBUS (Figure 2.8 et Tableau 2). Le nombre des profils qui seront utilisés dans cette thèse varie donc de ~6000 à ~15000 profils, ce qui représente entre ~35-55 % du jeu de données initial.

2.2.2. Structure verticale dans les tourbillons et en dehors

2.2.2.1. Répartition des profils

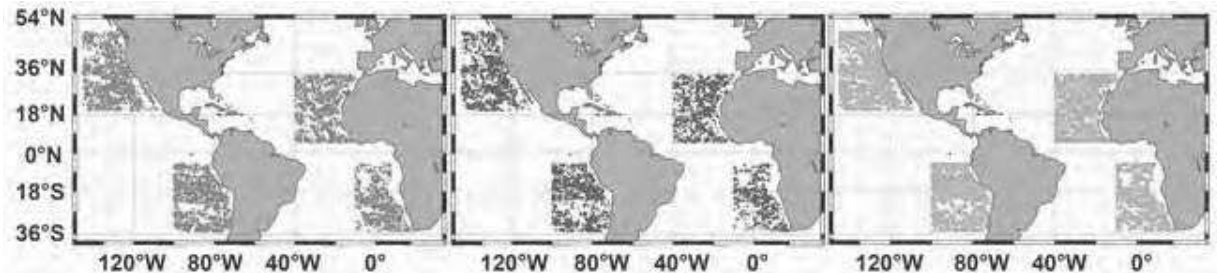


Figure 2.9: Répartition spatiale des profils identifiés dans des tourbillons anticycloniques (gauche), cycloniques (centre) et hors des tourbillons (droite).

Connaissant la date et la position des profils réalisés par les profileurs Argo, on peut les diviser en trois catégories particulières, selon s'ils ont été effectués au sein de tourbillons cycloniques (CEs, *Cyclonic Eddies*), anticycloniques (AEs, *Anticyclonic Eddies*), ou en dehors des tourbillons (OEs, *Outside Eddies*) identifiés sur les cartes de SLA quotidiennes. Cette répartition des profils est présentée dans le Tableau 3. Comme les trajectoires sont composées de tourbillons identifiés sur les cartes consécutives, un même profileur peut échantillonner plusieurs fois un tourbillon suivant la même trajectoire. La quantité de profils échantillonnant les tourbillons est semblable dans les 4 EBUS, avec environ 35 % des profils faisant surface dans des tourbillons et 65 % en dehors (Tableau 3). On peut noter sur les Figure 2.8 et Figure 2.9 que dans chaque système, il y a des zones avec très peu de profils, mais que la couverture est globalement bonne hors et dans les tourbillons.

	PCUS	CALUS	CANUS	BENUS
Hors tourbillon (OEs)	7542 (64 %)	9204 (63 %)	7332 (65 %)	4024 (63 %)
Anticyclones (AEs)	2317 (19 %)	2765 (19 %)	1921 (17 %)	1246 (19 %)
Cyclones (CEs)	2067 (17 %)	2699 (18 %)	1999 (18 %)	1131 (18 %)

Tableau 3: Nombre et pourcentage de profils réalisés dans et hors de tourbillons pour chaque zone d'étude sur la période Janvier 2000 – Décembre 2010

2.2.2.2. Construction des champs et anomalies

Pour chaque profil, les champs de température potentielle et densité potentielle ont été calculés à toutes les profondeurs. Plusieurs des objectifs de cette thèse étant basés sur l'analyse des anomalies de température et de salinité présentes dans les tourbillons, il est donc nécessaire de définir une méthode adaptée à la construction de ces anomalies. L'anomalie d'un paramètre C au sein d'un tourbillon (C_{anom}) se calcule en soustrayant un champ représentatif de la grande échelle (C_{moyen}) au profil réalisé dans le tourbillon (C_{profil}) (Équation 3). Pour cela, nous avons utilisé trois moyennes différentes : la climatologie CARS, la climatologie CARS n'incluant que les profils Argo (Argo-only par la suite), et une moyenne locale que nous avons construite.

$$C_{anom}(x, y, z, t) = C_{profil}(x, y, z, t) - C_{moyen}(x, y, z, t) \quad (3)$$

La moyenne des anomalies obtenues hors des tourbillons dans chaque zone permet de valider la référence utilisée. En effet, les profils hors des tourbillons caractérisent a priori les masses d'eau grande-échelle non soumises à des perturbations, les anomalies par rapport à cet environnement doivent donc être le plus proche possible de zéro.

Nous avons initialement utilisé comme référence la climatologie CARS, interpolée à la date et à la position des profils, tel que $C_{moyen}(x, y, z, t) = C_{CARS}(x, y, z, t)$. La Figure 2.10 (courbes bleues) montre que cette méthode ne permet pas d'obtenir des anomalies moyennes nulles en dehors des tourbillons, en particulier entre la surface et 250 m de profondeur, et ce dans les 4 EBUS. On remarque l'apparition d'un biais chaud dans ces couches océaniques, ce qui suggère que la climatologie CARS, constituée à partir de ~40 – 50 ans de profils hydrologiques, est trop froide par rapport à ce que les profileurs mesurent entre 2000 et 2012. Un biais est également présent en salinité, négatif pour le CALUS et positif pour les autres EBUS. Le CANUS est fortement impacté par ces biais chauds et salés, et ce jusqu'à 700 m de profondeur.

Une seconde version de la climatologie CARS, construite uniquement à partir des données Argo disponibles⁵ a donc été utilisée suivant le même principe : $C_{moyen}(x, y, z, t) = C_{Argo-only}(x, y, z, t)$. L'utilisation de cette climatologie permet de corriger considérablement le biais chaud dans la majorité des EBUS, mais la moyenne des

5 Disponible en téléchargement: <http://www.marine.csiro.au/~dunn/cars2009/> CARS Argo-only

anomalies hors tourbillons reste parfois significativement non nulle, comme pour le CANUS (Figure 2.10, courbes rouges).

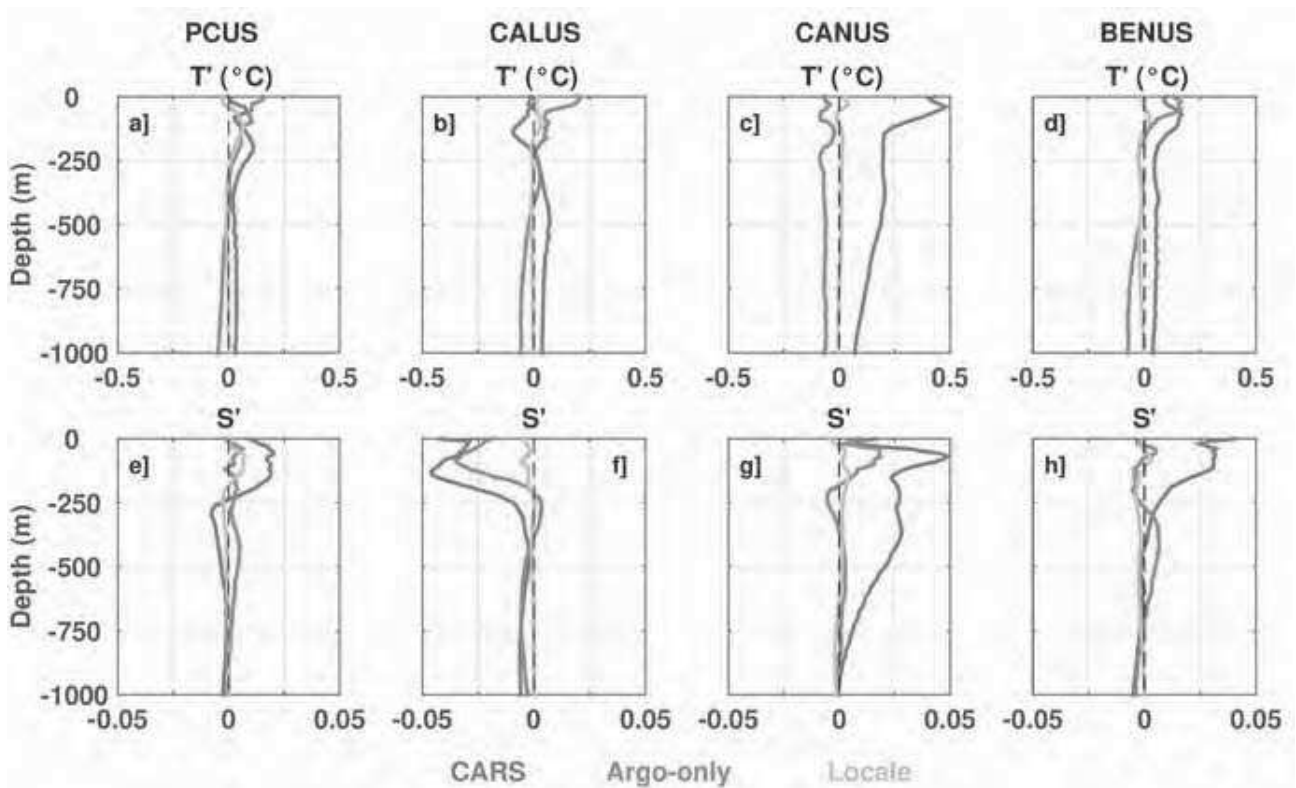


Figure 2.10 : Profils moyens des anomalies de **a-d]** température et de **e-h]** salinité hors des tourbillons dans les quatre EBUS, obtenus en utilisant comme champ de référence les climatologies CARS (bleu), Argo-only (rouge) et la moyenne locale (orange).

Finalement, une troisième possibilité a été d'établir une moyenne locale, construite à partir du jeu de profils Argo validés, afin de reproduire au mieux l'environnement de chaque profil. Cette moyenne est obtenue en sélectionnant, pour le profil considéré \mathcal{P} , tous les profils présents dans un rayon de 200 km autour du profil \mathcal{P} et acquis à plus ou moins 30 jours de ce dernier, quelle que soit l'année de réalisation, afin de prendre en compte la variabilité saisonnière (Figure 2.11). Nous avons considéré qu'un nombre minimum de 5 profils était nécessaire à la construction de la moyenne. Les profils ne remplissant pas cette condition ont été éliminés du jeu de données (Tableau 2). Ces profils sont très peu nombreux ($\ll 1\%$) et situés très près de la côte, ou dans le cas du CALUS, dans la Mer de Cortés, donc relativement isolés. La construction d'une moyenne locale similaire a également été employée avec succès par *Castelao* [2014] dans la baie de l'Atlantique Sud. Le calcul de cette moyenne locale améliore grandement les anomalies

moyennes hors tourbillons, qui se rapprochent de zéro (Figure 2.10, courbes oranges). Cette dernière méthode a donc été retenue pour construire les anomalies associées à chaque profil.

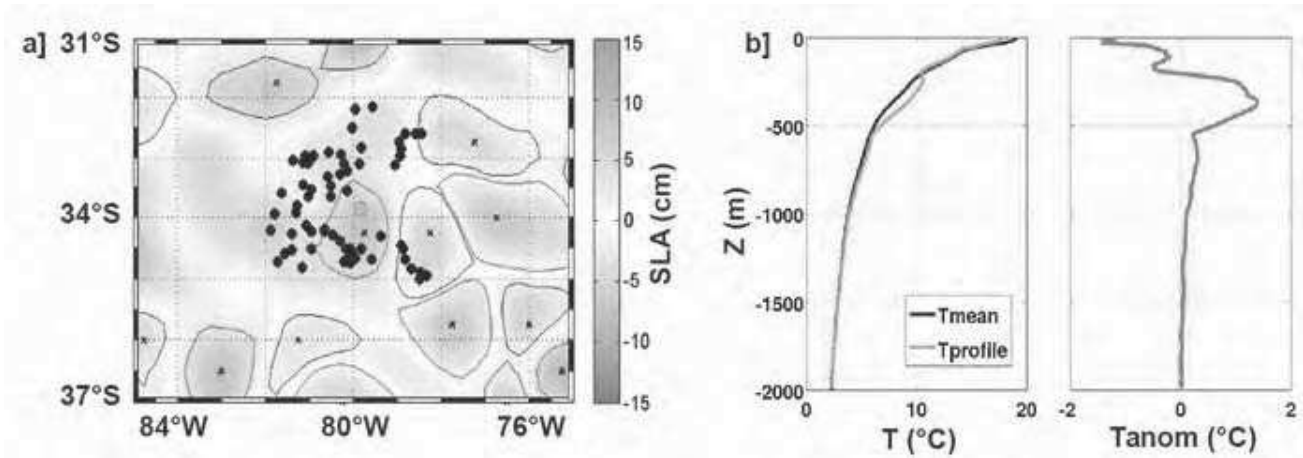


Figure 2.11: Exemple de construction de la moyenne locale pour un profil échantillonnant un tourbillon anticyclonique dans le PCUS. **a]** Profil Φ considéré (point vert) et profils composant la moyenne (points noirs). **b]** Profils de température pour le profil Φ (vert) et le profil moyen (noir) et anomalie de température résultante (rouge).

2.3. Technique de clustering

L'un des objectifs de cette thèse est de pouvoir déterminer les grands types de tourbillons qui coexistent dans chaque EBUS et d'analyser ainsi les principales structures verticales qui peuvent être observées dans chacun de ces systèmes d'upwelling. Nous souhaitons également estimer la proportion des tourbillons plutôt intensifiés dans les couches de surface ou au contraire, sous la pycnocline saisonnière.

Pour se faire, nous utilisons une méthode de classification hiérarchique (*clustering*), méthode statistique régulièrement employée pour classer les espèces animales ou végétales en fonction de leur ressemblance génétique ou pour comparer les marchés dans le monde de la finance [Roux, 1985]. Cette technique est également utilisée dans le domaine des sciences climatiques, et trouve diverses applications en océanographie, par exemple pour montrer le lien entre l'Oscillation Australe et les caractéristiques de pression, température de surface, vent et couverture nuageuse sur les 3 bassins océaniques [Wolter, 1987], classer des motifs de courants océaniques de surface [Hisaki, 2013], illustrer la corrélation entre la circulation régionale, sa variabilité saisonnière et les champs de chlorophylle, température de surface et le gradient associé

et il est incertain de se fier à un algorithme de calcul pour le choisir. Sur l'exemple de la Figure 3.25, quatre clusters suffisent à décrire l'impact des paramètres physique (dimensions du plateau et force du vent) sur les caractéristiques de la production primaire. Dans notre cas, il faudra s'assurer que la découpe statistique de l'ensemble des profils Argo acquis dans les tourbillons corresponde à une réalité physique en visualisant les profils moyens obtenus pour chaque groupe.

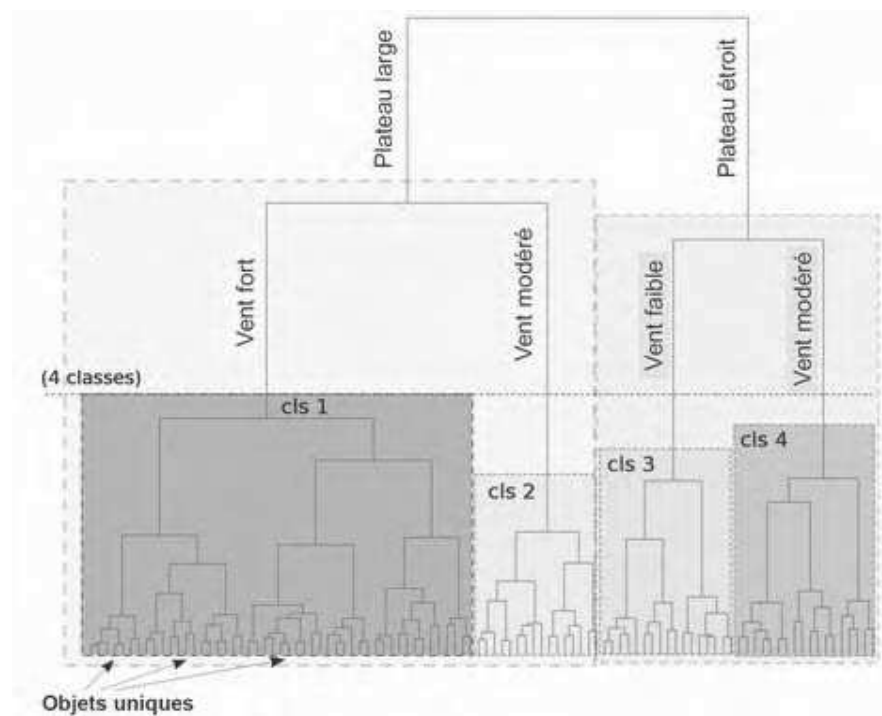


Figure 2.12 : Exemple d'un dendrogramme représentant les 4 classes qui caractérisent des écosystèmes d'upwelling côtier. Les données initiales sont des cartes de production primaire. Les clusters obtenus mettent évidence la relation entre des données biologiques (production primaire) et physiques (la dimension du plateau et force du vent) [d'après Lachkar and Gruber, 2012].

2.4. Conclusion

Ce chapitre a présenté les différentes données et techniques utilisées au cours de cette thèse. Si la méthode de détection des tourbillons était déjà reconnue par la communauté scientifique [Chaigneau et al., 2009; Chelton et al., 2011; Souza et al., 2011a], la technique du suivi temporel des tourbillons développée ici apporte des améliorations non négligeables, et semble bien mieux adaptée aux produits altimétriques (ou sorties de modèles numériques)

quotidiens. Cette méthode permet notamment la détection des phénomènes de fusion ou scission des tourbillons, intègre une fonction de coût ne dépendant pas de valeurs arbitraires, et est appliquée sans seuil d'amplitude. Ceci permet la prise en compte de tous les tourbillons, et l'amélioration de la reconstruction des trajectoires en réduisant les sauts aberrants en temps ou en espace.

Les données acquises par les profileurs Argo ont été traitées et validées afin de fournir un jeu de données homogènes et robustes. Les profils réalisés par les profileurs Argo dans ou hors des tourbillons sont répartis de manière similaire dans les quatre EBUS (~20 % dans des AEs, ~20 % dans les CEs, et ~60 % OEs), avec une bonne couverture spatiale, excepté dans le Nord du BENUS où le nombre de profils est moindre. La construction des anomalies a permis de mettre en évidence un biais froid dans la climatologie standard CARS, qui est réduit dans la climatologie Argo-only.

L'utilisation d'une moyenne locale, construite à partir de profils acquis à moins de 200 km et ± 30 jours du profil considéré, génère des anomalies moyennes hors tourbillons très proches de zéro, ce qui indique une prise en compte correcte des caractéristiques à grande échelle, qui est nécessaire pour décrire de manière non biaisée les anomalies de température et de salinité contenues dans les tourbillons. Le nombre conséquent de profils disponibles permet une analyse robuste des caractéristiques thermohalines générales des quatre EBUS et des différents types de tourbillons qui y coexistent, réalisée en utilisant une méthode de classification hiérarchique.

Bien que les jeux de données utilisés dans cette thèse fournissent des informations exceptionnelles, nous verrons par la suite que les produits altimétriques ou l'échantillonnage des profileurs Argo comportent des limitations, notamment par leur résolution spatio-temporelle insuffisante, ce qui engendre une description non complète des phénomènes étudiés.

Chapitre 3 : Description régionale des tourbillons dans chacun des EBUS

Comme nous l'avons vu dans le chapitre précédent, la détection des tourbillons se fait sans seuil d'amplitude. Il en résulte un nombre très important de tourbillons détectés, ce qui permet la description statistique de leurs rayons et amplitudes. La constitution des trajectoires ramène le nombre d'objets étudiés à des dimensions raisonnables, et permet d'en décrire les caractéristiques physiques en fonction de leur durée de vie. Il est également intéressant de comparer le jeu total de tourbillons détectés et suivis avec ceux qui ont été échantillonnés par les profileurs Argo, notamment pour estimer si l'échantillonnage des profileurs Argo est bien représentatif de l'ensemble des tourbillons détectés par altimétrie. Le nombre de profils de température et salinité acquis dans les tourbillons permet d'étudier les caractéristiques moyennes des tourbillons présents dans chaque région.

Ce chapitre analyse simultanément les caractéristiques des tourbillons présents dans les quatre EBUS. Une première partie propose une description des caractéristiques physiques de surface des tourbillons, en s'intéressant d'une part à tous les tourbillons identifiés sur la période étudiée, et d'autre part aux résultats obtenus suite à la construction des trajectoires. Une seconde partie de ce chapitre décrit la structure verticale des tourbillons échantillonnés par les profileurs Argo, en moyenne sur chaque grande région puis plus localement dans des sous régions de $5^\circ \times 5^\circ$, afin d'estimer les variations spatiales de ces structures et leur lien avec les caractéristiques à grande échelle (front, masses d'eau, etc.). Finalement, une troisième partie propose d'estimer le rôle respectif de 2 processus clef (l'advection isopycnale et le déplacement vertical de la colonne d'eau) sur les structures verticales observées dans les tourbillons..

3.1. Caractéristiques de surface

3.1.1. Analyse statique

3.1.1.1. Nombre, fréquence et polarité des tourbillons détectés

Sur les 10 ans de cartes altimétriques quotidiennes analysées (Janvier 2000 – Décembre 2010), l'algorithme détecte entre ~644000 tourbillons pour le BENUS et ~838000 tourbillons pour le CALUS (Tableau 4). La répartition entre cyclones et anticyclones dans chaque région est équilibrée, les cyclones constituant en moyenne entre les quatre EBUS $49,8 \pm 0,6$ % du nombre total de tourbillons détectés, contre $51,2 \pm 0,6$ % pour les anticyclones. Le nombre de tourbillons échantillonnés par les profileurs Argo est en comparaison très faible, avec moins de 1 % des tourbillons détectés qui sont échantillonnés. Cependant, comme nous l'avons vu au chapitre précédent, chaque EBUS a été échantillonné de manière homogène par rapport au jeu de profils disponibles, avec 18,5 % des profils réalisés dans les anticyclones et 18 % dans les cyclones (63,5 % des profils étant en dehors des tourbillons détectés).

Il faut donc garder à l'esprit que les résultats présentés dans ce manuscrit traitant des tourbillons échantillonnés par les profileurs Argo ne sont représentatifs que d'une minorité des tourbillons.

<i>Nombre de tourbillons</i>		PCUS	CALUS	CANUS	BENUS
AEs	Total	383008	420017	386346	318025
	Échantillonnés	2317	2765	1921	1246
CEs	Total	373241	418112	376539	326313
	Échantillonnés	2067	2699	1999	1131

Tableau 4: Nombre de tourbillons détectés et échantillonnés par les profileurs Argo dans chaque EBUS

La Figure 3.1 présente la fréquence des tourbillons anticycloniques et cycloniques, c'est à dire le pourcentage de temps qu'a passé chaque point de grille dans un tourbillon au cours des 10

années d'études, ceci pour le jeu total de tourbillons identifiés. La fréquence des tourbillons diminue légèrement dans les régions proches de l'équateur, indépendamment du sens de rotation, ce qui concorde avec la Figure 5 de *Chelton et al.* [2011] ou la figure 2 de *Chaigneau et al.* [2009]. La vitesse de propagation des tourbillons étant plus élevée aux faibles latitudes [*Chaigneau et al.*, 2009], la probabilité pour les points de grille d'être dans un tourbillon diminue. En moyenne dans chaque EBUS, 30 % du temps est passé dans un tourbillon.

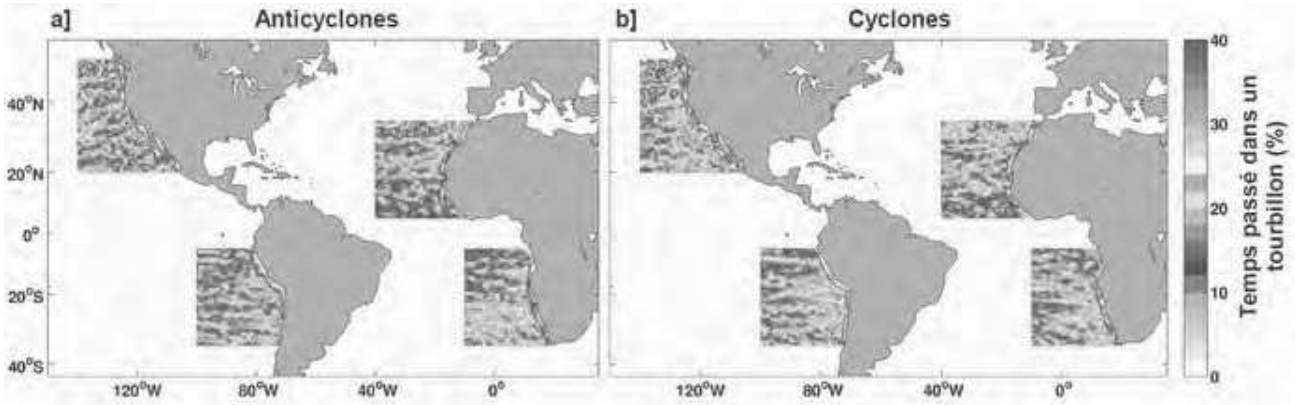


Figure 3.1: Fréquence des tourbillons a) anticycloniques et b) cycloniques de Janvier 2000 à Décembre 2010.

La figure Figure 3.2 représente la distribution de la polarité moyenne sur la période étudiée. La polarité est la probabilité, lorsqu'un point de grille est dans un tourbillon, d'être dans un tourbillons anticyclonique (polarité > 0) ou cyclonique (polarité < 0). Elle est calculée à partir de la fréquence des tourbillons anticycloniques (F_{AES}) et cycloniques (F_{CES}) :

$$Polarité = \frac{F_{AES} - F_{CES}}{F_{AES} + F_{CES}} \quad (4)$$

Dans le PCUS, la fréquence associée aux tourbillons anticycloniques est plus importante au Sud du Chili le long de la côte, ainsi que dans la partie Sud-Ouest de cet EBUS, où se trouve le front subtropical. La fréquence cyclonique est au contraire plus élevée le long de la côte au Nord de 20°S ainsi qu'au large du Chili central, et s'étend plus à l'Ouest que pour les anticyclones. Cette distribution est également visible sur la polarité (Figure 3.2) et concorde avec ce qui était observé par *Chaigneau et al.* [2009]. La polarité montre une alternance claire entre 5°S et 10°S, correspondant à des bandes de fréquences anticyclonique (Figure 3.2a) et cyclonique (Figure 3.2b).

Dans le CALUS, la fréquence anticyclonique est relativement homogène entre la côte et le large, alors que les cyclones sont plus fréquemment observés à l'Est de $\sim 120 - 130^\circ W$ et au

Sud de 30°N (Figure 3.1). La polarité montre qu'entre 30°N et 40°N, les anticyclones dominent immédiatement à la côte (Figure 3.2). Au Nord de 45°N, les fréquences observées sont faibles, et la polarité résultante ne montre pas de motif particulier.

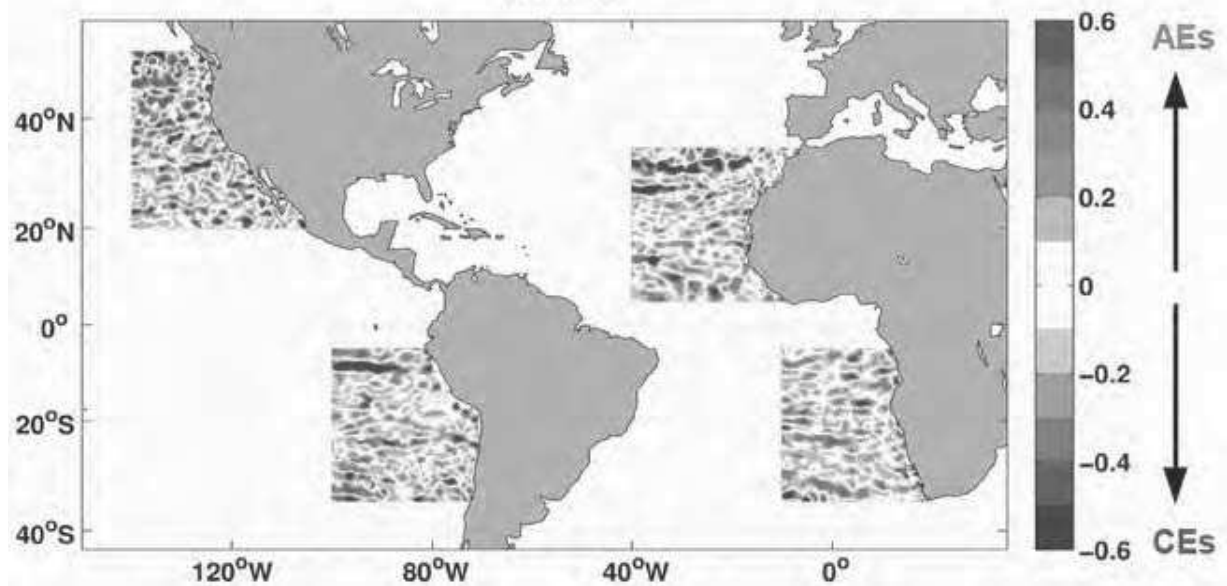


Figure 3.2 : Polarité des tourbillons. La couleur rouge correspond à la domination des anticyclones et la couleur bleue à la domination des cyclones

Dans le CANUS, la Zone Frontale du Cap Vert sépare la zone Nord de la région, où les tourbillons sont fréquemment observés, de la zone Sud, où la fréquence des tourbillons diminue (Figure 3.1). L'archipel de Canaries (29°N) et les îles du Cap Vert (16°N) correspondent à de fortes fréquences tant cyclonique qu'anticyclonique, et la polarité ne montre pas de préférence claire. La bande côtière entre ces deux latitudes est dominée par les anticyclones (Figure 3.2). Vers ~30°N, on observe une bande anticyclonique encadrée de part et d'autre par des bandes cycloniques, visibles à la fois en fréquence et en polarité (Figure 3.2). Ces deux bandes cycloniques (27°N et 32°N) ainsi qu'une troisième centrée à 17°N avaient également été observées par *Chaigneau et al.* [2009].

La fréquence au Nord de 15°N dans le BENUS (constituant le système de courants d'Angola) est assez faible par rapport à la partie Sud (Figure 3.1). On peut noter à 15°S la forte présence d'anticyclones, qui correspond à la cellule d'upwelling de Cap Frio. La fréquence cyclonique est plus élevée à l'Est de 0° (Figure 3.1b), mais la polarité est majoritairement anticyclonique immédiatement à la côte (Figure 3.2) au Sud de 15°S. Au Sud de 25°S, on note une bande anticyclonique inclinée vers le Nord-Ouest, probablement liée à la présence des Anneaux des Aiguilles transitant dans l'Océan Atlantique selon cet axe préférentiel [*Matano and*

Beier, 2003a].

L'étude de *Chaigneau et al.* [2009], qui considère les tourbillons ayant une amplitude de plus de 2 cm et une durée de vie de plus de 35 jours, présente pour la polarité une tendance similaire dans les 4 systèmes d'upwelling à celle présentée sur la Figure 3.2. L'analyse faite en intégrant les tourbillons de faible amplitude et en utilisant des cartes quotidiennes de SLA sur une période plus courte ne semble donc pas modifier significativement la distribution générale des tourbillons. On peut également noter que dans chaque EBUS, la fréquence et la polarité peuvent être bruitées, ou montrer une organisation en bandes d'alternance anticyclonique/cyclonique plus ou moins zonales. Cette particularité avait été observée par *Chelton et al.* [2011] et la propagation des tourbillons selon des chemins préférentiels pourraient donc être responsables de la présence de striations visibles dans les champs de vitesse, interprétées comme des jets quasi-zonaux [*Maximenko et al.*, 2005; *Schlx and Chelton*, 2008; *Buckingham and Cornillon*, 2013].

3.1.1.2. Distribution du rayon et de l'amplitude

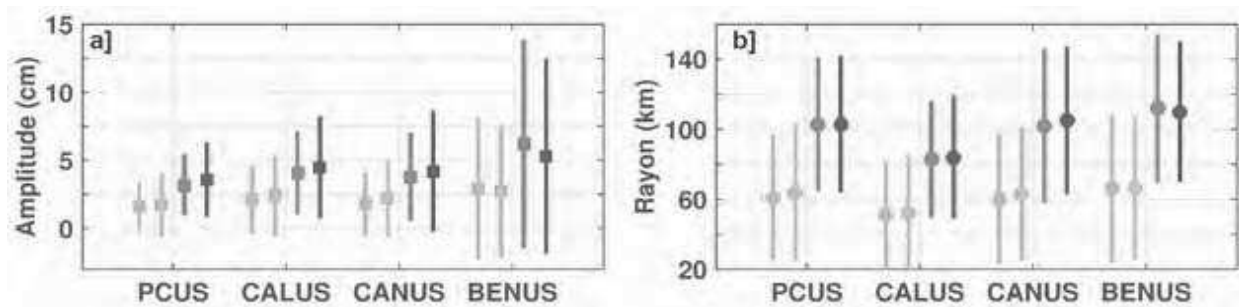


Figure 3.3: **a)** Amplitudes et **b)** Rayons moyens pour les quatre EBUS. Les barres d'erreur correspondent aux déviations standards dans chaque EBUS. Les symboles oranges (cyan, respectivement) correspondent à l'ensemble des AEs (CEs) identifiés, tandis que les symboles rouges (bleus) correspondent aux AEs (CEs) échantillonnés par les profileurs Argo. On note que les profileurs Argo ont tendance à échantillonner des tourbillons plus grands et plus amples.

Le choix de ne pas fixer de seuil minimum d'amplitude lors de la détection des tourbillons impose dans nos statistiques un nombre important de tourbillons de faibles amplitudes et de petits rayons. Ainsi, l'amplitude moyenne du jeu total des tourbillons détectés sur les cartes altimétriques varie de $1,6 \pm 1,7$ cm pour les AEs du PCUS à $2,9 \pm 5,1$ cm pour les AEs du BENUS (Figure 3.3a). Par contre, pour chaque EBUS, on note que les amplitudes moyennes des tourbillons échantillonnés par des profileurs Argo varient de $3,2 \pm 2,1$ cm pour les AEs du PCUS

à $6,2 \pm 7,5$ cm pour les AEs du BENUS. Les AEs et les CEs de chaque EBUS ont des amplitudes moyennes relativement similaires, légèrement plus élevées pour les CEs, sauf dans le cas du BENUS où les AEs ont une amplitude plus forte.

Les rayons moyens pour la totalité des tourbillons détectés varient de 51 ± 30 km pour les AEs du CALUS à 66 ± 40 km pour les AEs et les CEs du BENUS (Figure 3.3b). A nouveau, les tourbillons échantillonnés par les profileurs Argo ont des rayons significativement plus grands, compris entre ~ 85 km pour les AEs du CALUS et ~ 140 km pour les AEs du BENUS. Comme pour l'amplitude, les rayons des CEs sont en moyenne légèrement plus grands que ceux des AEs, sauf dans le BENUS. Les tourbillons du BENUS ont les plus fortes amplitudes et les plus grands rayons moyens. Le PCUS et le CANUS ont des tourbillons ayant des amplitudes et rayons proches. Les tourbillons du CALUS ont en moyenne les plus petits rayons, mais leurs amplitudes sont plus fortes que celles présentes dans le PCUS et le CANUS.

Les tourbillons échantillonnés sont donc significativement plus grands que l'ensemble des tourbillons détectés, et le sens de rotation ne conditionne ni l'amplitude, ni le rayon de ces tourbillons.

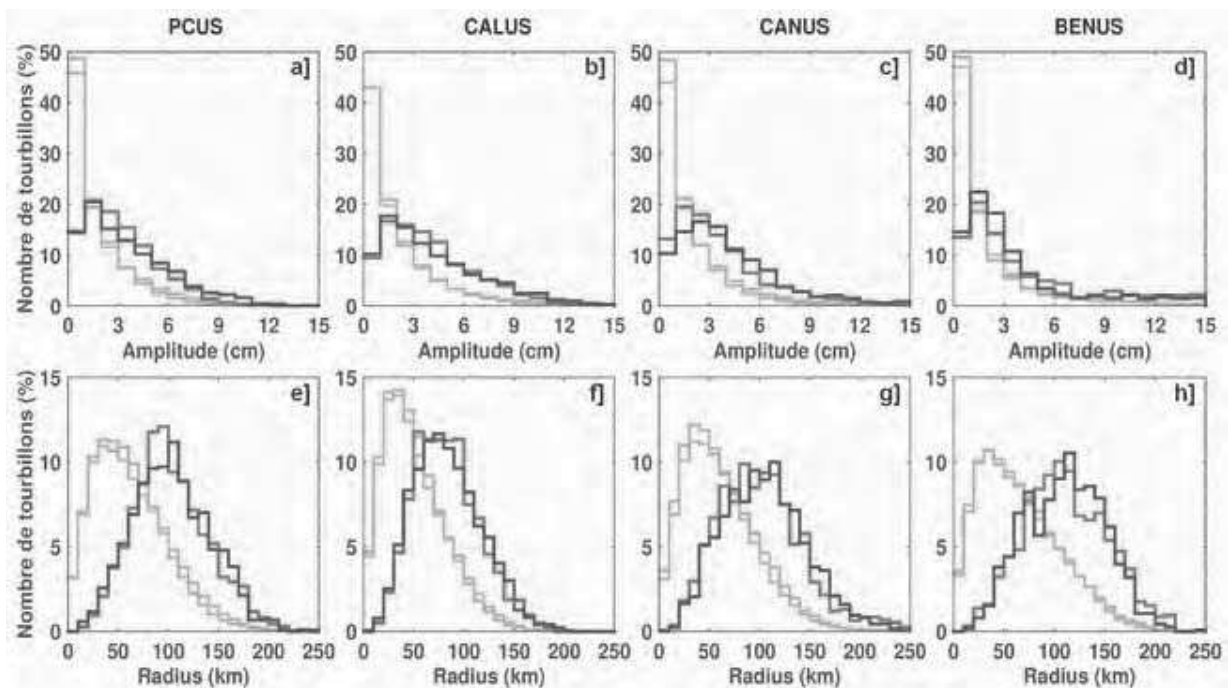


Figure 3.4: Histogrammes de la répartition des amplitudes (a-d) et des rayons (e-h) des tourbillons observés dans les quatre EBUS. Les lignes oranges (cyans, respectivement) correspondent à l'ensemble des AEs (CEs) identifiés, tandis que les lignes rouges (bleues) correspondent aux AEs (CEs) échantillonnés par les profileurs Argo.

La Figure 3.4 présente pour chaque EBUS le pourcentage de tourbillons par classes d'amplitudes de 1 cm (Figure 3.4a-d) et classes de rayons de 10 km (Figure 3.4e-h). On note que 40 – 50 % des tourbillons identifiés ont une amplitude inférieure à 1 cm (Figure 3.4a-d, orange et cyan), en dessous de la précision altimétrique [Ducet *et al.*, 2000b; Dibarboure *et al.*, 2011], et donc qu'ils peuvent être des artefacts dus à la construction de la SLA ou à l'algorithme de détection. De plus, la distribution des rayons moyens montre pour les quatre EBUS un maximum autour de 40 km (Figure 3.4e-h, orange et cyan), ~50 % des tourbillons ayant un rayon strictement inférieur à 40km. La quantification du nombre de tourbillons de petites dimensions est une information importante, les études antérieures excluant les petites échelles lors de la détection par des critères de sélection basés sur l'amplitude et le rayon. L'ensemble des tourbillons étudiés dans cette thèse a donc des caractéristiques de surface moyennes plus faibles que les autres études.

Au contraire, les tourbillons échantillonnés par les profileurs Argo ont des rayons et amplitudes moyennes deux fois plus importants que l'ensemble des tourbillons détectés (Figure 3.3, rouge et bleu). Ainsi, les amplitudes inférieures à 1 cm ne représentent plus que 10 – 15 % des tourbillons échantillonnés (Figure 3.4a-d, rouge et bleu). De même, la distribution des rayons des tourbillons échantillonnés est largement déplacée vers de plus fortes valeurs (Figure 3.4e-f, rouge et bleu), avec seulement de 8 % (15 % pour le CALUS) des tourbillons ayant un rayon inférieur à 40 km. Il est important de noter que les latitudes plus élevées du CALUS (20 – 50°N) par rapport aux latitudes des autres EBUS (5 – 35°) entraînent une diminution des rayons dans cette région. En effet le rayon de déformation de Rossby est compris entre 20 et 50 km dans le CALUS, contre 30 – 100 km dans les autres EBUS [Chelton *et al.*, 1998].

La précision des cartes altimétriques permet de caractériser les structures de plus d'un centimètre d'amplitude et ayant une échelle supérieure à 150 km (soit des tourbillons d'au moins 70 km de rayon) [Ducet *et al.*, 2000b; Chelton *et al.*, 2007, 2011; Lambin *et al.*, 2010; Dibarboure *et al.*, 2011]. Cela amène un questionnement quant à la robustesse des tourbillons que nous avons détectés, en moyenne ayant une échelle horizontale comprise entre 100 et 130 km. De par leurs faibles dimensions, ces structures pourraient être des artefacts. Cette information est importante et pourrait être comparée au nouveau produit altimétrique quotidien distribué en 2014 par AVISO, qui a une meilleure représentation des petites échelles [SSALTO/Duacs, 2014], dans le but de séparer avec efficacité les artefacts des tourbillons réels de faibles dimensions. Le jeu de

tourbillons échantillonnés ne représente qu'une faible partie des tourbillons détectés, et montre des caractéristiques de surface bien plus grandes. Ce jeu de données est donc moins susceptible de contenir des artefacts dus à la résolution des cartes altimétriques ou à notre algorithme de détection.

3.1.2. Analyse dynamique

Les tourbillons étant des structures évoluant dans le temps et l'espace, il est important de reconstruire leurs trajectoires. De plus, on s'attend à ce que les tourbillons de faibles tailles et amplitudes détectés par l'algorithme d'identification soient rarement associés à de longues trajectoires, car ils ne sont a priori pas robustes et cohérents, et se déplaceront donc peu. Comme vu dans le Chapitre 2, notre analyse sépare les trajectoires de moins de 30 jours (tourbillons de "courtes durées de vies") de celles de plus de 30 jours (tourbillons de "longues durées de vies"). Il semble raisonnable de penser que les trajectoires ayant une durée de vie inférieure à 30 jours regrouperont les possibles artefacts, ainsi que les tourbillons de faible intensité pouvant facilement se dissiper. De plus, les tourbillons bien développés sont susceptibles de transporter de l'eau entre le moment de leur formation et leur dissipation, sous condition que leur vitesse de rotation soit supérieure à leur vitesse de translation. Les tourbillons de courte durée de vie auront un impact potentiel local alors que les trajectoires longues participeront au mélange à grande échelle.

Nous rappelons que les trajectoires dites "secondaires" sont des trajectoires qui fusionnent avec une trajectoire plus ancienne, dite "principale". La durée de vie des trajectoires secondaires est considérée entre le départ de la trajectoire et sa jonction avec la trajectoire principale

3.1.2.1. Nombre et génération des trajectoires

Le nombre total de trajectoires identifiées varie entre 25000 et 30000 pour chacun des EBUS, avec une répartition à nouveau égale entre les tourbillons cycloniques et anticycloniques (Tableau 5). Environ ~80 % de ces trajectoires (principales et secondaires) sont de courtes durées de vie (inférieures à 30 jours) et seulement ~20 % durent plus de 30 jours. Parmi ces trajectoires de longues durées de vie, 85 % représentent des trajectoires principales et 15 % des trajectoires secondaires.

<i>Nombre total de trajectoires</i>		PCUS	CALUS	CANUS	BENUS
AEs	Total	13395	14591	16657	13272
	Principales < 30 jours	7397	7600	9639	8158
	Secondaires < 30 jours	3135	3925	3943	2583
	Principales ≥ 30 jours	2446	2515	2666	2308
	Secondaires ≥ 30 jours	417	551	409	223
CEs	Total	12691	14538	15111	13101
	Principales < 30 jours	7071	7858	8989	7826
	Secondaires < 30 jours	2805	3634	3257	2677
	Principales ≥ 30 jours	2422	2559	2500	2297
	Secondaires ≥ 30 jours	393	487	365	301

Tableau 5: Nombre total de trajectoires anticycloniques (AEs) et cycloniques (CEs) construites dans chaque EBUS en considérant leur durée de vie (inférieure ou supérieure à 30 jours) et leur statut (principales ou secondaires)

Les trajectoires échantillonnées par les flotteurs Argo représentent une très faible partie (2 – 4 %) du nombre total de trajectoires identifiées (Tableau 5 et Tableau 6). Environ 80 % des trajectoires échantillonnées correspondent cette fois à des trajectoires principales de plus de 30 jours (Tableau 6). Les trajectoires principales ou secondaires de courtes durées de vie sont au contraire relativement peu échantillonnées par les profileurs Argo.

Le nombre de trajectoires principales courtes échantillonnées est donc trop faible pour pouvoir étudier avec robustesse la structure verticale de ces tourbillons et leur évolution temporelle. Le nombre de trajectoires secondaires échantillonnées est également trop faible pour pouvoir étudier le possible mélange se produisant à la jonction de deux tourbillons.

<i>Nombre de trajectoires échantillonnées</i>		PCUS	CALUS	CANUS	BENUS
AEs	Total	534	488	571	342
	Principales < 30 jours	55	34	77	28
	Secondaires < 30 jours	28	28	27	19
	Principales ≥ 30 jours	410	366	436	275
	Secondaires ≥ 30 jours	41	60	31	20
CEs	Total	488	476	491	312
	Principales < 30 jours	55	37	63	24
	Secondaires < 30 jours	30	14	29	14
	Principales ≥ 30 jours	421	407	424	250
	Secondaires ≥ 30 jours	37	53	38	24

Tableau 6: Nombre total de trajectoires anticycloniques (AEs) et cycloniques (CEs) ayant été échantillonnées par un profileur Argo. Le nombre de trajectoires secondaires présenté correspond aux trajectoires secondaires ayant été échantillonnées avant leur jonction avec leur trajectoire principale.

La Figure 3.5 présente la distribution spatiale des zones de génération de l'ensemble des trajectoires, sans seuil sur la durée de vie. Dans chaque EBUS, les tourbillons sont majoritairement générés le long des côtes, avec de légères différences entre anticyclones et cyclones. La génération côtière peut être liée à plusieurs mécanismes notamment le cisaillement vertical des courants, la présence de baies ou de caps, le propagation d'ondes piégées à la côte, etc.

Dans le PCUS, plus d'anticyclones sont générés le long de la côte au Sud de 20°S, tandis que les cyclones sont générés tout le long de la côte de l'Amérique du Sud de manière homogène. Au large, relativement peu de tourbillons sont générés, excepté entre 5°S et 15°S, où s'écoule le courant Sud Equatorial, et où le cisaillement vertical avec les Tsushiya jets peut potentiellement être important (Figure 1.10).

Dans le CALUS, la bande côtière comprise entre 32 et 40°N est également fortement favorable à la génération de tourbillons, en particulier anticycloniques, potentiellement liée à la présence de

nombreux caps dans cette zone et au cisaillement vertical côtier. Un nombre important de tourbillons est également généré entre deux caps prononcés de Basse Californie, Punta Eugenia (27°N) et Punta Baja (30°N). La zone située au Nord de 42°N est fortement génératrice, au large comme à la côte.

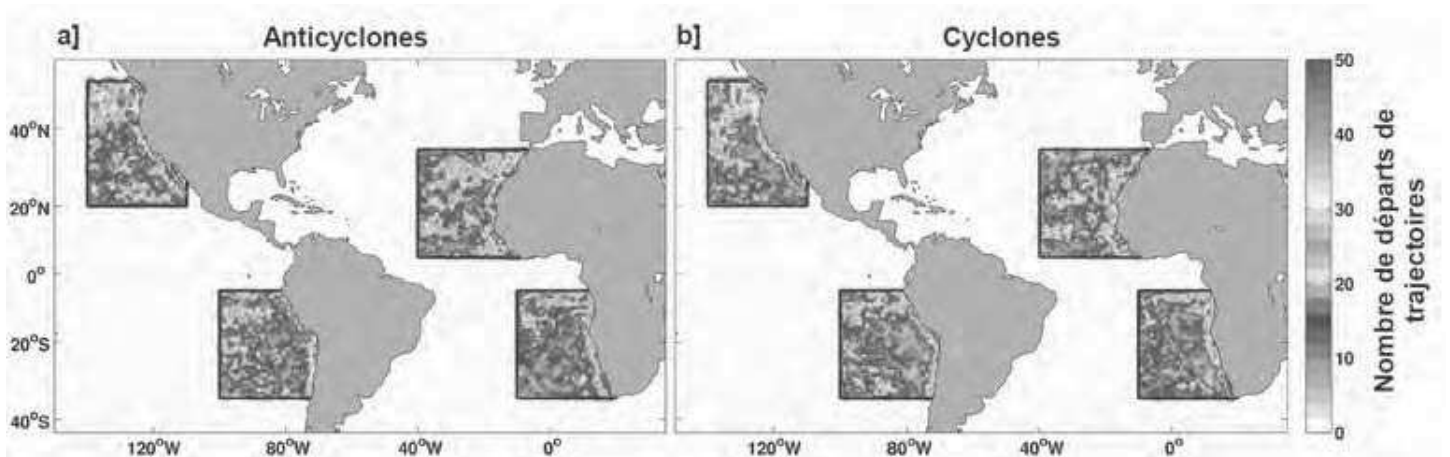


Figure 3.5: Nombre tourbillons générés par grille de 1°x1° pour **a)** les trajectoires anticycloniques et **b)** les trajectoires cycloniques. Aucun seuil sur la durée de vie n'a été appliqué.

Dans le CANUS, la zone côtière est à nouveau source de nombreux tourbillons, tant anticycloniques que cycloniques. La présence des archipels des Canaries et du Cap Vert favorise grandement la génération de tourbillons (Figure 3.5). On peut remarquer que les frontières Nord (30 – 35°N) et Sud (5 – 10°N) de cet EBUS génèrent relativement peu de tourbillons, en particulier cycloniques.

Dans le BENUS, les cellules d'upwelling les plus actives sont propices à la formation de tourbillons (Figure 3.5), avec Cap Frio (15°S), Lüderitz (27°S), Namaqua (31°S) Cap Columbine (33°S) et Cap Point (34°S). Au Nord de 15°S, la zone côtière génère plus de cyclones que d'anticyclones, alors qu'au Sud de 15°, le nombre d'anticyclones formés est plus grand.

Il est intéressant de noter que les zones de générations préférentielles des trajectoires, sans critère de sélection sur la durée de vie ou l'amplitude, concordent majoritairement avec les résultats obtenus par *Chaigneau et al.* [2009], qui sélectionnait les tourbillons d'amplitude supérieure à 1 cm et ayant des durées de vies supérieures ou égales à 35 jours. Ces zones correspondent à la bande côtière, aux îles et à la présence de fronts, connus pour favoriser la déstabilisation des courants et du vent [*Batteen, 1997; Kelly et al., 1998; Barth et al., 2000; Barton et al., 2000; Strub and James, 2000; Basterretxea et al., 2002; Castelao and Barth, 2007;*

Sangrà et al., 2007; Piedeleu et al., 2009; Meunier et al., 2010] Les zones de génération qui sont plus au large, comme entre 5 – 15°S dans le BENUS et au Nord de 42°N dans le CALUS (Figure 2.5) comportent également un grand nombre de terminaisons de tourbillons (non montré). Ceci suggère que les trajectoires qui sont générées dans ces zones ont une durée de vie probablement courte et donc n'ont pas été comptabilisées dans l'étude de *Chaigneau et al.* [2009]. En effet, les zones côtières sont fortement génératrices des trajectoires de plus de 30 jours, tant cycloniques qu'anticycloniques.

3.1.2.2. Evolution des propriétés en fonction de la durée de vie

La durée de vie moyenne de l'ensemble des trajectoires est de l'ordre de 1 à 2 mois, tandis que celle des trajectoires de longues durées de vie (supérieures à 30 jours) est de 4 à 5 mois (Tableau 5). Au contraire, les trajectoires échantillonnées par les profileurs Argo ont en moyenne des durées de vie bien plus longues (entre 7 et 11 mois, Tableau 5).

<i>Durée de vie moyenne (mois)</i>		PCUS	CALUS	CANUS	BENUS
Jeu total des trajectoires					
AEs	Total	1,4 ± 3,5	1,4 ± 3,4	1,0 ± 2,5	1,0 ± 2,5
	≥ 30 jours	4,7 ± 5,9	4,8 ± 5,6	3,8 ± 4,3	3,8 ± 4,3
CEs	Total	1,3 ± 3,1	1,3 ± 3,2	1,1 ± 2,9	1,1 ± 2,6
	≥ 30 jours	4,4 ± 5,0	4,5 ± 5,2	4,3 ± 5,0	4,0 ± 4,5
Jeu des trajectoires échantillonnées par les profileurs Argo					
AEs	Total	6,5 ± 7,7	9,9 ± 8,9	6,4 ± 6,8	7,3 ± 6,7
	≥ 30 jours	7,3 ± 7,9	10,8 ± 8,8	7,4 ± 6,9	7,9 ± 6,8
CEs	Total	6,6 ± 7,2	9,0 ± 7,9	6,8 ± 7,0	7,9 ± 6,9
	≥ 30 jours	7,5 ± 7,3	9,7 ± 7,8	7,8 ± 7,0	8,6 ± 6,8

Tableau 7: Durée de vie moyenne (en mois) et déviation standard pour l'ensemble des trajectoires principales et pour celles échantillonnées par les profileurs Argo.

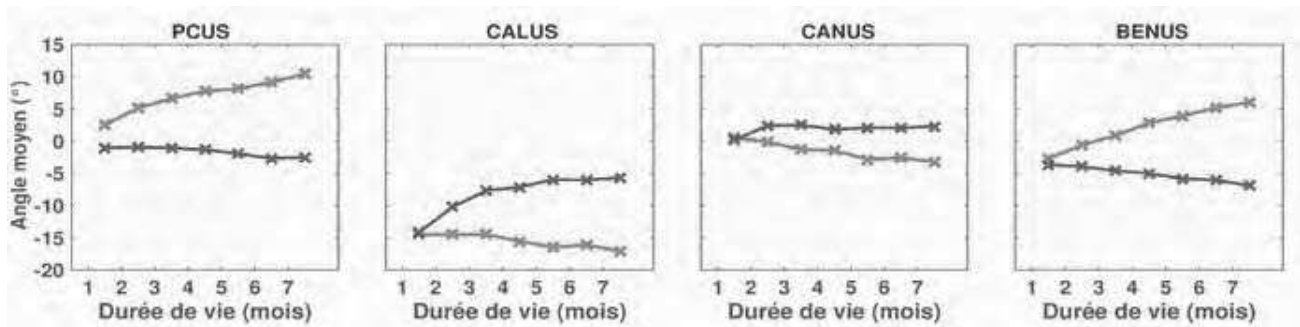


Figure 3.6: Évolution de l'angle moyen par rapport à l'Ouest entre la position finale et la position initiale des trajectoires anticycloniques (rouge) et cycloniques (bleu) en fonction de leurs durées de vies, pour chaque EBUS.

Au cours de leur trajet, les trajectoires se dirigent majoritairement vers l'Ouest, mais peuvent également être déviées vers le Nord ou le Sud. Cette déviation est à relier à l'effet β (modification méridienne du paramètre de Coriolis) et aux changements de vorticité planétaire et relative qu'il entraîne [Cushman-Roisin *et al.*, 1990; Cushman-Roisin and Beckers, 2011] comme évoqué dans le Chapitre 1. La Figure 3.6 montre l'angle moyen des trajectoires par rapport à l'Ouest, entre leurs positions finales et initiales, en fonction de leurs durées de vie. Un angle positif indique une déflexion vers le Nord-Ouest alors qu'un angle négatif est synonyme d'une déflexion vers le Sud-Ouest. Le PCUS, le CANUS et le BENUS suivent la déviation attendue, à savoir une déflexion vers l' quateur pour les anticyclones, et vers le pôle pour les cyclones. Plus les trajectoires sont longues, plus l'angle est important, particulièrement dans le cas des anticyclones. Le CALUS montre par contre une déflexion vers l' quateur, à la fois pour les cyclones et les anticyclones. Ce résultat est en accord avec l'étude de Morrow *et al.* [2004], qui notait également pour les cyclones une absence de déplacement clair vers le pôle. En général, les cyclones que nous considérons sont cependant moins déviés vers l' quateur que les anticyclones. Cette déflexion générale vers l' quateur pourrait être due à la présence du courant de surface de Californie, qui transporte de l'eau vers le Sud sur une largeur de 1000 km environ. La force du courant pourrait expliquer l'advection des tourbillons préférentiellement vers l' quateur en s'opposant à l'auto-advection induite par l'effet β .

Si le nombre de trajectoires de durée de vie inférieure à 30 jours est beaucoup plus important que les trajectoires plus longues, la Figure 3.7 met en évidence que plus la durée de vie augmente, plus les rayons et amplitudes associés augmentent également, même dans le cas du

CALUS où les tourbillons ont des rayons plus faibles que dans les autres EBUS. La vitesse de translation des tourbillons décroît de manière similaire quand la durée de vie augmente pour le BENUS, le CANUS et le PCUS, passant de 9-10 km/jour pour les trajectoires de moins d'un mois à 5-6 km/jour pour les trajectoires de 7 mois et plus. Au contraire, les tourbillons du CALUS se déplacent en moyenne à vitesse constante (4,5 – 5 km/jour) quelle que soit la durée de vie.

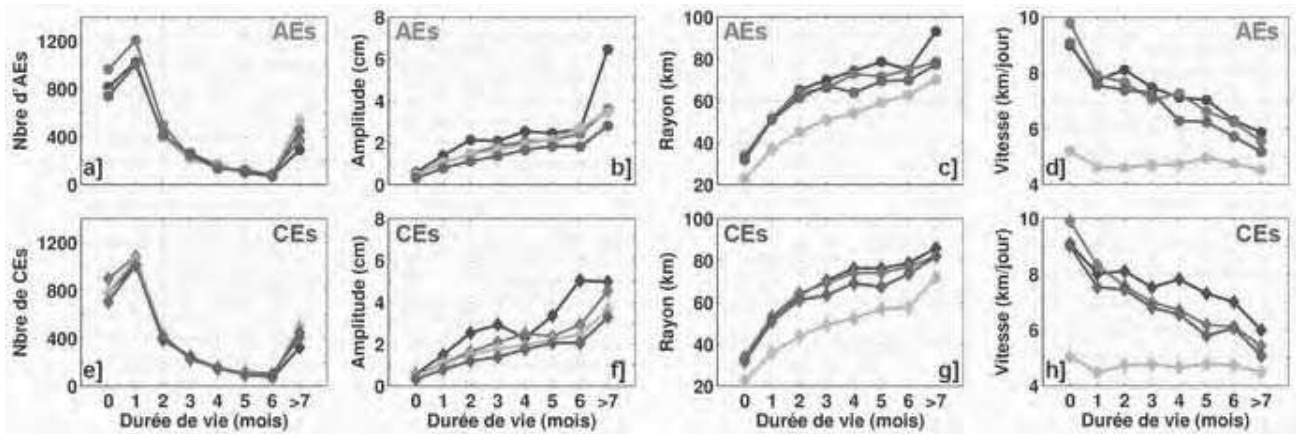


Figure 3.7: a, e] Nombre, b, f] amplitude, c, g] rayon et d, h] vitesse de déplacement obtenus en moyenne pour les trajectoires anticycloniques et cycloniques en fonction de leur durée de vie, pour le PCUS (rouge), le CALUS (jaune), le CANUS (bleu ciel) et le BENUS (bleu foncé). Notez que le nombre de trajectoires durant moins d'un mois a été divisé par 10 sur le graphique.

3.1.2.3. Distribution des amplitudes et rayons

La Figure 3.8a-d montre que ~90 % (95 % pour le PCUS) des trajectoires de moins de 30 jours, échantillonnées ou non par les profileurs Argo, sont constituées de tourbillons dont l'amplitude est inférieure à 1 cm. Bien que des tourbillons de faibles amplitudes puissent également former des trajectoires de longues durée de vie, ~70 % des trajectoires non échantillonnées de plus de 30 jours ont des amplitudes supérieures à 1 cm (Figure 3.9a-d, cyan et orange). Ce pourcentage augmente légèrement pour les trajectoires de longue durée de vie échantillonnées par les profileurs Argo (Figure 3.9e-h, bleu et rouge). Sur les 4 EBUS, l'amplitude moyenne des trajectoires courtes est ainsi de $0,7 \pm 0,7$ cm, très en dessous de la moyenne obtenue pour les trajectoires de plus de 30 jours, échantillonnées ($3,6 \pm 3,6$ cm) ou non ($3,0 \pm 3,6$ cm).

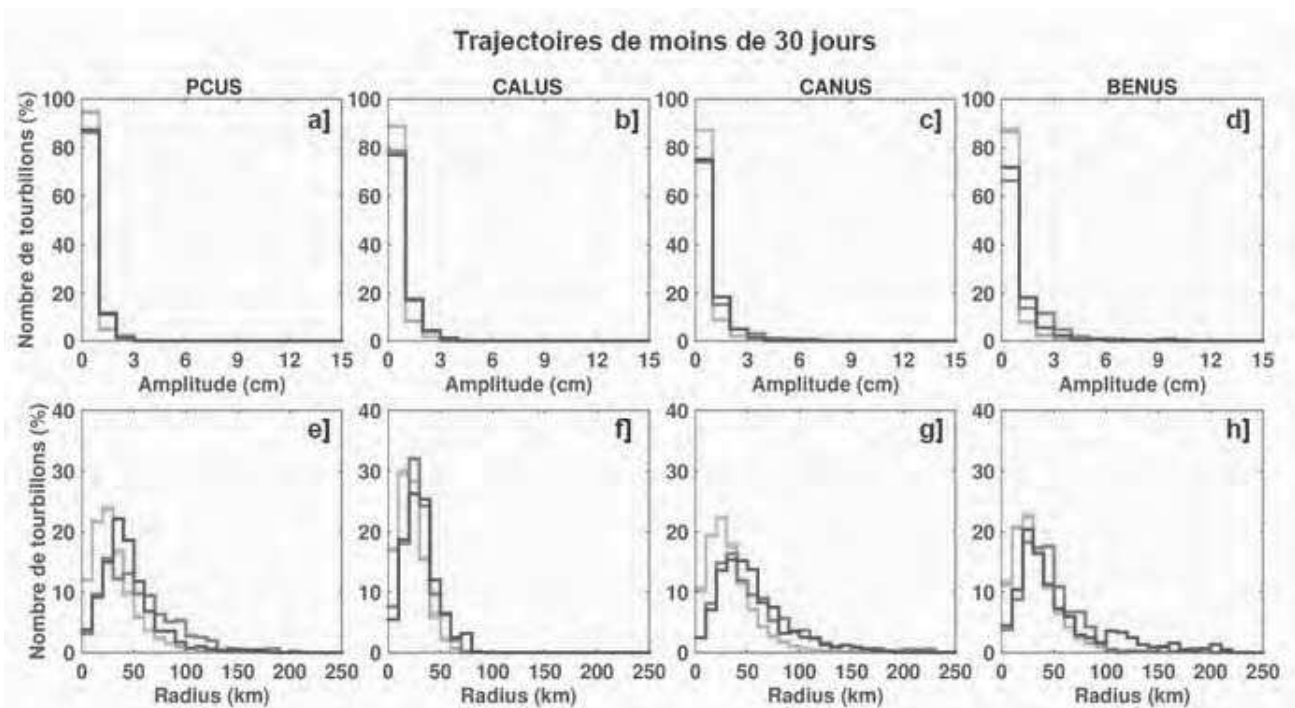


Figure 3.8: **a-d]** Répartition des amplitudes et **e-h]** des rayons des tourbillons constituant les trajectoires de moins de 30 jours. Les lignes oranges (cyan, respectivement) correspondent à tous les AEs (CEs) identifiés. Les lignes rouges (bleues) correspondent aux AEs (CEs) échantillonnés par les profilers Argo et sont données à titre indicatif, le nombre de trajectoires concernées étant trop faible.

Similairement, la Figure 3.8e-h montre que 85 % (95 % pour le CALUS) des tourbillons constituant les trajectoires de moins de 30 jours ont des rayons inférieurs à 40 km. Les trajectoires de plus de 30 jours ont une répartition des rayons déplacée vers des valeurs plus hautes, avec 70 % des tourbillons ayant un rayon supérieur à 40 km (60 % pour le CALUS) (Figure 3.9e-h, cyan et orange). Ceci est d'autant plus marqué pour les trajectoires longues échantillonnées, avec 80 % des rayons supérieurs à 40 km (70 % pour le CALUS) (Figure 3.9e-h, bleu et rouge). Le rayon obtenu en moyenne dans les 4 EBUS pour les trajectoires de moins de 30 jours est de 35 ± 20 km, une valeur à nouveau faible par rapport aux rayons moyens des trajectoires longues (60 ± 35 km pour l'ensemble des trajectoires, 80 ± 35 km pour les trajectoires échantillonnées).

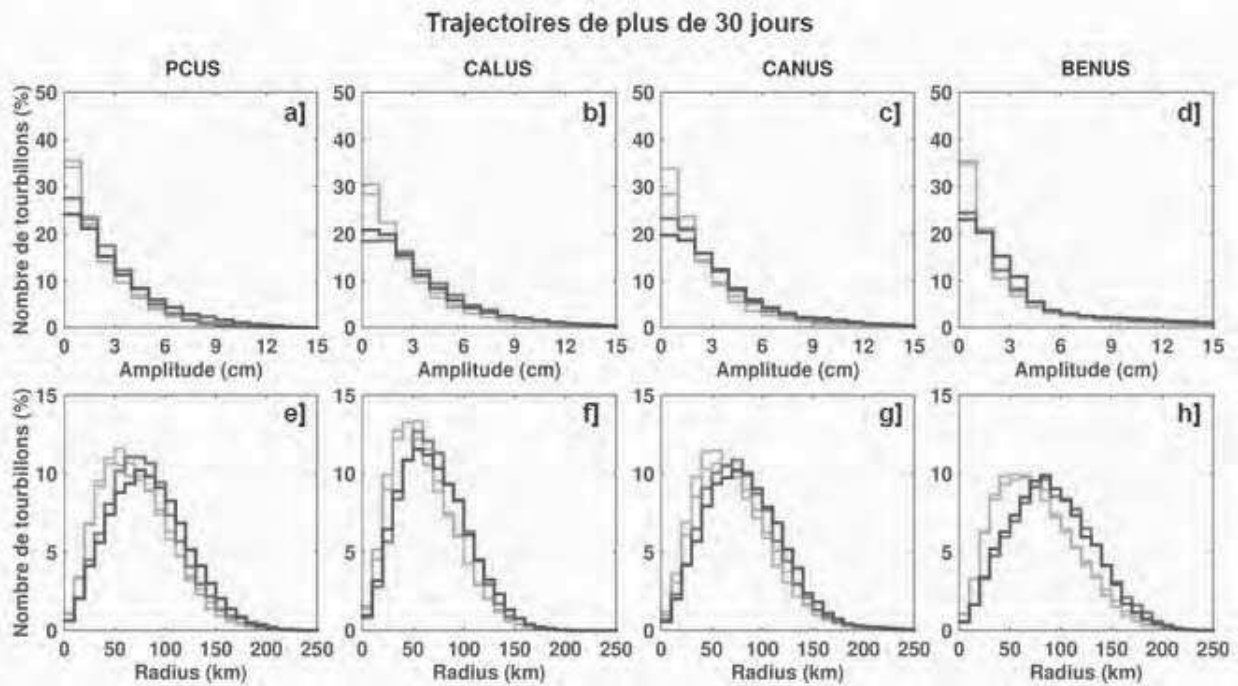


Figure 3.9: **a-d]** Répartition des amplitudes et **e-h]** des rayons des tourbillons constituant les trajectoires de plus de 30 jours. Les lignes oranges (cyan, respectivement) correspondent à tous les AEs (CEs) identifiés, les lignes rouges (bleues) correspondent aux AEs (CEs) échantillonnés par les profilers Argo.

La Figure 3.10 représente la répartition conjointe des rayons et amplitudes correspondants aux tourbillons qui constituent les trajectoires courtes (première ligne) et les trajectoires de plus de 30 jours (seconde ligne). Les trajectoires de moins de 30 jours sont donc associées dans 80 % des cas à des rayons inférieurs à 40 km (60 km pour le BENUS) et à des amplitudes de moins de 0,5 cm. Nous avons donc ici confirmation que les trajectoires de courte durée de vie sont composées de tourbillons de faibles rayons et amplitudes. Cependant, on peut remarquer qu'environ 40 % des tourbillons composant les trajectoires de plus de 30 jours sont également petits, avec des rayons inférieurs à 50 km et des amplitudes inférieures à 1 cm. On peut voir sur cette figure que la distribution des rayons en fonction des amplitudes suit une relation quasi-linéaire.

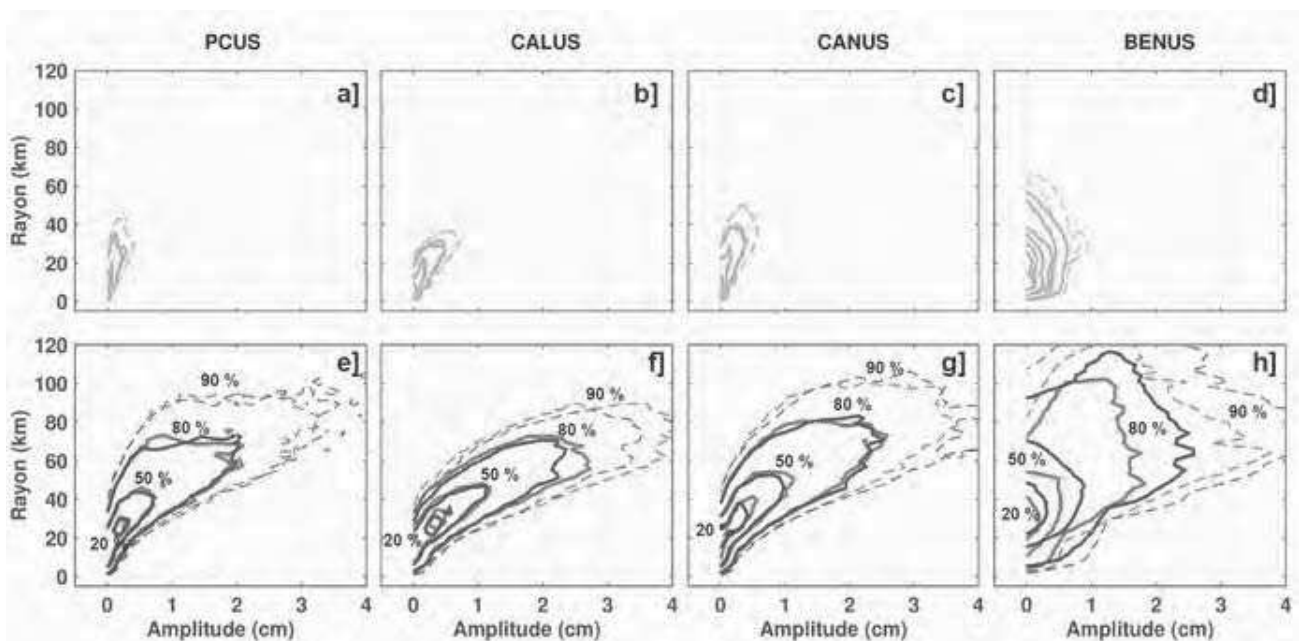


Figure 3.10: Distribution du rayon en fonction de l'amplitude pour les tourbillons constituant l'ensemble des trajectoires inférieures à 30 jours (a-d) et des trajectoires supérieures à 30 jours (e-h).

Les contours rouges et oranges correspondent aux anticyclones, les contours bleus et cyan aux cyclones. Les contours représentés incluent respectivement 20 %, 50 %, 80 % et 90 % des tourbillons considérés.

3.2. Structure verticale des tourbillons

Récemment, différents auteurs ont utilisé les profils de température et salinité réalisés par les profileurs Argo pour caractériser la structure verticale moyenne des tourbillons identifiés dans des régions océaniques distinctes [Chaigneau et al., 2011; Liu et al., 2012; Yang et al., 2013; Castelao, 2014]. Ces études montrent que les anomalies de température et salinité associées aux tourbillons sont majoritairement positives dans le cas des anticyclones et négatives pour les cyclones. Cependant, les régions étudiées (Pérou-Chili, Pacifique Nord-Ouest et Atlantique Nord-Ouest) étant très différentes tant au niveau de la circulation océanique que des masses d'eau présentes, de fortes différences apparaissent sur la position verticale du cœur des tourbillons associé aux anomalies maximales. Au contraire, nous avons vu dans le Chapitre 1 que les quatre EBUS ont des caractéristiques régionales similaires, en particulier au niveau de la circulation côtière. Il est donc envisageable que les quatre EBUS aient en moyenne des anomalies négatives

maximales en surface dans les cyclones et des anomalies positives maximales en subsurface dans les anticyclones, comme observé pour les tourbillons du Pérou-Chili [Johnson and McTaggart, 2010; Chaigneau et al., 2011].

3.2.1. Structure verticale moyenne dans chaque EBUS

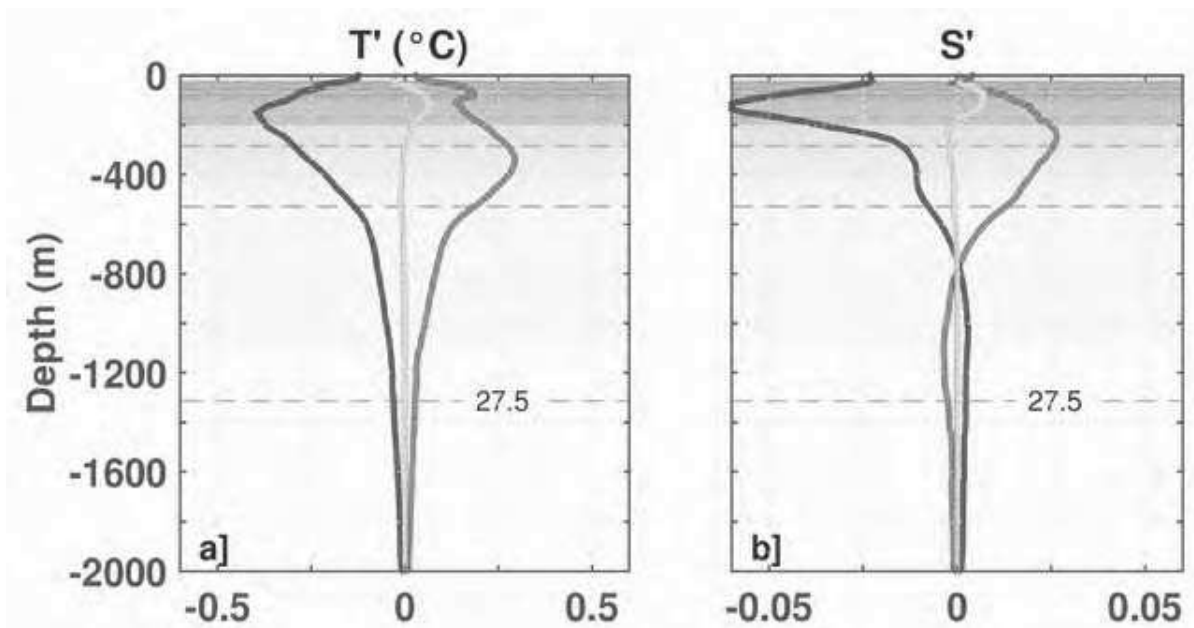


Figure 3.11: Profils moyens des anomalies de a) température et b) salinité obtenus dans le PCUS pour les AEs (rouge), pour les CEs (bleu) et hors des tourbillons (vert). Les lignes horizontales discontinues montrent la position moyenne des isopycnes espacées de $0,5 \text{ kg/m}^3$; le fond de couleur est proportionnel à l'intensité du gradient vertical de densité.

Dans le PCUS, la structure verticale moyenne des cyclones et des anticyclones est asymétrique, comme observé précédemment. Le maximum des anomalies de température (Figure 3.11a) et de salinité (Figure 3.11b) des cyclones est situé dans la pycnocline saisonnière, avec des valeurs respectives de $-0,4^\circ\text{C}$ et de $-0,06$ à $100 - 150 \text{ m}$ de profondeur. Au contraire, les anomalies dans les anticyclones sont maximales sous la pycnocline saisonnière, avec un maximum d'intensité de $0,3^\circ\text{C}$ à 350 m en température, et une anomalie de salinité de $0,03$ à 250 m de profondeur. Les cyclones ont une extension sur la verticale atteignant 600 m pour les anomalies de température (intensité supérieure à $\pm 0,1^\circ\text{C}$) et 500 m pour la salinité (intensité supérieure à $\pm 0,01$), alors que les anticyclones ont des anomalies significatives jusqu'à 700 m pour la température et 600 m pour la salinité.

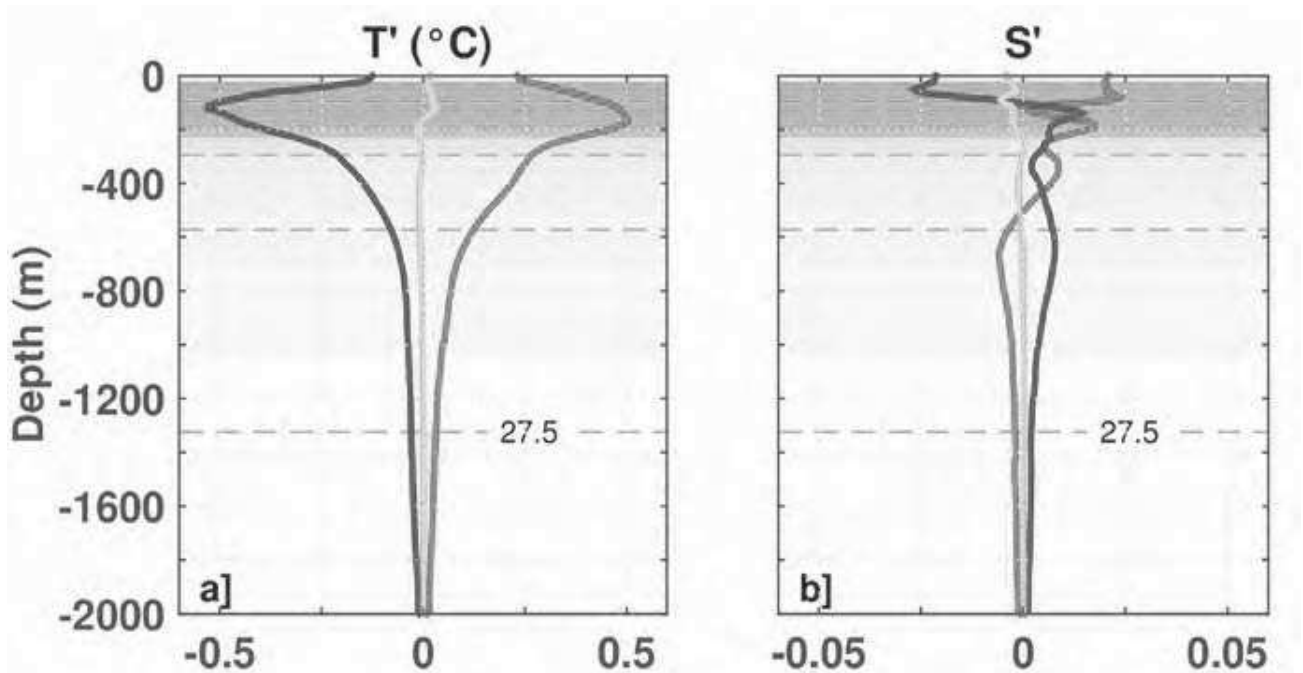


Figure 3.12: Comme pour la Figure 3.11, mais dans le CALUS.

Dans le CALUS, les tourbillons cycloniques et anticycloniques présentent en moyenne des anomalies de températures symétriques (Figure 3.12a), avec un maximum d'intensité de $\pm 0,5^{\circ}\text{C}$ atteint respectivement à 100 et 150 m de profondeur, dans la pycnocline saisonnière. Les anomalies de température sous la pycnocline sont plus intenses pour les anticyclones que pour les cyclones à une profondeur donnée, et ne sont plus significatives sous 500 m pour les cyclones (650 m pour les anticyclones). La moyenne des anomalies de température dans les anticyclones échantillonnés ne montre pas une prédominance marquée des tourbillons de subsurface (les Cuddies), pourtant identifiés comme fréquents dans cette région et dont l'origine serait comme pour le PCUS la déstabilisation du sous-courant de Californie [Simpson *et al.*, 1984; Simpson and Lynn, 1990; Huyer *et al.*, 1998; Garfield *et al.*, 1999; Jerónimo and Gómez-Valdés, 2007; Collins *et al.*, 2013; Pelland *et al.*, 2013]. Au contraire, la moyenne des anomalies obtenue sur l'ensemble du CALUS suggère un mélange de tourbillons anticycloniques de surface et de subsurface, ce que Kurian *et al.* [2011] avaient observé à partir de simulations numériques. La moyenne des anomalies de salinité (Figure 3.12b) est difficile à analyser, les variations de signe et d'intensité suggèrent un mélange de plusieurs types de structures verticales différentes.

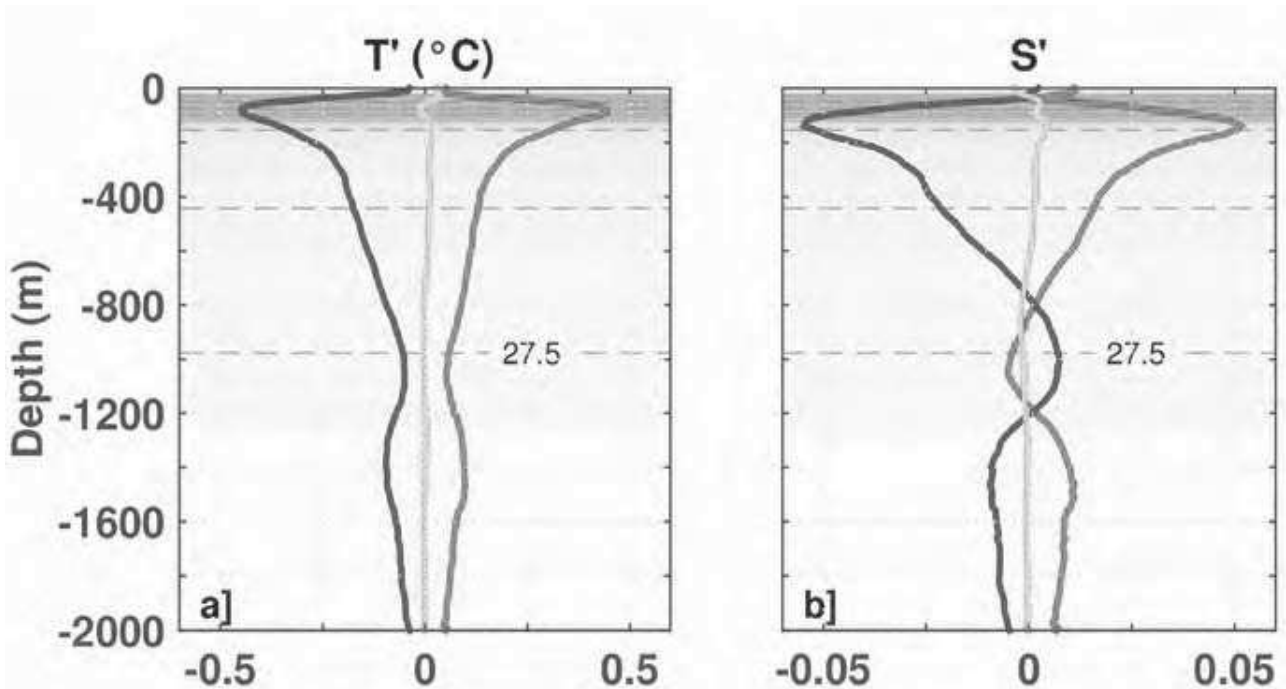


Figure 3.13: Comme pour la Figure 3.11, dans le CANUS.

Dans le CANUS, les tourbillons cycloniques et anticycloniques ont également des structures verticales symétriques, tant pour les profils moyens d'anomalies de température que de salinité (Figure 3.13 a et b). Comme pour le CALUS, les anomalies maximales sont enregistrées dans la pycnocline ($\pm 0,45^{\circ}\text{C}$ à ~ 70 m de profondeur pour la température, $\pm 0,05$ à ~ 130 m de profondeur pour la salinité). Ces maxima peuvent être associés à des tourbillons de surface, qui semblent influencer la colonne d'eau jusqu'à $\sim 300 - 400$ m de profondeur. Sous 300 m de profondeur, les anomalies diminuent progressivement jusqu' à $\sim 800 - 1000$ m de fond. En dessous de cette couche, les anomalies montrent de nouveau des valeurs significatives, non observées dans le PCUS et le CALUS à ces profondeurs. Les structures verticales suggèrent que le CANUS regroupe différents types de tourbillons (intensifiés en surface ou subsurface) avec notamment des tourbillons pouvant avoir un impact conséquent sous 1000 m de profondeur. Les anomalies profondes pourraient être dues à la présence de la langue d'eau Méditerranéenne entre 800 et 1200 m de fond [Emery and Meincke, 1986; Meunier et al., 2012], sous l'eau Antarctique Intermédiaire froide et peu salée, ces deux masses d'eaux étant déplacées verticalement par les tourbillons. De plus, la propagation de Meddies, tourbillons anticycloniques profonds transportant de l'eau de Méditerranée entre 700 et 1500 m de profondeur et qui peuvent engendrer des anomalies de température de plus de 2°C et des anomalies de salinité de plus de 0,2

[Tychensky and Carton, 1998; Richardson et al., 2000; Carton et al., 2002; Drillet et al., 2005], pourrait contribuer aux profils moyens anticycloniques.

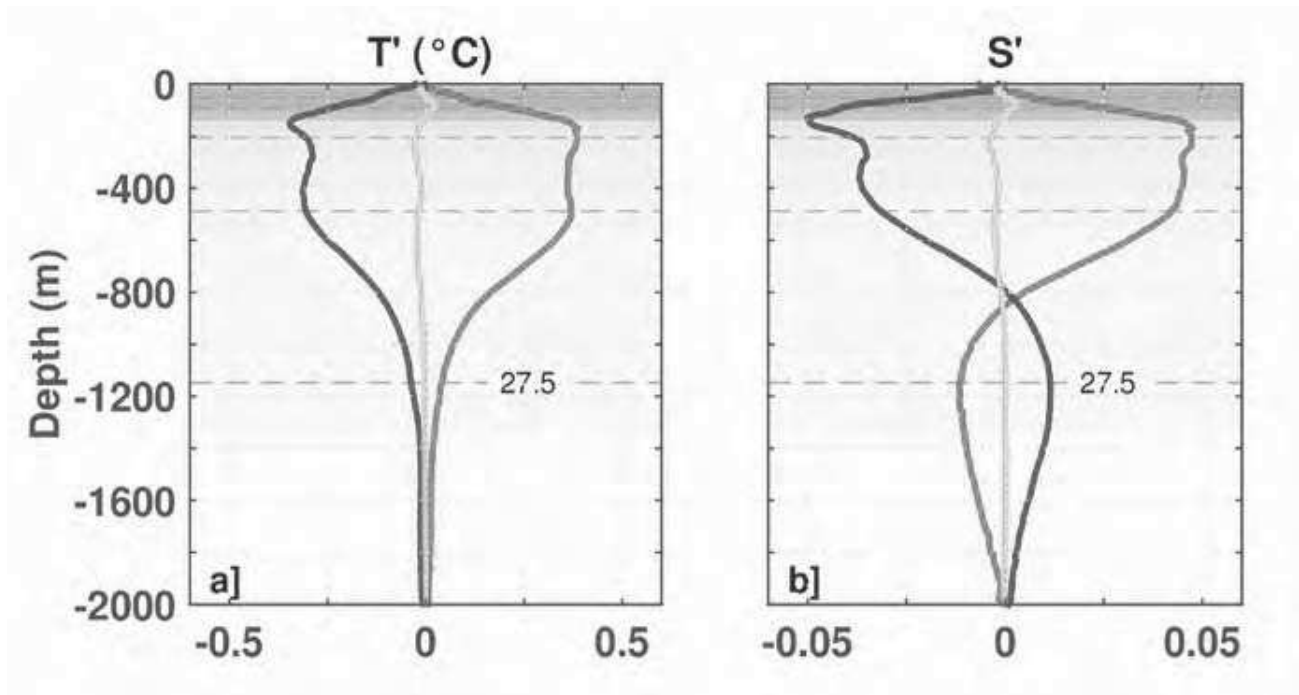


Figure 3.14: Comme pour la Figure 3.11, dans le BONUS.

Le BONUS présente des structures verticales moyennes très différentes des autres EBUS, malgré la symétrie des profils cycloniques et anticycloniques. Les anomalies présentent une extension sur la verticale très importante, tant pour la température (Figure 3.14a) que pour la salinité (Figure 3.14b). Les maxima d'anomalies sont atteints à la base de la pycnocline saisonnière, à ~150 m de profondeur, avec des valeurs de $\pm 0,4^{\circ}\text{C}$ en température et $\pm 0,05$ pour la salinité. Ces valeurs diminuent peu dans les 500 premiers mètres de la colonne d'eau. Ainsi, à 500 m de profondeur, les cyclones ont des anomalies de température de $-0,3^{\circ}\text{C}$ et de salinité de $-0,03$, et les anticyclones des anomalies de température de $0,35^{\circ}\text{C}$ et de salinité de $0,04$. Ces valeurs sont largement supérieures aux anomalies des autres EBUS à la même profondeur. A 850 m de profondeur, les anomalies de température deviennent non significatives (inférieures à $\pm 0,1^{\circ}\text{C}$), tandis que les anomalies de salinité restent significatives jusqu'à 1800 m profondeur. Les tourbillons peuplant le BONUS semblent donc en moyenne être des tourbillons fortement développés jusqu'à 500 m de profondeur mais pouvant impacter la colonne d'eau jusqu'à 2000 m de fond. En effet, une couche épaisse d'eau Antarctique Intermédiaire (AAIW) présente un

minimum de sel entre 600 et 1000 m de fond, par rapport à l'eau profonde Nord Atlantique (NADW) située en dessous [Emery, 2003]. Ainsi, le passage d'un anticyclone intense (respectivement, d'un cyclone) serait susceptible d'enfoncer (respectivement, de faire remonter) l'AAIW. L'enfoncement du minimum de sel apparaîtrait alors comme une anomalie négative par rapport à la NADW environnante, alors que la remontée de la NADW à la place de l'AAIW engendrerait des anomalies de salinité positives. En revanche, la température de ces deux masses d'eau est similaire, ce qui ne générerait pas d'inversion dans les anomalies de température. Ce mécanisme de déplacement vertical des masses d'eau sera étudié plus en détails au paragraphe 3.2.3.5 afin de mieux interpréter la forme des anomalies T/S observées dans les tourbillons.

Dans ce sous-chapitre, nous avons vu que, en moyenne dans les EBUS, les cyclones échantillonnés par les profileurs Argo contiennent majoritairement des anomalies de température et de salinité négatives, alors que les anticyclones sont caractérisés par des anomalies positives, à l'exception des anomalies de salinité du CALUS. Cependant, la structure verticale moyenne des tourbillons dans les quatre EBUS présente une forte hétérogénéité, malgré une dynamique à grande échelle semblable, due à la présence de masses d'eau aux caractéristiques distinctes. Le cas du PCUS, où les cyclones (anticyclones, respectivement) sont en moyenne des tourbillons de surface (subsurface) n'est pas représentatif des tourbillons observés dans les autres systèmes d'upwelling. Dans ces EBUS, des tourbillons de différentes formes, extensions verticales et origines semblent cohabiter, ce qui demande une approche locale complémentaire à cette analyse moyenne.

3.2.2. Variations spatiales de la structure verticale

Le paragraphe précédant proposait une description globale ne tenant pas compte des spécificités thermohalines locales de chaque EBUS. Cette seconde analyse considère des anomalies moyennes construites dans des sous-régions arbitraires de $5^{\circ} \times 5^{\circ}$ en latitude/longitude, pour tous les tourbillons échantillonnés sans restriction sur la durée de vie, ce qui permet de mettre en évidence les variations spatiales de la structure verticale des tourbillons.

3.2.2.1. PCUS

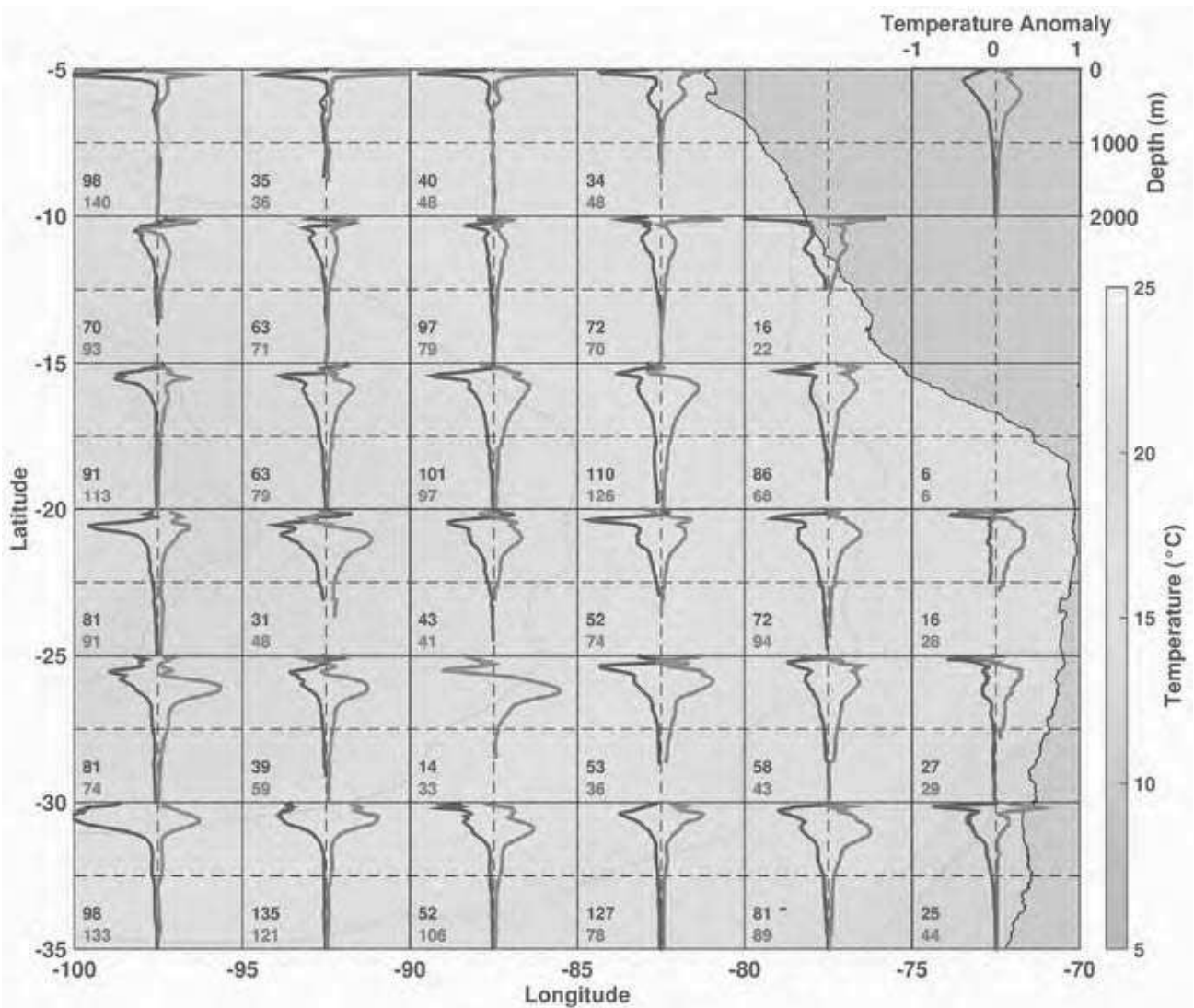


Figure 3.15: Profils moyens des anomalies de température obtenus dans des sous-régions de $5^\circ \times 5^\circ$ en longitude/latitude pour le PCUS. Un minimum de 15 profils, donc de 15 données à chaque profondeur, est requis pour calculer ces moyennes. Le nombre de profils utilisés dans chaque sous-région est indiqué en bas à gauche de la sous-région considérée. Les cyclones sont représentés en bleu, les anticyclones en rouge. Le profil moyen obtenu sur l'ensemble du PCUS (similairement à la Figure 3.11) est reporté sur le continent, en haut à droite de la figure. Le fond de couleur de la carte représente la température moyennée entre la surface et 200 m de profondeur, issue de la climatologie CARS. Les contours grisés sont espacés de $2,5^\circ\text{C}$.

Les Figures 3.15 et 3.16 présentent les structures verticales moyennes obtenues localement dans le PCUS. La répartition spatiale du nombre de profils Argo acquis dans les tourbillons est assez homogène, malgré une nette diminution de ce nombre dans les zones les plus proches des côtes. Globalement, les profils moyens d'anomalies dans les sous-régions océaniques sont similaires aux profils moyens obtenus sur l'ensemble du PCUS : anomalies positives en subsurface pour les anticyclones et négatives en surface pour les cyclones. On peut cependant noter quelques différences :

- Dans les anticyclones, les anomalies négatives dans les couches superficielles surmontant les cœurs d'anomalies positives relevées par *Chaigneau et al.* [2011] et *Colas et al.* [2012] apparaissent dans certaines sous-régions entre 10°S et 30°S, alors qu'elles ne sont pas visibles dans les moyennes sur l'ensemble du PCUS.

- Par contre, à ces mêmes latitudes (10 – 30°S), certaines sous-régions montrent des anomalies de température positives dans les couches supérieures des anticyclones, pouvant potentiellement être associées soit à des anticyclones de surface, qui masquent la signature froide des anticyclones de subsurface, soit à des tourbillons "multi-cœurs" comme observé par *Assassi et al.* [2014].

- En général, le cœur de subsurface des anticyclones est plus profond dans la partie Sud que dans la partie Nord du PCUS où il paraît fusionner avec le cœur de surface. L'approfondissement du cœur des tourbillons vers le Sud coïncide avec l'approfondissement du sous-courant côtier le long du Chili [*Silva and Neshyba*, 1979; *Chaigneau et al.*, 2011; *Colas et al.*, 2012].

- Au Sud de 15°S, les cyclones comportent également des anomalies de température et de salinité non négligeables en subsurface, parfois surmontées d'une anomalie de sel positive, et en surface des anomalies fortement négatives (Figures 3.15 et 3.16). Au contraire, au Nord de 15°S, les CE ont généralement des anomalies significatives uniquement dans les couches de surface.

- Dans la région côtière (75-70°W ; 30-35°S) les anomalies en sel sont inversées (Figure 3.16) avec des anomalies positives dans les cyclones et négatives dans les anticyclones

- Sur ces figures, on ne note pas une évolution homogène des anomalies de température et de salinité des tourbillons entre les zones côtières où ils sont majoritairement formés et les zones hauturières. Par exemple, entre 25 – 30°S, les anomalies des anticyclones de subsurface s'enfoncent et augmentent en amplitude en s'éloignant de la côte, alors qu'entre 10 – 15°S, les anomalies des anticyclones de surfaces diminuent vers le large. Entre 20 – 25°S, les anomalies de surface des cyclones s'approfondissent également vers le large.

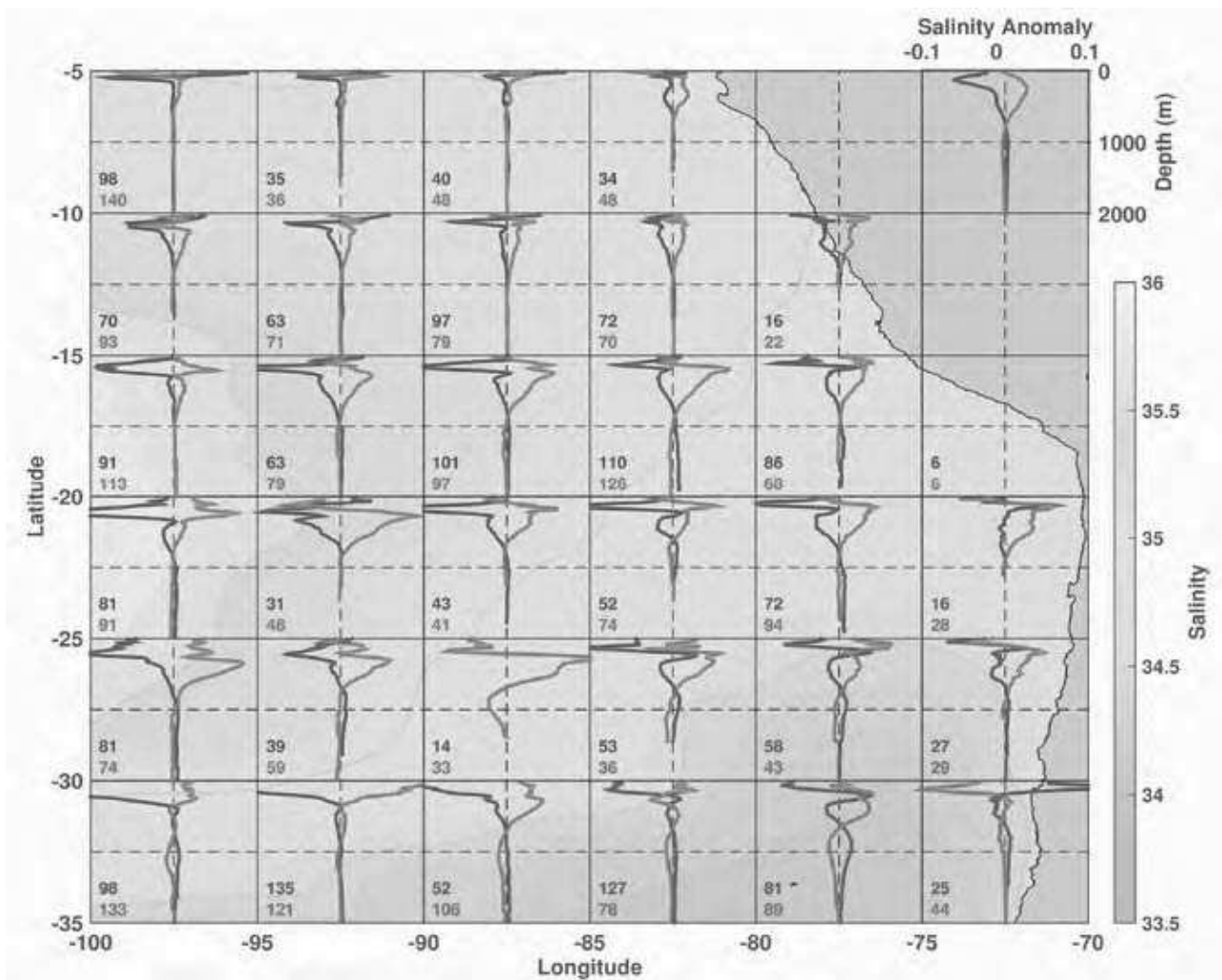


Figure 3.16: Comme pour la Figure 3.15, mais pour la salinité. Les contours grisés sont espacés de 0,5.

3.2.2.2. CALUS

Le nombre de profileurs Argo ayant échantillonné les tourbillons du CALUS est le plus élevé des 4 EBUS, ce qui garantit un grand nombre de profils dans chaque sous-région, à l'exception des zones côtières. La Figure 3.17 montre que les anomalies moyennes de température dans chacune des sous-région sont globalement similaires à la moyenne obtenue sur l'ensemble du CALUS. Cependant, les anomalies maximales centrées vers ~100 m de profondeur et l'extension verticale des tourbillons ont tendance à diminuer du Sud vers le Nord, et à décroître fortement au Nord de 40°N, latitude correspondant approximativement à la position du front

subtropical. La Figure 3.5 montrait que beaucoup de tourbillons se forment et se dissipent dans cette zone, contrairement au reste de la région. La dynamique locale différente de la partie Nord du CALUS pourrait donc être responsable des différences d'anomalies. Les anomalies locales moyennes observées dans la partie Sud du CALUS donnent l'impression d'une superposition de deux cœurs, l'un dans les couches plus superficielles présentant de très fortes anomalies, et l'autre moins intense localisé en subsurface, et ce tant pour les cyclones que les anticyclones.

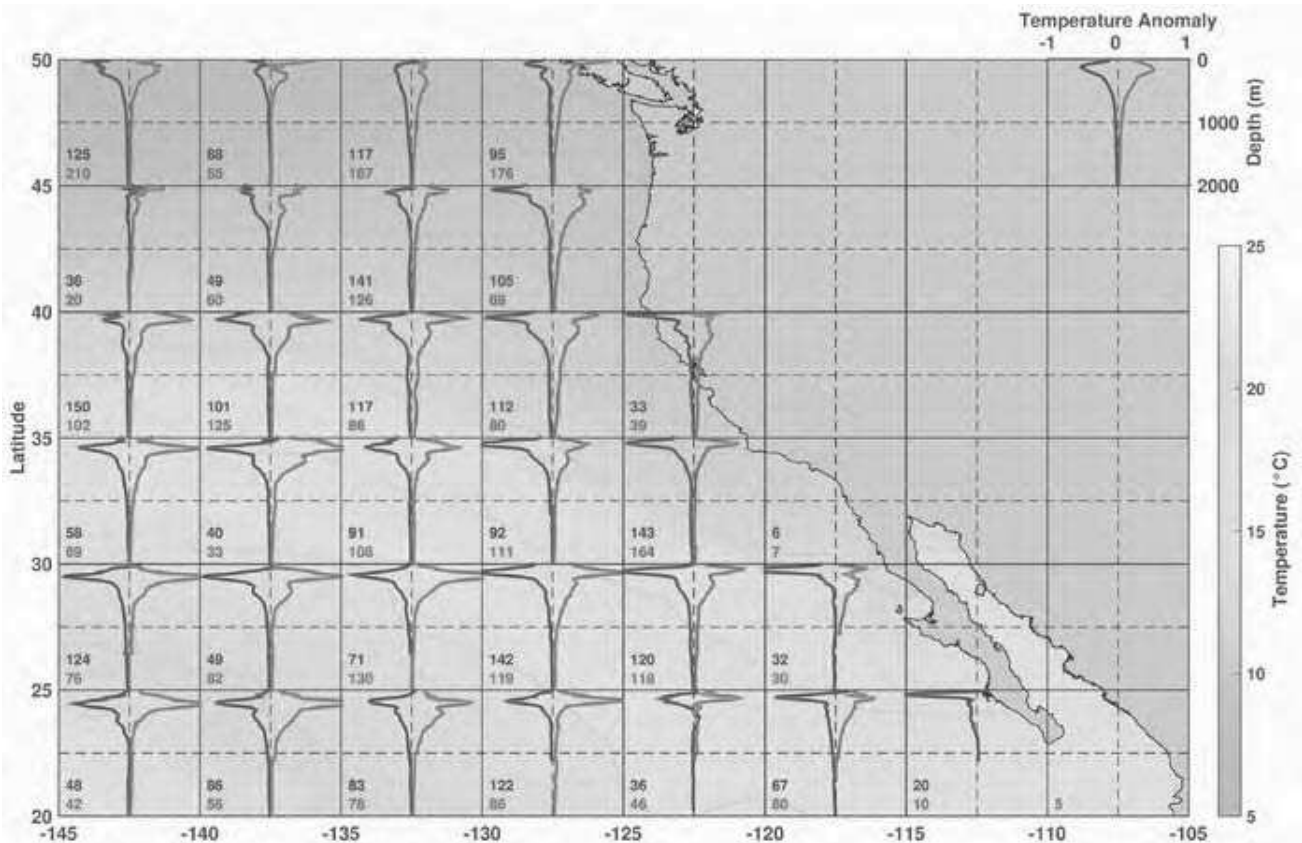


Figure 3.17: Comme pour la Figure 3.3, dans le CALUS.

Si les anomalies de T associées aux tourbillons sont globalement consistantes dans chacune des sous-régions du CALUS, on note des différences importantes sur les anomalies de salinité (Figure 3.18). En effet, le CALUS peut être séparé en deux zones délimitées par l'isohaline 33,25 (couleurs bleues-vertes sur la Figure 3.18), qui influence grandement les anomalies de salinité mesurées dans les tourbillons. Les régions caractérisées par une salinité moyenne inférieure à $\sim 33,25$ (dans la couche 0-200 m) montrent des anomalies de salinité positives dans les CEs, et négatives dans les AEs. Ces régions sont sous l'influence de la PSUW, eau très peu salée de surface, dont la présence au dessus de la PSIW bien plus salée, entraîne une

halocline très marquée entre 100 et 250 m de profondeur (Figure 1.11). Une remontée ou un approfondissement de cette halocline, induite par la déformation de la colonne d'eau au sein des tourbillons pourraient donc expliquer les anomalies observées (voir aussi 3.2.3.3). Au contraire, les régions où la salinité est supérieure à 33,25 sont sous l'influence d'eau subtropicale de surface (STSW) beaucoup plus salée que la PSUW ou les eaux intermédiaires sous-jacentes (Figure 1.11). Comme discuté au 3.2.3.3, l'élévation ou l'approfondissement de ces masses d'eau pourraient donc être également responsable des anomalies observées au sein des tourbillons. Finalement, même si la signature des Cuddies, ces anticyclones de subsurface précédemment identifiés dans le CALUS [Jerónimo and Gómez-Valdés, 2007; Collins et al., 2013] n'est pas évidente sur les Figure 3.17 et Figure 3.18, certaines sous-régions, comme la région (115-120°W ; 25-30°N) présentent des anomalies dans les anticyclones qui pourraient être attribuées à leur présence.

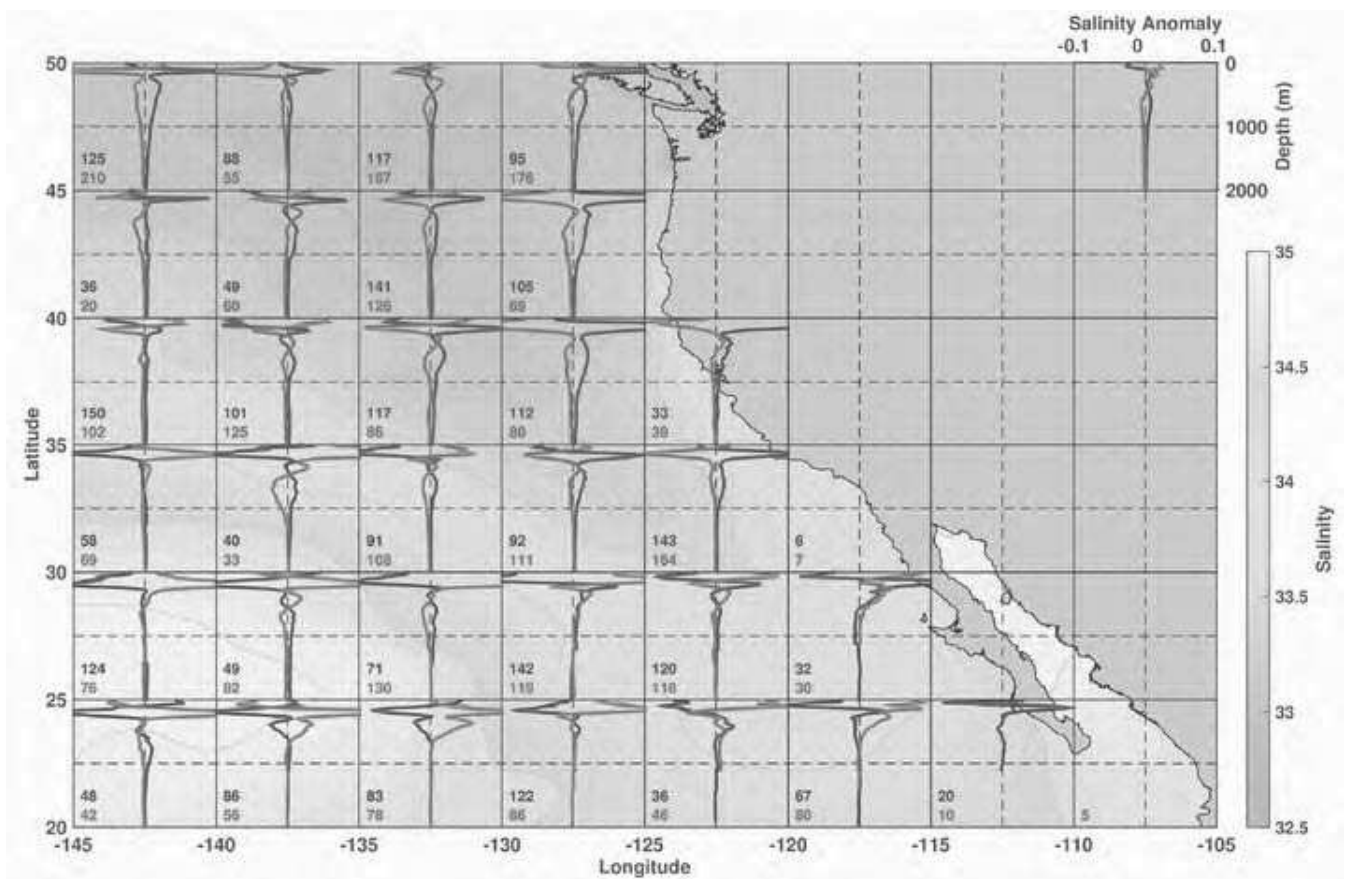


Figure 3.18: Comme pour la Figure 3.16, pour le CALUS.

3.2.2.3. CANUS

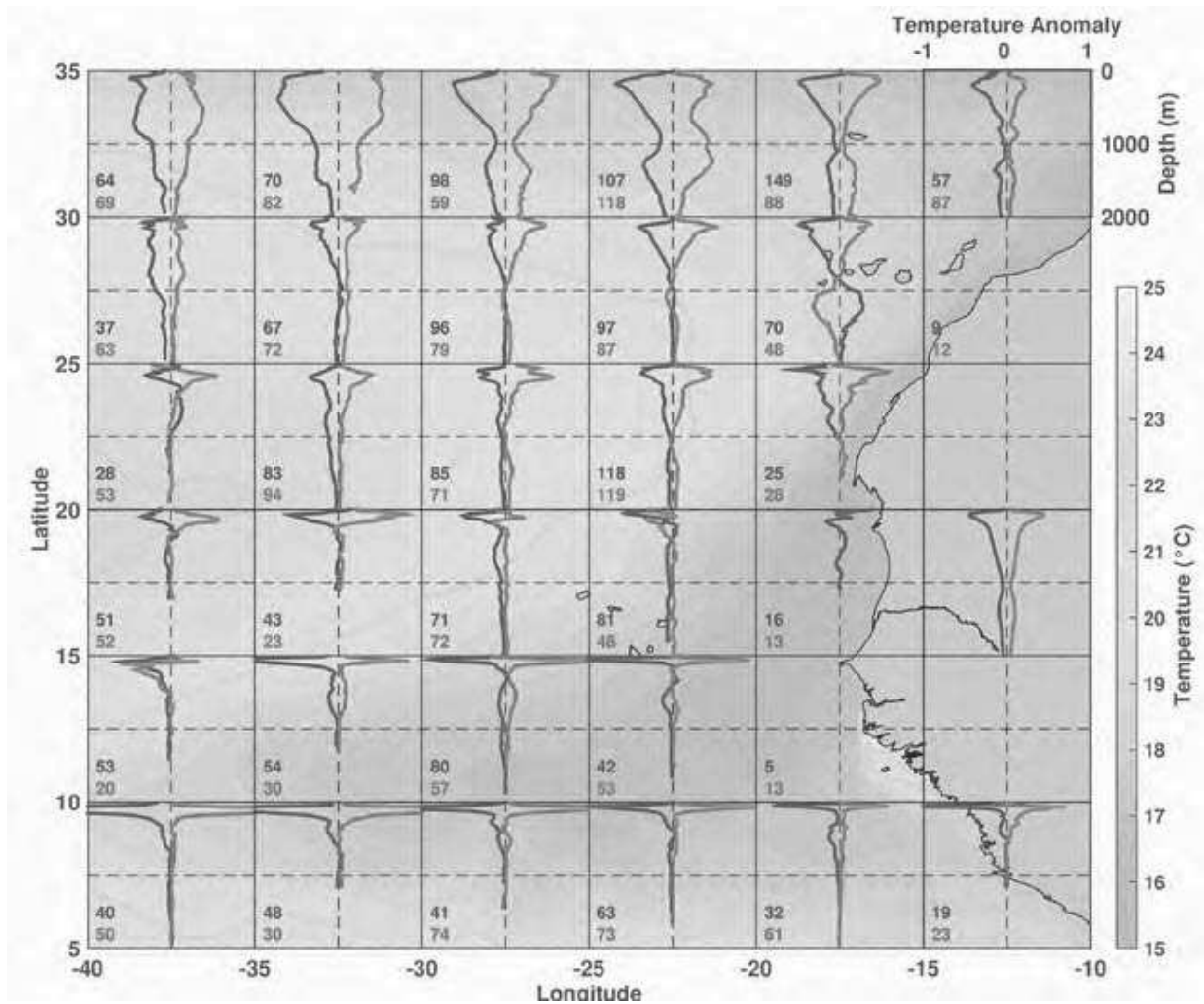


Figure 3.19: Comme pour la Figure 3.3, dans le CANUS. Notez la différence d'échelle du fond de température (15-25°C) et la position des profils régionaux moyens sur le continent.

Le découpage du CANUS en sous-régions met clairement en évidence le rôle de la circulation locale et les caractéristiques thermohalines moyennes dans la structure verticale des tourbillons. Ainsi, par exemple, la Figure 3.19 et la Figure 3.20 montrent que la zone frontale du Cap Vert, qui sépare la partie Nord chaude et salée de la partie Sud froide et peu salée, délimite également deux types de structures bien distinctes. Au Nord de la zone frontale, les cyclones et anticyclones présentent en général des anomalies de température et salinité importantes jusqu'à ~800 m de profondeur, alors qu'au Sud de la zone frontale, les anomalies sont présentes entre la surface et 200 m de fond. Les bandes de latitudes extrêmes, au Nord comme au Sud, contiennent les tourbillons dont les anomalies sont les plus intenses.

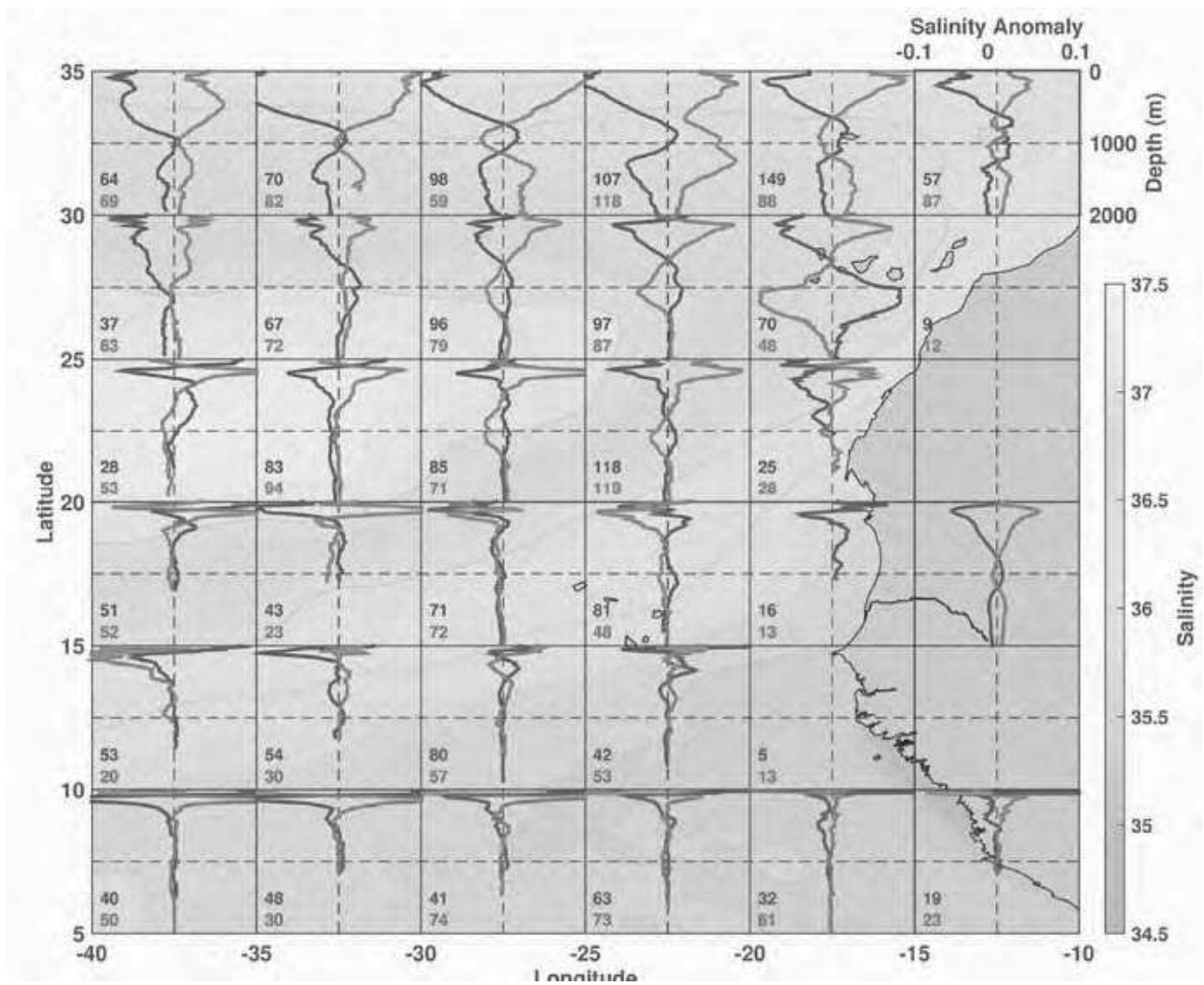


Figure 3.20: Comme pour la Figure 3.16, dans le CANUS

Entre 30°N et 35°N, les tourbillons peuvent avoir une signature claire jusqu'à 1500-2000 m de profondeur. Ces régions sont connues pour être régulièrement traversées par des anticyclones très profonds, les Meddies, qui transportent de l'eau chaude et salée d'origine Méditerranéenne peu modifiée [Tychensky and Carton, 1998; Carton et al., 2002]. Ces Meddies, et potentiellement les cyclones formés dans leur sillage, pourraient expliquer les anomalies très profondes observées entre 30°N et 35°N. Finalement, on note également une sous-région (15-20°W ; 25-30°N), proche de l'archipel des Canaries, où les anomalies en profondeur sont inversées aussi bien en température qu'en salinité, avec des valeurs sous 800 m de profondeur particulièrement fortes. Si des cyclones contenant de l'eau Méditerranéenne ont déjà été identifiés

dans une simulation à haute résolution dans le bassin Ibérique [Barbosa Aguiar et al., 2013], la présence de tels cyclones près des îles Canaries n'a pas été établie à notre connaissance. De même, si lors d'une collision avec des monts sous-marins, des incursions d'eaux plus froides et moins salées peuvent être mesurées dans des Meddies, cette situation a été reportée dans la zone (20-25°W ; 30-35°N) où plusieurs monts sous-marins sont présents [Richardson et al., 2000]. Enfin, contrairement au PCUS, la représentation des anomalies dans des sous-régions ne permet pas de mettre clairement en évidence des anticyclones de subsurface directement liés à la présence du sous-courant des Canaries.

3.2.2.4. BENUS

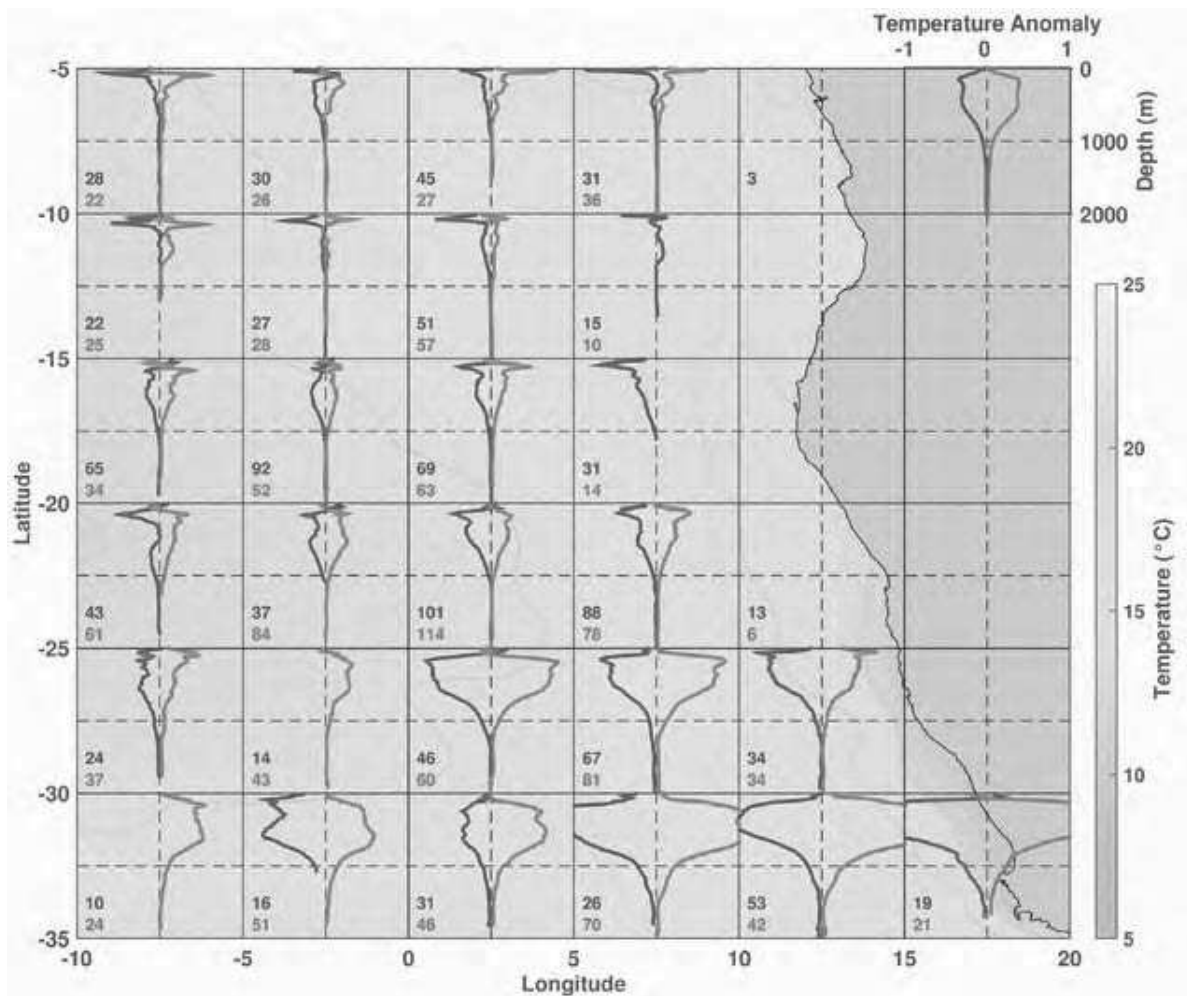


Figure 3.21: Comme pour la Figure 3.15, dans le BENUS

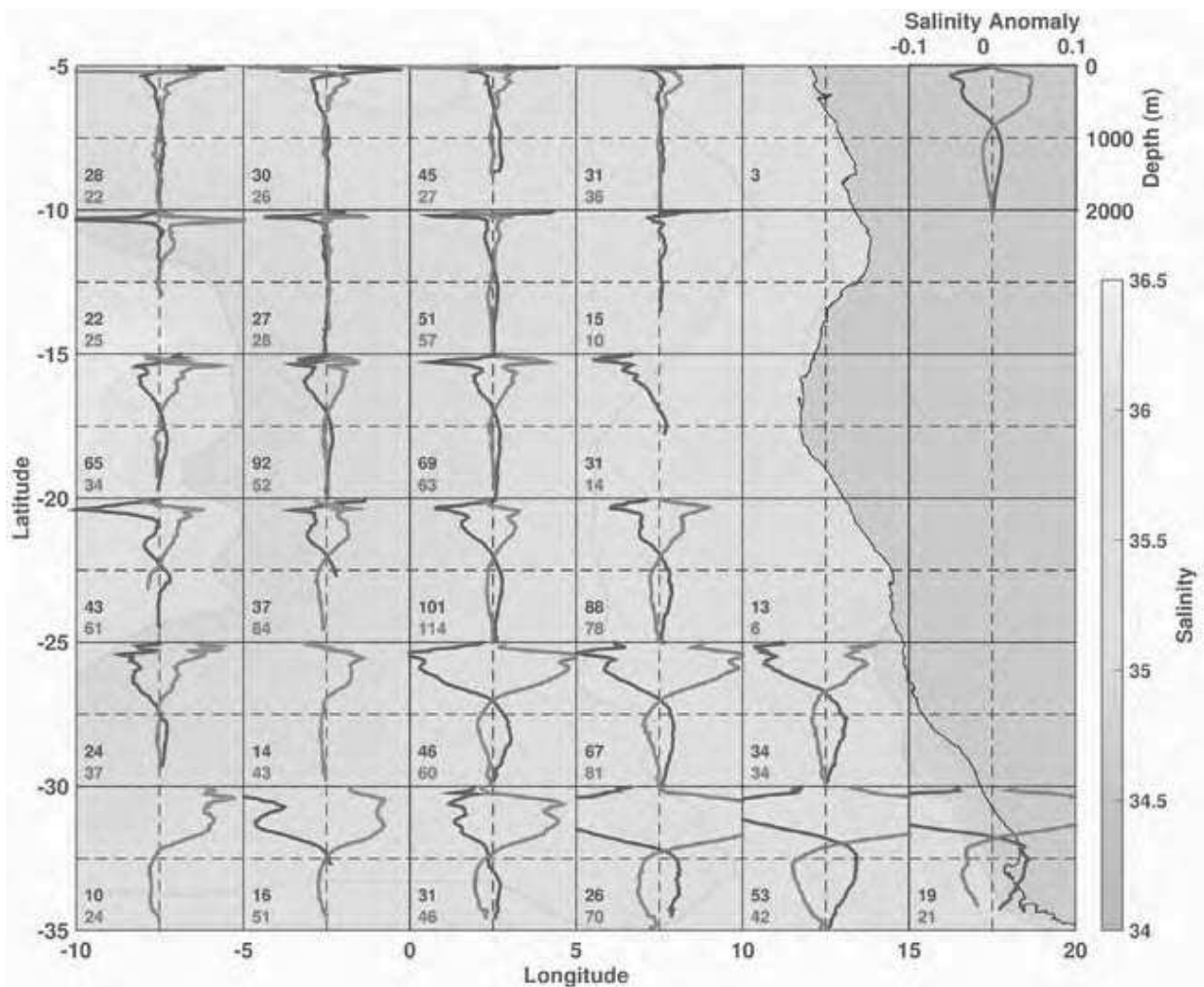


Figure 3.22: Comme pour la Figure 3.4, dans le BENUS

Le BENUS est le système le moins échantillonné, en particulier dans la partie Nord et près des côtes. La partie Nord du BENUS contient globalement moins de profileurs Argo que les autres zones (Figure 2.8), et le nombre de tourbillons en présence n'est pas non plus favorable à un fort taux d'échantillonnage dans cette zone (Figure 2.1). La faible quantité de tourbillons, ayant potentiellement une durée de vie courte et un temps de transit réduit à cause des faibles latitudes [Chaigneau *et al.*, 2009], tend également à limiter le nombre de profils disponibles entre 5 et 15°S. Comme pour le CANUS, la présence de la zone frontale d'Agola-Benguela, entre 10°S et 15°S, sépare deux types de tourbillons aux structures verticales moyennes très différentes (Figure 3.21 et Figure 3.22). Au Nord du front, les anomalies sont intenses dans les 200 premiers mètres, et relativement faibles en dessous. Les tourbillons, cycloniques comme anticycloniques, gagnent en intensité et en extension verticale en se déplaçant vers le Sud, où les anomalies sont importantes et ce jusqu'à 800 m de profondeur, tant en température qu'en salinité. Les très fortes

anomalies localisées à l'Est de 5°E pourraient être la résultante d'un mélange de tourbillons générés localement, et de tourbillons en transit dans la zone, en particulier les Anneaux des Aiguilles et les cyclones qui peuvent être associés [Matano and Beier, 2003b]. Les profils moyens obtenus sur l'ensemble du BENUS sont donc le mélange de ces deux types de tourbillons, avec un impact des structures verticales étendues en profondeur plus important du fait du nombre des tourbillons concernés. Comme pour le CANUS, la présence de tourbillons anticycloniques de subsurface issus de la déstabilisation du sous-courant côtier du Benguela n'apparaît pas sur les structures verticales moyennes locales.

3.2.3. Rôle de l'advection isopycnale et de la déformation verticale sur la structure verticale des tourbillons

Comme mentionné au Chapitre 1, l'intensité et la forme de la structure verticale et des anomalies de température et de salinité associées aux tourbillons peuvent être expliquées par différents processus, comme par exemple :

- l'advection horizontale, ou plutôt isopycnale, de masses d'eau piégées par les tourbillons depuis leurs régions de formation ;
- la déformation (ou déplacement) verticale des isopycnes et masses d'eau associées aux tourbillons (approfondissement dans les anticyclones de surface et remontée dans les cyclones de surface ; et dilatation ou compression des niveaux isopycnaux profonds pour les tourbillons de subsurface) ;
- le mélange avec l'eau environnante à mesure de la propagation des tourbillons ;
- la modification des propriétés dans les couches de surface, notamment par interaction avec l'atmosphère, ou liée à des processus de couche de mélange.

Si le mélange progressif des tourbillons avec les masses d'eau environnantes ou les processus de surface sont difficiles à étudier avec les données utilisées, nous souhaitons ici quantifier quelles pourraient être les contributions respectives de l'advection isopycnale de masses d'eau par les tourbillons et de la déformation verticale locale engendrée par le passage des tourbillons dans la forme et l'intensité des anomalies observées précédemment. Pour cela, une estimation de ces deux processus est d'abord proposée, puis appliquée à différents exemples dans chacun des EBUS.

3.2.3.1. Méthode

L'hypothèse que nous retenons ici est que les anomalies de température et de salinité observées dans les tourbillons (e.g. Figures 3.15 – 3.22) peuvent être principalement décomposées en la somme d'une advection isopycnale et d'un déplacement vertical de la colonne d'eau locale.

D'une part, l'advection isopycnale peut être estimée en calculant les anomalies T/S au sein des tourbillons non pas en fonction de la profondeur (Z) comme précédemment mais en fonction des niveaux isopycnaux σ_θ . Ces anomalies existent si l'eau présente dans le tourbillon est différente de l'environnement pour un même niveau isopycnal, c'est-à-dire que l'eau est transportée isopycnalement par les tourbillons depuis une région aux caractéristiques thermohalines différentes. Si cette anomalie est faible, cela suggère que le tourbillon n'a pas piégé d'eau à ces densités, ou bien que l'eau transportée a les mêmes propriétés que les masses d'eau locales. Nous prenons par la suite l'exemple d'un anticyclone intensifié en subsurface dans le PCUS (90°W ; 30°S).

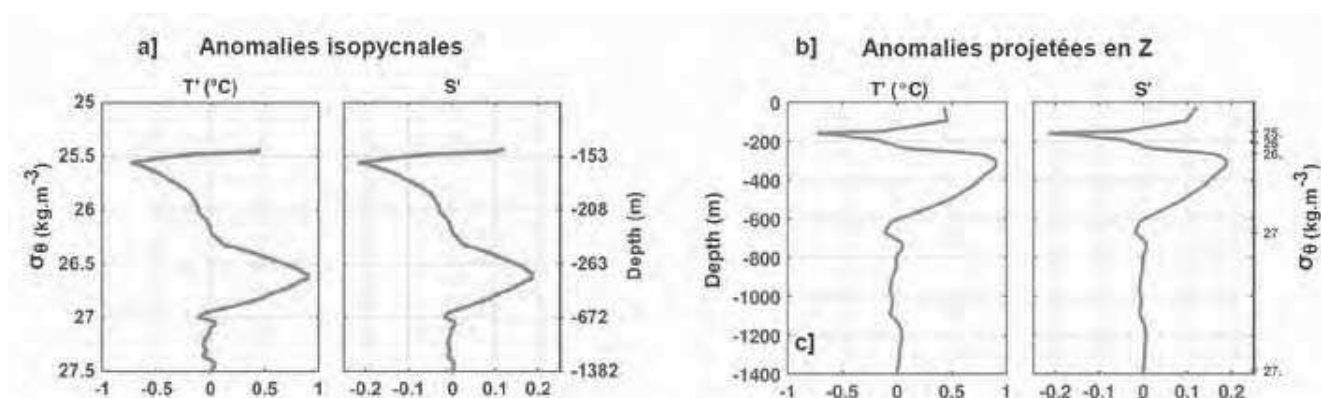


Figure 3.23: Estimation de l'advection isopycnale pour un anticyclone du PCUS, situé à (90°W ; 30°S) :

- a) Anomalies de température et salinité calculées par rapport aux niveaux isopycnaux;
- b) Projection de ces anomalies en fonction de la profondeur.

Les anomalies isopycnales ($T'(\sigma_\theta)$ et $S'(\sigma_\theta)$) sont donc calculées à chaque niveau σ_θ (Figure 3.23a) puis projetées sur les niveaux Z correspondants (Figure 3.23b) afin de les comparer aux anomalies $T'(z)$ et $S'(z)$ présentées précédemment. Cette projection permet d'estimer la part de l'advection isopycnale dans les anomalies observées.

D'autre part, pour chaque profil Argo acquis dans un tourbillon, nous pouvons calculer le déplacement vertical de chacune des isopycnes par rapport au profil moyen de référence. Les

variations verticales des niveaux isopycnaux attestent donc de la remontée (anomalie positive) ou de l'approfondissement (anomalie négative) de la colonne d'eau sous l'influence des tourbillons (Figure 3.24a). Nous pouvons ainsi estimer les anomalies T/S qui seraient engendrées par un déplacement vertical de la colonne d'eau locale (Figure 3.24b), en perturbant les profils moyens de référence T/S par les remontées/approfondissements observés. Cette approche permet donc d'estimer la contribution de la déformation verticale engendrée par le tourbillon sur les anomalies observées.

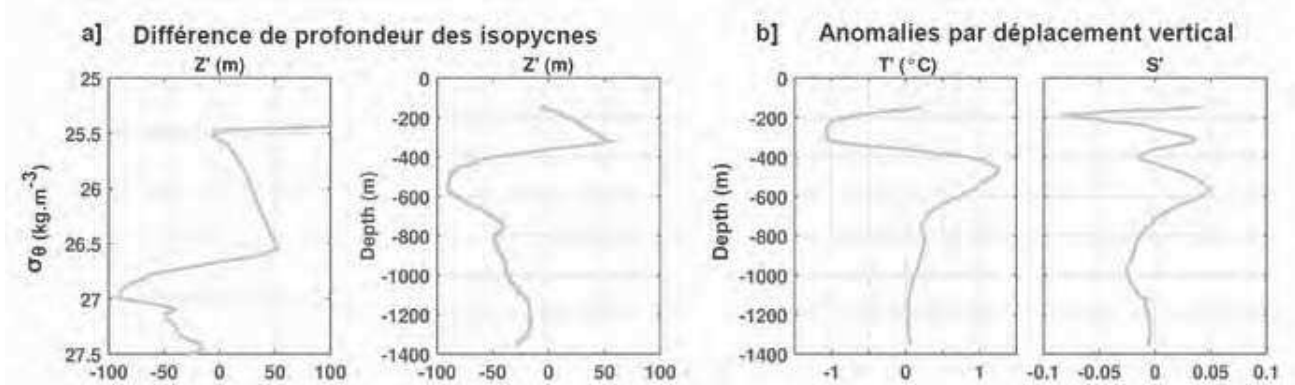


Figure 3.24: Estimation du déplacement sur la verticale pour le même anticyclone du PCUS :

a] Différence de profondeur entre les niveaux isopycnaux σ_θ hors du tourbillon et dans l'anticyclone considéré : une anomalie positive (négative, respectivement) correspond à une remontée (approfondissement) du niveau isopycnal ; **b]** Anomalies engendrées par ce déplacement isopycnal appliqué sur les profils moyens de T et S hors tourbillon.

Si notre hypothèse de départ est vérifiée, et que les autres processus sont négligés en première approximation, la somme de ces deux contributions devrait être proche des profils verticaux d'anomalies de température et de salinité observées dans les tourbillons.

Nous voyons sur cet exemple que la contribution de l'advection isopycnale (Figure 3.25, en gris foncé) et du déplacement vertical (Figure 3.25, en gris clair), ne sont pas identiques sur l'anomalie de température et sur celle de salinité mesurées dans l'anticyclone considéré (90°W ; 30°S). Pourtant, leur somme (Figure 3.25, en noir) est proche des profils d'anomalies mesurées dans l'anticyclone (Figure 3.25, en rouge). On voit donc que l'advection isopycnale explique majoritairement les anomalies de salinité, alors que le déplacement vertical influence plutôt l'anomalie de température. La distribution des masses d'eaux sur la verticale autour du tourbillon, ainsi que les masses d'eaux présentes lors de la formation du tourbillons, sont donc à considérer pour interpréter ces anomalies.

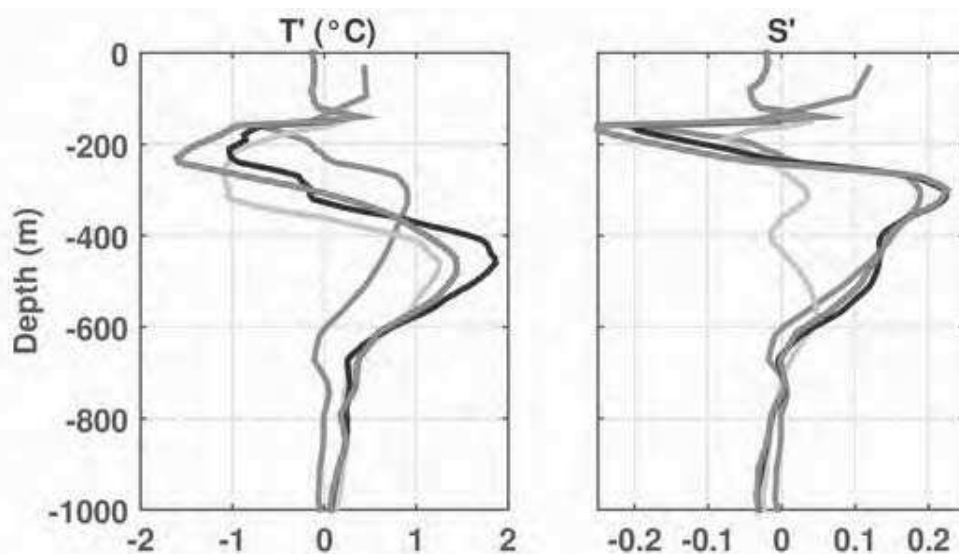


Figure 3.25 : Comparaison de la contribution de l'advection isopycnale (en gris foncé) et du déplacement vertical (en gris clair) à l'anomalie observée (en rouge) dans le même anticyclone que précédemment. La somme des deux contributions (en noire) montre de fortes similitudes avec l'anomalie observée, tant en température qu'en salinité.

3.2.3.2. Exemples d'application dans le PCUS

La Figure 3.26a-f présente pour la zone arbitraire (80-85°W ; 25-30°S), située au Sud du PCUS, la contribution relative de l'advection isopycnale (projetée en Z, lignes en gris foncé sur la Figure 3.26c-f) et du déplacement vertical (lignes en gris clair sur la Figure 3.26c-f) dans les anomalies de température et salinité précédemment observées (lignes rouges pour les anticyclones, bleues pour les cyclones). Cette sous-région montre une répartition des masses d'eaux sur la verticale complexe, en particulier pour la salinité (Figure 3.26b et Figure 1.9b), avec la succession du minimum de l'ESPIW, venant du Sud, du maximum de l'ESSW, venant du Nord, et à nouveau d'un minimum, avec l'AAIW. Au contraire, la température (Figure 3.26a) présente un profil régulier, avec des changements de pente correspondant aux différentes masses d'eaux.

Dans cette sous-région, on note que le terme advectif est important pour les anticyclones entre 200 m et 400 m de profondeur et que le déplacement vertical, qui est de l'ordre de 25 m (non montré), génère des anomalies significatives entre ~50 m et ~600 m de profondeur. Le déplacement vertical a donc un effet très différent sur les profils de salinité et de température, à

cause de la répartition singulière des masses d'eaux dans cette sous-région. Le piégeage d'ESSW transportée par le sous-courant côtier, moins diluée donc plus chaude et plus salée (Figure 1.9b), pourrait expliquer les anomalies intenses issues de l'advection isopycnale. En dessous de 600 m de fond, les termes advectif et verticaux sont de même signe pour la température (réchauffement) mais s'opposent pour la salinité (faible augmentation de la salinité par l'advection et faible diminution par le déplacement vertical). La Figure 3.26c-d montre que la somme de ces deux contributions (lignes noires sur la Figure 3.26c-f) explique très bien les anomalies observées précédemment, sauf dans la couche de surface (0-50 m) où d'autres processus, non considérés ici, peuvent être importants.

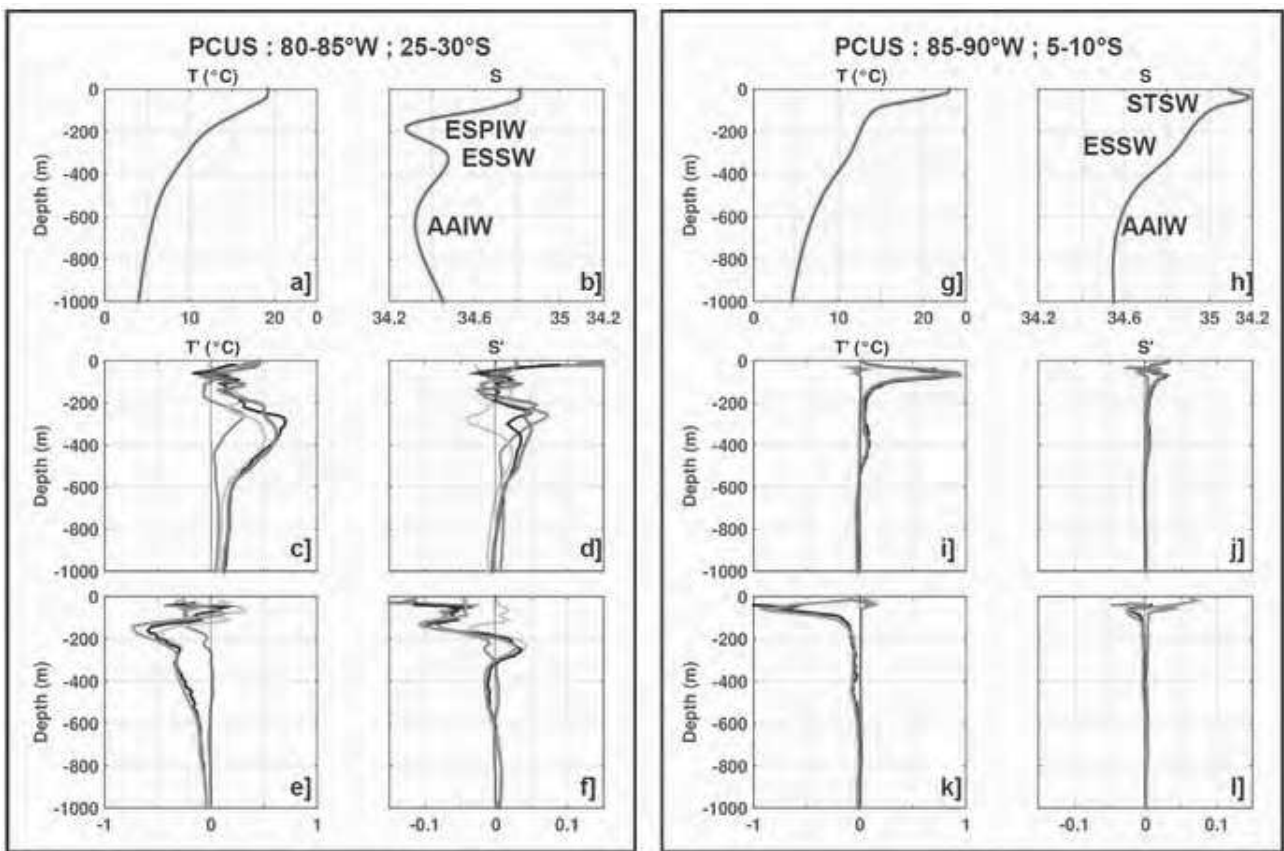


Figure 3.26: Exemple pour deux sous-régions du PCUS : (80-85°W ; 25-30°S) et (85-90°W ; 5-10°S). Profils moyens de **a, g** température et **b, h** salinité hors des tourbillons. Les masses d'eaux reportées sont décrites dans le paragraphe 1.3.1.1. Profils moyens d'anomalies de **c, i, e, k** température et de **d, j, f, l** salinité. Les contributions respectives de l'advection isopycnale (lignes en gris foncé) et du déplacement vertical (lignes en gris clair) sont ajoutées (lignes noires) pour être comparées aux anomalies mesurées dans les AEs (lignes rouges) et les CEs (lignes bleues).

La Figure 3.26e-f montre que dans les cyclones de cette sous-région, le terme advectif impacte la couche 0-200 m, aussi bien en température qu'en salinité (en gris foncé) alors que l'élévation verticale de la colonne d'eau (de l'ordre de ~ 15 m, non montré) est important essentiellement en dessous de 150 m de profondeur (en gris clair), et à nouveau différent pour la température et la salinité en raison de l'hydrologie particulière de la zone (Figure 3.26a-b et Figure 1.9b). La somme de ces deux contributions explique extrêmement bien les anomalies observées. Les anomalies négatives de sel observées vers 150 m de profondeur sont dominées par de l'advection isopycnale d'eau plus douce et accentuée par de la remontée locale d'ESPIW qui est peu salée et centrée à 200 m de profondeur (Figure 3.26b) ; au contraire, les anomalies de salinité observées en dessous de 150 m de fond sont exclusivement associées à de la remontée d'ESSW qui crée l'anomalie positive à 250 m de profondeur, et d'AAIW responsable de l'anomalie négative entre 300 m et 600 m de profondeur.

La Figure 3.26g-l montre un exemple similaire dans la sous-région tropicale ($85-90^\circ\text{W}$; $5-10^\circ\text{S}$), au Nord du PCUS, où les anomalies de température et de salinité sont maximales dans les couches de surface. Dans cette région, l'advection isopycnale joue un rôle complètement négligeable sur les anomalies de température et de salinité observées (en gris foncé), qui sont majoritairement induites par le déplacement vertical de la colonne d'eau (en gris clair). Les tourbillons échantillonnés au Nord du PCUS semblent donc en moyenne ne pas transporter d'anomalies depuis d'autres régions et modulent faiblement les niveaux isopycnaux sur la verticale (± 5 m, non montré). Dans cette sous-région, les tourbillons ont une amplitude moyenne de ~ 2 cm pour un rayon moyen de ~ 130 km. En utilisant l'approximation

$$U_R \sim \frac{g}{f} \cdot \frac{\text{Amplitude}}{\text{Rayon}} \quad \text{on obtient la vitesse de rotation moyenne associée à ces tourbillons de}$$

l'ordre de $8,7 \text{ cm.s}^{-1}$, qui est du même ordre de grandeur que la vitesse de propagation (U_P) de $\sim 8-10 \text{ cm.s}^{-1}$ [Chaigneau et al., 2009]. Ces tourbillons ont donc un paramètre de non-linearité (U_R/U_P) de l'ordre de ~ 1 , et sont donc peu propices au piégeage et au transport d'eau.

L'analyse des contributions respectives de l'advection isopycnale et du déplacement sur la verticale au sein des anticyclones et des cyclones de deux sous-régions du PCUS bien distinctes nous permet donc de détailler plusieurs types de tourbillons qui coexistent dans cet EBUS :

- des anticyclones de subsurface, plutôt présents dans la partie Sud de la zone, qui advectent isopycnalement de l'eau chaude et salée, ce qui suggère une formation due à la déstabilisation du sous-courant côtier (le PCUC) ;

- des cyclones dont l'anomalie dans les couches de surface est majoritairement due à de l'advection isopycnale, alors que sous 200 m de profondeur le déplacement vertical domine ;
- des anticyclones et des cyclones de surface, dont l'anomalie correspond majoritairement à un faible déplacement vertical de la colonne d'eau.

3.2.3.3. Exemples d'application dans le CALUS

Dans cet EBUS, nous avons vu sur la Figure 3.18 que la structure verticale des tourbillons en salinité varie considérablement de part et d'autre de l'isohaline $\sim 33,25$. Nous étudions donc ici deux exemples, l'un située dans une région soumise à la PSUW peu salée (Figure 3.27a-f) et l'autre dans une région sous l'influence de la STSW plus salée (Figure 3.27g-l).

La sous-région ($130-135^\circ\text{W}$; $35-40^\circ\text{N}$) est localisée sur le trajet du Courant de Californie, qui transporte de l'eau froide et peu salée du Nord au Sud, et montre donc un minimum de sel dans les couches de surface associé à la PSUW, ce qui entraîne la présence d'une halocline très marquée entre 100 et 250 m de profondeur (Figure 3.27b). Le déplacement vertical de cette halocline (qui est de l'ordre de 20 m, non montré) et des masses d'eau sous-jacentes explique la majeure partie des anomalies observées dans les anticyclones et cyclones de cette région (Figure 3.27c-f, lignes gris-clair). Cependant, l'advection isopycnale peut également moduler l'effet des déplacements verticaux, notamment dans les couches de surface au dessus de 200 m de profondeur. Les tourbillons de cette région sont donc essentiellement des tourbillons qui piègent de l'eau dans les couches de surface (ou dont l'eau potentiellement piégée dans les niveaux isopycnaux profonds a des caractéristiques thermohalines similaires à celles des masses d'eau locales), et qui induisent des déplacements verticaux pouvant générer des anomalies à plus de 600 m de profondeur.

Au contraire, la région ($135-140^\circ\text{W}$; $20-25^\circ\text{N}$), située au Sud-Ouest du CALUS, est caractérisée par de la STSW, eau chaude et salée présente entre la surface et 200 m de fond, qui surmonte la langue de PSUW peu salée centrée à 250 m de profondeur (Figure 3.27h). Les fortes anomalies de température et de salinité observées à 200 m de fond dans les anticyclones et cyclones de cette sous-région sont essentiellement dues à du déplacement vertical des masses d'eau locales (Figure 3.27i-l, en gris clair), de l'ordre de 15 m (non montré). Cependant, l'advection d'eau plus douce module l'anomalie en sel à cette profondeur, avec une anomalie advectée de salinité négative centrée autour de 200 m de profondeur, pour les anticyclones comme pour les cyclones (Figure 3.27 j, l en gris foncé). Sous 300-400 m de profondeur,

l'advection isopycnale est le processus dominant dans les anticyclones et dans les cyclones, notamment en salinité, alors que le déplacement vertical ne joue qu'un rôle limité. La somme des deux contributions (Figure 3.27i-l, lignes noires) explique à nouveau très bien les anomalies observées dans les tourbillons.

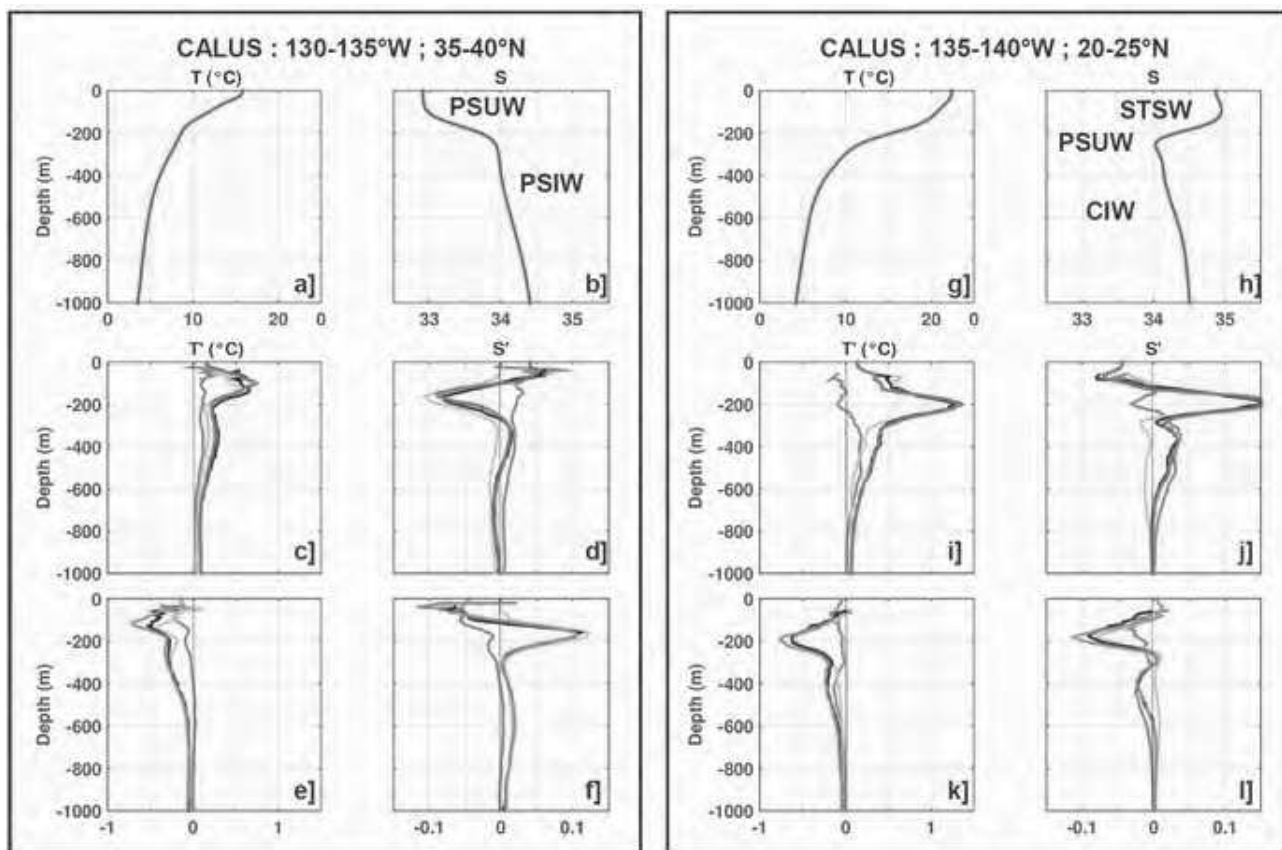


Figure 3.27: Exemple pour deux zones du CALUS : (130-135°W ; 35-40°N) et (135-140°W ; 20-25°N).
Les masses d'eaux reportées sont décrites dans le paragraphe 1.3.2.1.

Comme pour le PCUS, la somme des contributions de l'advection isopycnale et du déplacement sur la verticale permet d'expliquer de manière très satisfaisante les anomalies observées dans les tourbillons. On trouve ainsi dans le CALUS

- des anticyclones et des cyclones intensifiés en subsurface, entre 300 et 600 m de profondeur. Leurs anomalies sont majoritairement expliquées par de l'advection isopycnale dans la partie Sud-Ouest du CALUS. Les anticyclones concernées s'apparenteraient donc aux Cuddies, issus de la déstabilisation du sous-courant du CALUS (le CUC) [Jerónimo and Gómez-Valdés, 2007; Pelland et al., 2013]. Dans la partie Est du CALUS, influencée par la PSUW, le

déplacement vertical est la contribution majeure à ces anomalies de subsurface ;

- des anticyclones et des cyclones dont les anomalies sont maximales autour de 200 m de profondeur, principalement associées à un déplacement vertical de la colonne d'eau et de la halocline très marquée. L'advection isopycnale module faiblement ces anomalies. Le changement de signe des anomalies de sel est expliqué par la salinité de l'eau de surface qui varie fortement dans le CALUS.

3.2.3.4. Exemples d'application dans le CANUS

Dans cet EBUS, la Figure 3.19 et la Figure 3.20 ont montré de forts changements sur la structure verticale des tourbillons selon la sous-région considérée. Nous allons ici présenter deux sous-régions, l'une située à l'extrême Nord du CANUS (Figure 3.28a-f), potentiellement influencée par les Meddies, et l'autre au Sud du CANUS (Figure 3.28g-l), où les anomalies dans les tourbillons apparaissent dans les couches de surface.

Dans la sous-région (20-25°W; 30-35°N), sous l'influence du courant des Açores (Figure 1.12), la salinité moyenne hors tourbillons se caractérise par un maximum local centré vers 1000 m de profondeur (Figure 3.28b), associé à de l'Eau Méditerranéenne modifiée (MW). La structure verticale des AEs (Figure 3.28c-d) montre que les anomalies positives observées sont essentiellement dues à *i*) du déplacement vertical de la colonne d'eau au dessus de 750 m de profondeur, qui est de l'ordre de ~30 m (en gris clair), avec une advection isopycnale impactant les couches de surface (en gris foncé) et *ii*) de l'advection isopycnale dans les couches profondes sous 800 m. Il est donc fortement probable que cette région soit effectivement influencée à la fois par des anticyclones intensifiés en surface, et par le passage de Meddies transportant des anomalies chaudes et salées dans des niveaux isopycnaux profonds. Au contraire, la forme générale des anomalies dans les cyclones (Figure 3.28e-f) est essentiellement liée à des déplacements verticaux de la colonne d'eau (en gris clair), hormis au dessus de 100 m de profondeur où le terme advectif est prépondérant et explique les anomalies observées, notamment en sel (en gris foncé). Les tourbillons de cette sous-région semblent donc majoritairement être des cyclones de surface transportant de l'eau relativement douce et froide en surface et approfondissant les niveaux profonds.

La sous-région tropicale du CANUS (30-35°W; 5-10°N) a une hydrologie bien distincte, caractérisée par la présence d'eau tropicale en surface transportée par le NECC (Figure 1.12), associée à un minimum de sel, surmontant de la NACW centrée à ~80m de profondeur (Figure

3.28b). Dans cette région, les anticyclones et les cyclones sont majoritairement intensifiés en surface et les anomalies de température et de salinité résultent essentiellement des mouvements verticaux qui sont de l'ordre de ~ 10 m. Tout comme dans la région Nord du PCUS, les tourbillons observés dans cette sous-région du CANUS sont relativement gros (rayons de ~ 160 km) et peu développés (amplitude de 4,5 cm), et leur vitesse de rotation moyenne (~ 14 cm.s $^{-1}$) est de l'ordre de la vitesse de déplacement (~ 10 cm.s $^{-1}$ [Chaigneau et al., 2009]), ce qui ne leur permet pas de piéger et d'advecter efficacement de l'eau d'origine différente. Au contraire, dans la sous-région précédente située au Nord du CANUS, une estimation du paramètre de non-linéarité donne des valeurs de ~ 3 et les termes advectifs dans les tourbillons sont bien plus importants.

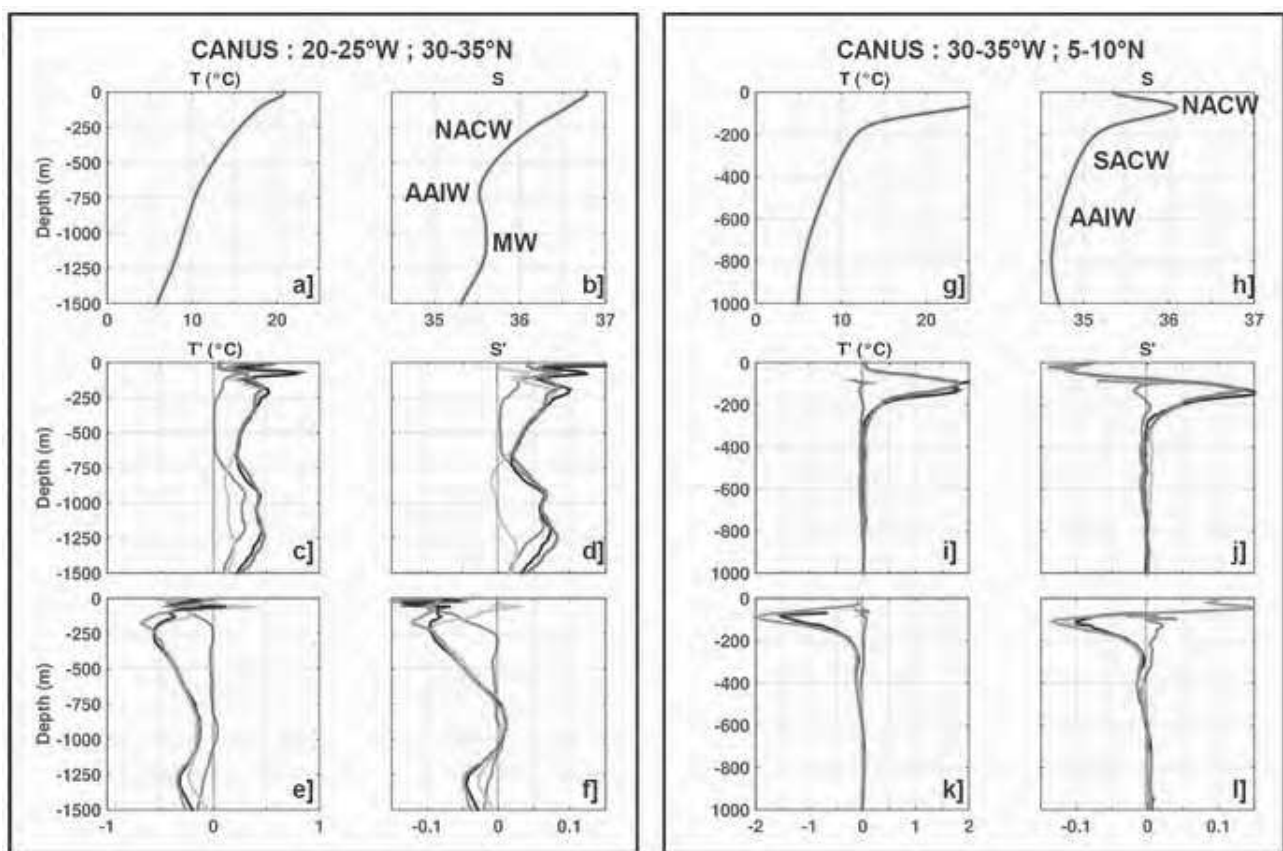


Figure 3.28: Exemple pour deux zones du CANUS : (20-25°W ; 30-35°N) et (30-35°W ; 5-10°N). Les masses d'eaux reportées sont décrites dans le paragraphe 1.3.3.1.

Comme dans le PCUS et le CALUS, la somme des contributions de l'advection isopycnale et du déplacement vertical permet de rendre compte et d'interpréter les anomalies observées dans les tourbillons du CANUS, et ce dans différentes sous-régions. Ces diagnostics permettent également de montrer que les anomalies inversées observées dans la sous-région englobant

l'archipel des Canaries (20- 15°W ; 25- 30°N) sur la Figure 3.20 en dessous de 1000 m de fond, sont essentiellement dues à de l'advection (non montré). Cependant l'origine de ces masses d'eau advectées isopycnalement, qui sont froides et peu salées dans les anticyclones et chaudes et salées dans les cyclones, ne sont pas comprises à ce stade.

On peut donc séparer le CANUS en deux régions distinctes, où les anomalies ont des origines différentes :

- la région au Nord de la zone frontale du Cap vert, où les anticyclones et les cyclones sont non-linéaires et présentent des anomalies majoritairement dues à un déplacement vertical important jusqu'à 750 m de profondeur ainsi que de l'advection dans les couches de surface. La présence de Meddies se distingue par une contribution de l'advection isopycnale majoritaire entre 750 et 1500 m de profondeur ;

- la région au Sud de la zone frontale, où l'advection isopycnale est très faible dans les anticyclones comme dans les cyclones, qui doivent donc leurs fortes anomalies de surface au déplacement vertical de la thermocline et de la pycnocline.

3.2.3.5. Exemples d'application dans le BENUS

Pour cet EBUS, nous choisissons également deux exemples qui montrent des caractéristiques verticales moyennes bien distinctes, l'un situé au Nord du BENUS (Figure 3.29a-f), au Nord du front Angola-Benguela, et l'autre dans la partie Sud du BENUS (Figure 3.29g-l).

La sous-région (5°W-0 ; 10-15°S), localisée au Nord du front d'Angola-Benguela, est caractérisée par une thermocline et une halocline marquées entre 50 et 150 m de profondeur (Figure 3.29a-b). Dans cette région, les anomalies observées dans les tourbillons sont essentiellement liées à du déplacement vertical très faible (de l'ordre de 2 m) et les termes advectifs sont d'un ordre de grandeur inférieur, notamment pour les cyclones. Ceci est cohérent avec un paramètre de non-linéarité estimé de 0,7 qui ne permet pas de piéger efficacement de l'eau au sein des tourbillons.

Au contraire, les tourbillons de la partie Sud du BENUS montrent des anomalies intenses jusqu'à ~800 m de profondeur qui sont en accord avec la somme des deux contributions estimées, notamment en dessous de ~100 m de profondeur (Figure 3.29i-l). Bien que les anticyclones dans cette sous-région aient un paramètre de non-linéarité de l'ordre de 4-5, le terme advectif ne participe quasiment pas aux fortes anomalies de subsurface observées (Figure

3.29c,d). Ceci est probablement lié au fait qu'aux niveaux isopycnaux correspondant aux fortes anomalies ($\sigma_\theta = 26,5-27 \text{ kg.m}^{-3}$), la salinité et la température à grande échelle ne montrent pas de variations importantes entre les zones de formation des tourbillons et la sous-région considérée (non montré). L'eau transportée par les anticyclones le long de ces isopycnes est homogène et ne crée donc pas d'anomalies locale. Dans les anticyclones, les anomalies observées sont ainsi principalement dues à des déplacements verticaux de la colonne d'eau, qui sont en moyenne de l'ordre de 30-40 m. Au contraire, pour les cyclones de cette sous-région (Figure 3.29e,f), les termes advectifs contribuent significativement aux anomalies observées dans la couche 0-200 m et à nouveau, les fortes anomalies de température et de sel observées dans les niveaux plus profonds sont liés à la déformation verticale.

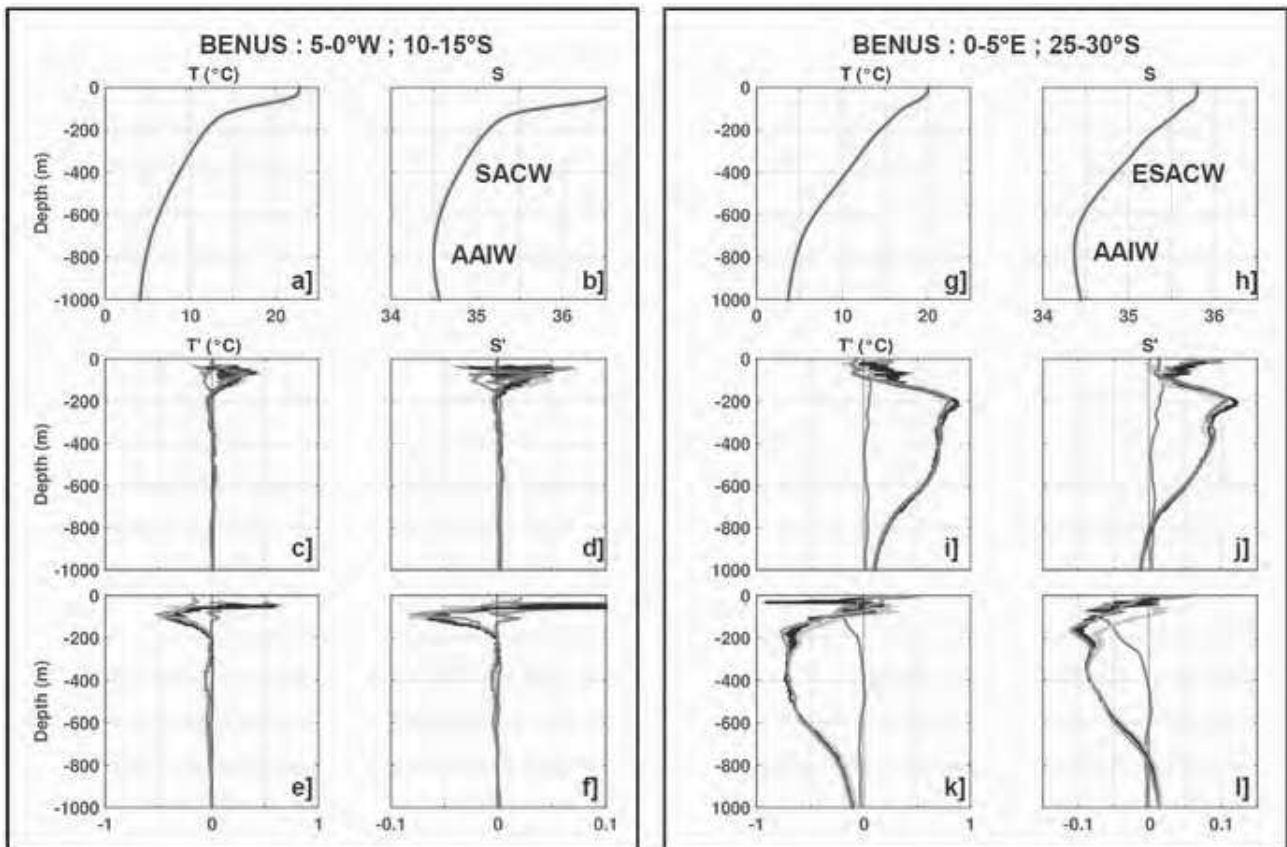


Figure 3.29: Exemple pour deux zones du BENUS : (5-0°W ; 10-15°S) et (0-5°E ; 25-30°S). Les masses d'eaux reportées sont décrites dans le paragraphe 1.3.4.1.

3.3. Conclusion

Ce chapitre proposait une description "climatologique" des tourbillons détectés et suivis dans les quatre EBUS.

Dans la première partie, nous avons vu que la répartition spatiale des tourbillons concordait avec les études antérieures. Les distributions des rayons et amplitudes des tourbillons détectés sur les cartes altimétriques montrent une grande proportion de petites échelles, avec ~40-50 % des tourbillons ayant une amplitude inférieure à 1 cm et un rayon inférieur à 40 km. Ces petites échelles correspondent à la limite de détection des cartes altimétriques, qui représente correctement les structures ayant des dimensions plus grandes (150 – 200 km). L'absence de seuil en amplitude dans notre algorithme pourrait donc détecter des artefacts liés à la construction de la SLA. Au contraire, les tourbillons échantillonnées par les profileurs Argo montrent des caractéristiques de surfaces bien plus grandes, mais ces tourbillons robustes ne représentent qu'une faible part des tourbillons détectés.

La construction des trajectoires a mis en évidence qu'une forte proportion des tourbillons de petites échelles est associée à des trajectoires dont la durée de vie est inférieure à 30 jours. Ces trajectoires regroupent donc a priori les possibles artefacts et les tourbillons trop peu intenses pour avoir une influence significative sur le mélange et la redistribution de propriétés. Les rayons et amplitudes augmentent très significativement pour les trajectoires de longue durée de vie, en particulier pour les trajectoires contenant un tourbillon échantillonné par un profileur Argo. L'analyse des trajectoires échantillonnées n'est donc pas représentative de l'ensemble des tourbillons peuplant les EBUS, mais de ceux ayant les plus grandes échelles.

Dans la seconde partie, nous avons vu que malgré des caractéristiques grande échelle similaires, la structure verticale moyenne des tourbillons échantillonnés est très variable d'un EBUS à l'autre. Les profils moyens d'anomalies présentés suggèrent la présence simultanée de plusieurs types de tourbillons au sein d'une même région (intensifiés en surface ou subsurface, ayant plusieurs cœurs). Cette hétérogénéité est confirmée par une analyse de la structure verticale dans des sous-régions de $5^\circ \times 5^\circ$. Cette représentation plus locale de la structure verticale permet de mettre en évidence le lien étroit qui existe entre les anomalies mesurées dans les tourbillons et la circulation régionale, en particulier en fonction des positions des fronts séparant différentes masses d'eaux. Ainsi, le PCUS est la seule région où les anomalies moyennes (positives et de

subsurface pour les AEs, négatives et de surface pour les CEs) dans les sous-régions sont proches de la moyenne régionale. Seule la bande latitudinale la plus proche de l'équateur présente des anomalies majoritairement intensifiées en surface qui s'écartent de cette moyenne. Dans le CALUS, les anomalies dans les sous-régions varient fortement en fonction de la salinité dans les couches de surface, changeant de signe en fonction de leur position par rapport à l'isohaline 33,25, ce qui permet d'expliquer les profils moyens d'anomalies de sel proche de zéro. Dans le CANUS, la zone frontale du Cap Vert délimite la partie Nord, peuplée de tourbillons ayant une grande extension sur la verticale et où on peut trouver la signature de Meddies, alors que la partie Sud présente des tourbillons intensifiés uniquement dans les couches de surface. Dans le BENUS, la zone frontale d'Angola-Benguela joue aussi un rôle délimitant, entre des structures plus superficielles dans la partie Nord, et des tourbillons ayant un fort développement sur la verticale dans la partie Sud, également lieu de transit pour les Anneaux des Aiguilles et des cyclones associés.

Finalement, l'utilisation de diagnostics relativement simples a permis d'estimer les contributions respectives de l'advection isopycnale et du déplacement vertical aux anomalies de température et de salinité mesurées dans les tourbillons. Ces diagnostics ont confirmé la présence simultanée de tourbillons très différents dans les EBUS :

- Les tourbillons dont les anomalies sont majoritairement expliquées par un mouvement sur la verticale. Le déplacement des thermoclines et pycnoclines marquées génère de fortes anomalies dans les couches de surface, mais des anomalies fortes de subsurface peuvent également être dues à un repositionnement des isopycnes sur la verticale.

- Les tourbillons dont les anomalies sont majoritairement expliquées par de l'advection isopycnale. Il faut noter que les anticyclones concernés sont généralement intensifiés en subsurface, signature possible du transport d'eau issue du sous-courant côtier, alors que les cyclones montrent des anomalies liées à l'advection principalement dans les couches plus superficielles.

- Les tourbillons qui transitent par les EBUS sans y être générés, comme les Meddies dans le CANUS, reconnaissables à leur forte signature en profondeur essentiellement due à de l'advection d'eau Méditerranéenne, ou les Anneaux des Aiguilles et les cyclones qui y sont associés dans le Sud du BENUS, qui par leur taille déplacent verticalement les isopycnes de ~30-40 m.

Ce chapitre a montré la diversité des tourbillons qui peuplent chaque EBUS, et confirme donc la nécessité de cibler des tourbillons aux propriétés similaires ou formés dans des régions précises afin notamment de pouvoir étudier l'évolution de leurs caractéristiques de surface et de leur structure verticale au cours de leur vie. Le but du chapitre suivant est donc de se focaliser uniquement sur les tourbillons se formant dans les zones côtières de chaque EBUS.

Chapitre 4 : Article : Main eddy vertical structures observed in the four major Eastern Boundary Upwelling Systems

Dans le Chapitre 3, nous avons présenté une vision plutôt Eulérienne de la structure verticale des tourbillons cycloniques et anticyclonique grâce aux profils de température et de salinité réalisés par les profileurs Argo. Dans ce chapitre, nous allons utiliser les trajectoires pour proposer une analyse plutôt Lagrangienne de la structure verticale. Comme vu précédemment, le nombre de tourbillons échantillonné par les profileurs Argo est très faible par rapport à l'ensemble des tourbillons détectés par altimétrie. Sur l'ensemble des trajectoires échantillonnées au moins une fois par un profileur Argo, aucune n'a été échantillonnée régulièrement entre sa formation et sa dissipation. Nous avons donc cherché à regrouper les trajectoires dont les tourbillons échantillonnés ont des profils d'anomalies similaire. Grâce à l'altimétrie, nous pouvons identifier les phases de croissance, de maturation et de dissipation qui constituent les étapes de la vie du tourbillon. Nous avons ensuite construit une évolution composite des structures verticales des principaux types de tourbillons en nous basant sur les profils verticaux acquis par les profileurs Argo au cours de ces phases. Ce travail a été publié dans le *Journal of Geophysical Research : Oceans* en 2015 (DOI : 10.1002/2015JC010950).

Résumé de l'article

Comme mentionné précédemment, les tourbillons de mésoéchelle formés dans les quatre EBUS peuvent moduler la production primaire et transporter des propriétés côtières vers l'océan hauturier. Si leurs caractéristiques de surface ont été relativement bien décrites dans le passé, leur structure verticale et l'évolution temporelle de leurs propriétés restent peu connues. Cette étude

combine donc 10 ans de données altimétriques et de profils hydrologiques (température et salinité) acquis par les profileurs Argo afin de (i) analyser les caractéristiques principales de surface des tourbillons de longues durées de vies ainsi que leur évolution temporelle et (ii) décrire la structure verticale des principaux types de tourbillons qui coexistent dans chaque EBUS. La classification hiérarchique ascendante (ou "*clustering*") des profils Argo faisant surface dans les tourbillons de chaque EBUS permet de déterminer la proportion de tourbillons intensifiés en surface et en subsurface dans chaque région, et de décrire leur structure verticale en terme d'anomalies de température, salinité et hauteur dynamique. Dans le PCUS, 55 % des anticyclones échantillonnés ont des anomalies de température et de salinité maximales sous la pycnocline saisonnière, tandis que 88 % des tourbillons cycloniques sont intensifiés en surface. Dans le CALUS, seulement 30 % des anticyclones sont intensifiés en subsurface et tous les cyclones présentent des anomalies maximales au-dessus de la pycnocline. Dans le CANUS, 40 % des anticyclones et 60 % des cyclones sont intensifiés en subsurface avec une extension des anomalies sur la verticale allant jusqu'à 800 m de profondeur. Finalement, le BONUS génère 40 – 50 % de tourbillons relativement faibles et intensifiés en surface, et 50 – 60 % de tourbillons de subsurface beaucoup plus intenses. Ces deux types de tourbillons présentent une distribution géographique claire. L'évolution temporelle de ces anomalies ainsi que les mécanismes responsables des structures verticales observées seront discutés.

RESEARCH ARTICLE

10.1002/2015JC010950

Key Points:

- The main eddy characteristics at the sea-surface are described in each EBUS
- We depict the main eddy vertical structures that coexist in each EBUS
- The proportion of surface and subsurface eddies is provided for each EBUS

Correspondence to:

Cori Pegliasco
cori.pegliasco@legos.obs-mip.fr

Citation:

Pegliasco, C., A. Chaigneau, and R. Morrow (2015), Main eddy vertical structures observed in the four major Eastern Boundary Upwelling Systems, *J. Geophys. Res. Oceans*, 120, doi:10.1002/2015JC010950.

Received 30 APR 2015

Accepted 12 AUG 2015

Accepted article online 14 AUG 2015

Main eddy vertical structures observed in the four major Eastern Boundary Upwelling Systems

Cori Pegliasco¹, Alexis Chaigneau^{1,2}, and Rosemary Morrow¹

¹Laboratoire d'Etudes en Géophysique et Océanographie Spatiales, UMR CNRS, Université Paul Sabatier, CNES, IRD, Toulouse, France, ²Instituto del MAR de Perú, Callao, Perú

Abstract In the four major Eastern Boundary Upwelling Systems (EBUS), mesoscale eddies are known to modulate the biological productivity and transport near-coastal seawater properties toward the offshore ocean, however little is known about their main characteristics and vertical structure. This study combines 10 years of satellite-altimetry data and Argo float profiles of temperature and salinity, and our main goals are (i) to describe the main surface characteristics of long-lived eddies formed in each EBUS and their evolution, and (ii) to depict the main vertical structure of the eddy-types that coexist in these regions. A clustering analysis of the Argo profiles surfacing within the long-lived eddies of each EBUS allows us to determine the proportion of surface and subsurface-intensified eddies in each region, and to describe their vertical structure in terms of temperature, salinity and dynamic height anomalies. In the Peru-Chile Upwelling System, 55% of the sampled anticyclonic eddies (AEs) have subsurface-intensified maximum temperature and salinity anomalies below the seasonal pycnocline, whereas 88% of the cyclonic eddies (CEs) are surface-intensified. In the California Upwelling System, only 30% of the AEs are subsurface-intensified and all of the CEs show maximum anomalies above the pycnocline. In the Canary Upwelling System, ~40% of the AEs and ~60% of the CEs are subsurface-intensified with maximum anomalies extending down to 800 m depth. Finally, the Benguela Upwelling System tends to generate ~40–50% of weak surface-intensified eddies and ~50–60% of much stronger subsurface-intensified eddies with a clear geographical distribution. The mechanisms involved in the observed eddy vertical shapes are discussed.

1. Introduction

The four major Eastern Boundary Upwelling Systems (EBUS), namely the Peru-Chile and California Upwelling Systems (PCUS and CALUS, respectively) in the Pacific Ocean, and the Canary and Benguela Upwelling Systems (CANUS and BENUUS, respectively) in the Atlantic Ocean, share similar characteristics. First, due to the presence of permanent large-scale atmospheric subtropical anticyclones above the four ocean basins, the winds blow parallel to the coasts toward the equator [Bakun and Nelson, 1991; Tomczak and Godfrey, 1994]. Under the action of these winds, the four EBUS are characterized by an offshore Ekman transport of the near-surface water and the upwelling of relatively cold and nutrient-enriched deep water along the coast, promoting an intense biological productivity in the near-surface layers [Carr and Kearns, 2003; Chavez and Messié, 2009]. Indeed, these four regions, which cover only ~1% of the total ocean area of the world, support large industrial fisheries and represent around 20% of the global fish catch [Pauly and Christensen, 1995; Fréon et al., 2009].

Second, the four EBUS exhibit similar large-scale dynamics with the presence of near-coastal equatorward currents that carry relatively fresh and cold water in the surface layers from higher latitudes [Strub et al., 1998, 2013; Batteen et al., 2000; Hardman-Mountford et al., 2003; Machín et al., 2006]. This surface circulation is mainly wind-forced, but also reinforced, through geostrophic adjustment, by the cross-shore temperature (and density) gradients that separate relatively cold upwelled coastal water from warm offshore water. In contrast, in subsurface layers, the four EBUS encompass relatively strong undercurrents that flow poleward along the continental slope, carrying relatively warm and salty waters of equatorial origin [Silva and Neshyba, 1979; Mittelstaedt, 1983; Barton et al., 1998; Garfield et al., 1999; Pierce et al., 2000; Gordon, 2003; Shillington et al., 2006; Hutchings et al., 2009; Montes et al., 2010].

Third, both the velocity shear of the near coastal current systems and the mean Ekman circulation that transports relatively denser coastal water above lighter offshore waters, lead to the formation of instabilities.

In the four EBUS, these instabilities favor the generation of mesoscale eddies that are mainly formed near the coast and propagates mostly westward toward the interior of subtropical gyres, [Morrow *et al.*, 2004; Chaigneau *et al.*, 2009; Chelton *et al.*, 2011]. These nonlinear mesoscale eddies trap water into their cores and participate to the general mixing and redistribution of physical and bio-geochemical properties from the coastal regions to the open ocean [Logerwell and Smith, 2001; Barton and Aristegui, 2004; Rubio *et al.*, 2009; Morales *et al.*, 2012; Dong *et al.*, 2014]. Along their paths, they can also modulate the bio-geochemistry and ocean productivity [Correa-Ramirez *et al.*, 2007; Marchesiello and Estrade, 2007; Gruber *et al.*, 2011; Stramma *et al.*, 2013; Mahadevan, 2014] but also impact the overlying atmosphere interactions affecting heat fluxes at the sea-air interface, winds, cloud cover and precipitations [Morrow and Le Traon, 2012; Frenger *et al.*, 2013; Mahadevan, 2014; Villas Bôas *et al.*, 2015].

The general physical properties of mesoscale eddies have been extensively described within each of the four EBUS in particular from sea-level anomaly (SLA) maps acquired from multimissions altimeters [Chaigneau *et al.*, 2008; Rubio *et al.*, 2009; Sangrà *et al.*, 2009; Kurian *et al.*, 2011], and from numerical simulations [e.g., Colas *et al.*, 2012; Kurian *et al.*, 2011; Batteen *et al.*, 2000; Rubio *et al.*, 2009]. Comparisons of eddy dynamics between EBUS have also been performed [e.g., Morrow *et al.*, 2004; Marchesiello and Estrade, 2007; Capet *et al.*, 2008, 2014; Chaigneau *et al.*, 2009]. Although the main eddy characteristics depend on their region of formation and the considered latitude, the four EBUS eddies have typical radii of 50–150 km and amplitudes of 5–10 cm, and propagate westward with speeds of 5–10 cm.s^{-1} [e.g., Chaigneau *et al.*, 2009; Capet *et al.*, 2014]. Compared to the surface eddy characteristics, the vertical structure of the eddies formed in the 4 EBUS has been poorly documented. The few studies describing the vertical distribution of the temperature and salinity fields inside eddies in the EBUS are mainly based on individual eddies, sampled during specific cruises and in restricted areas [e.g., De Ruijter *et al.* [1999], Garzoli *et al.* [1999], Froyland *et al.* [2012] for the BONUS; Huyer *et al.* [1998], Kurian *et al.* [2011], Dong *et al.* [2012] for the CALUS; Paillet *et al.* [2002], Sangrà *et al.* [2007] for the CANUS; Holte *et al.* [2013], Hormazabal *et al.* [2013] for the PCUS]. However, by merging satellite altimetry data and Argo float profiles, Chaigneau *et al.* [2011] have been able to reconstruct the mean thermohaline vertical structure of composite eddies in the PCUS. On average in this EBUS, relatively warm and salty anticyclonic eddies are mainly subsurface intensified, whereas cold and fresh cyclonic eddies are surface-intensified [Johnson and McTaggart, 2010; Chaigneau *et al.*, 2011; Colas *et al.*, 2012]. The vertical shift of the eddy core was attributed to the mechanisms involved in the eddy generation, suggesting that cyclonic eddies (CEs) are formed by instabilities of the equatorward near-coastal currents whereas subthermocline anticyclonic eddies (AEs) are likely shed by the subsurface poleward Peru-Chile Undercurrent [Johnson and McTaggart, 2010; Chaigneau *et al.*, 2011; Colas *et al.*, 2012].

Given the opportunity to investigate the subsurface physical characteristics of the eddies from Argo float data [Chaigneau *et al.*, 2011; Liu *et al.*, 2012; Yang *et al.*, 2013; Castelao, 2014], we analyze, classify and compare the eddy vertical structures in the 4 EBUS from altimetry maps and Argo profiles. In particular, as the 4 EBUS share similar large-scale dynamics, we aim to examine whether the mean eddy vertical thermohaline structures are also similar in the 4 EBUS. Applying a hierarchical classification method on the Argo float profiles, we aim to determine and quantify, within each EBUS, the distinct eddy-types that coexist (e.g., surface or subsurface-intensified cores). The temporal evolution of some of the eddy characteristics and vertical structure is also examined.

2. Data and Methods

In order to study the eddy vertical structure in the 4 EBUS, two main data sets are used: altimetric sea level anomaly maps to automatically detect mesoscale eddies at the sea-surface, and vertical temperature and salinity profiles acquired by Argo floats to examine the vertical distribution of these parameters within the detected eddies.

2.1. Sea-Level Altimetry Maps and Eddy Tracking Algorithm

The presence and position of mesoscale eddies in the four EBUS were determined by analyzing daily sea-level anomaly (SLA) maps produced by Ssalto/Duacs and distributed by CLS (Space Oceanography Division, Toulouse, France: <http://www.aviso.oceanobs.com>). This gridded multimissions altimeter product, computed relative to a 7 year mean (1993–1999), was extracted from January 2000 to December 2010 to match the Argo floats' availability. The daily SLA maps we used were distributed at the end of 2013, before the

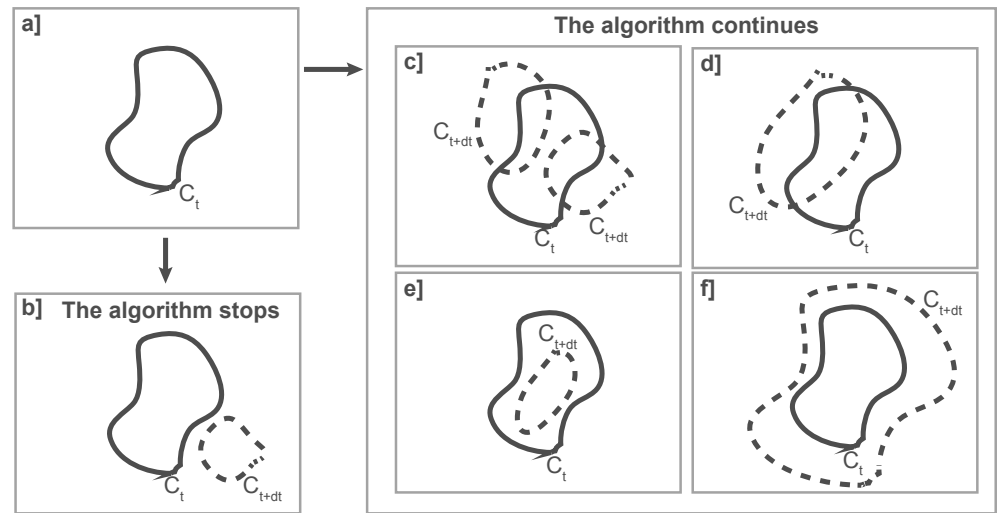


Figure 1. Illustration of the eddy tracking algorithm. (a) Black solid contours represent a given eddy edge (C_t) at time t whereas black dashed contours represent eddy edges (C_{t+dt}) at time $t+dt$. Several cases are presented: (b) no intersection between eddies at time $t+dt$ and C_t and the eddy tracking is stopped; (c) several eddies at $t+dt$ intersect C_t and the eddy-tracking algorithm uses a cost function to determine the one most similar to C_t ; (d) only one eddy at $t+dt$ intersects C_t ; (e) C_{t+dt} is included within C_t ; (f) C_t is included within C_{t+dt} .

more recent DUACS 2014 version that is computed relative to a 20 year mean. Although the reference period and interpolation scales differ between both products, a similar data processing procedure is used to merge and interpolate alongtrack SLA data on a daily Cartesian grid of $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ spatial resolution.

In a first stage, mesoscale eddies were detected on each SLA map using the algorithm initially developed by Chaigneau *et al.* [2008] and slightly modified by Chaigneau *et al.* [2009]. This algorithm detects eddy centers corresponding to local SLA extrema (minima for CEs and maxima for AEs). Then, for each detected eddy center, the algorithm searches for the eddy edge that corresponds to the outermost closed SLA contour encircling only the considered center. This eddy detection method detects fewer false eddies than other classically used methods [Chaigneau *et al.*, 2008; Souza *et al.*, 2011; Yi *et al.*, 2014] and is similar to the one used by Chelton *et al.* [2011] to study the main eddy characteristics at global scale.

In a second stage, in order to monitor the evolution of mesoscale eddies along their pathways in the four EBUS, each vortex was tracked from the time of its appearance to its dissipation. First, the tracking algorithm classified eddies according to their polarity (cyclonic or anticyclonic). Second, for each eddy edge identified at time t and delimited by a contour C_t (Figure 1a), the algorithm searches at time $t+dt$ ($dt = 1$ day) for any eddy edge C_{t+dt} intersecting C_t (Figures 1b–1f). If none of the eddies at $t+dt$ intersects C_t , this eddy is considered to have disappeared (Figure 1b). If only one contour C_{t+dt} intersects C_t , the associated vortex is considered to be the same eddy that is tracked from t to $t+dt$. The temporal evolution of the eddy shape between t and $t+dt$ can exhibit two main patterns: (i) a simple translation characterized by contour intersections (Figure 1d) or not (Figure 1b); (ii) a size decay (Figure 1e) or growth (Figure 1f) without clear translation. If several contours C_{t+dt} intersect C_t (Figure 1c), a cost function (CF) is computed as:

$$CF = \sqrt{\left(\frac{\Delta R - \overline{\Delta R}}{\sigma_{\Delta R}}\right)^2 + \left(\frac{\Delta A - \overline{\Delta A}}{\sigma_{\Delta A}}\right)^2 + \left(\frac{\Delta EKE - \overline{\Delta EKE}}{\sigma_{\Delta EKE}}\right)^2} \quad (1)$$

where ΔR , ΔA , ΔEKE are, respectively, the radius, amplitude and eddy kinetic energy (EKE) variations between the vortex delimited by C_t and those intersecting C_t at time $t+dt$. $\overline{\Delta R}$, $\overline{\Delta A}$, $\overline{\Delta EKE}$ are determined for each EBUS by estimating average departures for a limited number (~ 1000) of successfully formed tracks obtained from single contour intersections. Similarly $\sigma_{\Delta R}$, $\sigma_{\Delta A}$, $\sigma_{\Delta EKE}$ correspond to the standard deviation of the departures computed from the same set of ~ 1000 trajectories. In contrast to the cost function used in [Penven *et al.*, 2005] or Chaigneau *et al.* [2008, 2009], the standardization used in equation (1) means that each term on the right hand-side exhibit similar ranges and hence similar weights in the CF . Among all of

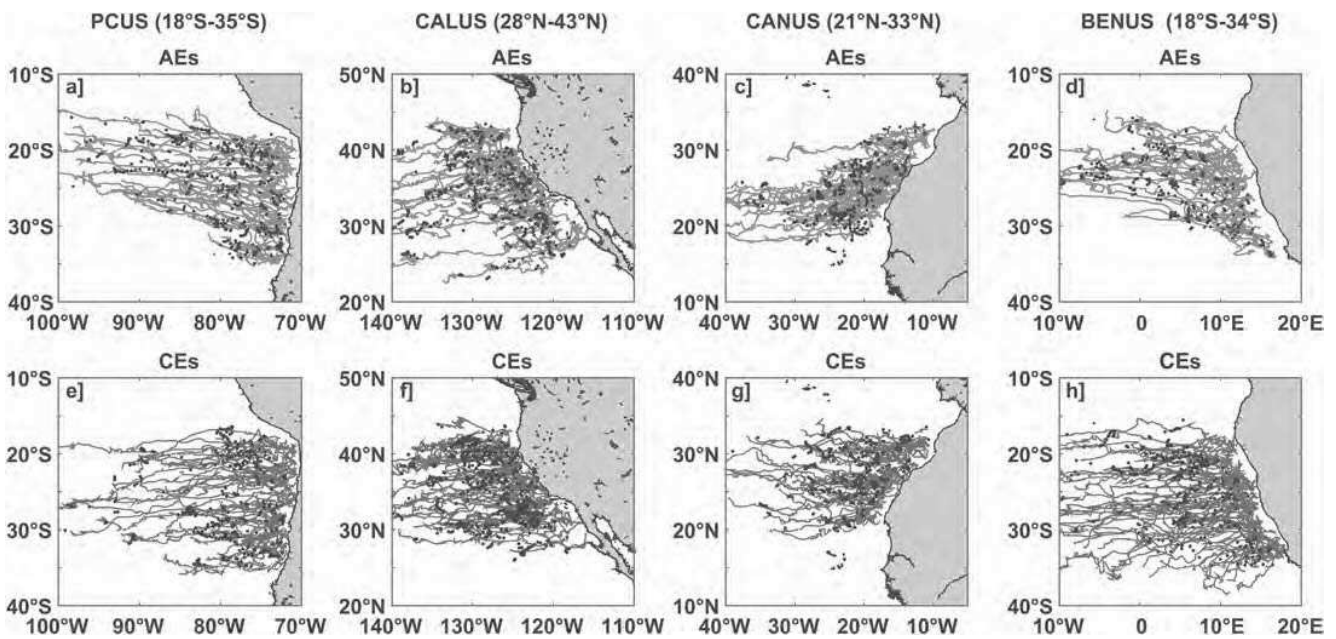


Figure 2. Trajectories of the (a–d) long-lived anticyclonic (in red) and (e–h) cyclonic eddies (in blue), formed between the coast and 400 km offshore in the four major Eastern Boundary Upwelling Systems. Only eddies having a lifetime longer than 30 days and sampled at least once by Argo floats (black dots) are shown. The meridional extent considered for each EBUS is also indicated in brackets.

the eddies intersecting C_r , the tracking algorithm selects the vortex that minimizes the CF and continues the eddy tracking until its disappearance.

Furthermore, eddy-merging or separation events frequently occur in the ocean. In case of an eddy-merging event, our algorithm considers that the trajectory after merging is the continuity of the oldest eddy, whereas the younger eddy trajectory is stopped. In contrast, if an eddy splitting event occurs, the cost function allows us to follow the more similar eddy along the trajectory while the less similar is considered as a new trajectory. In this study, we only retain “long-lived eddies” lasting more than 30 days and formed closer than ~400 km to the coast in the active upwelling centers of each EBUS (Figure 2), between January 2000 and December 2010. In agreement with previous studies [e.g., Chaigneau *et al.*, 2009], these main hot-spot regions of eddy generation extend from 18°S to 35°S in the PCUS [see Fréon *et al.*, 2009, Figure 1], from 28°N to 43°N in the CALUS [Checkley and Barth, 2009], from 21°N to 33°N for CANUS [Aristegui *et al.*, 2009] and from 18°S to 34°S for BENUS [Fréon *et al.*, 2009]. In each EBUS, between 400 and 500 “long-lived” AEs and CEs are generated in the upwelling areas (Table 1). These long-lived trajectories represent between

35% and 50% of the number of tracks formed near the coast, the rest are short-lived eddies. Note that it does not exist an official definition for “long-lived eddies” and, depending on the authors, the choice of their minimal duration can vary from a few weeks to several months [e.g., Fang and Morrow, 2003; Chaigneau and Pizarro, 2005; Chaigneau *et al.*, 2008; Sangrà *et al.*, 2009; Kurczyn *et al.*, 2012; Chelton *et al.*, 2007, 2011; Chaigneau *et al.*, 2009; Chen *et al.*, 2011]. Here we refer to “long-lived eddies” as eddies having a lifetime longer than 30 days, that is consistent with previous studies

Table 1. Number of Long-Lived Eddy Trajectories and Argo Float Profiles in the Four EBUS

	BENUS	CANUS	CALUS	PCUS
<i>Number of Long-Lived^a Trajectories</i>				
AEs	457	410	485	467
CEs	474	396	511	461
<i>Number of Trajectories Sampled by Argo Floats</i>				
AEs	63	88	106	78
CEs	107	72	130	97
<i>Number of Argo Profiles</i>				
OEs	2924	4527	8628	5147
AEs	1015	1369	2603	1710
CEs	879	1415	2529	1542
<i>Number of Argo Profiles Within Long-Lived Trajectories</i>				
AEs	266	338	637	420
CEs	390	380	725	403

^aLong-lived eddies correspond to eddies with a lifetime longer than 30 days.

and close to the typical e-folding timescale of ~ 35 days used in the objective interpolation procedure for the SLA product [e.g., *Chelton et al.*, 2011]. Increasing the minimal duration of the eddies does not strongly alter the results but obviously decreases the number of eddy trajectories and available in situ hydrographic profiles to depict their vertical structure.

2.2. Argo Float Profiles and Reconstruction of Thermohaline Vertical Structure of Mesoscale Eddies

Eddy vertical structures are investigated using autonomous Lagrangian profiling floats regularly released in the World Ocean as part of the international Argo program. Argo floats acquire temperature (T) and salinity (S) vertical profiles from ~ 2000 m depth to the surface (further details on the Argo program can be found at <http://www.ARGU.ucsd.edu/>). Delayed-mode Argo data profiles from January 2000 to December 2010 were collected and made freely available by the Coriolis project (<http://www.coriolis.eu.org>). Only ascending records with a quality flag of 1 or 2 (corresponding to “good” and “probably good” quality data) are considered for the analysis. Similarly to *Chaigneau et al.* [2011], we only retained T/S profiles for which: (1) the shallowest data are above 15 m (corresponding to the shallowest mixed layer depth in the 4 EBUS) and the deepest data below 950 m depth, (2) the depth difference between two consecutive data does not exceed a given threshold (25 m for the 0–150 m layer, 50 m for the 150–300 m layer, 75 m for the 300–500 m layer and 100 m below 500 m depth), and (3) at least 30 T and S data are available between the surface and 950 m depth. In each EBUS, the Argo profiles passing these criteria represent 60–85% of the total set of available profiles. These retained profiles are then linearly interpolated every 10 m from the surface (assuming the shallowest data correspond to the surface) to the deepest available level, and potential temperature (θ) and dynamic height (DH) relative to 950 m are computed. Finally, θ /S profiles were visually checked and those presenting suspicious data were systematically discarded ($\sim 1\%$ of the profiles).

The vertical profiles are then classified into 3 categories depending on whether the Argo floats surfaced within the AEs or CEs detected from the altimetry maps and formed in the active upwelling regions, or outside these eddies (OEs). In average, $\sim 62\%$ of the retained Argo profiles were “OEs,” $\sim 20\%$ within AEs and $\sim 18\%$ within CEs (Table 1). Around $\sim 70\%$ of the Argo profiles surfacing within eddies belong to trajectories generated outside of the active upwelling areas, or with lifetimes shorter than 30 days, and so are not analyzed in this study. Among the total number of retained long-lived trajectories, 20% were sampled by Argo floats at least once (Table 1). The least well sampled region was the Benguela upwelling system, and the California region had the best sampling.

In order to describe the θ and S perturbations associated with eddies, we computed θ and S anomalies (θ' and S' respectively), by removing from each Argo profile a local mean climatological profile representative of the large-scale background temperature and salinity fields. As in *Castelao* [2014], these local mean profiles were obtained by averaging all the available θ and S Argo casts acquired within a radius of 200 km and separated by less than ± 30 days from the month date of the considered profile, but including profiles from any year. Similarly, a local mean dynamic height (DH) is computed and removed from the DH of the considered profile, to obtain a dynamic height anomaly (DH') profile associated with the eddy.

2.3. Clustering Analysis

Although CEs and AEs can be described by their mean vertical structure [*Chaigneau et al.*, 2011; *Kurian et al.*, 2011; *Yang et al.*, 2013; *Castelao*, 2014], different eddy types can coexist in each region (e.g., surface or subsurface-intensified, multicore eddies, etc) and thus influence the shape of the mean vertical structure. In order to determine the main eddy-types observed in each EBUS, we applied the following procedure. First, for each eddy trajectory sampled by Argo floats, we computed its averaged temperature and salinity anomaly profiles, regardless of the distance between the profiles and the eddy centers, assuming that each eddy conserves its general vertical shape during its lifetime. Second, a hierarchical ascending classification (HAC) technique, was applied to these trajectory-averaged profiles. Readers interested in more details on clustering techniques are referred to *Roux* [1985].

Briefly, the HAC considers each mean vertical profile as a singleton cluster (i.e., a class of one object) and then successively agglomerates pairs of clusters based on their similarities until all singleton clusters have been merged into a single cluster containing all the trajectory-averaged vertical profiles (i.e., one class containing all the objects). Thus, the HAC basically consists of a three-step procedure:

Table 2. Mean Long-Lived Eddy Characteristics in the Four EBUS^a

	BENUS	CANUS	CALUS	PCUS
	<i>Radius (km)</i>			
AEs	93 ± 38 (141 ± 30)	91 ± 35 (135 ± 29)	83 ± 35 (118 ± 30)	93 ± 39 (131 ± 31)
CEs	100 ± 46 (153 ± 30)	95 ± 37 (137 ± 32)	83 ± 38 (123 ± 33)	98 ± 41 (140 ± 33)
	<i>Amplitude (cm)</i>			
AEs	4.6 ± 4.7 (9.2 ± 5.2)	3.9 ± 3.1 (8.1 ± 4.1)	5.9 ± 4.5 (10.6 ± 5.6)	4.2 ± 2.7 (6.9 ± 2.7)
CEs	7.6 ± 10.3 (15.6 ± 10.4)	3.9 ± 2.8 (7.3 ± 3.3)	6.8 ± 5.2 (12.1 ± 5.0)	5.4 ± 3.6 (9.1 ± 2.9)
	<i>Lifetime (months)</i>			
AEs	4.5 ± 5.6 (12.3 ± 8.0)	5.5 ± 6.7 (14.6 ± 8.5)	6.2 ± 7.7 (15.4 ± 11.1)	6.4 ± 7.5 (15.7 ± 9.8)
CEs	6.1 ± 7.0 (15.0 ± 7.6)	5.2 ± 6.3 (14.1 ± 8.8)	6.3 ± 7.5 (14.6 ± 10.0)	6.9 ± 7.5 (15.3 ± 8.7)
	<i>Total Distance of Propagation (km)</i>			
AEs	230 ± 330 (799 ± 419)	416 ± 574 (1198 ± 772)	271 ± 380 (706 ± 597)	457 ± 626 (1253 ± 885)
CEs	429 ± 469 (1059 ± 390)	386 ± 544 (1139 ± 713)	280 ± 398 (715 ± 534)	507 ± 626 (1163 ± 766)

^aNumbers indicate the average ± 1 standard deviation. Values without parentheses correspond to all the long-lived eddies whereas values within parentheses correspond to long-lived eddies sampled by Argo floats.

1. Measure the similarity or dissimilarity (usually called distance) between every pair of objects (in our case, the trajectory-averaged profiles). At each depth, we normalized the θ/S anomalies of all the averaged profiles, and compute Euclidean distances between every pair of data. Note that due to the normalization, the results are more impacted by the general vertical shape of the profiles rather than the intensity of the anomalies.
2. Apply an agglomerative clustering algorithm that links the objects that are mathematically the most similar and regroup them into a binary cluster tree, called dendrogram. Here this is achieved using the Ward's aggregation method that minimizes the intra-cluster variance and maximizes the total inter-cluster variance [Roux, 1985; Ward et al., 1963].
3. Determine where to cut the cluster tree to retain the most significant clusters and adequately partition the data. In order to determine the optimal number of clusters that correspond to the main eddy-types observed in each EBUS, we used the dendrogram which is representative of the strength of the dissimilarities between groups. Each cluster retained in the dendrogram represents a specific type of eddy, associated with a particular vertical structure.

The main components impacting on the cluster partition are the θ' and S' anomalies. Considering DH' within the cluster analysis does not improve the partition of the data and this parameter was not retained as an input parameter in the HAC. However, once the profiles are separated in distinct homogeneous groups (e.g., clusters) using the θ' and S' in the HAC, the DH' corresponding to these profiles can be further investigated.

Finally, in order to estimate the statistical significance of each retained cluster, their mean temperature, salinity and dynamic height anomaly profiles were compared with random samplings of profiles located outside of the eddies. We adopted a Monte Carlo approach using bootstrap tests of significance. For a cluster composed by N trajectories, we randomly selected N temperature, salinity and dynamic height anomaly profiles OEs and averaged them. We repeated this procedure to obtain 10 000 replicates for which the results converged. The 95% confidence interval was obtained from these 10 000 replicates. A cluster is considered significant if most of its mean vertical temperature and salinity values fall outside of this 95% confidence interval.

3. Results

3.1. Mean Surface Characteristics of Mesoscale Eddies in the EBUS

As previously observed, large mesoscale eddies are formed near the coast in eastern boundary regions and propagate offshore over long distances, with a general tendency for long-lived AEs (CEs, respectively) to be slightly deflected equatorward (poleward) (Figure 2) [Cushman-Roisin et al., 1990; Morrow et al., 2004; Chaigneau et al., 2009; Chelton et al., 2011]. The averaged equatorward deflection for AEs varies from +8° from the westward direction in the BENUS to more than +20° in the CALUS. In contrast the averaged poleward deflection for CEs varies from -3° to -10° from the westward direction in all the EBUS, except in the CALUS where the CEs are also slightly deflected equatorward with a mean angle of +6°.

On average, long-lived eddies generated in the four EBUS have typical radii of 80–100 km, amplitudes of 4–8 cm, lifetimes of 5–7 months and move westward over 250–500 km (Table 2). Values of the eddy radii

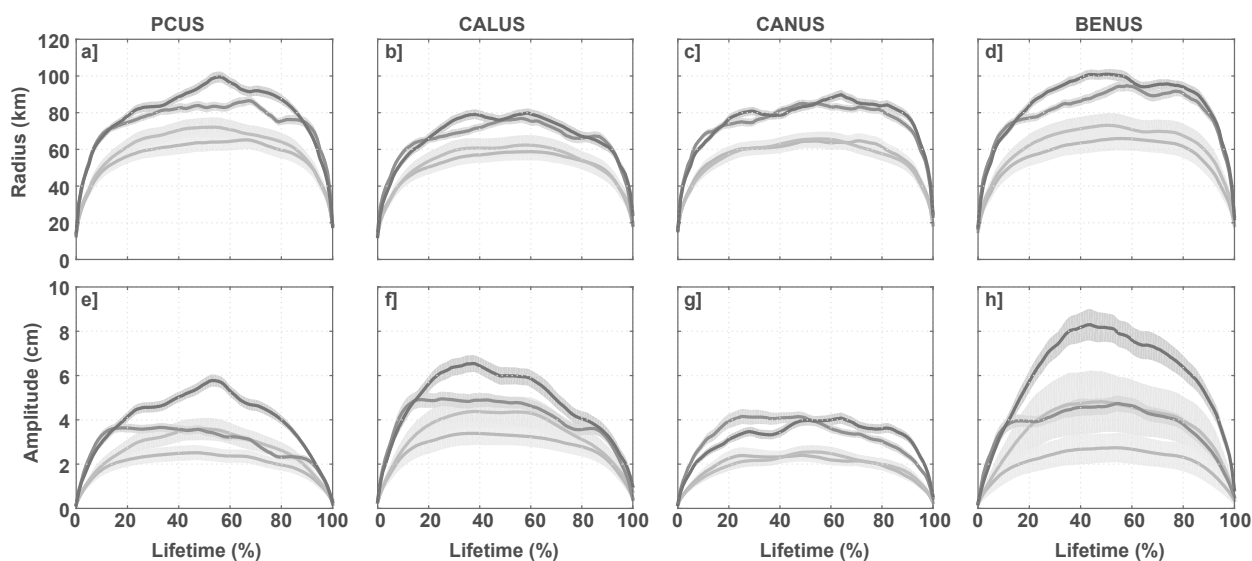


Figure 3. Ensemble mean (solid lines) and error (shading areas) of (a–d) radius and (e–h) amplitude as a function of dimensionless time for the altimeter-tracked long-lived eddies. Orange (cyan, respectively) lines correspond to all the identified AEs (CEs), whereas red (blue) lines correspond to AEs (CEs) sampled at least once by Argo floats. Errors of the mean were evaluated using Student's *t* test with a significance level of 95%.

are mainly controlled by the latitudinal extent of each EBUS (e.g., smaller radii at higher latitudes as for the CALUS). Eddies of the CANUS and PCUS exhibit slightly smaller amplitudes than in the BENUS and CALUS. Eddies in the CALUS have the weakest propagation velocities [Chaigneau *et al.*, 2009] and travel over shorter distances, but they still have comparable lifetimes. There is no significant difference between the CEs and AEs in the EBUS, except for the BENUS where AEs have on average smaller radius, amplitude, lifetime and travel less than the CEs (Table 2). It should be noted that some eddies leave the studied areas before dissipating and should be associated with longer lifetimes, but it only concerns a few trajectories (Figure 2) and the statistics presented in Table 2 should not be strongly biased. Interestingly, the 20% of long-lived eddies sampled by Argo floats are much larger (120–150 km), have higher amplitudes (7–16 cm), longer lifetimes (12–16 months) and travel farther from the coast (700–1300 km), regardless of polarity. This indicates that Argo floats preferentially surface in larger, more intense and longer lived eddies.

It has been recently recognized that during their lifetime, eddies typically exhibit a three-step evolution composed of growth, mature and decay phases, regardless of their lifetime duration. This has been observed both regionally using model simulations [Kurian *et al.*, 2011] and altimetry data [Chaigneau *et al.*, 2008; Liu *et al.*, 2012] and globally [Samelson *et al.*, 2014]. In the 4 EBUS, the mean evolution of the eddy radius and amplitude along their normalized life-cycle also shows these 3 distinct phases (Figure 3). As expected from Table 2, the set of eddy trajectories sampled by Argo floats exhibits higher mean values than the total set of trajectories generated near the coast. However, the temporal evolution of their eddy radius and amplitude show more fluctuations due to the more limited number of sampled trajectories (Figure 3). Except for the CANUS, the CEs of all the EBUS exhibit significant higher radii and amplitudes during their mature phase than the AEs, and the BENUS CEs are particularly strong. The higher amplitude for the BENUS CEs are likely due to the subsurface-intensified CEs that are much stronger than the subsurface AEs in this EBUS (see sections 3.2.4 and 4.1).

Normalizing the evolution of the radius and amplitude by their respective maxima, we can compute a growth speed expressed per time unit (Figure 4). Following Samelson *et al.* [2014], this speed is computed between 0 and 15% of the lifetime for the growing phase, between 15 and 85% for the mature phase and between 85 and 100% for the decay phase. Averaged over the four EBUS, the growth rate for amplitude and radius do not depend on the eddy polarity or size. The absolute values obtained for the growing and the decay phase are very similar. This result is in agreement with Samelson *et al.* [2014], who found that the evolution of the amplitude during the eddy lifetime was symmetric over time, despite the difference on the number of eddies used in the studies ($\sim 2.10^5$ in Samelson *et al.* [2014] compared to ~ 450 in the present study).

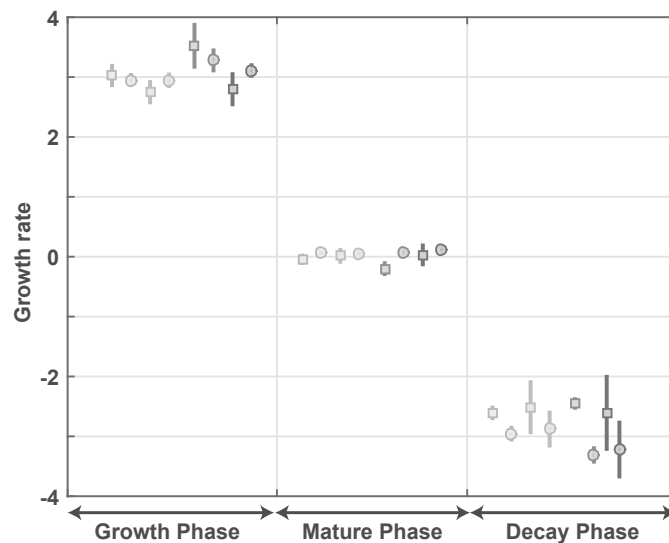


Figure 4. Averages of the normalized radius (circles) and amplitude (squares) growth rates per percentage of the lifetime during the growth, mature and decay phases in the four EBUS. Error bars correspond to the standard deviation between the four EBUS. Orange (cyan, respectively) symbols correspond to all the identified long-lived AEs (CEs), whereas red (blue) symbols correspond to AEs (CEs) sampled at least once by Argo floats.

In addition to the surface characteristics of these eddies, we are able to provide a three-dimensional description of their evolution using Argo floats colocalized within them. The next section depicts the different eddy-types we found in each system and their mean thermal-haline structure observed during their lifetimes.

3.2. Main Eddy-Types and Associated Vertical Structures in the EBUS

3.2.1. Peru-Chile Upwelling System (PCUS)

The HAC analysis (or clustering) and associated dendrogram (not shown) suggest that the AEs of the PCUS can be separated into two main eddy-types (Figure 5). The

first cluster represents 55% of the sampled trajectories (Figure 5a). This cluster corresponds to subsurface-intensified AEs characterized by relatively strong positive θ' and S' between 200 m and 600 m depth (Figures 5b and 5c). The mean DH' associated with this cluster also shows significant positive anomalies above 600–800 m depth (Figure 5d). These subsurface-intensified eddies are formed all along the coast (Figure 5a), mainly shed by the near-coastal poleward Peru-Chile Undercurrent [Johnson and McTaggart, 2010; Chaigneau et al., 2011; Colas et al., 2012; Hormazabal et al., 2013], that flows along the continental slope between ~ 100 and 500 m depth [Silva and Neshyba, 1979; Chaigneau et al., 2013]. This eddy-type carries relatively warm ($\sim 12.5^\circ\text{C}$) and salty (34.9) water of equatorial origin [Silva et al., 2009] and induces typical θ' and S' of 0.5°C and 0.05, respectively (Figures 5b and 5c). These subsurface eddies are generally associated with a doming of the upper pycnocline leading to the weak negative θ' and S' observed between the surface and 100 m depth, and a deepening of the lower pycnocline enhancing the positive subsurface anomalies [Chaigneau et al., 2011; Colas et al., 2012]. The DH' is also slightly reduced in the surface layer (Figure 5d).

The mean θ' and S' of the second cluster (45% of the trajectories) are associated with surface-intensified AEs with maximum anomalies above the seasonal pycnocline (Figures 5f and 5g). However, although these mean θ' and S' are very weak and not statistically significant, these eddies are on average associated with a weakly significant positive DH' in the surface layer (Figure 5h). These weak AEs are generated all along the coast (Figure 5e) and exhibit smaller radii but similar amplitudes compared with the subsurface AEs (not shown). The temporal evolution of their vertical structure along the eddy lifetime confirms that surface eddies are not robust (not shown), as their θ' and S' show rapid but weak changes from one profile to another. Such behavior suggests that these surface-intensified AEs are mainly influenced by the ocean-atmosphere interactions that continuously modify the water mass properties transported in the surface layers. In contrast, the composite of the subsurface-intensified anticyclonic eddy-type profiles shows more homogeneous θ' , S' and DH' along their lifetime (Figures 7a–7c). Thus even if the surface layers are impacted by air-sea exchanges, these eddies are well isolated and carry the relatively warm and salty water of the Peru-Chile Undercurrent into their cores over long distances and without strong modifications. Nevertheless, the temporal evolution of the vertical structure for this subsurface-intensified eddy-type (Figures 7a–7c) does not exhibit strong variations during the three phases as was observed in the amplitude and radius evolutions (Figure 3). Moreover, despite the consequent number of Argo profiles entering the

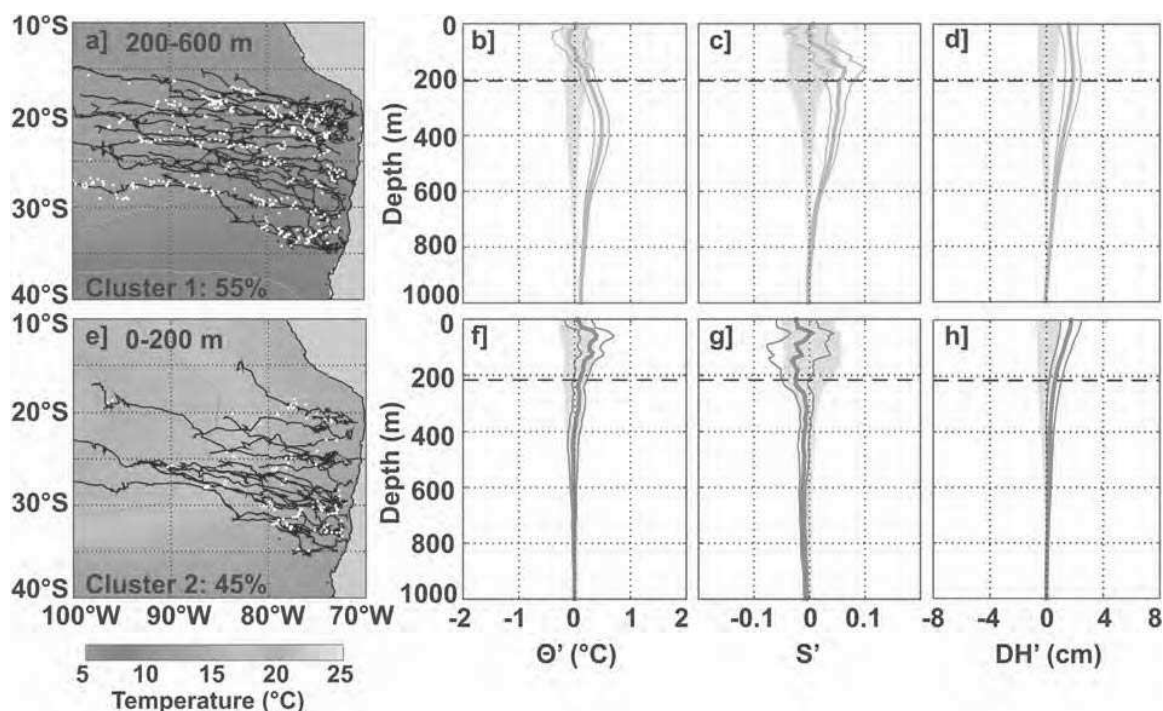


Figure 5. Clustering analysis of the Argo profiles surfacing within the long-lived anticyclonic eddies formed in the PCUS. (a, e) For each cluster, the associated trajectories (black lines) and Argo float positions (white dots) are superimposed on the climatological temperature field, averaged within the indicated layers. (b, f) Mean temperature, (c, g) salinity, and (d, h) dynamic height anomaly profiles, averaged for each trajectory of the associated cluster, correspond to the thick lines, whereas errors evaluated using Student's *t* test with a significance level of 95% around the mean are indicated by thin lines. Gray shading represent random errors estimated from Argo float profiles surfacing outside eddies (see text for details). Horizontal dashed thick lines correspond to the depth of the base of the pycnocline estimated from Argo floats surfacing within eddies.

vertical structure evolution, we are still facing a lack of sampling especially during the growth (11% of the available profiles) and the decay phases (8% of the available profiles).

The cluster analysis applied to the CEs also reveals the presence of two main CE-types in the PCUS (Figure 6). Eddies associated with the first cluster, that represents 88% of the trajectories, are formed all along the coast (Figure 6a) and show maximum negative θ' , S' and DH' in the near-surface layers above the seasonal pycnocline (Figures 6b–6d). These surface-intensified eddies, with maximum mean anomalies of -0.4°C in temperature and -0.04 in salinity, have been previously documented and are likely shed by the near-coastal equatorward surface currents [Chaigneau *et al.*, 2011; Colas *et al.*, 2012]. They have however a weak signature at depth extending down to ~ 500 m depth with significant θ' and DH' (Figures 6b and 6d). These weak anomalies are probably not transported by the eddy cores but more likely due to the local eddy-induced upwelling associated with the surface-intensified CEs [Chaigneau *et al.*, 2011]. The composite temporal evolution of S' associated with this eddy type as a function of lifetime shows a saltier S' between 100 and 200 m depth beneath a fresher surface S' (Figure 7e). As the composite eddy evolves and propagates westward, both the positive and negative S' deepen, leading to an almost null average between 100 and 300 m depth (Figure 6c). Most of the profiles constituting this surface-intensified cluster are located in a region of relatively fresh Eastern South Pacific Intermediate Water (ESPIW) between 150 and 250 m depth [Schneider *et al.*, 2003]. This water mass is commonly observed south of 20°S [Schneider *et al.*, 2003] but can have a signature as North as $\sim 14^{\circ}\text{S}$ [Pietri *et al.*, 2013, 2014]. The positive S' observed in Figure 7e can be due to both the advection of saltier coastal water by the cyclones into the fresher ESPIW and the CE-induced upwelling of deeper and saltier water into this water mass (Figures 6a and 6e).

The second cluster obtained for the CEs is composed of only 12% of the trajectories sampled by Argo floats. However, this cluster is significant with strong negative θ' and S' that are maximum near ~ 500 m and extend down to ~ 800 m depth (Figures 6f and 6g). The mean DH' is also significant above 800 m and shows a maximum negative anomaly of -3.5 cm above the pycnocline (Figure 6h). To the best of our

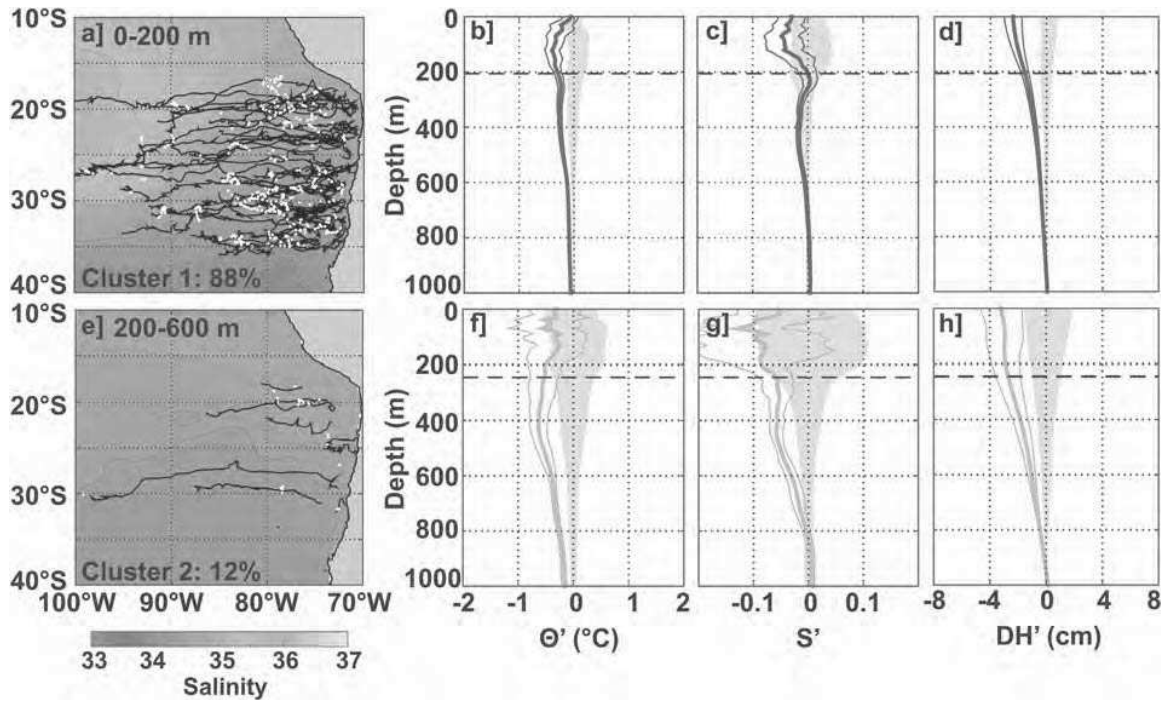


Figure 6. Same as Figure 5 but for the long-lived cyclonic eddies formed in the PCUS. Note that color shading in Figures 6a and 6e now corresponds to the climatological salinity field, averaged within the indicated layers.

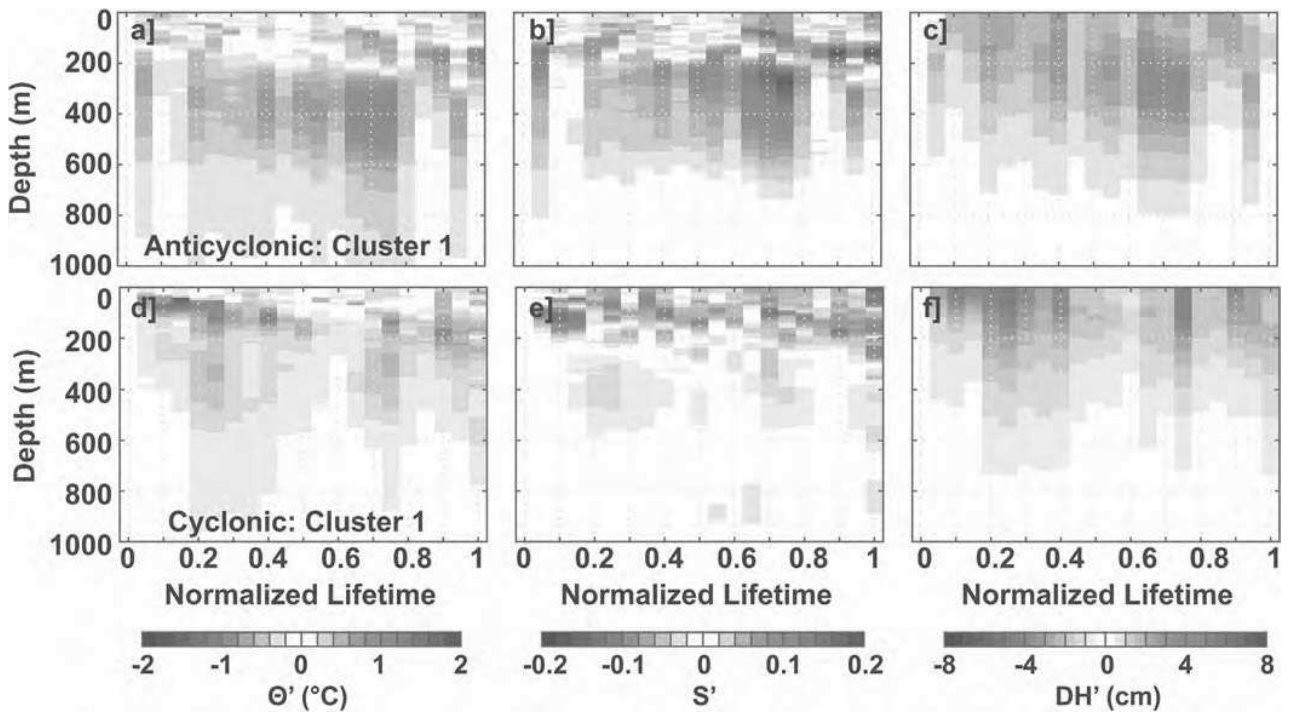


Figure 7. Temporal evolution of the mean (a, d) temperature, (b, e) salinity, and (c, f) dynamic height anomalies as a function of the normalized lifetime (dimensionless time) for the a-c) subsurface-intensified AEs and the (d, f) surface-intensified CEs of the PCUS, obtained from the Argo float profiles shown in Figures 5a and 6a, respectively. All the anomaly profiles were positioned at the time they were acquired relative to the corresponding eddy lifetimes and were further averaged every 5% of the normalized lifetime.

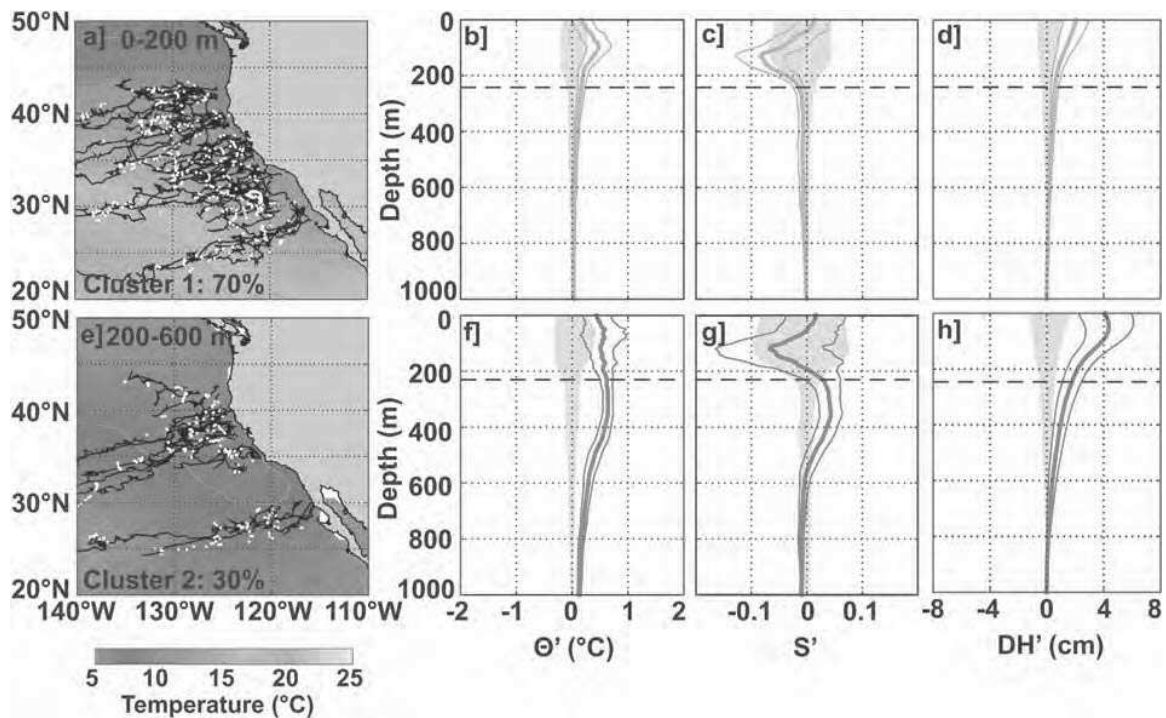


Figure 8. Same as Figure 5, but for the CALUS anticyclones.

knowledge, only one subsurface-intensified CE vertical structure has been previously documented in the PCUS [Chaigneau and Pizarro, 2005]. As for the subsurface AEs, these rarely observed subsurface-intensified CEs tend to have slightly larger radii and higher amplitudes than the surface-intensified eddies (not shown). Unfortunately, the limited number of Argo profiles in this cluster (Figure 6e) prevent us to study the temporal evolution of the vertical structure.

3.2.2. California Upwelling System (CALUS)

In the CALUS, the cluster analysis also suggests the presence of two main AE types (Figure 8). The first cluster regroups 70% of the sampled trajectories and shows maximum warm θ' (0.4°C) and fresher S' (-0.08) near 150 m depth (Figures 8b and 8c). Significant anomalies are restricted to depths above the pycnocline and the majority of the sampled AEs are thus surface-intensified, as also suggested by the averaged DH' profile (Figure 8d). These eddies are formed all along the California coast (Figure 8a) with some preferential generating areas, near Point Arena (39°N), Point Reyes (38°N), Point Conception (35°N) and Point Eugenia (28°N). These sites have been previously recognized as hot spots for eddy generation [Chaigneau *et al.*, 2009; Kurian *et al.*, 2011]. The observed negative S' (Figure 8c) is probably due to the local eddy-induced downwelling of the surface layers composed of fresh Pacific Subarctic Water [Simpson *et al.*, 1984; Emery and Meincke, 1986; Huyer *et al.*, 1991; Checkley and Barth, 2009; Dong *et al.*, 2012] that can be clearly identified in Figure 9a (color shading). The temporal evolution of the corresponding composite anomalies is consistent with their mean profiles and their intensity does not present strong variations between the growth, mature and decay phases (Figures 10a–10c). However, a progressive deepening of the θ'/S' anomalies is observed (Figures 10a and 10b) and is associated with the large-scale deepening of the thermocline, halocline and pycnocline from near-coastal regions to the open ocean. This deepening does not strongly impact the shape of the DH' profiles (Figure 10c).

The second cluster of AEs, that represents 30% of the trajectories, shows significant and intense warm θ' and salty S' between 200 and 550 m depth, with maximum values of 0.8°C and 0.06 respectively (Figures 8f and 8g). This AE type corresponds to the subsurface-intensified eddies shed by the California Undercurrent known as “Cuddies” [Simpson *et al.*, 1984; Simpson and Lynn, 1990; Huyer *et al.*, 1998; Garfield *et al.*, 1999; Jerónimo and Gómez-Valdés, 2007; Kurian *et al.*, 2011; Collins *et al.*, 2013; Pelland *et al.*, 2013]. In contrast to those observed by Simpson *et al.* [1984, 1990] and Collins *et al.* [2013], the Cuddies presented here do not

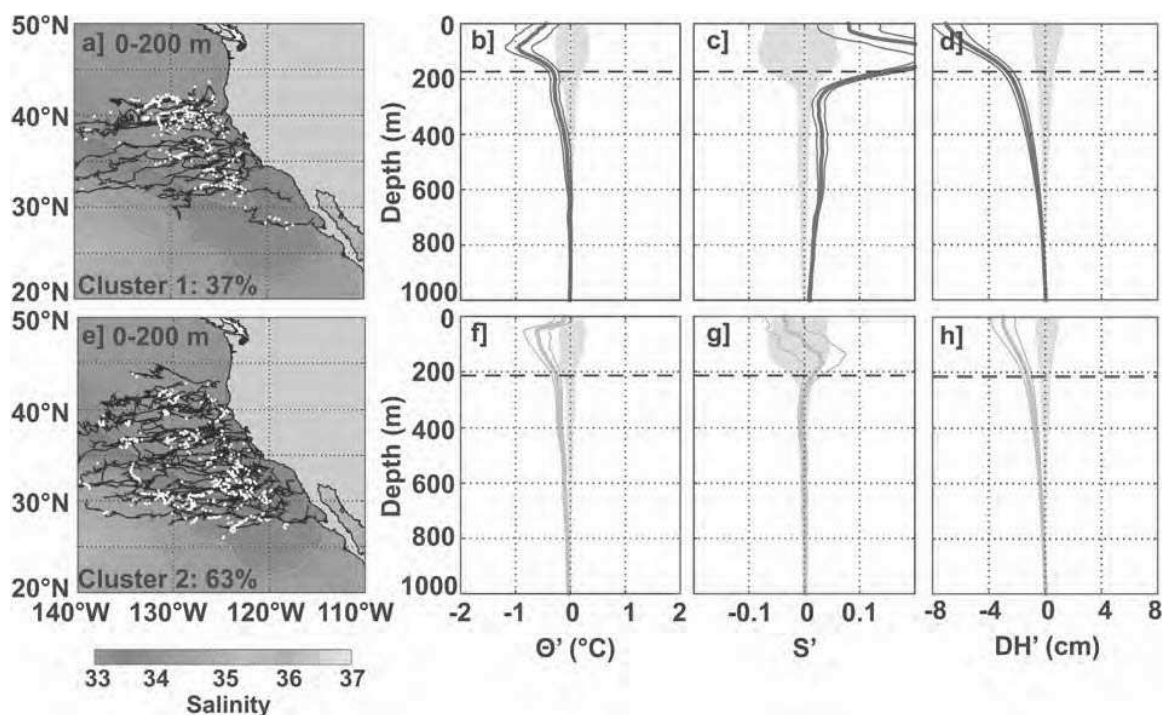


Figure 9. Same as Figure 6, but for the CALUS cyclones.

show negative θ' in the upper 100 m in response to the doming of the isopycnals. Again, these subsurface-intensified eddies are mainly generated at some hot-spots (Figure 8e), near Cape Blanco (42°N), Cape Mendocino (40°N) and Point Arena (39°N) in the Northern part, and near Point Conception (35°N) and Punta Eugenia (28°N) in the Southern part. These regions are known to generate eddies by mean flow destabilization [Batteen *et al.*, 2003; Jerónimo and Gómez-Valdés, 2007; Pelland *et al.*, 2013].

The temporal evolution of the vertical structure of the Cuddies shows a significant intensification in both θ' and S' around 40% of their lifetime (Figures 10d and 10e), different from the typical transition phases observed from surface characteristics (e.g., Figure 3), whereas the temporal evolution of the DH' remains almost constant along the lifetime (Figure 10f). These eddies are propagating toward the subtropical gyre (Figure 8e), composed of warmer and saltier water, which should reduce their initial anomalies of temperature and salinity. The intensification of θ' and S' in the subsurface is more likely due to an increase number of Argo floats within particularly strong eddies between 40% and 80% of their lifetime. Effectively, $\sim 20\%$ of the profiles of this cluster belong to 3 intense eddies generated near Punta Eugenia and sampled after 40% of their lifetime. Although the observed intensification could also be due to a closer position of the Argo profiles relative to the eddy center where the anomalies are expected to be maximum, we did not observe a clear modification of this distance. Even though the number of eddies sampled by Argo floats is limited, the ratio of the surface and subsurface-intensified AEs of 7:3 is similar to the ratio of 3:2 found by Kurian *et al.* [2011] in a model simulation. In this EBUS, no significant difference was observed between the characteristics (radius and amplitude) of the surface and subsurface-intensified AE types.

The clustering analysis applied to the CEs of the CALUS also suggests two main CE-types (Figure 9). Both of these eddy-types correspond to surface-intensified eddies, with maximum θ' , S' and DH' above the seasonal pycnocline (Figures 9b–9d and 9f–9h). The two clusters also exhibit similar mean radii and amplitudes (not shown). The anomalies associated with the first cluster, representing 37% of the CE trajectories, are much more intense, with maximum θ' of -1°C and S' of 0.23 at ~ 100 m depth (Figures 9b and 9c), and maximum DH' of -6.5 cm at the sea-surface (Figure 9d). The signature of this eddy-type extends down to ~ 400 m in temperature, and ~ 700 – 800 m in salinity and dynamic height. These eddies are almost exclusively formed north of 35°N (Figure 9a) and cross the fresh tongue of the Pacific Surface Water carried in the surface layers

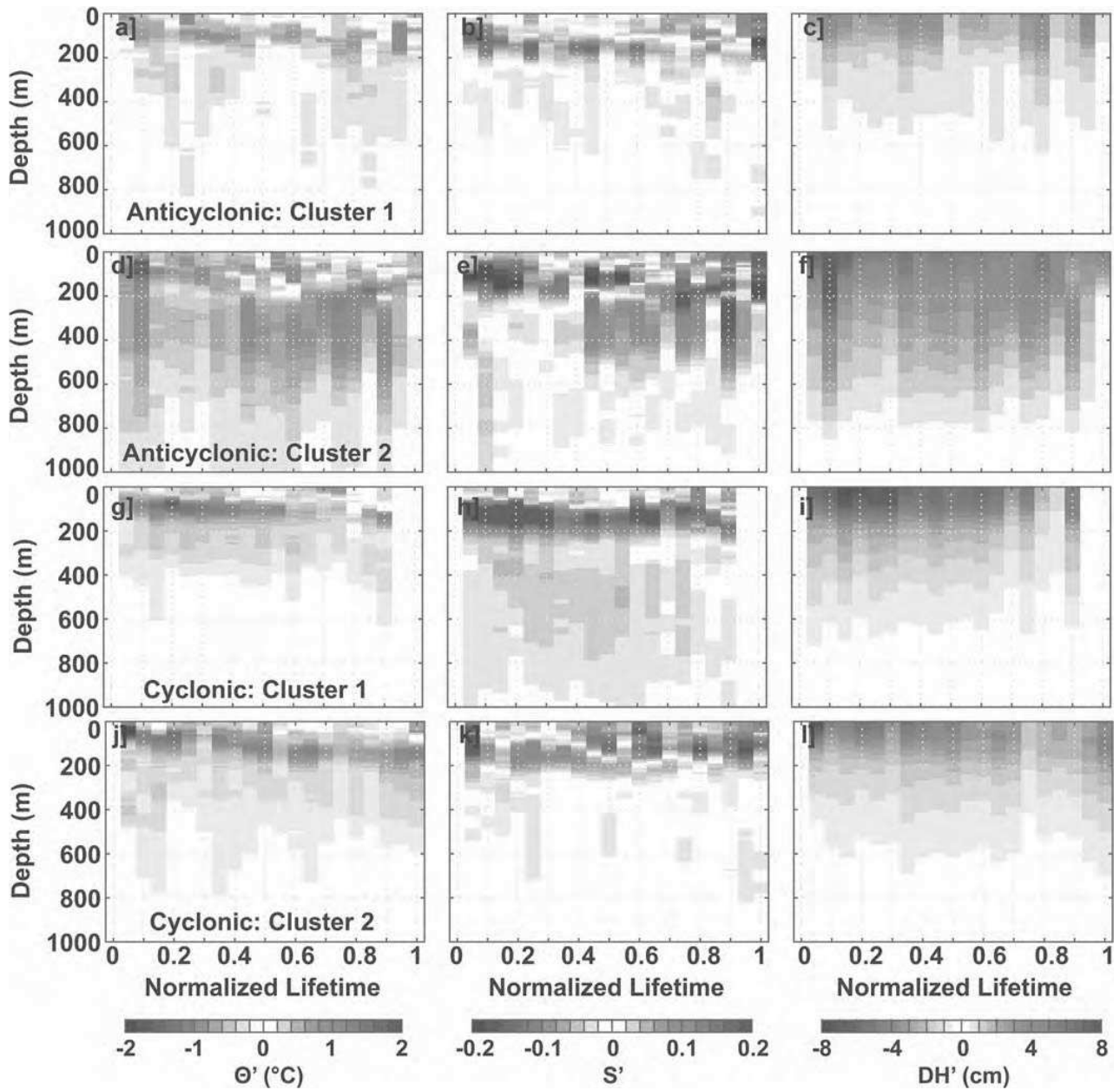


Figure 10. Same as Figure 7, but for the CALUS. (a–f) AE clusters shown in Figure 8. (g–l) CE clusters shown in Figure 9.

by the California Current [Simpson *et al.*, 1984; Emery and Meincke, 1986; Huyer *et al.*, 1991; Checkley and Barth, 2009; Dong *et al.*, 2012]. Both the shoaling of the isopycnals associated with these surface-intensified eddies and the advection of saltier near-coastal water across fresher offshore waters can lead to this observed positive S' . The temporal evolution of the vertical structure of this eddy-type is homogeneous during the growth and mature phases (Figures 10g–10i) in contrast to what is observed for the altimeter-derived radius and amplitude. However, only 2 Argo profiles are available during the decay phase that prevent us to describe this phase.

The second cyclonic eddy-type presents similar vertical characteristics (Figures 9f–9h) but the θ' , S' and DH' are weaker. Temperature and dynamic height anomalies suggest a vertical extend down to 600 m depth, but salinity anomalies are almost null below the seasonal pycnocline. This eddy-type represents more than

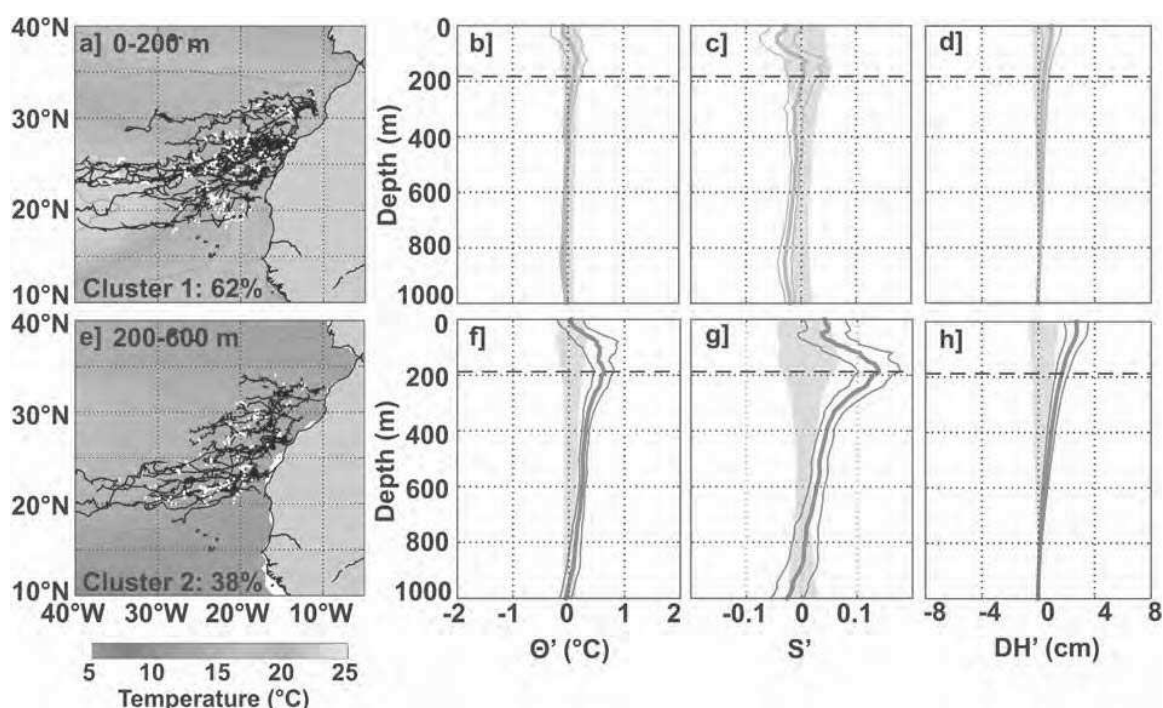


Figure 11. Same as Figure 5, but for the CANUS anticyclones.

60% of the sampled CEs, and is formed all along the California coast (Figure 9e), with the major part of the Argo profiles located south of 35°N where the salinity minimum associated with the Pacific Surface Water is less pronounced. The offshore evolution shown in Figure 10k presents a progressive deepening of the positive S' located below a negative S' , in a similar way to the surface-intensified CEs of the PCUS (Figure 7e). This leads to a compensation between the positive S' at the beginning of the lifetime, as the eddies cross relatively fresher water, and the negative S' later, when the eddies are evolving in the saltier water of the subtropical gyre (Figure 9g and Figure 10k).

3.2.3. Canary Upwelling System (CANUS)

In the CANUS, the clustering analysis also suggests the presence of two main AE and CE types. The first cluster of AEs, regrouping more than 60% of the trajectories, is associated with weak eddies that on average exhibit nonsignificant θ' , S' and DH' (Figures 11b–11d). These trajectories are generated all along the coast of the CANUS (Figure 11a), but more particularly between 25°N and the Canary Islands. This region presents an enhanced eddy generation due to the unstable currents and winds [Aristegui *et al.*, 1994, 1997; Barton *et al.*, 1998; Pacheco and Hernandez-Guerra, 1999; Barton and Aristegui, 2004; Sangrà *et al.*, 2009]. In contrast, ~40% of the sampled trajectories are associated with subsurface-intensified eddies showing significant maximum θ' of 0.6°C and S' of 0.12 around the pycnocline depth and extending down to ~500 m depth (Figures 11f and 11g). The DH' , which is also significantly positive above 500 m depth, reaches a maximum value of 3 cm at the sea-surface (Figure 11h). The observed vertical structure of this eddy-type is similar to the Shallow Subtropical Subduction Westward-propagating Eddies (Swesties) described by Pingree [1996]. These Swesties also exhibit a relatively warm and salty core of 150 m thick and centered at 190 m depth. Our vertical structure is also comparable to the results presented by Aristegui *et al.* [1994]. This eddy-type is more particularly generated in three subregions (Figure 11e): between Cape Beddouza (32°N) and Cape Ghir (30.5°N), presented as the “Madeira Corridor” by Sangrà *et al.* [2009]; near the coast just south of the Canary Islands between 25°N and 28°N, corresponding to the northern part of the “Canary Corridor” [Sangrà *et al.*, 2009]; and between 23°N and 24.5°N, corresponding to the southern part of the “Canary Corridor.” As they are drifting west south-westward along the Canary Current path, they traverse a relatively stable background field, with only a slight warming and salinity increase to the west (see shading colors in Figures 11a and 11e, and 12a and 12e). Indeed, their vertical structure evolution remains almost stable with no observed influence due

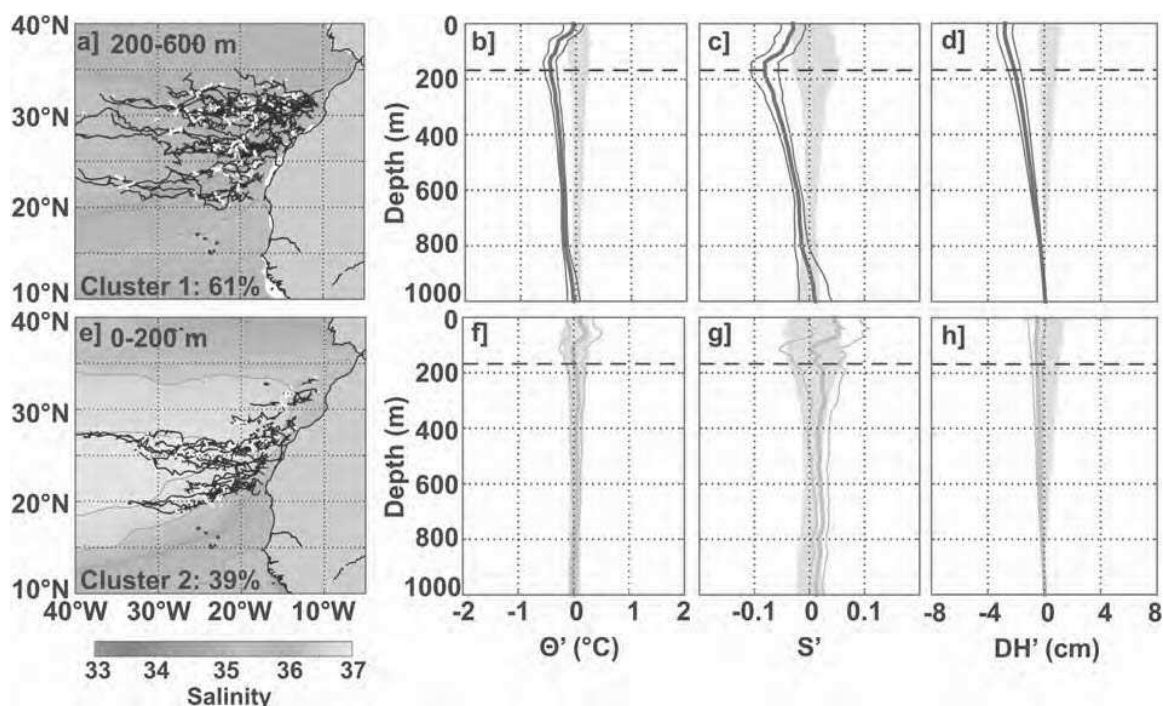


Figure 12. Same as Figure 6, but for the CANUS cyclones.

to the change in the background fields nor a decrease in their anomalies during their dissipation phase (Figures 13a–13c). This second cluster is associated with eddies having larger radii, higher amplitudes and longer lifetimes than the first cluster (not shown), but they are formed essentially in the same regions.

The CEs of the CANUS can also be separated in two main groups. The first cluster, representing $\sim 60\%$ of the trajectories, shows maximum negative θ' and S' of -0.5°C and -0.07 near 200 m depth, at the level of the seasonal pycnocline (Figures 12b and 12c). The core of these subsurface-intensified eddies extends on average down to 600–800 m depth with significant negative anomalies that have a clear signature on the DH' profile which is maximum at the surface (Figure 12d). Compared to the other eddy-types in this EBUS, these subsurface-intensified eddies are more particularly generated in the “Madeira Corridor” described by Sangrà *et al.* [2009], north of the Canary Islands (Figure 12a). The second cluster, that regroups $\sim 40\%$ of the sampled trajectories, shows on average weak and nonsignificant anomalies (Figures 12f–12h). In contrast to the first cluster, most of these weak eddies are formed in the Southern part of the CANUS and propagate south-westward (Figure 12e). These eddies are characterized by smaller amplitudes and shorter lifetimes than the first cluster (not shown).

There is little temporal evolution in the vertical structure of the subsurface CEs after their formation (Figures 13d–13f), and θ' , S' and DH' evolution remain close to the mean vertical structure of the clusters shown in the Figures 12b–12d. For the CEs, the initially cold and fresh upwelled water near the coast combined with the local eddy-induced upwelling within the cyclones generates negative θ' and S' which are conserved along the eddy lifetime. The background temperature and salinity climatological maps (Figures 11a, 11e, 12a, and 12e) show that these CEs trajectories are crossing isotherms between 200 and 600 m depth, but there are fewer Argo profiles in the saltiest and warmest part of the gyre, at the end of the eddy lifetimes. We were expecting some intensification in the anomaly evolution, as some very long CEs, with lifetimes longer than 450 days, traveled across warmer and saltier waters in the western part of the region. These few very long-lived eddies were well sampled during their mature phase and represent more than half of the profiles available between 50% and 85% of the normalized lifetime. Thus, the slight increase of θ' , S' and DH' observed between 50% and 70% of the mean normalized lifetime may be related to these particularly long-lived eddies (Figures 13d–13f). In contrast, the Argo profiles that sampled these eddies only represent a quarter of the available profiles in the decay phase.

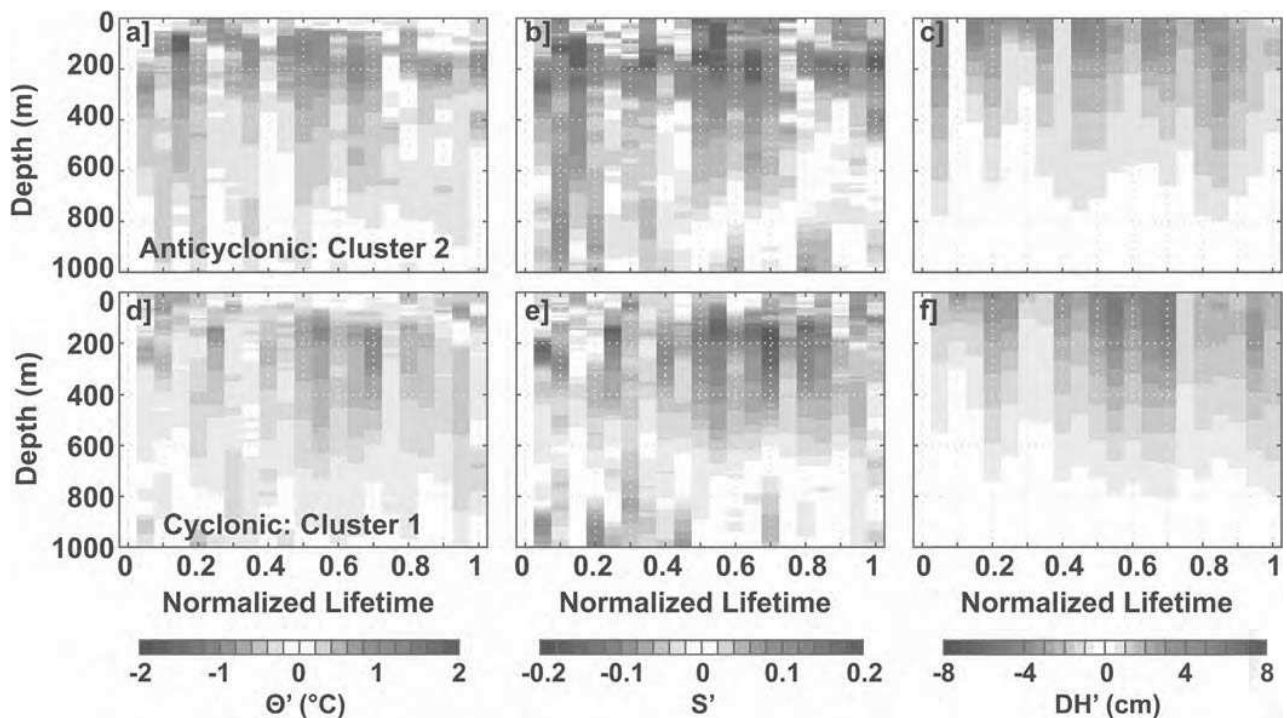


Figure 13. Same as Figure 7, but for the CANUS. (a–c) Cluster 2 of the AEs shown in Figure 11. (d–f) Cluster 1 of the CEs shown in Figure 12.

3.2.4. Benguela Upwelling System (BENUS)

The BENUS is the unique upwelling system where the clustering analysis suggests the presence of three main eddy-types, both for AEs and CEs (Figures 14 and 15). The first AE type regroups 55% of the trajectories and exhibits weak positive θ' of 0.3°C and S' of 0.05 between the surface and ~ 150 m depth (Figures 14b and 14c). On average, the corresponding DH' is less than 1 cm (Figure 14d) and this cluster is thus associated with weakly surface-intensified eddies that are found all along the Namibian and South African coast (Figure 14a). The temporal evolution of this cluster is erratic (not shown), and confirms that these eddies are not significant despite the relatively large number of profiles and trajectories involved. The second cluster regroups 29% of the trajectories and is associated with relatively weak subsurface eddies, with a maximum θ' of 0.5°C and S' of 0.07 between 250 and 500 m depth, (Figures 14f and 14g). These eddies, that have a marked signature on θ' and S' down to 600–800 m depth, are associated with rather weak DH' that is not clearly significant below 200–400 m depth (Figure 14h). These eddies are mainly formed along the Namibian coast in the Northern part of the BENUS (Figure 14e). The third eddy-type represents only 16% of the trajectories that are formed near the southwest tip of South Africa, in the southernmost part of the BENUS (Figure 14i). This cluster exhibits θ' and S' of 1°C and 0.1 between 100 m and 800 m depth (Figures 14j and 14k). It is associated with highly significant DH' above 800 m depth that reaches a maximum value of ~ 6 cm at the sea-surface (Figure 14l). These subsurface-intensified AEs are thus very strong compared to the AEs of the other EBUS.

Figures 16a–16f show the composite temporal evolution of the eddy vertical structure for the second and third AE clusters. These evolution are consistent with their mean vertical profiles, and again the different phases are not clearly distinguishable (Figures 16a–16f). Although the growth phase was poorly sampled (less than 5% of the available profiles), the decay phase was much more sampled ($\sim 22\%$ of the available Argo profiles) but does not exhibit clear different patterns than the mature phase. For the third AE cluster, the strong subsurface-intensified eddies show significantly larger amplitude (7.5 cm) than the other eddy-types (3.0 cm for the first cluster and 3.7 cm for the second cluster).

The CEs of the BENUS exhibit similar but opposite patterns to the AEs. The first CEs type regroups 42% of the trajectories and shows very weak anomalies in the near-surface layers above the pycnocline, with

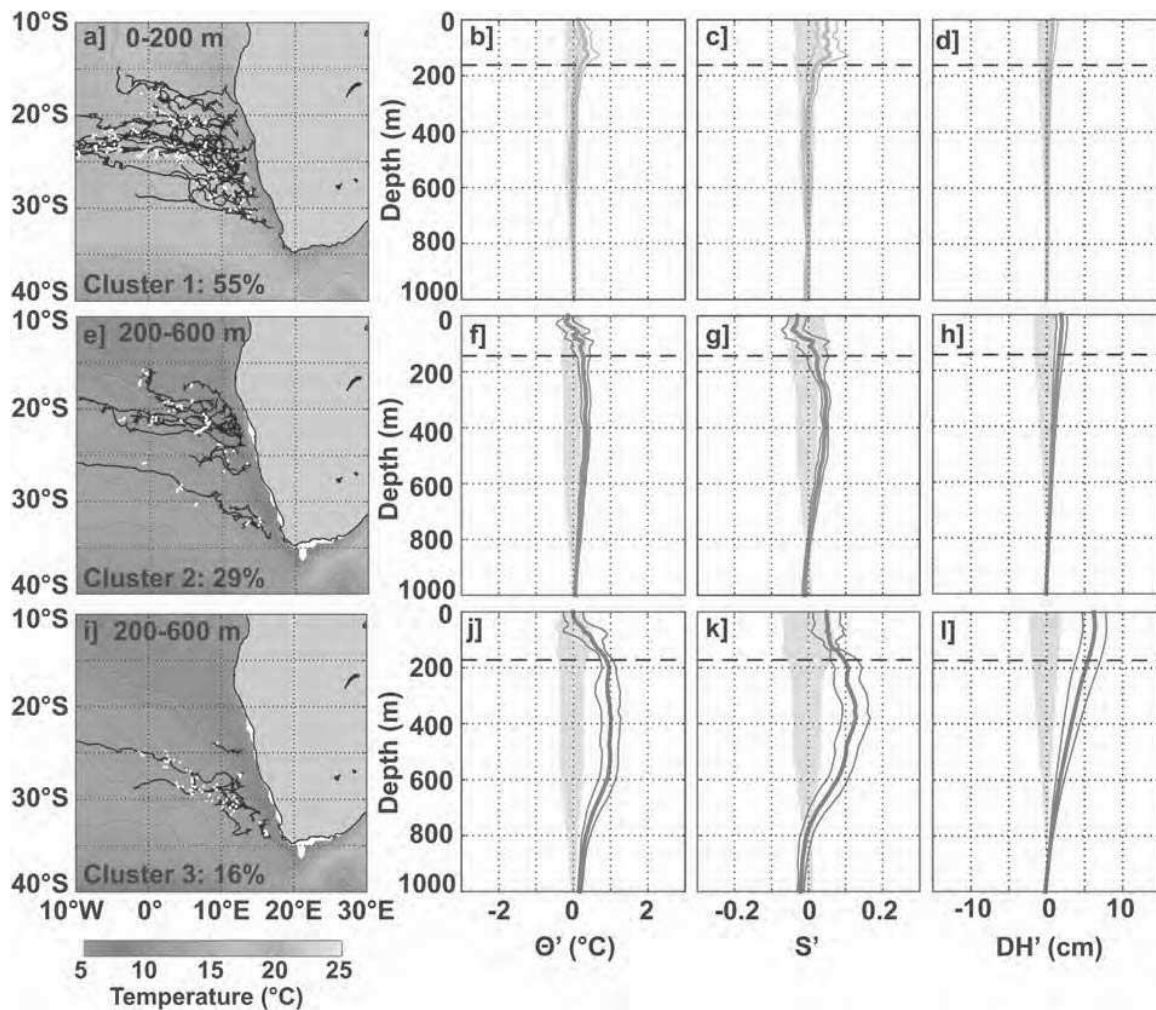


Figure 14. Same as Figure 5, but for the BENU anticyclones. For this EBUS, the clustering analysis suggested the presence of three main AE-types and the scales have been changed to better highlight the mean anomaly profiles.

-0.3°C for θ' , -0.05 for S' (Figures 15b and 15c), and -1.5 cm for DH' (Figure 15d). These surface-intensified eddies are mainly formed in the northern part of the BENU, north of 27°N (Figure 15a). As for the AEs, the temporal evolution of this cluster is not homogeneous, with noisy and weak nonsignificant anomalies (not shown). The second CE type regroups 49% of the trajectories and corresponds to subsurface-intensified eddies that extends down to ~ 800 m depth with maximum negative θ' (S' , respectively) of -0.8°C (-0.1) between 200 m and 600 m depth (Figures 15f and 15g). The associated DH' reaches -5 cm at the sea-surface and is significant down to 600–800 m depth (Figure 15h). These eddies are found all along the BENU coastline, with a higher generation south of 24°S (Figure 15e). The deep vertical extent of these CEs generated near the coast was previously noticed by *Rubio et al.* [2009] in a modeling study, highlighting the capability of cyclones to generate anomalies down to 1200 m depth. Despite the particular shape of the temperature and salinity anomalies of this cluster, the dynamic height anomaly is rather similar to those observed for CEs in the other EBUS. The anomalies associated with these eddies are homogeneous between 100 and 600 m depth all along their lifetime (Figures 16g–16i). Finally, the third cluster represents only 9% of the trajectories, but corresponds to strong subsurface-intensified CEs with maximum negative anomalies of -2.1°C in temperature and -0.24 in salinity (Figures 15j and 15k). The associated mean DH' profile is also the most intense and reaches a maximum value of -13.5 cm at the sea-surface (Figure 15l). These eddies, that extend at least down to 1000 m depth, are exclusively formed in the southernmost part

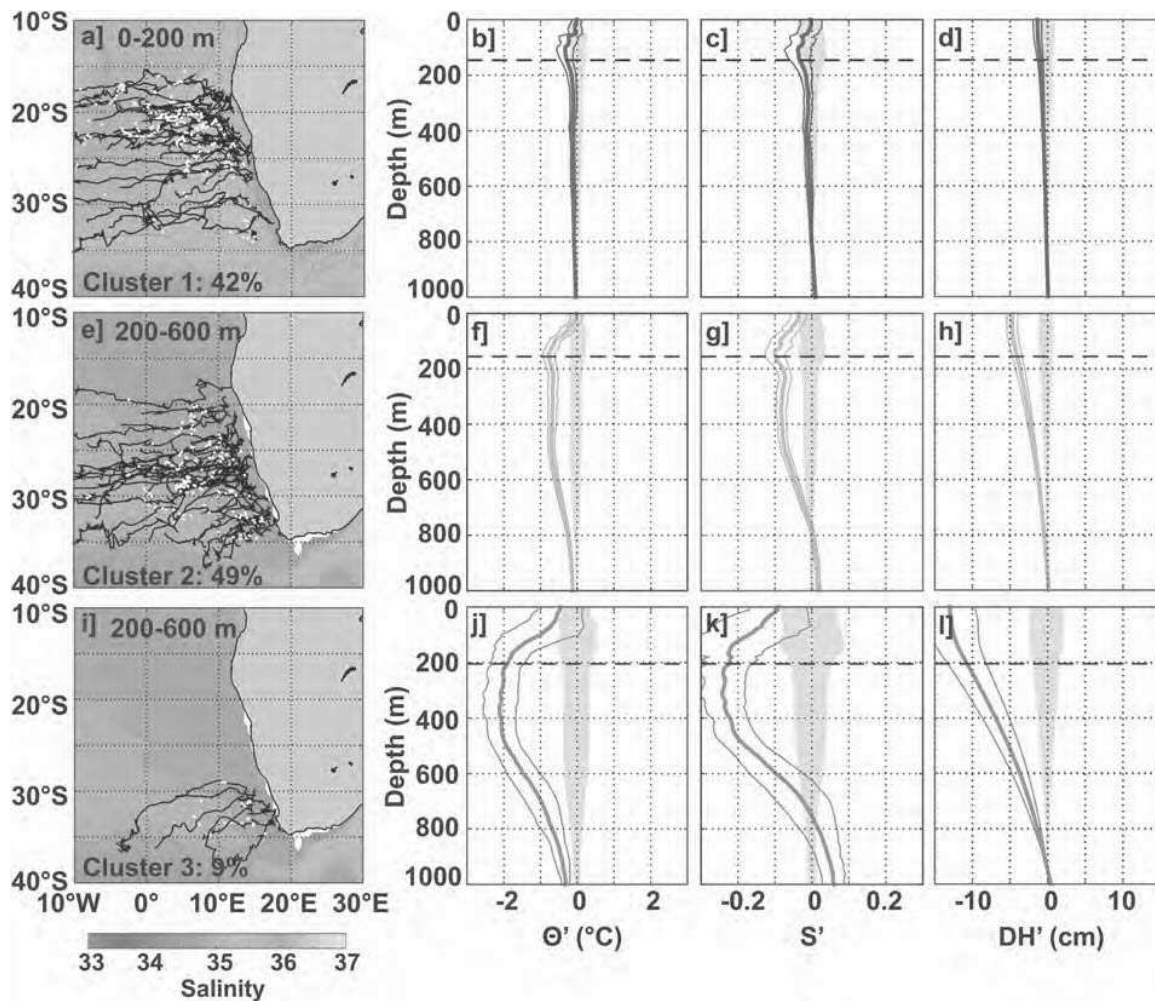


Figure 15. Same as Figure 6, but for the BENUS cyclones. For this EBUS, the clustering analysis suggested the presence of 3 main CE-types and the scales have been changed to better highlight the mean anomaly profiles.

of the BENUS, between 30°S and 34°S and propagate southwestward toward the Southern Ocean (Figure 15i). The temporal evolution of the strong subsurface-intensified anomalies of this cluster is also consistent with the mean vertical structure and does not show significant variations during the mature and decay phases (Figures 16j–16l). However, the limited number of collocated Argo profiles during the growth phase (less than 5% of the available profiles) prevent us to investigate the evolution at the beginning of the lifetime. As for the strong subsurface-intensified AEs, these CEs show significantly larger SLA amplitude (10.5 cm) than the other eddy-types (4.4 cm and 6.7 cm for clusters 1 and 2, respectively).

The origins of the AEs and CEs in the BENUS have been less well documented than in the other EBUS. Most studies have concentrated on the largest eddies formed south of the BENUS, including the intense Agulhas AE Rings [e.g., Lutjeharms and Van Ballegooyen, 1988; Arhan et al., 1999; De Ruijter et al., 1999; Dencausse et al., 2010] and the Cape Cauldron CEs [Boebel et al., 2003]. The Agulhas Rings appear as strong anomalies in the sea surface height and impact the column water down to 1500 m depth with positive anomalies of temperature and salinity that can reach 6°C and 0.6, respectively [Van Ballegooyen et al., 1994]. Since we selected eddies within a generation zone located close to the coast and north of 34°S, these Agulhas Rings should not contribute to our data set. Indeed, our AEs from the third cluster are all generated inshore of the climatological “eddy corridor” [Garzoli and Gordon, 1996], and propagate north-westward along the northern flank of this corridor (Figure 14i).

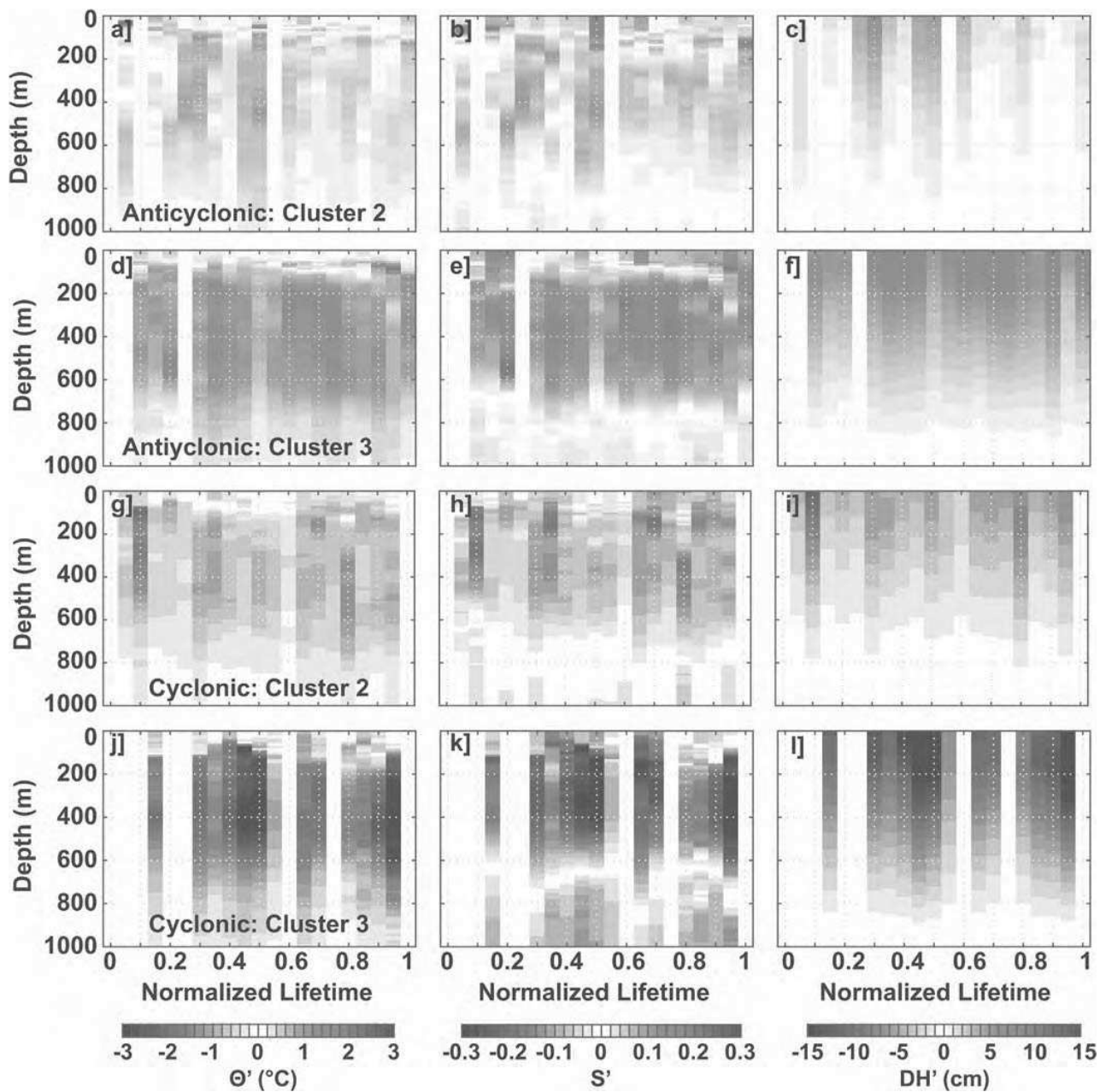


Figure 16. Same as Figure 7, but for the BONUS. (a–f) Clusters 2 and 3 of the AEs shown in Figure 14. (g–l) Clusters 2 and 3 of the CEs shown in Figure 15. Note that the scales have been changed to better highlight the temporal evolution of the anomalies.

More recently, some studies have highlighted the presence of cyclones associated with the Agulhas Rings in the Cape Cauldron region. The cyclones can have three main origins [Boebel *et al.*, 2003]. They can be generated in the Natal Pulse, on the east side of Africa [Lutjeharms *et al.*, 2003], or formed in the subantarctic zone and carrying subantarctic water [Boebel *et al.*, 2003], or composed of eddies generated at the shelf break on the west side of Africa, named “Cape Basin Cyclones.” Only these latter cyclones can be generated north of 34°S near the coast, and can contribute to our set of CEs. Despite observational evidence of such cyclones in the Cape Cauldron area [Boebel *et al.*, 2003; Richardson and Garzoli, 2003; Giulivi and Gordon, 2006; Lutjeharms, 2006; Richardson, 2007; Baker-Yeboah *et al.*, 2010] and modeling studies [Rubio *et al.*, 2009;

Hall and Lutjeharms, 2011] the evolution of their vertical structure was not well understood. These CEs possibly originate from the destabilization of the along-shore current [Shannon and Hunter, 1988], from local upwelling along the shelf [Shannon and Nelson, 1996] or from Agulhas Rings interacting with the shelf [Boebel et al., 2003]. The strong local eddy-induced upwelling leads to negative temperature and salinity anomalies compared to anticyclones. A modeling study also simulated AEs generated along the coast, preferentially north of 26°S and slightly offshore compared to the CEs [Rubio et al., 2009].

Our analysis also shows that the subsurface eddies are generated in similar climatological background fields, although again the CEs tend to be formed closer to the coast where they may trap relatively cold and fresher water (Figures 14e, 14i, 15e, and 15i). Although difficult to observe with our data set, the local eddy-induced upwelling of isopycnals within CEs may amplify the strong initial negative θ' and S' ; similarly, depression of isopycnals within AEs may amplify their initial positive θ' and S' . The subsurface CEs propagate west-southwestward, crossing the warm and salty tongue of Indian Ocean water entering the Atlantic Ocean, leading to greatly enhanced negative anomalies (Figure 15i). In contrast, the AEs generated slightly offshore trap relatively warmer and saltier water than the CEs, and then propagate in a less varying background, leading to anomalies with half the intensity of the CEs (Figure 14i). The second cluster, with weaker subsurface-intensified CEs and AEs, follows a similar pattern. The AEs are mainly generated north of 26°S whereas the CEs are formed preferentially south of 24°S. The upwelled water near the coast is warmer and saltier in the northern part of the BONUS, and the AE-cores show less difference compared to the background field than the CEs. Moreover, the CEs formed in the northern BONUS still propagate west-southwestward, crossing the warm and salty water corridor in the south of the region, maintaining their negative anomalies. The differences between the strong subsurface-intensified, high amplitude eddies and the relatively weaker surface-intensified ones appears to be mainly driven by their latitudinal generating location.

4. Discussion

Eddy vertical structure and their associated θ' , S' and DH' are closely related to the water trapped in their cores at the beginning of their lifetime, but also to the eddy-induced upwelling or downwelling and to the evolution of the background θ/S fields they cross during their westward propagation. Even if the eddies are not particularly strong, they still contribute to the ocean internal mixing over smaller scales.

4.1. Pacific and Atlantic EBUS: Differences Between Their Respective Eddies

The different CE and AE types determined from a clustering analysis (HAC) of the Argo floats surfacing within eddies presented interesting characteristics. For the PCUS and the CALUS in the Pacific basin, the observed eddy-types were close to those previously documented. In both of these upwelling systems, the presence of strong subsurface-intensified anticyclones, carrying warm and salty water from their near-coastal poleward undercurrents, are well sampled by the Argo floats and match the previous observations [Simpson et al., 1984; Johnson and McTaggart, 2010; Chaigneau et al., 2011; Kurian et al., 2011; Colas et al., 2012; Collins et al., 2013]. However, we also highlighted the presence of weak surface-intensified anticyclones in the PCUS that represent 45% of the sampled eddies. To the best of our knowledge, these eddies as well as the quantification of the ratio of surface to subsurface-intensified eddies were not previously documented in this EBUS. Although they seem to be strongly influenced by air-sea interactions, and their anomalies are not strongly significant, their large number suggests that they may have a localized impact on physical and biogeochemical properties.

In contrast, the surface-intensified anticyclones of California are robust and may actively participate to the zonal redistribution of physical and bio-geochemical tracers over large distances from the coastal area to the open ocean [Combes et al., 2013]. The particularity of the surface-intensified eddies in the California Upwelling System is their mean S' , that shows a salty anomaly for CEs and a fresher anomaly for AEs, centered around the pycnocline depth, which is opposite to all the other EBUS. This strong S' is likely due to the presence of the fresh Pacific Surface Water carried by the surface California Current, coupled with the eddy-induced upwelling or downwelling. The two CE-types of the CALUS have similar surface-intensified θ' as observed by Kurian et al. [2011] and unlike the PCUS, subsurface-intensified CEs are very rarely generated. Nevertheless, only Chaigneau and Pizarro [2005] has previously documented such a relative deep CE structure in the PCUS.

In the Atlantic EBUS, there are fewer results following the evolution of eddy properties over time, and our lagrangian average of the mean vertical structure of the AEs and CEs is quite new. Our study highlights that significant pycnocline-intensified eddies are generated all along the coast and in the lee of the Canary Islands, both for AEs and CEs. These CEs and AEs have similarly shaped vertical θ' and S' . Weaker eddies are mainly generated south of the Canary Island, where instabilities lead to the formation of numerous eddies [Aristegui *et al.*, 1994; Sangrà *et al.*, 2007, 2009]. Nevertheless, the majority of these weak eddies are robust enough to survive more than 30 days and propagate over large distances, thus may play a role on the mixing of tracers despite their nonsignificant anomalies.

Previous studies described the vertical structure of both cyclones and anticyclones formed in the lee of the Canary Islands, mainly generated by the destabilization of the Canary Current by the island topographic forcing and by the wind-induced upwelling at the western coast of the island or downwelling at the eastern part [Pingree, 1996; Barton *et al.*, 2000; Basterretxea *et al.*, 2002; Piedeleu *et al.*, 2009]. For a long time, the Canary Islands were considered as the dominating generation area in the CANUS [Sangrà *et al.*, 2009]. More recently, eddy formation was also linked to the destabilization of the fronts [Meunier *et al.*, 2012] or coastal currents [Meunier *et al.*, 2010; Benítez-Barrios *et al.*, 2011; Ruiz *et al.*, 2014]. Despite their different origins, the vertical structure of the eddies in these studies were quite similar, showing a core centered around 200 m depth, as in our study. Unlike the Pacific EBUS, where the vertical structure can be associated with a particular formation or behavior, the clusters of the CANUS may only separate stronger and weaker eddies. Nevertheless, more investigation is needed to understand the formation processes of these eddies, and the links between their amplitude, their evolution as they cross the background stratification, their isopycnal adjustment and their eddy-induced vertical movement.

The BONUS is rather unique, being the only upwelling system adjacent to a major inter-ocean exchange region—the Agulhas Indian-Atlantic region. This inter-ocean exchange contributes to a warm and salty tongue of water, extending offshore from where the BONUS eddies are generated in the coastal upwelling system. The influence of the warm, salty waters, both in the south and offshore, has many consequences for the BONUS eddies. Surface-intensified eddies are generated all along the coast, but we detect CEs closer to the coast in the cold, fresher upwelled waters, whereas the AEs are first detected further offshore, with warmer, saltier surface anomalies. The subsurface anomalies are generated all along the coast, but the strongest occur in the southern part of our domain. Although our generation region is chosen to be north of the Agulhas “eddy corridor,” we may be detecting some remnants of the Agulhas Rings here, or instabilities trapping Agulhas water on the northern flank of this “corridor.” Indeed, even the CEs may possibly originate from Agulhas Rings interacting with the shelf [Boebel *et al.*, 2003]. The poleward propagation of the coastally formed CEs means they cross the warm, salty Agulhas outflow “corridor” which may contribute to their strong negative intensities. Indeed, on average satellite altimetry showed that CEs are larger and stronger than AEs (Figure 3). From the analysis of Argo floats we can further suggest that this difference is explained by the characteristics of the subsurface eddies: the subsurface CEs are much more energetic, exhibiting temperature, salinity, and dynamic height anomalies more than twice the anomalies associated with the subsurface AEs (Figures 14 and 15).

In this analysis, we found that the temporal evolution of the eddies' vertical structure does not evolve much over time. We have constructed composites of the mean vertical structure as a function of eddy lifetime, based on the Argo profiles for all eddies within the same cluster. Below the surface mixed layer, the θ' and S' properties remained fairly constant, even during the generation and dissipation phases. This raises questions about the dynamics governing the observed changes in eddy amplitude and radius over time, based on altimetric analysis (Figure 3). If the upper ocean θ , S and DH anomalies are relatively constant on depth levels, the observed changes during the generation and dissipation phases may be due to other processes, such as the barotropic (or deeper baroclinic) adjustment of the eddies. However, this may also be a sampling issue, since the number of Argo profiles available in the generation and dissipation phases is also very limited.

4.2. Limitation of the Altimetry Maps and Argo Float Coverage

The merged analysis of SLA maps and Argo float profiles provides an unprecedented view of the vertical structure of AEs and CEs in the four EBUS. Even so, there are a number of limitations to the detection of these eddies using the available altimetry maps and Argo data. For instance, given the typical accuracy of satellite altimeter measurements [Le Traon and Ogor, 1998; Chelton and Schlax, 2003] and the spatial filtering applied

in the objective analysis used to produce SLA gridded maps [see *Chelton et al.*, 2011, Appendix A.3], eddies having an amplitude weaker than $\sim 1\text{--}2$ cm or a radius smaller than ~ 40 km should probably be considered as noisy artifact structures on the daily SLA maps. In this study, since we did not apply an amplitude or radius threshold in our eddy detection algorithm, such small and weak eddies have been detected. However, the tracking algorithm developed in this study eliminates the small random structures shorter than 30 days duration, and the remaining small-scale structures are part of the life-cycle of the long-lived coherent eddies. Although on average (see Table 2), these long-lived eddies have an amplitude (radius, respectively) higher than 4 cm (80 km) and are thus associated with a relatively high signal-to-noise ratio, the amplitude (radius) is often of ~ 1 cm (~ 20 km) at the beginning and end of their life-cycle (see Figure 3). Also not quantified, we believe that our tracking algorithm, based on a contour-intersection method (see section 2.1), is well adapted to follow eddies in a coherent way compared to algorithms based on distance criteria [e.g., *Penven et al.*, 2005; *Chaigneau et al.*, 2008; 2009; *Sangra et al.*, 2009; *Chelton et al.*, 2011]. Our algorithm is an improved version of the fixed SLA contour algorithms, used to track eddies on weekly SLA maps in previous studies [e.g., *Fang and Morrow*, 2003; *Wang et al.*, 2003; *Hwang et al.*, 2004; *Morrow et al.*, 2004; *Chaigneau and Pizarro*, 2005].

In addition, Table 1 highlights the strong difference in the total number of Argo float profiles available in the four EBUS. Even in well covered zones such as the CALUS, we still observe some places where no Argo floats surfaced during the 10 years of data we analyzed (not shown). The BONUS is the least well-sampled system, especially North of 18°S , which has an impact on the representation of the sampled eddies. Table 2 shows that the eddies sampled by Argo floats exhibit larger radii and amplitudes, and longer lifetimes than the total set of long-lived eddies generated in the four major EBUS. It suggests that Argo floats surface preferentially in intense eddies and allow a robust description of the temporal evolution of the vertical structure of such eddies. This could be a sampling effect since larger eddies occupy more space and the Argo floats have statistically more chance to surface within larger surface-intensified eddies. More likely, this bias may be impacted by the eddy physics. Argo floats, whose parking depths are commonly between 500 m and 1000 m depth, are less likely to be trapped within surface-intensified eddies whose cores only extend down to ~ 200 m depth. Whereas if the core of the subsurface-intensified eddies reaches the Argo parking depths, then the floats can remain trapped in the eddies. The stronger the eddy, the stronger its vorticity and trapping effect. Indeed, some floats analyzed in this study remained trapped for several months in a few subsurface eddies. Since the larger and stronger eddies are more likely to be sampled by Argo floats, the composite evolution of the vertical structure can be biased by the occurrence of some intense eddies, as shown for instance for the subsurface-intensified AEs of the CALUS (Figures 10a–10c). It would be interesting to simulate the behavior of Argo floats at the vicinity of intense CEs and AEs, as well as weaker eddies, to study the mechanisms leading to the trapping of floats by eddies as a function of the eddy depth, velocity, radius and rotating sense.

Even though a larger number of floats sampled surface-intensified eddies, their mean vertical structure is closer to the random error estimate based on the profiles surfacing outside eddies, suggesting that these eddies may contribute less to the heat and salt exchange between the coast and the open ocean. Moreover, despite the effort made to sample more of the global ocean, we still do not have enough Argo floats at the beginning and the end of the eddy lifetime to robustly describe their generating and dissipation phases.

It is also important to bear in mind that the mean vertical structures presented here were obtained independently of the distance of the Argo floats from the eddy centers. For each of the clusters, the mean normalized distance of the floats from the eddy center to the eddy edge is around 50–75%. The mean value for the 4 EBUS is of 65%, very close to the theoretical value of 66.7% if we consider that the Argo floats are on average statistically evenly distributed over eddies of unit radius [*Chaigneau and Pizarro*, 2005]. First, this excellent agreement confirms that the eddy detection algorithm correctly identifies the eddy edge; a more restricted algorithm, based for instance on the maximum of swirl velocity [e.g., *Nencioli et al.*, 2010; *Liu et al.*, 2012] would decrease the eddy radius and positioned the Argo floats closer to the eddy edge or even outside the eddies. This would strongly limit the kind of analysis proposed in this study. Second, a mean normalized distance of 65% indicates that the anomalies shown in Figures 5–16 are more representative of the outer eddy vertical structure than the eddy center. Although anomalies are expected to be stronger at the eddy center, our limited data set could not be used to study the tridimensional structure for each cluster. Future studies based on an extended data set of Argo profiles or high-resolution modeling could allow us to document the composite structure of each eddy-type observed in the EBUS. Finally, although the mean normalized distance is higher than 60% for all the clusters, it is around 50% for the strongest subsurface-

intensified AEs and CEs of the BENUS (Clusters 3 in Figures 14 and 15). This reaffirms that the strong subsurface eddies are more efficiently trapping Argo floats.

5. Conclusion

With the increasing number of eddy resolving ocean models available, we need a better description of the observed vertical structure of the mesoscale eddies to improve the model validation and parametrizations. Until now, studies of the physical characteristics of the propagating mesoscale eddies were mainly based on altimetry data, which provides a robust analysis of the surface evolution of the larger eddies. The thermohaline characteristics of the eddies have been investigated locally, but regional studies have been limited by the coarse coverage of in situ data. In this study, we applied a tracking algorithm to altimetric maps to follow the eddies in time and space, and then collocated Argo floats to analyze their mean vertical and time-varying temperature, salinity and dynamic height anomalies. We applied a clustering technique, which allowed the reconstruction of the mean and temporal evolution of the vertical structure of eddies with similar temperature and salinity anomalies. When carefully separated, we were able to characterize the vertical structure of the surface and subsurface-intensified eddies in a lagrangian sense across the different EBUS. Although the surface signature of the AEs and CEs is comparable from one EBUS to another, their vertical thermohaline structure is quite distinct. The eddies' vertical structure depends on several factors such as *i*) the structure of the coastal current systems which generate instabilities, *ii*) the background climatological fields crossed by the eddies as they propagate into the ocean interior, *iii*) the ocean-atmosphere interactions in the surface layers and *iv*) the eddy-induced upwelling/downwelling within their core. In general, the vertical structure of the temperature, salinity and dynamic height anomalies remains quite stable along the eddies' lifetime. The surface eddies in most EBUS are warm, salty AEs and cold, fresh CEs, except for the CALUS in an exceptionally fresh surface regime, having warm, fresh AEs and cold, salty CEs. The strongest subsurface eddies occur in the BENUS, with intense AEs and CEs being impacted by the presence of the Agulhas water masses, and anomalies reaching 800 m depth on average.

Although we proposed some explanations for the eddy characteristics in each local formation region, further investigation is needed to better understand the theoretical mechanisms responsible for the formation of these mesoscale features and their temporal evolution. This work has concentrated on eddies formed in the near-coastal part of the EBUS only, a logical extension would be to analyze all of the eddies detected in the eastern boundary upwelling regions, including those formed outside the coastal area, for example, the Agulhas Rings and Cyclones, the "Mediterranean eddies" (Meddies) that can cross the offshore area of the Northern CANUS, and the eddies generated further offshore of the near-coastal EBUS.

Acknowledgments

Float data used here were collected and made freely available by Argo (<http://www.argo.net/>), a program of the Global Ocean Observing System, and contributing national programs. The altimeter products were produced by Ssalto/Duacs and distributed by AVISO, with support from CNES. Several Argo float deployments in the Peru-Chile Upwelling Systems have been supported by GMMC (Mercator-Coriolis) through the FLOPS (FLOtters du Pacifique Sud) project. C. Pegliasco was supported through a PhD grant from the *Direction Générale des Armées* (DGA, France). This work is a contribution to the LMI "Dynamiques du Système du Courant de Humboldt" (DISCOH) and the joint CNES/NASA OSTST project "Merging of satellite and in situ observations for the analysis of meso and submesoscale dynamics." We thank Y. Morel for his helpful discussion during the preparation of this manuscript. We thank D. Chelton and an anonymous reviewer for their very constructive comments to improve the manuscript.

References

- Arhan, M., H. Mercier, and J. R. E. Lutjeharms (1999), The disparate evolution of three Agulhas rings in the South Atlantic Ocean, *J. Geophys. Res.*, *104*(C9), 20,987–21,005, doi:10.1029/1998JC900047.
- Aristegui, J., P. Sangrá, S. Hernández-León, M. Cantón, A. Hernández-Guerra, and J. L. Kerling (1994), Island-induced eddies in the Canary islands, *Deep Sea Res., Part I*, *41*(10), 1509–1525, doi:10.1016/0967-0637(94)90058-2.
- Aristegui, J., et al. (1997), The influence of island-generated eddies on chlorophyll distribution: A study of mesoscale variation around Gran Canaria, *Deep Sea Res., Part I*, *44*(1), 71–96, doi:10.1016/S0967-0637(96)00093-3.
- Aristegui, J., E. D. Barton, X. A. Álvarez-Salgado, A. M. P. Santos, F. G. Figueiras, S. Kifani, S. Hernández-León, E. Mason, E. Machú, and H. Demarcq (2009), Sub-regional ecosystem variability in the Canary Current upwelling, *Prog. Oceanogr.*, *83*(1–4), 33–48, doi:10.1016/j.pocean.2009.07.031.
- Baker-Yeboah, S., D. A. Byrne, and D. R. Watts (2010), Observations of mesoscale eddies in the South Atlantic Cape Basin: Baroclinic and deep barotropic eddy variability, *J. Geophys. Res.*, *115*, C12069, doi:10.1029/2010JC006236.
- Bakun, A., and C. S. Nelson (1991), The Seasonal Cycle of Wind-Stress Curl in Subtropical Eastern Boundary Current Regions, *J. Phys. Oceanogr.*, *21*(12), 1815–1834, doi:10.1175/1520-0485(1991)021<1815:TSCOWS>2.0.CO;2.
- Barton, E. D., and J. Aristegui (2004), The Canary Islands coastal transition zone—Upwelling, eddies and filaments, *Prog. Oceanogr.*, *62*(2–4), 67–69, doi:10.1016/j.pocean.2004.08.003.
- Barton, E. D., et al. (1998), The transition zone of the Canary Current upwelling region, *Prog. Oceanogr.*, *41*(4), 455–504, doi:10.1016/S0079-6611(98)00023-8.
- Barton, E. D., G. Basterretxea, P. Flament, E. G. Mitchelson-Jacob, B. Jones, J. Aristegui, and F. Herrera (2000), Lee region of Gran Canaria, *J. Geophys. Res.*, *105*(C7), 17,173–17,193, doi:10.1029/2000JC900010.
- Basterretxea, G., E. D. Barton, P. Tett, P. Sangrá, E. Navarro-Perez, and J. Aristegui (2002), Eddy and deep chlorophyll maximum response to wind-shear in the lee of Gran Canaria, *Deep Sea Res., Part I*, *49*(6), 1087–1101, doi:10.1016/S0967-0637(02)00009-2.
- Batteen, M. L., J. R. Martinez, D. W. Bryan, and E. J. Buch (2000), A modeling study of the coastal eastern boundary current system off Iberia and Morocco, *J. Geophys. Res.*, *105*(C6), 14,173–14,195, doi:10.1029/2000JC900026.

- Batteen, M. L., N. J. Cipriano, and J. T. Monroe (2003), A large-scale seasonal modeling study of the California Current System, *J. Oceanogr.*, 59(5), 545–562, doi:10.1023/B:JOCE.0000009585.24051.cc.
- Benítez-Barrios, V. M., J. L. Pelegrí, A. Hernández-Guerra, K. M. M. Lwiza, D. Gomis, P. Vélez-Belchí, and S. Hernández-León (2011), Three-dimensional circulation in the NW Africa coastal transition zone, *Prog. Oceanogr.*, 91(4), 516–533, doi:10.1016/j.pocean.2011.07.022.
- Boebel, O., T. Rossby, J. Lutjeharms, W. Zenk, and C. Barron (2003), Path and variability of the Agulhas Return Current, *Deep Sea Res., Part II*, 50(1), 35–56, doi:10.1016/S0967-0645(02)00377-6.
- Capet, A., E. Mason, V. Rossi, C. Troupin, Y. Faugère, I. Pujol, and A. Pascual (2014), Implications of refined altimetry on estimates of meso-scale activity and eddy-driven offshore transport in the Eastern Boundary Upwelling Systems, *Geophys. Res. Lett.*, 41, 7602–7610, doi:10.1002/2014GL061770.
- Capet, X., F. Colas, J. C. McWilliams, P. Penven, and P. Marchesiello (2008), Eddies in Eastern Boundary Subtropical Upwelling Systems, in *Ocean Modeling in an Eddying Regime*, edited by M. W. Hecht and H. Hasumi, pp. 131–147, AGU, Washington, D. C.
- Carr, M.-E., and E. J. Kearns (2003), Production regimes in four Eastern Boundary Current systems, *Deep Sea Res., Part II*, 50(22–26), 3199–3221, doi:10.1016/j.dsr2.2003.07.015.
- Castelao, R. M. (2014), Mesoscale eddies in the South Atlantic Bight and the Gulf Stream Recirculation region: Vertical structure, *J. Geophys. Res. Oceans*, 119, 2048–2065, doi:10.1002/2014JC009796.
- Chaigneau, A., and O. Pizarro (2005), Eddy characteristics in the eastern South Pacific, *J. Geophys. Res.*, 110, C06005, doi:10.1029/2004JC002815.
- Chaigneau, A., A. Gizolme, and C. Grados (2008), Mesoscale eddies off Peru in altimeter records: Identification algorithms and eddy spatio-temporal patterns, *Prog. Oceanogr.*, 79(2–4), 106–119, doi:10.1016/j.pocean.2008.10.013.
- Chaigneau, A., G. Eldin, and B. Dewitte (2009), Eddy activity in the four major upwelling systems from satellite altimetry (1992–2007), *Prog. Oceanogr.*, 83(1–4), 117–123, doi:10.1016/j.pocean.2009.07.012.
- Chaigneau, A., M. Le Texier, G. Eldin, C. Grados, and O. Pizarro (2011), Vertical structure of mesoscale eddies in the eastern South Pacific Ocean: A composite analysis from altimetry and Argo profiling floats, *J. Geophys. Res.*, 116, C11025, doi:10.1029/2011JC007134.
- Chaigneau, A., N. Dominguez, G. Eldin, L. Vasquez, R. Flores, C. Grados, and V. Echevin (2013), Near-coastal circulation in the Northern Humboldt Current System from shipboard ADCP data, *J. Geophys. Res. Oceans*, 118, 5251–5266, doi:10.1002/jgrc.20328.
- Chavez, F. P., and M. Messié (2009), A comparison of Eastern Boundary Upwelling Ecosystems, *Prog. Oceanogr.*, 83(1–4), 80–96, doi:10.1016/j.pocean.2009.07.032.
- Checkley, D. M., Jr., and J. A. Barth (2009), Patterns and processes in the California Current System, *Prog. Oceanogr.*, 83(1–4), 49–64, doi:10.1016/j.pocean.2009.07.028.
- Chelton, D. B., and M. G. Schlax (2003), The accuracies of smoothed sea surface height fields constructed from tandem satellite altimeter datasets, *J. Atmospheric Ocean. Technol.*, 20(9), 1276–1302, doi:10.1175/1520-0426(2003)020<1276:TAOSSS>2.0.CO;2.
- Chelton, D. B., M. G. Schlax, R. M. Samelson, and R. A. de Szoeke (2007), Global observations of large oceanic eddies, *Geophys. Res. Lett.*, 34, L15606, doi:10.1029/2007GL030812.
- Chelton, D. B., M. G. Schlax, and R. M. Samelson (2011), Global observations of nonlinear mesoscale eddies, *Prog. Oceanogr.*, 91(2), 167–216, doi:10.1016/j.pocean.2011.01.002.
- Chen, G., Y. Hou, and X. Chu (2011), Mesoscale eddies in the South China Sea: Mean properties, spatiotemporal variability, and impact on thermohaline structure, *J. Geophys. Res.*, 116, C06018, doi:10.1029/2010JC006716.
- Colas, F., J. C. McWilliams, X. Capet, and J. Kurian (2012), Heat balance and eddies in the Peru-Chile current system, *Clim. Dyn.*, 39(1–2), 509–529, doi:10.1007/s00382-011-1170-6.
- Collins, C. A., T. Margolina, T. A. Rago, and L. Ivanov (2013), Looping RAFOS floats in the California Current System, *Deep Sea Res., Part II*, 85, 42–61, doi:10.1016/j.dsr2.2012.07.027.
- Combes, V., F. Chenillat, E. Di Lorenzo, P. Rivière, M. D. Ohman, and S. J. Bograd (2013), Cross-shore transport variability in the California Current: Ekman upwelling vs. eddy dynamics, *Prog. Oceanogr.*, 109, 78–89, doi:10.1016/j.pocean.2012.10.001.
- Correa-Ramirez, M. A., S. Hormazábal, and G. Yuras (2007), Mesoscale eddies and high chlorophyll concentrations off central Chile (29°–39°S), *Geophys. Res. Lett.*, 34, L12604, doi:10.1029/2007GL029541.
- Cushman-Roisin, B., B. Tang, and E. P. Chassignet (1990), Westward motion of mesoscale eddies, *J. Phys. Oceanogr.*, 20(5), 758–768, doi:10.1175/1520-0485(1990)020<0758:WMOME>2.0.CO;2.
- Dencausse, G., M. Arhan, and S. Speich (2010), Routes of Agulhas rings in the southeastern Cape Basin, *Deep Sea Res., Part I*, 57(11), 1406–1421, doi:10.1016/j.dsr.2010.07.008.
- De Ruijter, W. P. M., A. Biastoch, S. S. Drijfhout, J. R. E. Lutjeharms, R. P. Matano, T. Pichevin, P. J. van Leeuwen, and W. Weijer (1999), Indian-Atlantic interocean exchange: Dynamics, estimation and impact, *J. Geophys. Res.*, 104(C9), 20,885–20,910, doi:10.1029/1998JC900099.
- Dong, C., X. Lin, Y. Liu, F. Nencioli, Y. Chao, Y. Guan, D. Chen, T. Dickey, and J. C. McWilliams (2012), Three-dimensional oceanic eddy analysis in the Southern California Bight from a numerical product, *J. Geophys. Res.*, 117, C00H14, doi:10.1029/2011JC007354.
- Dong, C., J. C. McWilliams, Y. Liu, and D. Chen (2014), Global heat and salt transports by eddy movement, *Nat. Commun.*, 5, 1–6, doi:10.1038/ncomms4294.
- Emery, W. J., and J. Meincke (1986), Global water masses-summary and review, *Oceanol. Acta*, 9(4), 383–391.
- Fang, F., and R. Morrow (2003), Evolution, movement and decay of warm-core Leeuwin Current eddies, *Deep Sea Res., Part II*, 50(12–13), 2245–2261, doi:10.1016/S0967-0645(03)00055-9.
- Frenger, I., N. Gruber, R. Knutti, and M. Münnich (2013), Imprint of Southern Ocean eddies on winds, clouds and rainfall, *Nat. Geosci.*, 6(8), 608–612, doi:10.1038/ngeo1863.
- Fréon, P., M. Barange, and J. Aristegui (2009), Eastern Boundary Upwelling Ecosystems: Integrative and comparative approaches, *Prog. Oceanogr.*, 83(1–4), 1–14, doi:10.1016/j.pocean.2009.08.001.
- Froyland, G., C. Horenkamp, V. Rossi, N. Santitissadeekorn, and A. S. Gupta (2012), Three-dimensional characterization and tracking of an Agulhas Ring, *Ocean Modell.*, 52–53, 69–75, doi:10.1016/j.ocemod.2012.05.001.
- Garfield, N., C. A. Collins, R. G. Paquette, and E. Carter (1999), Lagrangian exploration of the California Undercurrent, 1992–95, *J. Phys. Oceanogr.*, 29(4), 560–583, doi:10.1175/1520-0485(1999)029<0560:LEOTCU>2.0.CO;2.
- Garzoli, S. L., and A. L. Gordon (1996), Origins and variability of the Benguela Current, *J. Geophys. Res.*, 101(C1), 897–906, doi:10.1029/95JC03221.
- Garzoli, S. L., P. L. Richardson, C. M. D. Rae, D. M. Fratantoni, G. J. Goñi, and A. J. Roubicek (1999), Three Agulhas rings observed during the Benguela Current Experiment, *J. Geophys. Res.*, 104(C9), 20,971–20,985, doi:10.1029/1999JC900060.
- Giulivi, C. F., and A. L. Gordon (2006), Isopycnal displacements within the Cape Basin thermocline as revealed by the Hydrographic Data Archive, *Deep Sea Res., Part I*, 53(8), 1285–1300, doi:10.1016/j.dsr.2006.05.011.
- Gordon, A. L. (2003), Oceanography: The brawnierest retroflection, *Nature*, 421(6926), 904–905, doi:10.1038/421904a.

- Gruber, N., Z. Lachkar, H. Frenzel, P. Marchesiello, M. Münnich, J. C. McWilliams, T. Nagai, and G.-K. Plattner (2011), Eddy-induced reduction of biological production in eastern boundary upwelling systems, *Nat. Geosci.*, *4*(11), 787–792, doi:10.1038/ngeo1273.
- Hall, C., and J. R. E. Lutjeharms (2011), Cyclonic eddies identified in the Cape Basin of the South Atlantic Ocean, *J. Mar. Syst.*, *85*(1–2), 1–10, doi:10.1016/j.jmarsys.2010.10.003.
- Hardman-Mountford, N. J., A. J. Richardson, J. J. Agenbag, E. Hagen, L. Nykjaer, F. A. Shillington, and C. Villacastin (2003), Ocean climate of the South East Atlantic observed from satellite data and wind models, *Prog. Oceanogr.*, *59*(2–3), 181–221, doi:10.1016/j.pocean.2003.10.001.
- Holte, J., F. Straneo, C. Moffat, R. Weller, and J. T. Farrar (2013), Structure and surface properties of eddies in the southeast Pacific Ocean, *J. Geophys. Res. Oceans*, *118*, 2295–2309, doi:10.1002/jgrc.20175.
- Hormazabal, S., V. Combes, C. E. Morales, M. A. Correa-Ramirez, E. Di Lorenzo, and S. Nuñez (2013), Intrathermocline eddies in the coastal transition zone off central Chile (31–41°S), *J. Geophys. Res. Oceans*, *118*, 4811–4821, doi:10.1002/jgrc.20337.
- Hutchings, L. et al. (2009), The Benguela Current: An ecosystem of four components, *Prog. Oceanogr.*, *83*(1–4), 15–32, doi:10.1016/j.pocean.2009.07.046.
- Huyer, A., P. M. Kosro, J. Fleischbein, S. R. Ramp, T. Stanton, L. Washburn, F. P. Chavez, T. J. Cowles, S. D. Pierce, and R. L. Smith (1991), Currents and water masses of the Coastal Transition Zone off northern California, June to August 1988, *J. Geophys. Res.*, *96*(C8), 14,809–14,831, doi:10.1029/91JC00641.
- Huyer, A., J. A. Barth, P. M. Kosro, R. K. Shearman, and R. L. Smith (1998), Upper-ocean water mass characteristics of the California current, Summer 1993, *Deep Sea Res., Part II*, *45*(8–9), 1411–1442, doi:10.1016/S0967-0645(98)80002-7.
- Hwang, C., C.-R. Wu, and R. Kao (2004), TOPEX/Poseidon observations of mesoscale eddies over the Subtropical Countercurrent: Kinematic characteristics of an anticyclonic eddy and a cyclonic eddy, *J. Geophys. Res.*, *109*, C08013, doi:10.1029/2003JC002026.
- Jerónimo, G., and J. Gómez-Valdés (2007), A subsurface warm-eddy off northern Baja California in July 2004, *Geophys. Res. Lett.*, *34*, L06610, doi:10.1029/2006GL028851.
- Johnson, G. C., and K. E. McTaggart (2010), Equatorial Pacific 13°C Water Eddies in the Eastern Subtropical South Pacific Ocean*, *J. Phys. Oceanogr.*, *40*(1), 226–236, doi:10.1175/2009JPO4287.1.
- Kurczyn, J. A., E. Beier, M. F. Lavín, and A. Chaigneau (2012), Mesoscale eddies in the northeastern Pacific tropical-subtropical transition zone: Statistical characterization from satellite altimetry, *J. Geophys. Res.*, *117*, C10021, doi:10.1029/2012JC007970.
- Kurian, J., F. Colas, X. Capet, J. C. McWilliams, and D. B. Chelton (2011), Eddy properties in the California Current System, *J. Geophys. Res.*, *116*, C08027, doi:10.1029/2010JC006895.
- Le Traon, P.-Y., and F. Ogor (1998), ERS-1/2 orbit improvement using TOPEX/POSEIDON: The 2 cm challenge, *J. Geophys. Res.*, *103*, 8045–8057, doi:10.1029/97JC01917.
- Liu, Y., C. Dong, Y. Guan, D. Chen, J. McWilliams, and F. Nencioli (2012), Eddy analysis in the subtropical zonal band of the North Pacific Ocean, *Deep Sea Res., Part I*, *68*, 54–67, doi:10.1016/j.dsr.2012.06.001.
- Logerwell, E. A., and P. E. Smith (2001), Mesoscale eddies and survival of late stage Pacific sardine (*Sardinops sagax*) larvae, *Fish. Oceanogr.*, *10*(1), 13–25, doi:10.1046/j.1365-2419.2001.00152.x.
- Lutjeharms, J. R. (2006), The Agulhas Current retroflection, *Agulhas Curr.*, 151–207.
- Lutjeharms, J. R. E., and R. C. Van Ballegooyen (1988), The retroflection of the Agulhas Current, *J. Phys. Oceanogr.*, *18*(11), 1570–1583, doi:10.1175/1520-0485(1988)018<1570:TROTAC>2.0.CO;2.
- Lutjeharms, J. R. E., P. Penven, and C. Roy (2003), Modelling the shear edge eddies of the southern Agulhas Current, *Cont. Shelf Res.*, *23*(11–13), 1099–1115, doi:10.1016/S0278-4343(03)00106-7.
- Machín, F., A. Hernández-Guerra, and J. L. Pelegrí (2006), Mass fluxes in the Canary Basin, *Prog. Oceanogr.*, *70*(2–4), 416–447, doi:10.1016/j.pocean.2006.03.019.
- Mahadevan, A. (2014), Ocean science: Eddy effects on biogeochemistry, *Nature*, *506*(7487), 168–169, doi:10.1038/nature13048.
- Marchesiello, P., and P. Estrade (2007), Eddy activity and mixing in upwelling systems: A comparative study of Northwest Africa and California regions, *Int. J. Earth Sci.*, *98*(2), 299–308, doi:10.1007/s00531-007-0235-6.
- Meunier, T., V. Rossi, Y. Morel, and X. Carton (2010), Influence of bottom topography on an upwelling current: Generation of long trapped filaments, *Ocean Modell.*, *35*(4), 277–303, doi:10.1016/j.ocemod.2010.08.004.
- Meunier, T., E. D. Barton, B. Barreiro, and R. Torres (2012), Upwelling filaments off Cap Blanc: Interaction of the NW African upwelling current and the Cape Verde frontal zone eddy field?, *J. Geophys. Res.*, *117*, C08031, doi:10.1029/2012JC007905.
- Mittelstaedt, E. (1983), The upwelling area off Northwest Africa—A description of phenomena related to coastal upwelling, *Prog. Oceanogr.*, *12*(3), 307–331, doi:10.1016/0079-6611(83)90012-5.
- Montes, I., F. Colas, X. Capet, and W. Schneider (2010), On the pathways of the equatorial subsurface currents in the eastern equatorial Pacific and their contributions to the Peru-Chile Undercurrent, *J. Geophys. Res.*, *115*, C09003, doi:10.1029/2009JC005710.
- Morales, C. E., S. Hormazabal, M. Correa-Ramirez, O. Pizarro, N. Silva, C. Fernandez, V. Anabalón, and M. L. Torreblanca (2012), Mesoscale variability and nutrient–phytoplankton distributions off central-southern Chile during the upwelling season: The influence of mesoscale eddies, *Prog. Oceanogr.*, *104*, 17–29, doi:10.1016/j.pocean.2012.04.015.
- Morrow, R., and P.-Y. Le Traon (2012), Recent advances in observing mesoscale ocean dynamics with satellite altimetry, *Adv. Space Res.*, *50*(8), 1062–1076, doi:10.1016/j.asr.2011.09.033.
- Morrow, R., F. Birol, D. Griffin, and J. Sudre (2004), Divergent pathways of cyclonic and anti-cyclonic ocean eddies, *Geophys. Res. Lett.*, *31*, L24311, doi:10.1029/2004GL020974.
- Nencioli, F., C. Dong, T. Dickey, L. Washburn, and J. C. McWilliams (2010), A vector geometry–based eddy detection algorithm and its application to a high-resolution numerical model product and high-frequency radar surface velocities in the Southern California Bight, *J. Atmos. Oceanic Technol.*, *27*(3), 564–579, doi:10.1175/2009JTECHO725.1.
- Pacheco, M. M., and A. Hernandez-Guerra (1999), Seasonal variability of recurrent phytoplankton pigment patterns in the Canary Islands area, *Int. J. Remote Sens.*, *20*(7), 1405–1418, doi:10.1080/014311699212795.
- Paillet, J., B. Le Cann, X. Carton, Y. Morel, and A. Serpette (2002), Dynamics and evolution of a Northern Meddy, *J. Phys. Oceanogr.*, *32*(1), 55–79, doi:10.1175/1520-0485(2002)032<0055:DAEOAN>2.0.CO;2.
- Pauly, D., and V. Christensen (1995), Primary production required to sustain global fisheries, *Nature*, *374*(6519), 255–257, doi:10.1038/374255a0.
- Pelland, N. A., C. C. Eriksen, and C. M. Lee (2013), Subthermocline Eddies over the Washington Continental Slope as Observed by Sea-glider, 2003–09, *J. Phys. Oceanogr.*, *43*(10), 2025–2053, doi:10.1175/JPO-D-12-086.1.
- Penven, P., V. Echevin, J. Pasapera, F. Colas, and J. Tam (2005), Average circulation, seasonal cycle, and mesoscale dynamics of the Peru Current System: A modeling approach, *J. Geophys. Res.*, *110*, C10021, doi:10.1029/2005JC002945.
- Piedeleu, M., P. Sangrà, A. Sánchez-Vidal, J. Fabrés, C. Gordo, and A. Calafat (2009), An observational study of oceanic eddy generation mechanisms by tall deep-water islands (Gran Canaria), *Geophys. Res. Lett.*, *36*, L14605, doi:10.1029/2008GL037010.

- Pierce, S. D., R. L. Smith, P. M. Kosro, J. A. Barth, and C. D. Wilson (2000), Continuity of the poleward undercurrent along the eastern boundary of the mid-latitude north Pacific, *Deep Sea Res., Part II*, 47(5–6), 811–829, doi:10.1016/S0967-0645(99)00128-9.
- Pietri, A., P. Testor, V. Echevin, A. Chaigneau, L. Mortier, G. Eldin, and C. Grados (2012), Finescale vertical structure of the upwelling system off Southern Peru as observed from glider data, *J. Phys. Oceanogr.*, 43(3), 631–646, doi:10.1175/JPO-D-12-035.1.
- Pietri, A., V. Echevin, P. Testor, A. Chaigneau, L. Mortier, C. Grados, and A. Albert (2014), Impact of a coastal-trapped wave on the near-coastal circulation of the Peru upwelling system from glider data, *J. Geophys. Res. Oceans*, 119, 2109–2120, doi:10.1002/2013JC009270.
- Pingree, R. D. (1996), A shallow subtropical subducting westward propagating eddy (Swesty), *Philos. Trans. R. Soc. London A*, 354(1710), 979–1026, doi:10.1098/rsta.1996.0039.
- Richardson, P., and S. Garzoli (2003), Characteristics of intermediate water flow in the Benguela current as measured with RAFOS floats, *Deep Sea Res., Part II*, 50(1), 87–118, doi:10.1016/S0967-0645(02)00380-6.
- Richardson, P. L. (2007), Agulhas leakage into the Atlantic estimated with subsurface floats and surface drifters, *Deep Sea Res., Part I*, 54(8), 1361–1389, doi:10.1016/j.dsr.2007.04.010.
- Roux, M. (1985), *Algorithmes de Classification*, Masson, Paris.
- Rubio, A., B. Blanke, S. Speich, N. Grima, and C. Roy (2009), Mesoscale eddy activity in the southern Benguela upwelling system from satellite altimetry and model data, *Prog. Oceanogr.*, 83(1–4), 288–295, doi:10.1016/j.pocean.2009.07.029.
- Ruiz, S., J. L. Pelegrí, M. Emelianov, A. Pascual, and E. Mason (2014), Geostrophic and ageostrophic circulation of a shallow anticyclonic eddy off Cape Bojador, *J. Geophys. Res. Oceans*, 119, 1257–1270, doi:10.1002/2013JC009169.
- Samelson, R. M., M. G. Schlax, and D. B. Chelton (2014), Randomness, symmetry, and scaling of mesoscale eddy life cycles, *J. Phys. Oceanogr.*, 44(3), 1012–1029, doi:10.1175/JPO-D-13-0161.1.
- Sangrà, P., M. Auladell, A. Marrero-Díaz, J. L. Pelegrí, E. Fraile-Nuez, A. Rodríguez-Santana, J. M. Martín, E. Mason, and A. Hernández-Guerra (2007), On the nature of oceanic eddies shed by the Island of Gran Canaria, *Deep Sea Res., Part I*, 54(5), 687–709, doi:10.1016/j.dsr.2007.02.004.
- Sangrà, P., et al. (2009), The Canary Eddy Corridor: A major pathway for long-lived eddies in the subtropical North Atlantic, *Deep Sea Res., Part I*, 56(12), 2100–2114, doi:10.1016/j.dsr.2009.08.008.
- Schneider, W., R. Fuenzalida, E. Rodríguez-Rubio, J. Garcés-Vargas, and L. Bravo (2003), Characteristics and formation of Eastern South Pacific Intermediate Water, *Geophys. Res. Lett.*, 30(11), 1581, doi:10.1029/2003GL017086.
- Shannon, L. V., and D. Hunter (1988), Notes on Antarctic intermediate water around southern Africa, *South Afr. J. Mar. Sci.*, 6(1), 107–117, doi:10.2989/025776188784480735.
- Shannon, L. V., and G. Nelson (1996), The Benguela: Large scale features and processes and system variability, in *The South Atlantic*, pp. 163–210, Springer, Berlin.
- Shillington, F. A., C. J. C. Reason, C. M. Duncombe Rae, P. Florenchie, and P. Penven (2006), 4 Large scale physical variability of the Benguela Current Large Marine Ecosystem (BCLME), in *Large Marine Ecosystems*, vol. 14, edited by G. H. Vere Shannon, pp. 49–70, Elsevier, Oxford, U. K.
- Silva, N., and S. Neshyba (1979), On the southernmost extension of the Peru-Chile undercurrent, *Deep Sea Res., Part I*, 26(12), 1387–1393, doi:10.1016/0198-0149(79)90006-2.
- Silva, N., N. Rojas, and A. Fedele (2009), Water masses in the Humboldt Current System: Properties, distribution, and the nitrate deficit as a chemical water mass tracer for Equatorial Subsurface Water off Chile, *Deep Sea Res., Part II*, 56(16), 1004–1020, doi:10.1016/j.dsr2.2008.12.013.
- Simpson, J. J., and R. J. Lynn (1990), A mesoscale eddy dipole in the offshore California Current, *J. Geophys. Res.*, 95(C8), 13,009–13,022, doi:10.1029/JC095iC08p13009.
- Simpson, J. J., T. D. Dickey, and C. J. Koblinsky (1984), An offshore eddy in the California current system Part I: Interior dynamics, *Prog. Oceanogr.*, 13(1), 5–49, doi:10.1016/0079-6611(84)90004-1.
- Souza, J. M. A. C., C. de Boyer Montégut, and P. Y. Le Traon (2011), Comparison between three implementations of automatic identification algorithms for the quantification and characterization of mesoscale eddies in the South Atlantic Ocean, *Ocean Sci. Discuss.*, 8(2), 483–531, doi:10.5194/oscd-8-483-2011.
- Stramma, L., H. W. Bange, R. Czeschel, A. Lorenzo, and M. Frank (2013), On the role of mesoscale eddies for the biological productivity and biogeochemistry in the eastern tropical Pacific Ocean off Peru, *Biogeosciences*, 10(11), 7293–7306, doi:10.5194/bg-10-7293-2013.
- Strub, P. T., J. M. Mesias, V. Montecino, J. Rutland, and S. Salinas (1998), Coastal Ocean Circulation off Western South America, in *The Sea*, vol. 11, edited by A. R. Robinson, and K. H. Brink, pp. 273–313, John Wiley and Sons, Hoboken, N. J.
- Strub, P. T., V. Combes, F. Shillington, and O. Pizarro (2013), Currents and processes along the Eastern Boundaries, in *Ocean Circulation and Climate: A 21st Century Perspective*, edited by G. Siedler, et al., pp. 339–384, Elsevier Ltd., Oxford, U. K.
- Tomczak, M., and J. S. Godfrey (1994), *Regional Oceanography: an Introduction*, Elsevier Sci. Ltd., Oxford, U. K.
- Van Ballegooyen, R. C., M. L. Gründlingh, and J. R. E. Lutjeharms (1994), Eddy fluxes of heat and salt from the southwest Indian Ocean into the southeast Atlantic Ocean: A case study, *J. Geophys. Res.*, 99(C7), 14,053–14,070, doi:10.1029/94JC00383.
- Villas Bóas, A. B., O. T. Sato, A. Chaigneau, and G. P. Castelão (2015), The signature of mesoscale eddies on the air-sea turbulent heat fluxes in the South Atlantic Ocean, *Geophys. Res. Lett.*, 42, 1856–1862, doi:10.1002/2015GL063105.
- Wang, G., J. Su, and P. C. Chu (2003), Mesoscale eddies in the South China Sea observed with altimeter data, *Geophys. Res. Lett.*, 30(21), 2121, doi:10.1029/2003GL018532.
- Ward, J. H. (1963), Hierarchical grouping to optimize an objective function, *J. Am. Stat. Assoc.*, 58(301), 236–244, doi:10.1080/01621459.1963.10500845.
- Yang, G., F. Wang, Y. Li, and P. Lin (2013), Mesoscale eddies in the northwestern subtropical Pacific Ocean: Statistical characteristics and three-dimensional structures, *J. Geophys. Res. Oceans*, 118, 1906–1925, doi:10.1002/jgrc.20164.
- Yi, J., Y. Du, Z. He, and C. Zhou (2014), Enhancing the accuracy of automatic eddy detection and the capability of recognizing the multi-core structures from maps of sea level anomaly, *Ocean Sci.*, 10(1), 39–48, doi:10.5194/os-10-39-2014.

Conclusion

Avec le nombre croissant de modèles océaniques permettant la résolution des tourbillons de mésoéchelle, nous avons besoin d'une meilleure description des structures verticales observées pour améliorer la validation et la paramétrisation de ces modèles. Si les études basées sur des données altimétriques permettaient l'analyse de l'évolution des caractéristiques de surface des tourbillons les plus grands, la structure verticale de ces tourbillons est désormais également accessible de manière statistique. Auparavant, les caractéristiques thermohalines des tourbillons ont été analysées très localement, mais les études régionales étaient limitées par la faible couverture des données *in situ*. Dans cette étude, nous avons donc appliqué aux cartes d'anomalies de niveau de la mer un algorithme de détection pour recenser et suivre dans le temps les tourbillons de mésoéchelle. La colocalisation des profils réalisés par les profileurs Argo dans les tourbillons permet d'en décrire la structure verticale moyenne, en température, salinité et hauteur dynamique. En utilisant une technique de classification hiérarchique, nous avons pu caractériser différents types de tourbillons en fonction de leur structure verticale. Les structures verticales moyennes des tourbillons de surface et de subsurface coexistant dans un même EBUS sont décrites, ainsi que leurs évolutions temporelles. Même si la signature en surface des tourbillons dans les quatre EBUS est similaire, ce n'est pas le cas de leur structure verticale, qui présente de fortes hétérogénéités d'un système à l'autre. La structure thermohaline dépend de plusieurs facteurs : (i) la structure des courants côtiers, dont les instabilités génèrent les tourbillons ; (ii) l'environnement climatologique, c'est-à-dire les champs de température et salinité traversés par les tourbillons lors de leur propagation vers le large ; (iii) les interactions océan-atmosphère présents dans les couches de surface ; et (iv) la remontée ou l'approfondissement des isopycnes induits par la rotation propre des tourbillons.

En général, la structure verticale des anomalies de température, salinité et hauteur dynamique restent stables au cours du déplacement des tourbillons. Les tourbillons de surface sont des anticyclones chauds et salés et des cyclones froids et peu salés dans les EBUS, excepté dans le CALUS où l'eau de surface est particulièrement peu salée, donnant lieu à des anticyclones chauds et peu salés, et des cyclones froids mais salés. Les tourbillons de subsurface les plus forts sont générés dans le BENUS, avec des anticyclones et cyclones impactés par la présence des masses d'eaux issues de la réflexion des Aiguilles, et leurs anomalies atteignent 800 m de profondeur en moyenne. Même si nous proposons quelques explications aux caractéristiques des tourbillons présents dans chaque région, de plus amples investigations sont nécessaires afin de

comprendre les mécanismes permettant la formation de ce type de tourbillons, ainsi que leur évolution dans le temps. Cette étude s'est focalisée sur les tourbillons de mésoéchelle générés dans la zone côtière de chaque EBUS, son extension logique serait donc d'analyser l'ensemble des tourbillons détectés dans chaque zone, ainsi que les tourbillons formés hors des EBUS mais les traversant, comme les Anneaux des Aiguilles et les cyclones associés au Sud du BENUS, ou les Meddies, dans la partie Nord du CANUS.

Les diagnostics d'advection isopycnale et déplacements verticaux appliqués au Chapitre 3 dans différentes sous-régions de chaque EBUS peuvent également aider à interpréter les structures verticales observées dans les grands types de tourbillons de chaque EBUS. L'une des perspectives logiques à cette étude serait donc d'effectuer ces mêmes diagnostics sur chacun des clusters décrit dans ce chapitre.

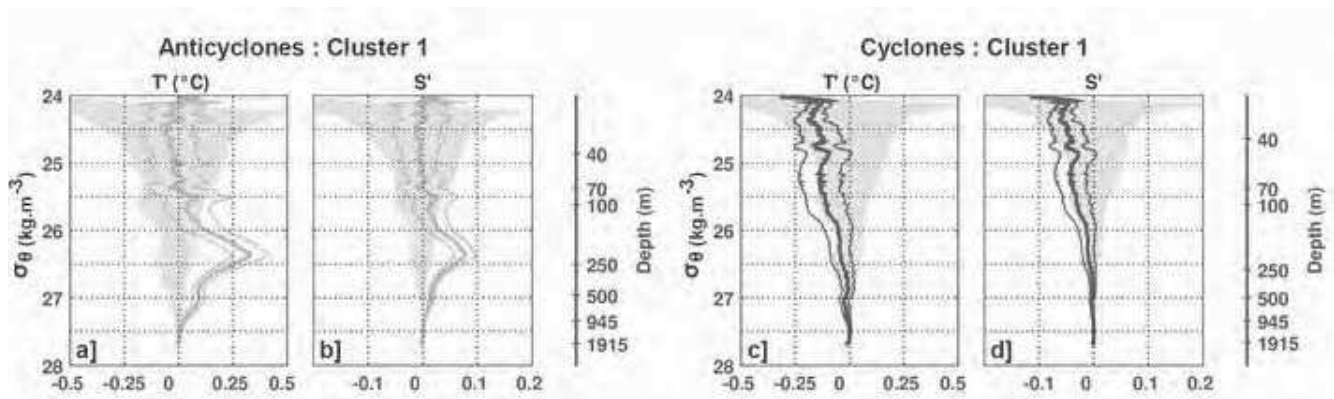


Figure 4.1: Profils moyens d'anomalies de **a, c]** température et de **b, d]** salinité en fonction des niveaux isopycnaux σ_{θ} représentés pour les clusters significatifs du PCUS. Le fond grisé représente les anomalies aléatoires estimées à partir des profils acquis hors des tourbillons.

A titre d'exemple, la Figure 4.1 présente les anomalies de température et de salinité calculées en fonction de la densité pour les deux clusters significatifs du PCUS. On remarque que si pour les anticyclones, les anomalies sortent largement de l'erreur aléatoire entre $\sigma_{\theta} = 26-27,5 \text{ kg.m}^{-3}$, l'anomalie associée aux cyclones reste dans la variabilité naturelle. On peut noter que l'intensité des anomalies de température est plus faible en fonction de la densité ($\pm 0,25^{\circ}\text{C}$) qu'en fonction de la profondeur ($\pm 0,4^{\circ}\text{C}$), alors que les anomalies de salinités sont équivalentes en fonction de la profondeur et de la densité ($\pm 0,04$).

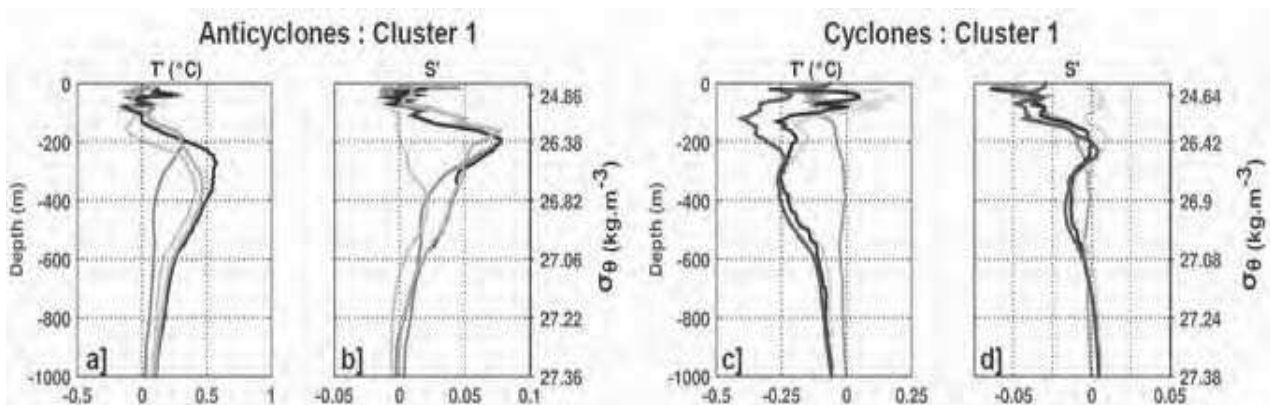


Figure 4.2: Profils moyens d'anomalies de **a, c]** température et de **b, d]** salinité représentés pour les clusters significatifs du PCUS. Les contributions respectives de l'advection isopycnale (lignes gris foncé) et du déplacement vertical (lignes gris clair) sont ajoutées (lignes noires) pour être comparées aux anomalies mesurées dans les anticyclones (lignes oranges) et les cyclones (lignes bleues).

Pour le cluster anticyclonique (Figure 4.2a-b), le terme advectif impacte fortement l'anomalie totale, et ce dès ~ 100 m de profondeur. En particulier, l'advection isopycnale est très marquée entre 150 et 350 m de profondeur, ce qui correspond bien à la position du sous-courant près de la côte. Le déplacement vertical des isopycnes s'ajoute au terme advectif entre 200 et 600 m de profondeur, la somme des deux contributions représentant très bien les anomalies observées notamment sous ~ 300 -400 m de profondeur. On peut remarquer l'anomalie de température négative liée au déplacement vertical entre 200 et 100 m de profondeur (Figure 4.2a). Cette anomalie met en évidence la remontée des isopycnes au dessus du cœur de subsurface des anticyclones, anomalie peu claire dans le profil moyen associé au cluster. On peut noter également que le terme advectif explique presque en totalité l'anomalie de salinité (Figure 4.2b), alors que le déplacement vertical a une forte influence sur l'anomalie de température, en particulier entre 250 et 600 m de profondeur (Figure 4.2a).

Pour le cluster cyclonique (Figure 4.2c-d), on retrouve presque à l'identique les résultats obtenus dans la sous-région (80 - 85°W ; 25 - 30°S) dans le chapitre précédent (Figure 3.26c-f). L'advection isopycnale impacte uniquement la couche située entre la surface et 200 m de profondeur. Au contraire, le déplacement vertical de la colonne d'eau est la contribution majeure aux anomalies sous ~ 300 m de profondeur, en particulier avec la signature de l'AAIW froide et peu salée entre 300 – 600 m de fond. On peut noter que la remontée d'ESSW, qui crée une anomalie positive de sel centrée à 200 m de profondeur, est neutralisée par l'advection d'eau peu salée (Figure 4.2d).

L'estimation des contributions respectives de l'advection isopycnale et du déplacement vertical des isopycnes a été élaborée après la publication de l'article présenté plus haut. Les résultats de ces diagnostics sont cependant très prometteurs et mériteraient d'être appliqués pour l'ensemble des clusters de chaque EBUS. Ils pourraient également fournir des informations inédites sur l'évolution temporelle de ces processus au cours du cycle de vie de ces différents tourbillons.

Chapitre 5 : Conclusions et perspectives

Basé sur l'analyse conjointe et complémentaire de ~10 ans de données altimétriques et de profils verticaux de température et de salinité acquis par les profileurs Argo, l'objectif principal de cette thèse était d'étudier en détails les caractéristiques de surface et la structure verticale des tourbillons dans les quatre grands systèmes d'upwelling mondiaux, qui partagent une dynamique à grande échelle relativement similaire.

Dans une première partie, nous avons comme objectif spécifique d'étudier les caractéristiques de surface des tourbillons et de leurs trajectoires dans chaque EBUS, en terme de taille, répartition géographique, durée de vie, zone de génération et propagation. Il s'agissait également de comparer les propriétés de l'ensemble des tourbillons détectés sur les cartes altimétriques à celles des tourbillons spécifiquement échantillonnés par les profileurs Argo afin d'estimer d'éventuels biais dans les deux jeux de données.

Nous avons d'une part montré que dans les quatre EBUS, ~50 % des tourbillons détectés sur les cartes altimétriques ont de faibles amplitudes (moins de 1 cm) et rayons (moins de 40 km) et sont associés à des trajectoires de courtes durées de vie (moins de 30 jours). Or, ces petites structures sont certainement des artefacts (ou "faux tourbillons") induits par les différents filtres et interpolations spatio-temporelles utilisés pour "griller" les données altimétriques. En effet, les échelles de décorrélation spatiales (100-150 km) retenues pour générer le produit altimétrique utilisé dans cette thèse, tendent d'une part à diminuer (augmenter, respectivement) considérablement les amplitudes (rayons) des petites structures et à les déformer [Dussurget *et al.*, 2011]. D'autre part, les échelles de décorrélation temporelles ne permettent pas, a priori, d'étudier de manière fiable des tourbillons de durées de vie inférieures à 10 – 40 jours [Chelton *et al.*, 2011; Dibarboure *et al.*, 2011]. Il est donc fortement probable qu'une large partie des tourbillons de petite taille détectés pourrait être de "fausses structures" générées lors de la

construction des cartes altimétriques, ou avoir en réalité des amplitudes et rayons très différents de ce qui est observé sur les cartes altimétriques. De plus, il est connu que les cartes altimétriques ne sont pas fiables dans les ~50 premiers km à la côte, notamment à cause du temps d'adaptation des mesures satellitales lors de la transition océan-continent, qui sont pourtant des zones clés dans l'étude des échanges côte-large. Du fait des limitations du produit altimétrique, la continuité logique de ce travail serait d'abord de mener une étude similaire en utilisant la nouvelle version du produit quotidien AVISO [SSALTO/Duacs, 2014] où le sous-échantillonnage des données de SLA le long des traces des satellites et la taille des filtres spatio-temporels ont été adaptés localement, ce qui impacte notablement la résolution des petites structures, notamment aux faibles latitudes ($<30^\circ$) correspondant aux EBUS où le nombre de données de SLA a été augmenté par 3 [SSALTO/Duacs, 2014]. Ensuite, l'intégration de modèles dynamiques simples, qui advectent les petites structures dans les champs de courant [Ubelmann *et al.*, 2014], permettraient certainement de reconstruire des cartes de SLA beaucoup plus réalistes et de mieux étudier cette dynamique de petite-échelle qui est biaisée dans le produit AVISO utilisé. Ces modèles advectifs seront d'ailleurs très certainement utilisés pour la reconstruction de cartes de SLA à partir des futures missions altimétriques de type SWOT [Le Traon *et al.*, 2015], dont le radar interférométrique large fauchée permettra de représenter des tourbillons et structures de quelques kilomètres. Finalement, l'application de méthodes similaires (interpolations objectives et/ou modèles d'advection) sur des données de SLA extraites de modèles régionaux de très haute résolution permettrait de mieux déterminer la part de l'activité de mésoéchelle qui est actuellement non observée ou difficilement accessible sur les produits altimétriques actuels.

D'autre part, notre étude a montré que les tourbillons échantillonnés par les profileurs Argo sont au contraire des tourbillons de relativement grandes tailles (~90-140 km de rayon), fortes amplitudes (~3-7 cm), et longues durées de vie (6-10 mois) et qui ne représentent que ~3 % du nombre total de trajectoires reconstituées. Les structures échantillonnées sont donc robustes, mais le nombre de profils acquis par les profileurs Argo, bien que conséquent, ne permet pas d'échantillonner de manière homogène tout le spectre des structures présentes dans les EBUS. La présence de profileurs Argo en zone côtière est également très faible, à cause du relief bathymétrique qui n'est pas compatible avec une profondeur de parking des Argo à ~1000 m. La sur-représentation des gros tourbillons constitue donc un biais dans nos résultats et une étude spécifique, probablement basée sur du suivi Lagrangien dans des modèles, devrait être menée afin de comprendre les paramètres clés qui conditionnent le piégeage des profileurs Argo au sein des tourbillons.

Le deuxième objectif spécifique que cette thèse souhaitait atteindre était de documenter la structure verticale moyenne des tourbillons à l'échelle des 4 EBUS, puis de décrire les variations spatiales de ces structures verticales afin d'examiner leur lien avec la dynamique régionale de chacun des EBUS. La présentation des structures verticales moyennes des tourbillons dans chaque EBUS, en terme d'anomalies de température et salinité, a mis en évidence les disparités entre ces 4 régions et a suggéré que plusieurs types de tourbillons, intensifiés à différents niveaux de profondeur, coexistaient dans chaque système. Cette diversité a ensuite été illustrée par une approche plus locale par laquelle nous avons montré, dans des sous-régions de $5^{\circ} \times 5^{\circ}$, le lien étroit entre les caractéristiques thermohalines des tourbillons et la dynamique régionale à grande échelle (position des grandes zones frontales et des masses d'eau associées). Les tourbillons peuvent donc présenter des propriétés thermohalines éloignées des profils d'anomalies de température et de salinité moyens, ce qui souligne la nécessité d'analyser des régions ou des groupes des tourbillons qui présentent des caractéristiques homogènes. Le faible nombre de profils disponibles dans certaines sous-régions peut parfois correspondre à l'échantillonnage de quelques tourbillons particuliers, qui apparaissent donc comme sur-représentés. Le nombre de profileurs Argo dans les EBUS reste ainsi une limitation de cette forme d'analyse Eulérienne de la structure verticale, qui pourrait être améliorée dans l'avenir avec l'augmentation du nombre de profileurs disponibles et de profils réalisés. La faible distribution des profils dans l'espace et le temps ne permet pas de faire une analyse de la variabilité temporelle, saisonnière ou inter-annuelle par exemple, des tourbillons échantillonnés. Cependant, même si pour le moment seulement 40 % des profils Argo sont réalisés dans des tourbillons, la construction des climatologies récentes (CARS par exemple) attache une importance de plus en plus grande à ce type de données *in situ*. Comme les profileurs piégés dans les tourbillons montrent un biais des grandes structures dans l'échantillonnage, donc qu'ils mesurent potentiellement les anomalies les plus intenses, ces profils acquis dans les tourbillons pourraient introduire un biais dans la structure verticale des cartes climatologiques actuelles, qu'il serait intéressant de quantifier.

Le troisième objectif spécifique de cette thèse était de déterminer les grands types de tourbillons qui sont spécifiquement générés dans la bande côtière des EBUS et qui peuvent jouer un rôle important pour le transfert de propriétés vers les zones hauturières. Grâce à une approche originale et novatrice, basée sur une classification hiérarchique des profils Argo, nous avons pu montrer la part des tourbillons intensifiés en surface ou subsurface dans les 4 EBUS et leurs distributions géographiques. Une analyse Lagrangienne de ces tourbillons, basée sur un

algorithme de suivi des tourbillons spécialement développé lors de cette thèse, a d'abord montré que l'évolution temporelle moyenne de leurs rayons et amplitudes suit une évolution en trois phases (croissance, maturité et dissipation) en accord avec des études théoriques précédentes [e.g. *Samelson et al.*, 2014]. Ensuite, cette approche a permis une description précise de la structure verticale moyenne de chaque type de tourbillon et de leur évolution temporelle. Cependant cette évolution temporelle présente également des limitations car les tourbillons constituant les phases de croissance et de dissipation des trajectoires sont majoritairement de petite taille, et sont donc de nouveau confrontés *i)* aux limitations des produits altimétriques qui peinent à représenter correctement ces petites structures, en particulier en zone côtière, et *ii)* au sous-échantillonnage de ces petites structures par les profileurs Argo. La description de ces phases n'est donc pas exhaustive actuellement, alors qu'elle est nécessaire à la compréhension des processus de génération et de dissipation des tourbillons et à la redistribution des propriétés. Il est également à noter que les profils Argo sont en moyenne réalisés à ~ 70 % d'une distance normalisée entre le centre et le bord des tourbillons. Ceci suggère que les anomalies de température et de salinité présentées au cours de cette thèse tendent à sous-estimer les anomalies réelles présentes dans le cœur des tourbillons. De futures études, basées soit sur des modèles numériques soit sur de plus amples bases de données *in situ*, devront donc s'attacher à estimer la forme de l'atténuation des anomalies entre le centre et le bord des tourbillons afin de pouvoir reconstruire de manière réaliste la structure tri-dimensionnelles des cyclones et anticyclones.

Finalement, le dernier objectif spécifique de ce doctorat était de déterminer les processus clés pouvant expliquer les structures thermohalines observées au sein des tourbillons. Nous avons donc développé une approche qui permet d'estimer le rôle respectif de deux de ces processus, l'advection isopycnale de température et de sel engendrée par le piégeage des masses d'eau dans les tourbillons, et le déplacement vertical de la colonne d'eau au sein des tourbillons, sur les anomalies de température et de salinité observées. Ces diagnostics ont montré que ces deux contributions pouvait expliquer de manière quasi-exhaustive les structures observées, hormis dans les couches de surface où les interactions avec l'atmosphère et les processus de couches de mélange peuvent jouer un rôle important. Nous avons mis en évidence que selon les régions, les profondeurs, ou le type de tourbillon (intensifiés en surface ou subsurface) considérés, les contributions relatives de ces deux processus peuvent varier considérablement. L'utilisation de ces diagnostics devrait permettre dans le futur d'avoir une description spatiale de la contribution relative de ces deux processus, de mieux comprendre et quantifier le transport de

propriétés thermohalines par les tourbillons, et estimer leur impact sur la redistribution des traceurs à grande échelle. De plus, ces outils pourront également être appliqués de manière Lagrangienne afin de caractériser l'évolution temporelle de l'impact du transport isopycnal et du déplacement vertical le long des trajectoires des tourbillons. La confrontation des résultats avec des diagnostic similaires réalisés dans des modèles numériques permettraient également de mieux comprendre l'impact des processus non considérés ici.

Si l'ensemble des résultats obtenus durant cette thèse contribue à améliorer nos connaissances sur l'activité de mésoéchelle dans les 4 EBUS, ce doctorat a également permis de fournir différents outils (algorithmes d'identification et suivi des tourbillons, classification hiérarchique des profils Argo, diagnostics de processus, etc.) qui sont facilement transférables sur d'autres régions océaniques. Ainsi, certains de ces outils sont déjà appliqués dans le Pacifique Sud-Ouest, dans le Golfe du Mexique ou prochainement dans la Méditerranée et la Mer d'Arabie (projet DYNED déposé à l'ANR pour financement). Ils contribueront ainsi à aider la communauté scientifique à mieux décrire et comprendre la dynamique à mésoéchelle dans l'océan mondial.

Annexe A : Traitement des outliers par la distance de Mahalonobis

Nous avons vu dans le 2.2.1.2 que le traitement des outliers visibles sur la Figure A1 n'avait pas abouti en utilisant la distance de Mahalonobis (\mathcal{DM}) comme critère de sélection. Cette annexe décrit la méthode que nous avons appliquée sans succès.

Lors de la visualisation des profils verticaux de température et salinité ainsi que des diagrammes T/S des profils situés dans des zones arbitraires de $5^\circ \times 5^\circ$, des profils sortant de la masse des profils présents ont été mis en évidence.

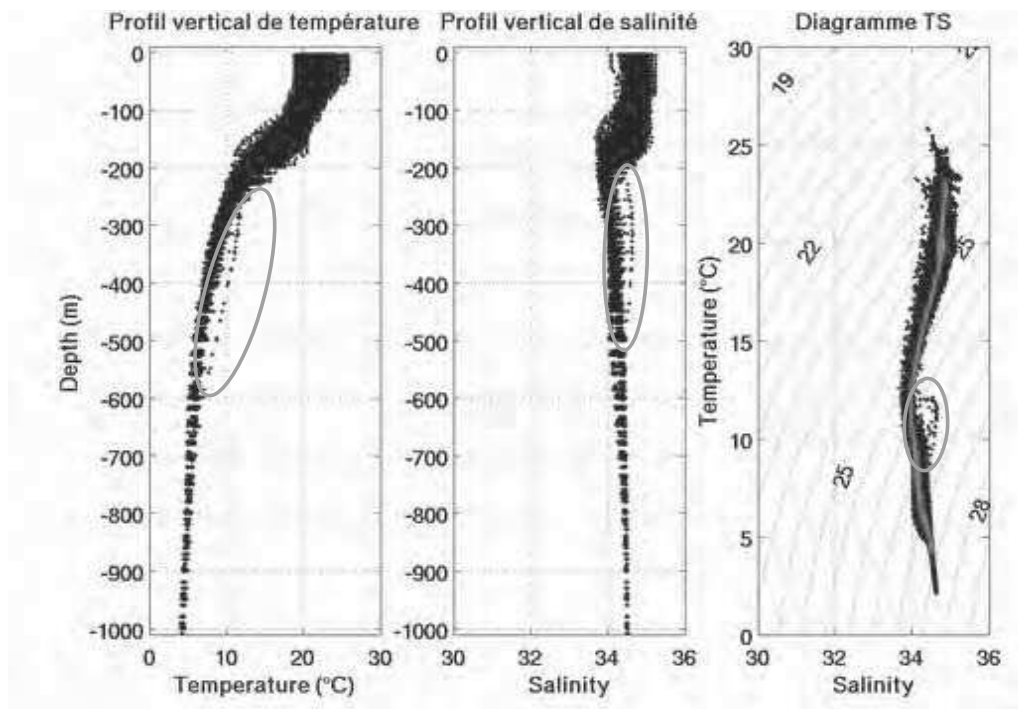


Figure A1: Profils verticaux de température ($^\circ\text{C}$), salinité et diagramme T/S de la zone $130 - 135^\circ\text{W}$, $20 - 25^\circ\text{N}$ dans l'upwelling de Californie. Les profils suspects sont entourés en magenta.

Une analyse bi-variée (température – salinité) utilisant la distance de Mahalonobis (\mathcal{DM}) a été faite sur toutes les profondeurs puis sur différentes couches d'eaux pour valider ou invalider ces

profils. La distance de Mahalonobis est calculée pour chaque couple T/S et accorde un poids moins important aux données les plus dispersées quand ces données suivent une distribution gaussienne. Ainsi, les données associées à une distance de Mahalonobis supérieure à 5.99 (valeur associée au 95^{ème} centile d'une distribution à 2 degrés de liberté) peuvent être considérées comme mauvaises [Lomax and Hahs-Vaughn, 2013]. L'optique est donc d'écarter les profils dont les données sont associées à une distance de Mahalonobis supérieure à ce seuil (Figure A2).

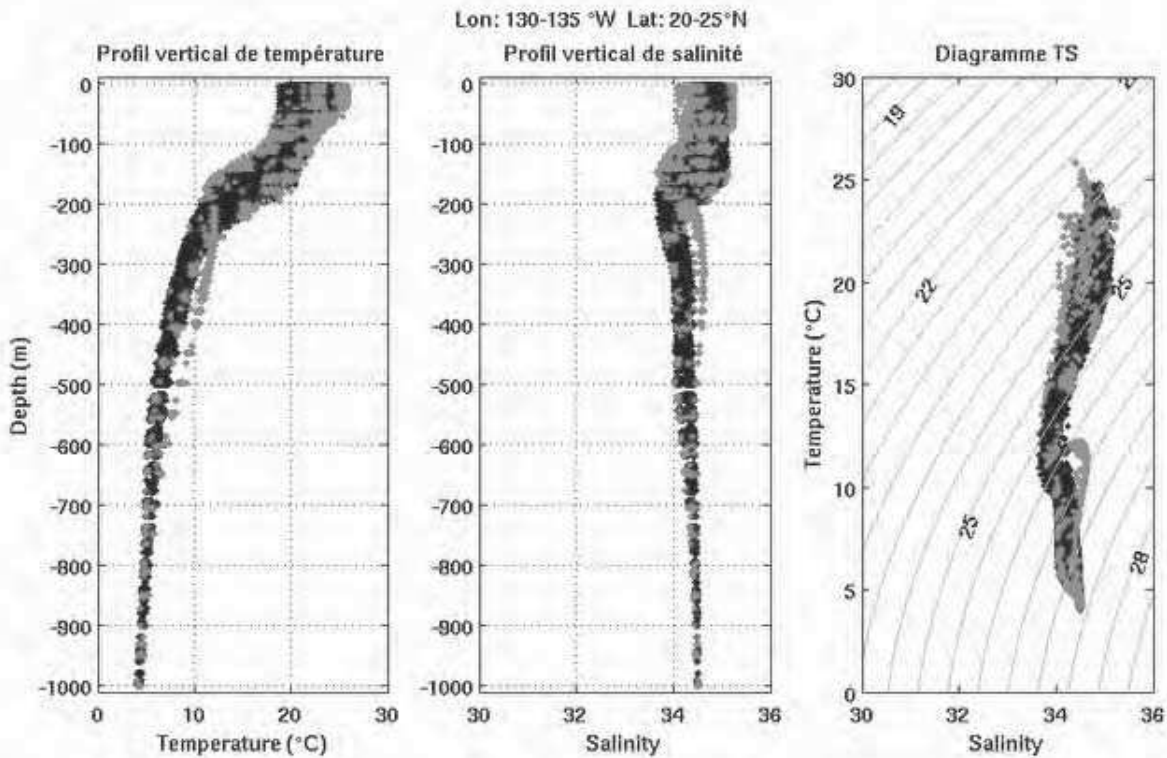


Figure A2 : Mise en évidence des données exclues en considérant le seuil $DM > 5.99$ (rouge) de la zone $130 - 135^{\circ}W$, $20 - 25^{\circ}N$ dans l'upwelling de Californie.

Le seuil 5.99 met en évidence que les profils suspects de la Figure A1 peuvent être considérées comme non valides, mais semble également trop restrictif par rapport aux données traitées quand on considère l'ensemble des profils à écarter (Figure A2, en rouge). Une analyse couche par couche des données a alors été réalisée pour mieux contraindre le seuil (Figure A3). Cependant, les différents tests effectués n'ont pas permis de parvenir à un résultat satisfaisant, les profils associés à des données non valides à une certaine profondeur ne l'étant plus à une autre.

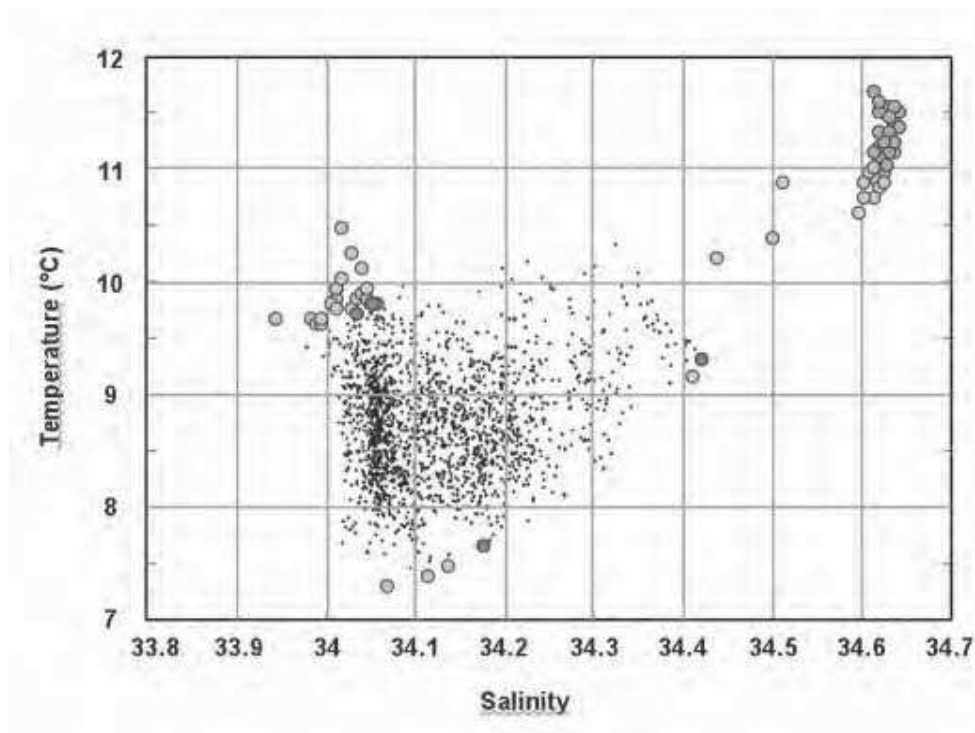


Figure A3 : Diagramme T/S sur la couche 300 – 350 m contenant les profils présents dans la zone 130 – 135°W , 20 – 25°N dans l'upwelling de Californie. Les points grossis sont les données à exclure selon 3 seuils différents : $DM \geq 5.99$ (rouge), $DM >$ au centile 95 de la distribution de DM (vert) et $DM >$ au centile 97.5 de la distribution de DM (violet).

Au vu de la taille des régions étudiées dans cette thèse, utiliser une méthode automatique dépendant de seuils n'apporte pas de résultats satisfaisants. En effet, le jeu de profils obtenus grâce aux profileurs Argo permet d'échantillonner des propriétés thermohalines qui s'écartent des climatologies standard (présence dans un tourbillon plus fort que la normale, événement météorologique ponctuel, intrusion d'eau rapide dans une zone particulière, etc.). Nous avons donc visualisé tous les profils pour écarter ceux qui semblaient suspects.

Annexe B : Détails de la classification hiérarchique ascendante appliquée

Dans notre cas, la technique de classification hiérarchique ascendante (*clustering*) est appliquée sur les profils issus des flotteurs Argo, qui sont donc les objets. Prenons ici l'exemple d'une application sur les profils d'anomalies de température et de salinité effectués dans les tourbillons anticycloniques pour grouper les profils qui se ressemblent le plus et ce sur toute la profondeur. La classification hiérarchique se fait en 3 étapes.

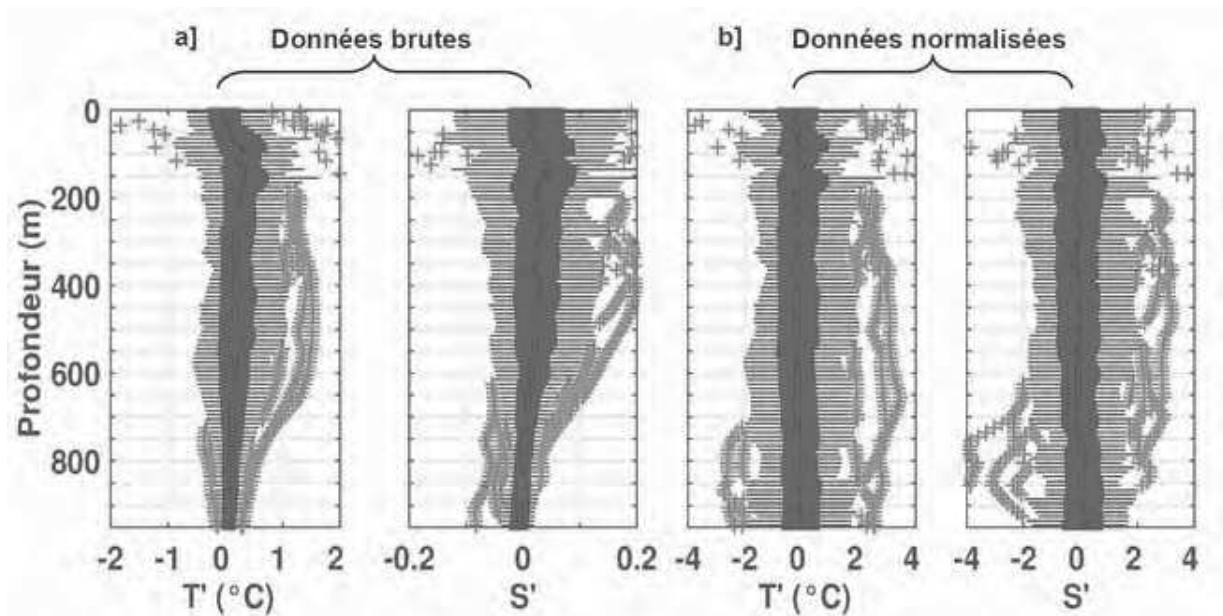


Figure B1: Distribution des anomalies de température et salinité **a)** avant normalisation et **b)** après normalisation. La ligne rouge représente la médiane de la distribution à chaque profondeur, le fond bleu les données comprises entre le 25^{ème} et le 75^{ème} centile, les croix rouges sont les outliers.

Dans un premier temps, une matrice est construite, et chaque objet contient les anomalies de température et de salinité sur toutes les profondeurs disponibles. Cette matrice est de dimension $N \times P$, avec N le nombre d'objets (i.e. le nombre de profils) et P les variables (i.e. les anomalies de température et salinités à chaque profondeur). Les données sont normalisées à

chaque profondeur sur tous les objets disponibles. Cela fait que les anomalies de salinité et de température ont la même gamme de valeurs, alors qu'il y a un facteur 10 entre elles quand il n'y a pas de normalisation (~ 1 pour la température, ~ 0.1 pour la salinité). Les anomalies ont également la même gamme de valeur quelque soit leur profondeur. La normalisation des objets est présentée sur la Figure B1.

Dans un second temps, l'algorithme calcule la distance euclidienne entre chaque paire d'objets disponible. Pour cela, chaque objet est considéré comme un vecteur. La distance euclidienne entre les vecteurs \vec{x}_i et \vec{x}_j est :

$$d_{ij}^2 = \sum (\vec{x}_i - \vec{x}_j)^2 \quad (5)$$

Chaque paire de vecteur est représentée par un chiffre unique qui tient compte de la ressemblance des données à chaque profondeur. Le fait d'avoir normalisé à chaque profondeur augmente la gamme de distances calculées et donc la finesse de la ressemblance. On considère que la distance euclidienne d mesure correctement la dissemblance entre les objets [Roux, 1985].

La dernière étape est l'agrégation des objets en groupes (les clusters). La méthode de Ward [Ward, 1963] est employée. Elle cherche à minimiser l'inertie intra-classe et à maximiser l'inertie inter-classe. En considérant deux clusters c et c' , on peut exprimer le moment d'inertie associé à la réunion de ces classes $M^2(c \cup c')$ tel que :

$$M^2(c \cup c') = M^2(c) + M^2(c') + \frac{m_c \cdot m_{c'}}{m_c + m_{c'}} d^2(g_c, g_{c'}) \quad (6)$$

$M^2(c)$ et $M^2(c')$ sont les moments d'inertie associés à chaque cluster. Le poids associé au cluster est noté m . Ici, chaque cluster unitaire initial a un poids $m = 1$. $d^2(g_c, g_{c'})$ est la distance entre les centres de gravité des deux clusters. Le terme de droite représente l'augmentation du moment de l'inertie intra-classe, c'est cette quantité que l'algorithme cherche à minimiser lorsqu'il groupe deux clusters ensemble. Lors de la première agrégation, le moment d'inertie intra-classe minimum vaut la plus petite distance euclidienne calculée précédemment. La deuxième agrégation peut être de grouper deux clusters unitaires initiaux ensemble, ou de rajouter un autre cluster unitaire au cluster déjà formé. Pour cela, il faut recalculer la distance $d(c \cup c', i)$ entre l'union des clusters c et c' et le reste des clusters unitaires disponibles, avec $i=1, 2 \dots M$:

$$d(c \cup c', i) = \frac{(m_c + m_i) \cdot d(c, i) + (m_{c'} + m_i) \cdot d(c', i) - m_i \cdot d(c, c')}{m_c + m_{c'} + m_i} \quad (7)$$

Cette formule est très fastidieuse à appliquer. L'algorithme des "voisins réciproques" est alors utilisé [de Rham, 1980]. On appelle voisins réciproques deux objets j et j' dont l'un est le plus proche voisin de l'autre et vice versa. La distance entre ces deux voisins réciproques, quelle qu'elle soit, sera toujours plus petite que la distance entre un des voisins et un autre objet i . Cette propriété permet d'agréger à chaque étape toutes les paires de voisins réciproques, et donc de gagner du temps de résolution.

Une fois l'agrégation terminée, il faut visualiser les clusters pour correctement sélectionner le nombre de classes qui sont pertinentes pour décrire la diversité de l'échantillon initial.

Liste des tableaux

Tableau 1: Répétitivité et intertrace à l'équateur des satellites composant la constellation utilisée	45
Tableau 2: Récapitulatif du nombre de profils à chaque étape de la sélection. Les pourcentages entre parenthèse sont relatifs au nombre total de profils disponibles.....	57
Tableau 3: Nombre et pourcentage de profils réalisés dans et hors de tourbillons pour chaque zone d'étude sur la période Janvier 2000 – Décembre 2010.....	60
Tableau 4: Nombre de tourbillons détectés et échantillonnés par les profileurs Argo dans chaque EBUS.....	69
Tableau 5: Nombre total de trajectoires anticycloniques (AEs) et cycloniques (CEs) construites dans chaque EBUS en considérant leur durée de vie (inférieure ou supérieure à 30 jours) et leur statut (principales ou secondaires).....	76
Tableau 6: Nombre total de trajectoires anticycloniques (AEs) et cycloniques (CEs) ayant été échantillonnées par un profileur Argo. Le nombre de trajectoires secondaires présenté correspond aux trajectoires secondaires ayant été échantillonnées avant leur jonction avec leur trajectoire principale.....	77
Tableau 7: Durée de vie moyenne (en mois) et déviation standard pour l'ensemble des trajectoires principales et pour celles échantillonnées par les profileurs Argo.....	79

Liste des figures

Figure 1: Chlorophylle-a moyenne (mg m^{-3}) pour la période 1998 – 2007. Cette carte met notamment en évidence la forte productivité des quatre grands systèmes d'upwelling de bord Est. [Communication de H. Demarq, IRD].....	11
Figure 1.1: Pression atmosphérique (couleurs) à la surface de la mer et vents associés (vecteurs) [la.climatologie.free.fr].....	15
Figure 1.2: Température de surface moyenne et localisation des quatre systèmes d'upwelling étudiés [Météociel.fr].....	16
Figure 1.3: Rotationnel (couleurs) et tension (vecteurs) des vents moyens pour Décembre – Février (haut) et Juin – Août (bas) dans les quatre systèmes d'upwelling. Dans l'hémisphère Nord, le rotationnel cyclonique (respectivement, anticyclonique,) est négatif (respectivement, positif). Les valeurs sont inversées dans l'hémisphère Sud. [Strub et al., 2013].....	17
Figure 1.4 : Anomalies de niveau de la mer (cm) et courants géostrophiques associés le 14 Juillet 2010 dans a) le PCUS et dans b) le CANUS.....	19
Figure 1.5 : Disposition des isopycnes associées aux a) cyclones et b) anticyclones de surface, et aux c) cyclones et d) anticyclones de subsurface [Assassi et al., 2014].....	20
Figure 1.6: Vitesse de déplacement moyenne des tourbillons dans les 4 EBUS [Chaigneau et al., 2009].....	21
Figure 1.7: Mise en évidence des régions de formation préférentielle des tourbillons dans les 4 EBUS [Chaigneau et al. 2009].....	22
Figure 1.8: Schéma de la circulation générale du PCUS. Le fond de couleur représente la température moyenne de surface (0 – 100 m) tandis que les contours représentent la salinité moyenne de surface (0 – 100 m) ; ces deux champs sont issus de la climatologie	

CARS. Les principaux courants de surface (respectivement, de subsurface) sont indiqués schématiquement en bleu (rouge). EUC : Equatorial Undercurrent ; SEC : South Equatorial Current ; PCCC : Peru – Chile ConterCurrent ; CPC : Chile – Peru Current ; WDC : West Wind Drift Current ; CCC : Chile Coastal Current ; PCC : Peru Coastal Current ; PCUC : Peru – Chile Undercurrent.....23

Figure 1.9: Distribution de la température (fond de couleur) et de la salinité (contours) en fonction de la profondeur pour a] une coupe Nord-Sud le long de la longitude 80°W et b] une coupe Ouest-Est le long de la latitude 25°S. Les champs climatologiques sont issus de la climatologie CARS, et les masses d'eaux principales sont indiquées en blanc. STSW : Subtropical Surface Water ; ESPIW : Eastern South Pacific Intermediate Water ; ESSW : Equatorial Subsurface Water, ; AAIW Antarctic Intermediate Water ; CCW : Cold Coastal Water.....25

Figure 1.10: Comme pour la Figure 1.10, pour le CALUS. AC : Alaska Current ; NPC : North Pacific Current ; CC : California Current ; NEC : North Equatorial Current ; DC : Davidson Current ; CUC : California Undercurrent ; SBC : South California Bight.....28

Figure 1.11: Comme pour la figure 1.11, pour le CALUS avec a] une coupe Nord-Sud à la longitude 125°W et b] une coupe Ouest-Est à la latitude 30°N. PSUW : Pacific Subarctic Upper Water ; ESSW : Equatorial Subsurface Water ; STSW : Subtropical Surface Water ; PSIW : Pacific Subarctic Intermediate Water ; ENPTW : Eastern North Pacific Transition Water, CIW : California Intermediate Water.....29

Figure 1.12: Comme pour la Figure 1.10, pour le CANUS. AC : Azores Current ; CC : Canary Current ; NEC : North Equatorial Current ; NECC : North Equatorial Contercurrent ; GD : Guinea Dome ; MC : Mauritania Current ; NEUC : North Equatorial Undercurrent ; GUC : Guinea Undercurrent ; PUC : Poleward undercurrent ; CVFZ : Cape Verde Frontal Zone.....32

Figure 1.13: Comme pour la figure 1.11, pour le CANUS avec a] une coupe Nord-Sud à la longitude 20°W et b] une coupe Ouest-Est à la latitude 20°N. NACW : North Atlantic Central Water ; SACW : South Atlantic Central Water ; TSW : Tropical Surface Water ; STSW : Subtropical Surface Water ; AAIW : Antarctic Intermediate Water ; MW : Mediterranean Water.....33

Figure 1.14: Comme pour la Figure 1.10, pour le BONUS. SEC : South Equatorial Current ; SECC : South Equatorial Countercurrent ; AnC : Angola Current ; AD : Angola Dome ; ABF : Angola-Benguela Front ; PUC : Poleward Undercurrent ; SAC : South Atlantic Current ; BC : Benguela Current ; AgC : Agulhas Current ; AR : Agulhas Retroflection ; ARC : Agulhas Return Current.....	37
Figure 1.15: Comme pour la figure 1.11, pour le BONUS avec a) une coupe Nord-Sud à la longitude 10°E et b) une coupe Ouest-Est à la latitude 20°S. AAIW : Antarctic Intermediate Water ; ESACW : Eastern South Atlantic Central Water ; SACW : South Atlantic Central Water ; STSW : Subtropical Surface Water ; LSSW : Low Salinity Surface Water ; CUW : Cold Upwelled Water.....	38
Figure 2.1 : Satellites altimétriques en fonction du temps [Crédits CLS].....	44
Figure 2.2: a) Exemple de détection des AEs (contours oranges) et CEs (contours bleus) au large du Pérou. b) Détail des différents paramètres du tourbillon : son centre (o), son centroïde (x), son contour C, le contour CA du disque correspondant à l'aire A du tourbillon et le rayon apparent du tourbillon R.....	47
Figure 2.3: Illustration des différentes solutions au test (1). Les traits pleins représentent le contour dur tourbillon au temps t, reproduit au temps t+ dt dans différents cas. Les pointillés représentent les différents contours possibles au temps t+ dt.....	50
Figure 2.4: Classification des trajectoires. Le temps absolu (T) est en noir (T1 = 01/01/2000). Au temps absolu 11 (e.g. le 11/01/2000), la trajectoire 1 commence à être détectée puis suivie jusqu'à sa fin sans rencontrer d'anciennes trajectoires : c'est une trajectoire principale. Au temps absolu 126, la trajectoire 1 s'est scindée en deux. La trajectoire 2 issue de cette séparation ("splitting event") est conservée si elle dure plus de 30 jours. Au temps absolu 200, la trajectoire 3 commence à être détectée et suivie. Au temps absolu 253, le tourbillon identifié comme lui appartenant est déjà enregistré dans la trajectoire 1. La trajectoire 3 ayant à ce moment une durée de vie supérieure à 30 jours, elle fusionne ("merging event") avec la trajectoire 1 comme trajectoire secondaire.....	52
Figure 2.5 : Schéma du cycle de fonctionnement d'un profileur Argo [www.argo.ucsd.edu].....	53
Figure 2.6: a) Pourcentage du nombre de profils valides cumulé sur la période d'observation	

(2000 – 2010) dans les 4 EBUS. b] Pourcentage de données valides à chaque profondeur pour les 4 régions. Le nombre de profils valides dans chaque zone est indiqué entre parenthèse.....	55
Figure 2.7: Profils verticaux de température (°C), salinité et diagramme T/S de la zone (130 – 135°W ; 20 – 25°N) dans le CALUS. Les profils probablement aberrants sont entourées en rose.....	58
Figure 2.8: Répartition spatiale du nombre de profils Argo valides moyens dans des boites 1°x1°.....	59
Figure 2.9: Répartition spatiale des profils identifiés dans des tourbillons anticycloniques (gauche), cycloniques (centre) et hors des tourbillons (droite).....	60
Figure 2.10 : Profils moyens des anomalies de a-d] température et de e-h] salinité hors des tourbillons dans les quatre EBUS, obtenus en utilisant comme champ de référence les climatologies CARS (bleu), Argo-only (rouge) et la moyenne locale (orange).....	62
Figure 2.11: Exemple de construction de la moyenne locale pour un profil échantillonnant un tourbillon anticyclonique dans le PCUS. a] Profil P considéré (point vert) et profils composant la moyenne (points noirs). b] Profils de température pour le profil P (vert) et le profil moyen (noir) et anomalie de température résultante (rouge).....	63
Figure 2.12 : Exemple d'un dendrogramme représentant les 4 classes qui caractérisent des écosystèmes d'upwelling côtier. Les données initiales sont des cartes de production primaire. Les clusters obtenus mettent évidence la relation entre des données biologiques (production primaire) et physiques (la dimension du plateau et force du vent) [d'après Lachkar and Gruber, 2012].....	65
Figure 3.1: Fréquence des tourbillons a] anticycloniques et b] cycloniques de Janvier 2000 à Décembre 2010.....	70
Figure 3.2 : Polarité des tourbillons. La couleur rouge correspond à la domination des anticyclones et la couleur bleue à la domination des cyclones.....	71
Figure 3.3: a] Amplitudes et b] Rayons moyens pour les quatre EBUS. Les barres d'erreur correspondent aux déviations standards dans chaque EBUS. Les symboles oranges (cyan, respectivement) correspondent à l'ensemble des AEs (CEs) identifiés, tandis que les	

symboles rouges (bleus) correspondent aux AEs (CEs) échantillonnés par les profileurs Argo. On note que les profileurs Argo ont tendance à échantillonner des tourbillons plus grands et plus amples.....72

Figure 3.4: Histogrammes de la répartition des amplitudes (a-d) et des rayons (e-h) des tourbillons observés dans les quatre EBUS. Les lignes oranges (cyans, respectivement) correspondent à l'ensemble des AEs (CEs) identifiés, tandis que les lignes rouges (bleues) correspondent aux AEs (CEs) échantillonnés par les profileurs Argo.....73

Figure 3.5: Nombre tourbillons générés par grille de $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ pour a] les trajectoires anticycloniques et b] les trajectoires cycloniques. Aucun seuil sur la durée de vie n'a été appliqué.....78

Figure 3.6: Évolution de l'angle moyen par rapport à l'Ouest entre la position finale et la position initiale des trajectoires anticycloniques (rouge) et cycloniques (bleu) en fonction de leurs durées de vies, pour chaque EBUS.....80

Figure 3.7: a, e] Nombre, b, f] amplitude, c, g] rayon et d, h] vitesse de déplacement obtenus en moyenne pour les trajectoires anticycloniques et cycloniques en fonction de leur durée de vie, pour le PCUS (rouge), le CALUS (jaune), le CANUS (bleu ciel) et le BENUS (bleu foncé). Notez que le nombre de trajectoires durant moins d'un mois a été divisé par 10 sur le graphique.....81

Figure 3.8: a-d] Répartition des amplitudes et e-h] des rayons des tourbillons constituant les trajectoires de moins de 30 jours. Les lignes oranges (cyan, respectivement) correspondent à tous les AEs (CEs) identifiés. Les lignes rouges (bleues) correspondent aux AEs (CEs) échantillonnés par les profileurs Argo et sont données à titre indicatif, le nombre de trajectoires concernées étant trop faible.....82

Figure 3.9: a-d] Répartition des amplitudes et e-h] des rayons des tourbillons constituant les trajectoires de plus de 30 jours. Les lignes oranges (cyan, respectivement) correspondent à tous les AEs (CEs) identifiés, les lignes rouges (bleues) correspondent aux AEs (CEs) échantillonnés par les profileurs Argo.....83

Figure 3.10: Distribution du rayon en fonction de l'amplitude pour les tourbillons constituant l'ensemble des trajectoires inférieures à 30 jours (a-d) et des trajectoires supérieures à 30 jours (e-h). Les contours rouges et oranges correspondent aux anticyclones, les contours

bleus et cyan aux cyclones. Les contours représentés incluent respectivement 20 %, 50 %, 80 % et 90 % des tourbillons considérés.....	84
Figure 3.11: Profils moyens des anomalies de a] température et b] salinité obtenus dans le PCUS pour les AEs (rouge), pour les CEs (bleu) et hors des tourbillons (vert). Les lignes horizontales discontinues montrent la position moyenne des isopycnes espacées de 0,5 kg/m ³ ; le fond de couleur est proportionnel à l'intensité du gradient vertical de densité..	85
Figure 3.12: Comme pour la Figure 3.11, mais dans le CALUS.....	86
Figure 3.13: Comme pour la Figure 3.11, dans le CANUS.....	87
Figure 3.14: Comme pour la Figure 3.11, dans le BENUS.....	88
Figure 3.15: Profils moyens des anomalies de température obtenus dans des sous-régions de 5°×5° en longitude/latitude pour le PCUS. Un minimum de 15 profils, donc de 15 données à chaque profondeur, est requis pour calculer ces moyennes. Le nombre de profils utilisés dans chaque sous-région est indiqué en bas à gauche de la sous-région considérée. Les cyclones sont représentés en bleu, les anticyclones en rouge. Le profil moyen obtenu sur l'ensemble du PCUS (similairement à la Figure 3.11) est reporté sur le continent, en haut à droite de la figure. Le fond de couleur de la carte représente la température moyennée entre la surface et 200 m de profondeur, issue de la climatologie CARS. Les contours grisés sont espacés de 2,5°C.....	90
Figure 3.16: Comme pour la Figure 3.15, mais pour la salinité. Les contours grisés sont espacés de 0,5.....	92
Figure 3.17: Comme pour la Figure 3.3, dans le CALUS.....	93
Figure 3.18: Comme pour la Figure 3.16, pour le CALUS.....	94
Figure 3.19: Comme pour la Figure 3.3, dans le CANUS. Notez la différence d'échelle du fond de température (15-25°C) et la position des profils régionaux moyens sur le continent.....	95
Figure 3.20: Comme pour la Figure 3.16, dans le CANUS.....	96
Figure 3.21: Comme pour la Figure 3.15, dans le BENUS.....	97
Figure 3.22: Comme pour la Figure 3.4, dans le BENUS.....	98
Figure 3.23: Estimation de l'advection isopycnale pour un anticyclone du PCUS, situé à (90°W ;	

30°S) : a] Anomalies de température et salinité calculées par rapport aux niveaux isopycnaux; b] Projection de ces anomalies en fonction de la profondeur.....	100
Figure 3.24: Estimation du déplacement sur la verticale pour le même anticyclone du PCUS : a] Différence de profondeur entre les niveaux isopycnaux σ_θ hors du tourbillon et dans l'anticyclone considéré : une anomalie positive (négative, respectivement) correspond à une remontée (approfondissement) du niveau isopycnal ; b] Anomalies engendrées par ce déplacement isopycnal appliqué sur les profils moyens de T et S hors tourbillon.....	101
Figure 3.25 : Comparaison de la contribution de l'advection isopycnale (en gris foncé) et du déplacement vertical (en gris clair) à l'anomalie observée (en rouge) dans le même anticyclone que précédemment. La somme des deux contributions (en noire) montre de fortes similitudes avec l'anomalie observée, tant en température qu'en salinité.....	102
Figure 3.26: Exemple pour deux sous-régions du PCUS : (80-85°W ; 25-30°S) et (85-90°W ; 5-10°S). Profils moyens de a, g] température et b, h] salinité hors des tourbillons. Les masses d'eaux reportées sont décrites dans le paragraphe 1.3.1.1. Profils moyens d'anomalies de c, i, e, k] température et de d, j, f, l] salinité. Les contributions respectives de l'advection isopycnale (lignes en gris foncé) et du déplacement vertical (lignes en gris clair) sont ajoutées (lignes noires) pour être comparées aux anomalies mesurées dans les AEs (lignes rouges) et les CEs (lignes bleues).....	103
Figure 3.27: Exemple pour deux zones du CALUS : (130-135°W ; 35-40°N) et (135-140°W ; 20-25°N). Les masses d'eaux reportées sont décrites dans le paragraphe 1.3.2.1.....	106
Figure 3.28: Exemple pour deux zones du CANUS : (20-25°W ; 30-35°N) et (30-35°W ; 5-10°N). Les masses d'eaux reportées sont décrites dans le paragraphe 1.3.3.1.....	108
Figure 3.29: Exemple pour deux zones du BENUS : (5-0°W ; 10-15°S) et (0-5°E ; 25-30°S). Les masses d'eaux reportées sont décrites dans le paragraphe 1.3.4.1.....	110
Figure 4.1: Profils moyens d'anomalies de a, c] température et de b, d] salinité en fonction des niveaux isopycnaux σ_θ représentés pour les clusters significatifs du PCUS. Le fond grisé représente les anomalies aléatoires estimées à partir des profils acquis hors des tourbillons.	142
Figure 4.2: Profils moyens d'anomalies de a, c] température et de b, d] salinité représentés pour	

les clusters significatifs du PCUS. Les contributions respectives de l'advection isopycnale (lignes gris foncé) et du déplacement vertical (lignes gris clair) sont ajoutées (lignes noires) pour être comparées aux anomalies mesurées dans les anticyclones (lignes oranges) et les cyclones (lignes bleues)..... 143

Figure A1: Profils verticaux de température (°C), salinité et diagramme T/S de la zone 130 – 135°W , 20 – 25°N dans l'upwelling de Californie. Les profils suspects sont entourés en magenta..... 151

Figure A2 : Mise en évidence des données exclues en considérant le seuil $DM > 5.99$ (rouge) de la zone 130 – 135°W , 20 – 25°N dans l'upwelling de Californie..... 152

Figure A3 : Diagramme T/S sur la couche 300 – 350 m contenant les profils présents dans la zone 130 – 135°W , 20 – 25°N dans l'upwelling de Californie. Les points grossis sont les données à exclure selon 3 seuils différents : $DM \geq 5.99$ (rouge), $DM >$ au centile 95 de la distribution de DM (vert) et $DM >$ au centile 97.5 de la distribution de DM (violet)..... 153

Figure B1: Distribution des anomalies de température et salinité a] avant normalisation et b] après normalisation. La ligne rouge représente la médiane de la distribution à chaque profondeur, le fond bleu les données comprises entre le 25ème et le 75ème centile, les croix rouges sont les outliers..... 155

Bibliographie

- Albert, A., V. Echevin, M. Lévy, and O. Aumont (2010), Impact of nearshore wind stress curl on coastal circulation and primary productivity in the Peru upwelling system, *J. Geophys. Res. Oceans*, 115(C12), C12033, doi:10.1029/2010JC006569.
- Anabalón, V. et al. (2014), The structure of planktonic communities under variable coastal upwelling conditions off Cape Ghir (31°N) in the Canary Current System (NW Africa), *Prog. Oceanogr.*, 120, 320–339, doi:10.1016/j.pocean.2013.10.015.
- Arfi, R. (1987), Variabilité interannuelle de l'hydrologie d'une région d'upwelling (bouée Bayadère, Cap Blanc, Mauritanie), *Oceanol. Acta*, 10(2), 151–159.
- Arhan, M., H. Mercier, and J. R. E. Lutjeharms (1999), The disparate evolution of three Agulhas rings in the South Atlantic Ocean, *J. Geophys. Res. Oceans*, 104(C9), 20987–21005, doi:10.1029/1998JC900047.
- Aristegui, J., P. Sangrá, S. Hernández-León, M. Cantón, A. Hernández-Guerra, and J. L. Kerling (1994), Island-induced eddies in the Canary islands, *Deep Sea Res. Part Oceanogr. Res. Pap.*, 41(10), 1509–1525, doi:10.1016/0967-0637(94)90058-2.
- Aristegui, J. et al. (1997), The influence of island-generated eddies on chlorophyll distribution: a study of mesoscale variation around Gran Canaria, *Deep Sea Res. Part Oceanogr. Res. Pap.*, 44(1), 71–96, doi:10.1016/S0967-0637(96)00093-3.
- Assassi, C., Y. Morel, A. Chaigneau, C. Pegliasco, F. Vandermeir, and R. Morrow (2014), Detection of subsurface eddies from satellite observations, vol. 16, Vienne.
- Baker-Yeboah, S., D. A. Byrne, and D. R. Watts (2010), Observations of mesoscale eddies in the South Atlantic Cape Basin: Baroclinic and deep barotropic eddy variability, *J. Geophys. Res. Oceans*, 115(C12), C12069, doi:10.1029/2010JC006236.
- Bakun, A., and C. S. Nelson (1991a), The Seasonal Cycle of Wind-Stress Curl in Subtropical Eastern Boundary Current Regions, *J. Phys. Oceanogr.*, 21(12), 1815–1834, doi:10.1175/1520-0485(1991)021<1815:TSCOWS>2.0.CO;2.
- Bakun, A., and C. S. Nelson (1991b), The Seasonal Cycle of Wind-Stress Curl in Subtropical Eastern Boundary Current Regions, *J. Phys. Oceanogr.*, 21(12), 1815–1834, doi:10.1175/1520-0485(1991)021<1815:TSCOWS>2.0.CO;2.
- van Ballegooyen, R. C., M. L. Gründlingh, and J. R. E. Lutjeharms (1994), Eddy fluxes of heat and salt from the southwest Indian Ocean into the southeast Atlantic Ocean: A case study, *J. Geophys. Res. Oceans*, 99(C7), 14053–14070, doi:10.1029/94JC00383.

- Barbosa Aguiar, A. C., Á. Peliz, and X. Carton (2013), A census of Meddies in a long-term high-resolution simulation, *Prog. Oceanogr.*, *116*, 80–94, doi:10.1016/j.pocean.2013.06.016.
- Barth, J. A., S. D. Pierce, and R. L. Smith (2000), A separating coastal upwelling jet at Cape Blanco, Oregon and its connection to the California Current System, *Deep Sea Res. Part II Top. Stud. Oceanogr.*, *47*(5–6), 783–810, doi:10.1016/S0967-0645(99)00127-7.
- Barton, E. D. (1989), The Poleward Undercurrent on the Eastern Boundary of the Subtropical North Atlantic, in *Poleward Flows Along Eastern Ocean Boundaries*, edited by S. J. Neshyba, C. N. K. Mooers, R. L. Smith, and R. T. Barber, pp. 82–95, Springer New York.
- Barton, E. D., and J. Arístegui (2004), The Canary Islands coastal transition zone – upwelling, eddies and filaments, *Prog. Oceanogr.*, *62*(2–4), 67–69, doi:10.1016/j.pocean.2004.08.003.
- Barton, E. D. et al. (1998), The transition zone of the Canary Current upwelling region, *Prog. Oceanogr.*, *41*(4), 455–504, doi:10.1016/S0079-6611(98)00023-8.
- Barton, E. D., G. Basterretxea, P. Flament, E. G. Mitchelson-Jacob, B. Jones, J. Arístegui, and F. Herrera (2000), Lee region of Gran Canaria, *J. Geophys. Res. Oceans*, *105*(C7), 17173–17193, doi:10.1029/2000JC900010.
- Barton, E. D., J. Arístegui, P. Tett, and E. Navarro-Pérez (2004), Variability in the Canary Islands area of filament-eddy exchanges, *Prog. Oceanogr.*, *62*(2–4), 71–94, doi:10.1016/j.pocean.2004.07.003.
- Bashmachnikov, I., D. Boutov, and J. Dias (2012), Manifestation of two meddies in altimetry and sea-surface temperature, *Ocean Sci. Discuss.*, *9*(5), 3071–3095, doi:10.5194/osd-9-3071-2012.
- Basterretxea, G., E. D. Barton, P. Tett, P. Sangrá, E. Navarro-Perez, and J. Arístegui (2002), Eddy and deep chlorophyll maximum response to wind-shear in the lee of Gran Canaria, *Deep Sea Res. Part Oceanogr. Res. Pap.*, *49*(6), 1087–1101, doi:10.1016/S0967-0637(02)00009-2.
- Batteen, M. L. (1997), Wind-forced modeling studies of currents, meanders, and eddies in the California Current system, *J. Geophys. Res. Oceans*, *102*(C1), 985–1010, doi:10.1029/96JC02803.
- Batteen, M. L., J. R. Martinez, D. W. Bryan, and E. J. Buch (2000), A modeling study of the coastal eastern boundary current system off Iberia and Morocco, *J. Geophys. Res. Oceans*, *105*(C6), 14173–14195, doi:10.1029/2000JC900026.
- Batteen, M. L., N. J. Cipriano, and J. T. Monroe (2003), A Large-Scale Seasonal Modeling Study of the California Current System, *J. Oceanogr.*, *59*(5), 545–562, doi:10.1023/B:JOCE.0000009585.24051.cc.
- Batteen, M. L., A. S. Martinho, H. A. Miller, and J. L. McClean (2007), A process-oriented

- modelling study of the coastal Canary and Iberian Current system, *Ocean Model.*, 18(1), 1–36, doi:10.1016/j.ocemod.2007.02.006.
- Benítez-Barrios, V. M., J. L. Pelegrí, A. Hernández-Guerra, K. M. M. Lwiza, D. Gomis, P. Vélez-Belchí, and S. Hernández-León (2011), Three-dimensional circulation in the NW Africa coastal transition zone, *Prog. Oceanogr.*, 91(4), 516–533, doi:10.1016/j.pocean.2011.07.022.
- Boebel, O., J. Lutjeharms, C. Schmid, W. Zenk, T. Rossby, and C. Barron (2003), The Cape Cauldron: a regime of turbulent inter-ocean exchange, *Deep Sea Res. Part II Top. Stud. Oceanogr.*, 50(1), 57–86, doi:10.1016/S0967-0645(02)00379-X.
- Boyd, A. J., J. Salat, and M. Masó (1987), The seasonal intrusion of relatively saline water on the shelf off northern and central Namibia, *South Afr. J. Mar. Sci.*, 5(1), 107–120, doi:10.2989/025776187784522577.
- Brink, K. H. (1983), The near-surface dynamics of coastal upwelling, *Prog. Oceanogr.*, 12(3), 223–257, doi:10.1016/0079-6611(83)90009-5.
- Brockmann, C., E. Fahrbach, A. Huyer, and R. L. Smith (1980), The poleward undercurrent along the Peru coast: 5 to 15°S, *Deep Sea Res. Part Oceanogr. Res. Pap.*, 27(10), 847–856, doi:10.1016/0198-0149(80)90048-5.
- Buckingham, C. E., and P. C. Cornillon (2013), The contribution of eddies to striations in absolute dynamic topography: STRIATIONS IN ABSOLUTE DYNAMIC TOPOGRAPHY, *J. Geophys. Res. Oceans*, 118(1), 448–461, doi:10.1029/2012JC008231.
- Byrne, D. A., A. L. Gordon, and W. F. Haxby (1995), Agulhas Eddies: A Synoptic View Using Geosat ERM Data, *J. Phys. Oceanogr.*, 25(5), 902–917, doi:10.1175/1520-0485(1995)025<0902:AEASVU>2.0.CO;2.
- Capet, X., F. Colas, J. C. McWilliams, P. Penven, and P. Marchesiello (2008), Eddies in Eastern Boundary Subtropical Upwelling Systems, in *Ocean Modeling in an Eddying Regime*, edited by the W. Hecht and H. Hasumi, pp. 131–147, American Geophysical Union.
- Capet, X. J., P. Marchesiello, and J. C. McWilliams (2004), Upwelling response to coastal wind profiles, *Geophys. Res. Lett.*, 31(13), L13311, doi:10.1029/2004GL020123.
- Carton, X., L. Chérubin, J. Paillet, Y. Morel, A. Serpette, and B. Le Cann (2002), Meddy coupling with a deep cyclone in the Gulf of Cadiz, *J. Mar. Syst.*, 32(1–3), 13–42, doi:10.1016/S0924-7963(02)00028-3.
- Castelao, R. M. (2014), Mesoscale eddies in the South Atlantic Bight and the Gulf Stream Recirculation region: Vertical structure, *J. Geophys. Res. Oceans*, 119(3), 2048–2065, doi:10.1002/2014JC009796.
- Castelao, R. M., and J. A. Barth (2007), The Role of Wind Stress Curl in Jet Separation at a Cape, *J. Phys. Oceanogr.*, 37(11), 2652–2671, doi:10.1175/2007JPO3679.1.

- Chaigneau, A., and O. Pizarro (2005c), Eddy characteristics in the eastern South Pacific, *J. Geophys. Res.-Oceans*, *110*, doi:10.1029/2004JC002815.
- Chaigneau, A., and O. Pizarro (2005b), Mean surface circulation and mesoscale turbulent flow characteristics in the eastern South Pacific from satellite tracked drifters, *J. Geophys. Res.-Oceans*, *110*, doi:10.1029/2004JC002628.
- Chaigneau, A., and O. Pizarro (2005a), Surface circulation and fronts of the South Pacific Ocean, east of 120 degrees W, *Geophys. Res. Lett.*, *32*, doi:10.1029/2004GL022070.
- Chaigneau, A., and O. Pizarro (2005), Eddy characteristics in the eastern South Pacific, *J. Geophys. Res. Oceans*, *110*(C6), C06005, doi:10.1029/2004JC002815.
- Chaigneau, A., A. Gizolme, and C. Grados (2008), Mesoscale eddies off Peru in altimeter records: Identification algorithms and eddy spatio-temporal patterns, *Prog. Oceanogr.*, *79*(2–4), 106–119, doi:10.1016/j.pocean.2008.10.013.
- Chaigneau, A., G. Eldin, and B. Dewitte (2009), Eddy activity in the four major upwelling systems from satellite altimetry (1992–2007), *Prog. Oceanogr.*, *83*(1–4), 117–123, doi:10.1016/j.pocean.2009.07.012.
- Chaigneau, A., M. Le Texier, G. Eldin, C. Grados, and O. Pizarro (2011), Vertical structure of mesoscale eddies in the eastern South Pacific Ocean: A composite analysis from altimetry and Argo profiling floats, *J. Geophys. Res. Oceans*, *116*, C11025, doi:10.1029/2011JC007134.
- Chaigneau, A., N. Dominguez, G. Eldin, L. Vasquez, R. Flores, C. Grados, and V. Echevin (2013), Near-coastal circulation in the Northern Humboldt Current System from shipboard ADCP data, *J. Geophys. Res. Oceans*, *118*(10), 5251–5266, doi:10.1002/jgrc.20328.
- Checkley Jr., D. M., and J. A. Barth (2009), Patterns and processes in the California Current System, *Prog. Oceanogr.*, *83*(1–4), 49–64, doi:10.1016/j.pocean.2009.07.028.
- Chelton, D. B., R. A. deSzoeki, M. G. Schlax, K. El Naggar, and N. Siwertz (1998), Geographical Variability of the First Baroclinic Rossby Radius of Deformation, *J. Phys. Oceanogr.*, *28*(3), 433–460, doi:10.1175/1520-0485(1998)028<0433:GVOTFB>2.0.CO;2.
- Chelton, D. B., M. G. Schlax, R. M. Samelson, and R. A. de Szoeki (2007), Global observations of large oceanic eddies, *Geophys. Res. Lett.*, *34*(15), L15606, doi:10.1029/2007GL030812.
- Chelton, D. B., M. G. Schlax, and R. M. Samelson (2011), Global observations of nonlinear mesoscale eddies, *Prog. Oceanogr.*, *91*(2), 167–216, doi:10.1016/j.pocean.2011.01.002.
- Chen, G., Y. Hou, and X. Chu (2011), Mesoscale eddies in the South China Sea: Mean properties, spatiotemporal variability, and impact on thermohaline structure, *J. Geophys. Res. Oceans*, *116*(C6), C06018, doi:10.1029/2010JC006716.

- Colas, F., J. C. McWilliams, X. Capet, and J. Kurian (2012), Heat balance and eddies in the Peru-Chile current system, *Clim. Dyn.*, 39(1-2), 509–529, doi:10.1007/s00382-011-1170-6.
- Collins, C. A., T. Margolina, T. A. Rago, and L. Ivanov (2013), Looping RAFOS floats in the California Current System, *Deep Sea Res. Part II Top. Stud. Oceanogr.*, 85, 42–61, doi:10.1016/j.dsr2.2012.07.027.
- Connolly, T. P., B. M. Hickey, I. Shulman, and R. E. Thomson (2013), Coastal Trapped Waves, Alongshore Pressure Gradients, and the California Undercurrent*, *J. Phys. Oceanogr.*, 44(1), 319–342, doi:10.1175/JPO-D-13-095.1.
- Cushman-Roisin, B., and J.-M. Beckers (2011), *Introduction to Geophysical Fluid Dynamics: Physical and Numerical Aspects*, Academic Press.
- Cushman-Roisin, B., B. Tang, and E. P. Chassignet (1990), Westward Motion of Mesoscale Eddies, *J. Phys. Oceanogr.*, 20(5), 758–768, doi:10.1175/1520-0485(1990)020<0758:WMOME>2.0.CO;2.
- Dencausse, G., M. Arhan, and S. Speich (2010), Routes of Agulhas rings in the southeastern Cape Basin, *Deep Sea Res. Part Oceanogr. Res. Pap.*, 57(11), 1406–1421, doi:10.1016/j.dsr.2010.07.008.
- Dibarboure, G., M.-I. Pujol, F. Briol, P. Y. L. Traon, G. Larnicol, N. Picot, F. Mertz, and M. Ablain (2011), Jason-2 in DUACS: Updated System Description, First Tandem Results and Impact on Processing and Products, *Mar. Geod.*, 34(3-4), 214–241, doi:10.1080/01490419.2011.584826.
- Doglioli, A. M., B. Blanke, S. Speich, and G. Lapeyre (2007), Tracking coherent structures in a regional ocean model with wavelet analysis: Application to Cape Basin eddies, *J. Geophys. Res.*, 112(C5), C05043, doi:10.1029/2006JC003952.
- Doi, T., T. Tozuka, and T. Yamagata (2009), Interannual variability of the Guinea Dome and its possible link with the Atlantic Meridional Mode, *Clim. Dyn.*, 33(7-8), 985–998, doi:10.1007/s00382-009-0574-z.
- Dong, C., X. Lin, Y. Liu, F. Nencioli, Y. Chao, Y. Guan, D. Chen, T. Dickey, and J. C. McWilliams (2012), Three-dimensional oceanic eddy analysis in the Southern California Bight from a numerical product, *J. Geophys. Res. Oceans*, 117, C00H14, doi:10.1029/2011JC007354.
- Dong, C., J. C. McWilliams, Y. Liu, and D. Chen (2014), Global heat and salt transports by eddy movement, *Nat. Commun.*, 5, 1–6, doi:10.1038/ncomms4294.
- Drillet, Y., R. Bourdallé-Badie, L. Siefridt, and C. Le Provost (2005), Meddies in the Mercator North Atlantic and Mediterranean Sea eddy-resolving model, *J. Geophys. Res. Oceans*, 110(C3), C03016, doi:10.1029/2003JC002170.
- Ducet, N., P. Y. Le Traon, and G. Reverdin (2000a), Global high-resolution mapping of ocean

- circulation from TOPEX/Poseidon and ERS-1 and -2, *J. Geophys. Res. Oceans*, 105(C8), 19477–19498, doi:10.1029/2000JC900063.
- Ducet, N., P. Y. Le Traon, and G. Reverdin (2000b), Global high-resolution mapping of ocean circulation from TOPEX/Poseidon and ERS-1 and -2, *J. Geophys. Res. Oceans*, 105(C8), 19477–19498, doi:10.1029/2000JC900063.
- Duncombe Rae, C. M. (2005), A demonstration of the hydrographic partition of the Benguela upwelling ecosystem at 26°40'S, *Afr. J. Mar. Sci.*, 27(3), 617–628, doi:10.2989/18142320509504122.
- Duncombe Rae, C. M., S. L. Garzoli, and A. L. Gordon (1996), The eddy field of the southeast Atlantic Ocean: A statistical census from the Benguela Sources and Transports Project, *J. Geophys. Res. Oceans*, 101(C5), 11949–11964, doi:10.1029/95JC03360.
- Dussurget, R., F. Birol, R. Morrow, and P. D. Mey (2011), Fine Resolution Altimetry Data for a Regional Application in the Bay of Biscay, *Mar. Geod.*, 34(3-4), 447–476, doi:10.1080/01490419.2011.584835.
- Ekman, V. W. (1905), On the influence of the earth's rotation on ocean-currents., *Ark. För Mat. Astron. Och Fys.*, 2, 1 – 53.
- Emery, W. J. (2003), OCEAN CIRCULATION | Water Types and Water Masses, in *Encyclopedia of Atmospheric Sciences*, edited by James R. Holton, pp. 1556–1567, Academic Press, Oxford.
- Emery, W. J., and J. Meincke (1986), Global water masses-summary and review, *Oceanol. Acta*, 9(4), 383–391.
- Escribano, R., and W. Schneider (2007), The structure and functioning of the coastal upwelling system off central/southern Chile, *Prog. Oceanogr.*, 75(3), 343–347, doi:10.1016/j.pocean.2007.08.020.
- Flierl, G. R. (1981), Particle motions in large-amplitude wave fields, *Geophys. Astrophys. Fluid Dyn.*, 18(1-2), 39–74, doi:10.1080/03091928108208773.
- Frenger, I., N. Gruber, R. Knutti, and M. Münnich (2013), Imprint of Southern Ocean eddies on winds, clouds and rainfall, *Nat. Geosci.*, 6(8), 608–612, doi:10.1038/ngeo1863.
- Fréon, P., M. Barange, and J. Arístegui (2009), Eastern Boundary Upwelling Ecosystems: Integrative and comparative approaches, *Prog. Oceanogr.*, 83(1–4), 1–14, doi:10.1016/j.pocean.2009.08.001.
- Garfield, N., C. A. Collins, R. G. Paquette, and E. Carter (1999), Lagrangian Exploration of the California Undercurrent, 1992–95, *J. Phys. Oceanogr.*, 29(4), 560–583, doi:10.1175/1520-0485(1999)029<0560:LEOTCU>2.0.CO;2.
- Garzoli, S. L., and A. L. Gordon (1996), Origins and variability of the Benguela Current, *J.*

- Geophys. Res. Oceans*, 101(C1), 897–906, doi:10.1029/95JC03221.
- Garzoli, S. L., G. J. Goni, A. J. Mariano, and D. B. Olson (1997), Monitoring the upper southeastern Atlantic transports using altimeter data, *J. Mar. Res.*, 55(3), 453–481, doi:10.1357/0022240973224355.
- Garzoli, S. L., P. L. Richardson, C. M. Duncombe Rae, D. M. Fratantoni, G. J. Goñi, and A. J. Roubicek (1999), Three Agulhas rings observed during the Benguela Current Experiment, *J. Geophys. Res. Oceans*, 104(C9), 20971–20985, doi:10.1029/1999JC900060.
- Giulivi, C. F., and A. L. Gordon (2006), Isopycnal displacements within the Cape Basin thermocline as revealed by the Hydrographic Data Archive, *Deep Sea Res. Part Oceanogr. Res. Pap.*, 53(8), 1285–1300, doi:10.1016/j.dsr.2006.05.011.
- Gordon, A. L. (1985), Indian-Atlantic Transfer of Thermocline Water at the Agulhas Retroflection, *Science*, 227(4690), 1030–1033, doi:10.1126/science.227.4690.1030.
- Gordon, A. L. (1986), Interocean exchange of thermocline water, *J. Geophys. Res. Oceans*, 91(C4), 5037–5046, doi:10.1029/JC091iC04p05037.
- Gordon, A. L. (2003), Oceanography: The browniest retroflection, *Nature*, 421(6926), 904–905, doi:10.1038/421904a.
- Gordon, A. L., R. F. Weiss, W. M. Smethie, and M. J. Warner (1992a), Thermocline and intermediate water communication between the south Atlantic and Indian oceans, *J. Geophys. Res.-Oceans*, 97, 7223–7240, doi:10.1029/92jc00485.
- Gordon, A. L., R. F. Weiss, W. M. Smethie, and M. J. Warner (1992b), Thermocline and intermediate water communication between the south Atlantic and Indian oceans, *J. Geophys. Res. Oceans*, 97(C5), 7223–7240, doi:10.1029/92JC00485.
- Hall, C., and J. R. E. Lutjeharms (2011), Cyclonic eddies identified in the Cape Basin of the South Atlantic Ocean, *J. Mar. Syst.*, 85(1–2), 1–10, doi:10.1016/j.jmarsys.2010.10.003.
- Hardman-Mountford, N. J., A. J. Richardson, J. J. Agenbag, E. Hagen, L. Nykjaer, F. A. Shillington, and C. Villacastin (2003), Ocean climate of the South East Atlantic observed from satellite data and wind models, *Prog. Oceanogr.*, 59(2–3), 181–221, doi:10.1016/j.pocean.2003.10.001.
- Hickey, B. M. (1979), The California current system—hypotheses and facts, *Prog. Oceanogr.*, 8(4), 191–279, doi:10.1016/0079-6611(79)90002-8.
- Hickey, B. M. (1998), Coastal Oceanography of Western North America from the tip of Baja California to Vancouver Island, in *The Sea*, vol. Vol 11, pp. 345–393, A. R. Robinson and K. H. Brink.
- Hisaki, Y. (2013), Classification of surface current maps, *Deep Sea Res. Part Oceanogr. Res. Pap.*, 73, 117–126, doi:10.1016/j.dsr.2012.12.001.

- Hormazabal, S., V. Combes, C. E. Morales, M. A. Correa-Ramirez, E. Di Lorenzo, and S. Nuñez (2013), Intrathermocline eddies in the coastal transition zone off central Chile (31–41°S), *J. Geophys. Res. Oceans*, *118*(10), 4811–4821, doi:10.1002/jgrc.20337.
- Hutchings, L. et al. (2009), The Benguela Current: An ecosystem of four components, *Prog. Oceanogr.*, *83*(1–4), 15–32, doi:10.1016/j.pocean.2009.07.046.
- Huyer, A. (1983), Coastal upwelling in the California current system, *Prog. Oceanogr.*, *12*(3), 259–284, doi:10.1016/0079-6611(83)90010-1.
- Huyer, A., R. L. Smith, and T. Paluszkiwicz (1987), Coastal upwelling off Peru during normal and El Niño times, 1981–1984, *J. Geophys. Res. Oceans*, *92*(C13), 14297–14307, doi:10.1029/JC092iC13p14297.
- Huyer, A., P. M. Kosro, J. Fleischbein, S. R. Ramp, T. Stanton, L. Washburn, F. P. Chavez, T. J. Cowles, S. D. Pierce, and R. L. Smith (1991), Currents and water masses of the Coastal Transition Zone off northern California, June to August 1988, *J. Geophys. Res. Oceans*, *96*(C8), 14809–14831, doi:10.1029/91JC00641.
- Huyer, A., J. A. Barth, P. M. Kosro, R. K. Shearman, and R. L. Smith (1998), Upper-ocean water mass characteristics of the California current, Summer 1993, *Deep Sea Res. Part II Top. Stud. Oceanogr.*, *45*(8–9), 1411–1442, doi:10.1016/S0967-0645(98)80002-7.
- Isern-Fontanet, J., E. García-Ladona, and J. Font (2003), Identification of Marine Eddies from Altimetric Maps, *J. Atmospheric Ocean. Technol.*, *20*(5), 772–778, doi:10.1175/1520-0426(2003)20<772:IOMEFA>2.0.CO;2.
- Jerónimo, G., and J. Gómez-Valdés (2007), A subsurface warm-eddy off northern Baja California in July 2004, *Geophys. Res. Lett.*, *34*(6), L06610, doi:10.1029/2006GL028851.
- Johnson, G. C., and K. E. McTaggart (2010), Equatorial Pacific 13°C Water Eddies in the Eastern Subtropical South Pacific Ocean*, *J. Phys. Oceanogr.*, *40*(1), 226–236, doi:10.1175/2009JPO4287.1.
- Kelly, K. A., R. C. Beardsley, R. Limeburner, K. H. Brink, J. D. Paduan, and T. K. Chereskin (1998), Variability of the near-surface eddy kinetic energy in the California Current based on altimetric, drifter, and moored current data, *J. Geophys. Res. Oceans*, *103*(C6), 13067–13083, doi:10.1029/97JC03760.
- Kurczyn, J. A., E. Beier, M. F. Lavín, and A. Chaigneau (2012), Mesoscale eddies in the northeastern Pacific tropical-subtropical transition zone: Statistical characterization from satellite altimetry, *J. Geophys. Res. Oceans*, *117*(C10), C10021, doi:10.1029/2012JC007970.
- Kurian, J., F. Colas, X. Capet, J. C. McWilliams, and D. B. Chelton (2011), Eddy properties in the California Current System, *J. Geophys. Res. Oceans*, *116*, C08027, doi:10.1029/2010JC006895.

- Lachkar, Z., and N. Gruber (2012), A comparative study of biological production in eastern boundary upwelling systems using an artificial neural network, *Biogeosciences*, 9(1), 293–308, doi:10.5194/bg-9-293-2012.
- Lambin, J. et al. (2010), The OSTM/Jason-2 Mission, *Mar. Geod.*, 33(sup1), 4–25, doi:10.1080/01490419.2010.491030.
- Letelier, J., O. Pizarro, and S. Nuñez (2009), Seasonal variability of coastal upwelling and the upwelling front off central Chile, *J. Geophys. Res. Oceans*, 114(C12), C12009, doi:10.1029/2008JC005171.
- Liu, Y., C. Dong, Y. Guan, D. Chen, J. McWilliams, and F. Nencioli (2012), Eddy analysis in the subtropical zonal band of the North Pacific Ocean, *Deep Sea Res. Part Oceanogr. Res. Pap.*, 68, 54–67, doi:10.1016/j.dsr.2012.06.001.
- Logerwell, E. A., and P. E. Smith (2001), Mesoscale eddies and survival of late stage Pacific sardine (*Sardinops sagax*) larvae, *Fish. Oceanogr.*, 10(1), 13–25, doi:10.1046/j.1365-2419.2001.00152.x.
- Lomax, R. G., and D. L. Hahs-Vaughn (2013), *An Introduction to Statistical Concepts: Third Edition*, Routledge.
- Lutjeharms, J. R. (2006a), The Agulhas Current retroflection, *Agulhas Curr.*, 151–207.
- Lutjeharms, J. R. E. (1988), Meridional heat transport across the Sub-Tropical Convergence by a warm eddy, *Nature*, 331(6153), 251–254, doi:10.1038/331251a0.
- Lutjeharms, J. R. E. (2006b), *The Agulhas Current*, Springer Science & Business Media.
- Lutjeharms, J. R. E., and R. C. Van Ballegooyen (1988), The Retroflection of the Agulhas Current, *J. Phys. Oceanogr.*, 18(11), 1570–1583, doi:10.1175/1520-0485(1988)018<1570:TROTAC>2.0.CO;2.
- Lutjeharms, J. R. E., and H. R. Valentine (1988), Eddies at the Subtropical Convergence South of Africa, *J. Phys. Oceanogr.*, 18(5), 761–774, doi:10.1175/1520-0485(1988)018<0761:EATSCS>2.0.CO;2.
- Lutjeharms, J. R. E., J. Cooper, and M. Roberts (2000), Upwelling at the inshore edge of the Agulhas Current, *Cont. Shelf Res.*, 20(7), 737–761, doi:10.1016/S0278-4343(99)00092-8.
- Lutjeharms, J. R. E., P. Penven, and C. Roy (2003), Modelling the shear edge eddies of the southern Agulhas Current, *Cont. Shelf Res.*, 23(11–13), 1099–1115, doi:10.1016/S0278-4343(03)00106-7.
- Machín, F., A. Hernández-Guerra, and J. L. Pelegrí (2006), Mass fluxes in the Canary Basin, *Prog. Oceanogr.*, 70(2–4), 416–447, doi:10.1016/j.pocean.2006.03.019.
- Marchesiello, P., and P. Estrade (2007), Eddy activity and mixing in upwelling systems: a

- comparative study of Northwest Africa and California regions, *Int. J. Earth Sci.*, 98(2), 299–308, doi:10.1007/s00531-007-0235-6.
- Marchesiello, P., J. C. McWilliams, and A. Shchepetkin (2003), Equilibrium Structure and Dynamics of the California Current System, *J. Phys. Oceanogr.*, 33(4), 753–783, doi:10.1175/1520-0485(2003)33<753:ESADOT>2.0.CO;2.
- Mason, E., A. Pascual, and J. C. McWilliams (2014), A New Sea Surface Height–Based Code for Oceanic Mesoscale Eddy Tracking, *J. Atmospheric Ocean. Technol.*, 31(5), 1181–1188, doi:10.1175/JTECH-D-14-00019.1.
- Matano, R. ., and E. . Beier (2003a), A kinematic analysis of the Indian/Atlantic interocean exchange, *Deep Sea Res. Part II Top. Stud. Oceanogr.*, 50(1), 229–249, doi:10.1016/S0967-0645(02)00395-8.
- Matano, R. P., and E. J. Beier (2003b), A kinematic analysis of the Indian/Atlantic interocean exchange, *Deep Sea Res. Part II Top. Stud. Oceanogr.*, 50(1), 229–249.
- Maximenko, N. A., B. Bang, and H. Sasaki (2005), Observational evidence of alternating zonal jets in the world ocean, *Geophys. Res. Lett.*, 32(12), L12607, doi:10.1029/2005GL022728.
- McDonagh, E. L., K. J. Heywood, and M. P. Meredith (1999), On the structure, paths, and fluxes associated with Agulhas rings, *J. Geophys. Res. Oceans*, 104(C9), 21007–21020, doi:10.1029/1998JC900131.
- Meunier, T., V. Rossi, Y. Morel, and X. Carton (2010), Influence of bottom topography on an upwelling current: Generation of long trapped filaments, *Ocean Model.*, 35(4), 277–303, doi:10.1016/j.ocemod.2010.08.004.
- Meunier, T., E. D. Barton, B. Barreiro, and R. Torres (2012), Upwelling filaments off Cap Blanc: Interaction of the NW African upwelling current and the Cape Verde frontal zone eddy field?, *J. Geophys. Res. Oceans*, 117(C8), C08031, doi:10.1029/2012JC007905.
- Mittelstaedt, E. (1983), The upwelling area off Northwest Africa—A description of phenomena related to coastal upwelling, *Prog. Oceanogr.*, 12(3), 307–331, doi:10.1016/0079-6611(83)90012-5.
- Mittelstaedt, E. (1991), The ocean boundary along the northwest African coast: Circulation and oceanographic properties at the sea surface, *Prog. Oceanogr.*, 26(4), 307–355, doi:10.1016/0079-6611(91)90011-A.
- Mohrholz, V. (2001), The hydrography and dynamics of the Angola-Benguela Frontal Zone and environment in April 1999 : BENEFIT Marine Science,
- Mohrholz, V., C. H. Bartholomae, A. K. van der Plas, and H. U. Lass (2008), The seasonal variability of the northern Benguela undercurrent and its relation to the oxygen budget on the shelf, *Cont. Shelf Res.*, 28(3), 424–441, doi:10.1016/j.csr.2007.10.001.

- Montes, I., F. Colas, X. Capet, and W. Schneider (2010), On the pathways of the equatorial subsurface currents in the eastern equatorial Pacific and their contributions to the Peru-Chile Undercurrent, *J. Geophys. Res. Oceans*, *115*(C9), C09003, doi:10.1029/2009JC005710.
- Morrow, R., and P.-Y. Le Traon (2012), Recent advances in observing mesoscale ocean dynamics with satellite altimetry, *Adv. Space Res.*, *50*(8), 1062–1076, doi:10.1016/j.asr.2011.09.033.
- Morrow, R., F. Birol, D. Griffin, and J. Sudre (2004), Divergent pathways of cyclonic and anti-cyclonic ocean eddies, *Geophys. Res. Lett.*, *31*, L24311, doi:10.1029/2004GL020974.
- Oliveira, P. B., N. Serra, A. F. G. Fiúza, and I. Ambar (2000), Chapter 7 A study of meddies using simultaneous in-situ and satellite observations, in *Elsevier Oceanography Series*, vol. Volume 63, edited by David Halpern, pp. 125–148, Elsevier.
- O’Neill, L. W., D. B. Chelton, S. K. Esbensen, and F. J. Wentz (2005), High-Resolution Satellite Measurements of the Atmospheric Boundary Layer Response to SST Variations along the Agulhas Return Current, , doi:10.1175/JCLI3415.1.
- Pauly, D., and V. Christensen (1995), Primary production required to sustain global fisheries, *Nature*, *374*(6519), 255–257, doi:10.1038/374255a0.
- Pelland, N. A., C. C. Eriksen, and C. M. Lee (2013), Subthermocline Eddies over the Washington Continental Slope as Observed by Seagliders, 2003–09, *J. Phys. Oceanogr.*, *43*(10), 2025–2053, doi:10.1175/JPO-D-12-086.1.
- Peña-Izquierdo, J., J. L. Pelegrí, M. V. Pastor, P. Castellanos, M. Emelianov, M. Gasser, J. Salvador, and E. Vázquez-Domínguez (2012), The continental slope current system between Cape Verde and the Canary Islands, *Sci. Mar.*, *76*(S1), 65–78, doi:10.3989/scimar.03607.18C.
- Penven, P., J. R. E. Lutjeharms, P. Marchesiello, C. Roy, and S. J. Weeks (2001), Generation of cyclonic eddies by the Agulhas Current in the Lee of the Agulhas Bank, *Geophys. Res. Lett.*, *28*(6), 1055–1058, doi:10.1029/2000GL011760.
- Penven, P., V. Echevin, J. Pasapera, F. Colas, and J. Tam (2005), Average circulation, seasonal cycle, and mesoscale dynamics of the Peru Current System: A modeling approach, *J. Geophys. Res. Oceans*, *110*(C10), C10021, doi:10.1029/2005JC002945.
- Pérez-Rodríguez, P., J. L. Pelegrí, and A. Marrero-Díaz (2001), Dynamical characteristics of the Cape Verde frontal zone*, *Sci. Mar. Supplément*, *65*, 241–250.
- Piedeleu, M., P. Sangrà, A. Sánchez-Vidal, J. Fabrés, C. Gordo, and A. Calafat (2009), An observational study of oceanic eddy generation mechanisms by tall deep-water islands (Gran Canaria), *Geophys. Res. Lett.*, *36*(14), L14605, doi:10.1029/2008GL037010.
- Pierce, S. D., R. L. Smith, P. M. Kosro, J. A. Barth, and C. D. Wilson (2000), Continuity of the poleward undercurrent along the eastern boundary of the mid-latitude north Pacific, *Deep*

- Sea Res. Part II Top. Stud. Oceanogr.*, 47(5–6), 811–829, doi:10.1016/S0967-0645(99)00128-9.
- Pietri, A., V. Echevin, P. Testor, A. Chaigneau, L. Mortier, C. Grados, and A. Albert (2014), Impact of a coastal-trapped wave on the near-coastal circulation of the Peru upwelling system from glider data, *J. Geophys. Res. Oceans*, 119(3), 2109–2120, doi:10.1002/2013JC009270.
- Pingree, R. D. (1996), A Shallow Subtropical Subducting Westward Propagating Eddy (Swesty), *Philos. Trans. R. Soc. Lond. Ser. Math. Phys. Eng. Sci.*, 354(1710), 979–1026, doi:10.1098/rsta.1996.0039.
- Poole, R., and M. Tomczak (1999), Optimum multiparameter analysis of the water mass structure in the Atlantic Ocean thermocline, *Deep Sea Res. Part Oceanogr. Res. Pap.*, 46(11), 1895–1921, doi:10.1016/S0967-0637(99)00025-4.
- Renault, L., A. Hall, and J. C. McWilliams (2015), Orographic shaping of US West Coast wind profiles during the upwelling season, *Clim. Dyn.*, 1–17, doi:10.1007/s00382-015-2583-4.
- de Rham, C. (1980), La classification hiérarchique ascendante selon la méthode des voisins réciproques, *Cah. Anal. Données*, 5(2), 135–144.
- Richardson, P. ., and S. . Garzoli (2003), Characteristics of intermediate water flow in the Benguela current as measured with RAFOS floats, *Deep Sea Res. Part II Top. Stud. Oceanogr.*, 50(1), 87–118, doi:10.1016/S0967-0645(02)00380-6.
- Richardson, P. ., A. . Bower, and W. Zenk (2000), A census of Meddies tracked by floats, *Prog. Oceanogr.*, 45(2), 209–250, doi:10.1016/S0079-6611(99)00053-1.
- Richardson, P. L. (2007), Agulhas leakage into the Atlantic estimated with subsurface floats and surface drifters, *Deep Sea Res. Part Oceanogr. Res. Pap.*, 54(8), 1361–1389, doi:10.1016/j.dsr.2007.04.010.
- Richardson, P. L., and A. Tychensky (1998), Meddy trajectories in the Canary Basin measured during the SEMAPHORE experiment, 1993–1995, *J. Geophys. Res. Oceans*, 103(C11), 25029–25045, doi:10.1029/97JC02579.
- Roux, M. (1985), *Algorithmes de Classification*, Masson, Paris.
- Rubio, A., B. Blanke, S. Speich, N. Grima, and C. Roy (2009), Mesoscale eddy activity in the southern Benguela upwelling system from satellite altimetry and model data, *Prog. Oceanogr.*, 83(1–4), 288–295, doi:10.1016/j.pocean.2009.07.029.
- de Ruijter, W. P. M., A. Biastoch, S. S. Drijfhout, J. R. E. Lutjeharms, R. P. Matano, T. Pichevin, P. J. van Leeuwen, and W. Weijer (1999), Indian-Atlantic interocean exchange: Dynamics, estimation and impact, *J. Geophys. Res. Oceans*, 104(C9), 20885–20910, doi:10.1029/1998JC900099.

- Salat, J., M. Masó, and A. J. Boyd (1992), Water mass distribution and geostrophic circulation off Namibia during April 1986, *Cont. Shelf Res.*, 12(2–3), 355–366, doi:10.1016/0278-4343(92)90036-J.
- Sangrà, P., M. Auladell, A. Marrero-Díaz, J. L. Pelegrí, E. Fraile-Nuez, A. Rodríguez-Santana, J. M. Martín, E. Mason, and A. Hernández-Guerra (2007), On the nature of oceanic eddies shed by the Island of Gran Canaria, *Deep Sea Res. Part Oceanogr. Res. Pap.*, 54(5), 687–709, doi:10.1016/j.dsr.2007.02.004.
- Sangrà, P. et al. (2009), The Canary Eddy Corridor: A major pathway for long-lived eddies in the subtropical North Atlantic, *Deep Sea Res. Part Oceanogr. Res. Pap.*, 56(12), 2100–2114, doi:10.1016/j.dsr.2009.08.008.
- Saraceno, M., C. Provost, and M. Lebbah (2006), Biophysical regions identification using an artificial neuronal network: A case study in the South Western Atlantic, *Adv. Space Res.*, 37(4), 793–805, doi:10.1016/j.asr.2005.11.005.
- Schlax, M. G., and D. B. Chelton (2008), The influence of mesoscale eddies on the detection of quasi-zonal jets in the ocean, *Geophys. Res. Lett.*, 35(24), L24602, doi:10.1029/2008GL035998.
- Schneider, W., R. Fuenzalida, E. Rodríguez-Rubio, J. Garcés-Vargas, and L. Bravo (2003), Characteristics and formation of Eastern South Pacific Intermediate Water, *Geophys. Res. Lett.*, 30(11), 1581, doi:10.1029/2003GL017086.
- Shannon, L. V. (2001), Benguela Current, in *Encyclopedia of Ocean Sciences (Second Edition)*, edited by J. H. Steele, pp. 316–327, Academic Press, Oxford.
- Shannon, L. V., and D. Hunter (1988), Notes on Antarctic intermediate water around southern Africa, *South Afr. J. Mar. Sci.*, 6(1), 107–117, doi:10.2989/025776188784480735.
- Shannon, L. V., and G. Nelson (1996), The Benguela: Large Scale Features and Processes and System Variability, in *The South Atlantic Past and Present Circulation*, edited by G. Wefer et al., pp. 163–210, Springer, New York.
- Shannon, L. V., J. J. Agenbag, and M. E. L. Buys (1987), Large- and mesoscale features of the Angola-Benguela front, *South Afr. J. Mar. Sci.*, 5(1), 11–34, doi:10.2989/025776187784522261.
- Shillington, F. A., C. J. C. Reason, C. M. Duncombe Rae, P. Florenchie, and P. Penven (2006), 4 Large scale physical variability of the Benguela Current Large Marine Ecosystem (BCLME), in *Large Marine Ecosystems*, vol. Volume 14, edited by G. H. Vere Shannon, pp. 49–70, Elsevier B.V/Ltd, Oxford.
- Silva, N., and S. Neshyba (1979), On the southernmost extension of the Peru-Chile undercurrent, *Deep Sea Res. Part Oceanogr. Res. Pap.*, 26(12), 1387–1393, doi:10.1016/0198-0149(79)90006-2.

- Simpson, J. J., and R. J. Lynn (1990), A mesoscale eddy dipole in the offshore California Current, *J. Geophys. Res. Oceans*, 95(C8), 13009–13022, doi:10.1029/JC095iC08p13009.
- Simpson, J. J., T. D. Dickey, and C. J. Koblinsky (1984), An offshore eddy in the California current system Part I: Interior dynamics, *Prog. Oceanogr.*, 13(1), 5–49, doi:10.1016/0079-6611(84)90004-1.
- Sobarzo, M., L. Bravo, D. Donoso, J. Garcés-Vargas, and W. Schneider (2007), Coastal upwelling and seasonal cycles that influence the water column over the continental shelf off central Chile, *Prog. Oceanogr.*, 75(3), 363–382, doi:10.1016/j.pocean.2007.08.022.
- Song, H., A. J. Miller, B. D. Cornuelle, and E. Di Lorenzo (2011), Changes in upwelling and its water sources in the California Current System driven by different wind forcing, *Dyn. Atmospheres Oceans*, 52(1–2), 170–191, doi:10.1016/j.dynatmoce.2011.03.001.
- Souza, J. M. A. C., C. de Boyer Montégut, and P. Y. Le Traon (2011a), Comparison between three implementations of automatic identification algorithms for the quantification and characterization of mesoscale eddies in the South Atlantic Ocean, *Ocean Sci. Discuss.*, 8(2), 483–531, doi:10.5194/osd-8-483-2011.
- Souza, J. M. a. C., C. de Boyer Montégut, C. Cabanes, and P. Klein (2011b), Estimation of the Agulhas ring impacts on meridional heat fluxes and transport using ARGO floats and satellite data, *Geophys. Res. Lett.*, 38(21), 21602, doi:10.1029/2011GL049359.
- SSALTO/Duacs (2014), Mise à jour du produit journalier de SLA - AVISO 2014,
- Stramma, L., S. Hüttl, and J. Schafstall (2005), Water masses and currents in the upper tropical northeast Atlantic off northwest Africa, *J. Geophys. Res. Oceans*, 110(C12), C12006, doi:10.1029/2005JC002939.
- Strub, P. T., and C. James (2000), Altimeter-derived variability of surface velocities in the California Current System: 2. Seasonal circulation and eddy statistics, *Deep Sea Res. Part II Top. Stud. Oceanogr.*, 47(5–6), 831–870, doi:10.1016/S0967-0645(99)00129-0.
- Strub, P. T., and C. James (2002), Altimeter-derived surface circulation in the large-scale NE Pacific Gyres.: Part 2: 1997–1998 El Niño anomalies, *Prog. Oceanogr.*, 53(2–4), 185–214, doi:10.1016/S0079-6611(02)00030-7.
- Strub, P. T., J. M. Mesias, and C. James (1995), Altimeter observations of the Peru-Chile countercurrent, *Geophys. Res. Lett.*, 22(3), doi:10.1029/94GL02807.
- Strub, P. T., J. M. Mesias, V. Montecino-B., J. Rutland-C., and S. Salinas-M. (1998), Coastal Ocean Circulation off Western South America, in *The Sea*, vol. 11, edited by A. R. Robinson and K. H. Brink, pp. 273–313, John Wiley and Sons, Hoboken, N. J.
- Strub, P. T., V. Combes, F. Shillington, and O. Pizarro (2013), Currents and processes along the Eastern Boundaries, in *Ocean Circulation and Climate: a 21st Century Perspective*, edited by G. Siedler, S. M. Griffies, J. Gould, and A. Church, pp. 339–384, Elsevier Ltd.,

Oxford.

- Toggweiler, J. R., K. Dixon, and W. S. Broecker (1991), The Peru upwelling and the ventilation of the south Pacific thermocline, *J. Geophys. Res. Oceans*, 96(C11), 20467–20497, doi:10.1029/91JC02063.
- Tomczak, M., and J. S. Godfrey (1994), *Regional Oceanography: an Introduction*, online version., Elsevier Science Ltd., Oxford.
- Le Traon, P. Y., and G. Dibarboure (1999), Mesoscale Mapping Capabilities of Multiple-Satellite Altimeter Missions, *J. Atmospheric Ocean. Technol.*, 16(9), 1208–1223, doi:10.1175/1520-0426(1999)016<1208:MMCOMS>2.0.CO;2.
- Le Traon, P. Y., Y. Faugère, F. Hernandez, J. Dorandeu, F. Mertz, and M. Ablain (2003), Can We Merge GEOSAT Follow-On with TOPEX/Poseidon and ERS-2 for an Improved Description of the Ocean Circulation?, *J. Atmospheric Ocean. Technol.*, 20(6), 889–895, doi:10.1175/1520-0426(2003)020<0889:CWMGFV>2.0.CO;2.
- Le Traon, P.-Y. et al. (2015), Use of satellite observations for operational oceanography: recent achievements and future prospects, *J. Oper. Oceanogr.*, 8(sup1), s12–s27, doi:10.1080/1755876X.2015.1022050.
- Troupin, C., E. Mason, J.-M. Beckers, and P. Sangrà (2012), Generation of the Cape Ghir upwelling filament: A numerical study, *Ocean Model.*, 41, 1–15, doi:10.1016/j.ocemod.2011.09.001.
- Tychensky, A., and X. Carton (1998), Hydrological and dynamical characterization of Meddies in the Azores region: A paradigm for baroclinic vortex dynamics, *J. Geophys. Res. Oceans*, 103(C11), 25061–25079, doi:10.1029/97JC03418.
- Ubelmann, C., P. Klein, and L.-L. Fu (2014), Dynamic Interpolation of Sea Surface Height and Potential Applications for Future High-Resolution Altimetry Mapping, *J. Atmospheric Ocean. Technol.*, 32(1), 177–184, doi:10.1175/JTECH-D-14-00152.1.
- Valentine, H. R., J. R. E. Lutjeharms, and G. B. Brundrit (1993), The water masses and volumetry of the southern Agulhas Current region, *Deep Sea Res. Part Oceanogr. Res. Pap.*, 40(6), 1285–1305, doi:10.1016/0967-0637(93)90138-S.
- Veitch, J., P. Penven, and F. Shillington (2009), The Benguela: A laboratory for comparative modeling studies, *Prog. Oceanogr.*, 83(1–4), 296–302, doi:10.1016/j.pocean.2009.07.008.
- Veitch, J., P. Penven, and F. Shillington (2010), Modeling Equilibrium Dynamics of the Benguela Current System, *J. Phys. Oceanogr.*, 40(9), 1942–1964, doi:10.1175/2010JPO4382.1.
- Villas Bôas, A. B., O. T. Sato, A. Chaigneau, and G. P. Castelão (2015), The signature of mesoscale eddies on the air-sea turbulent heat fluxes in the South Atlantic Ocean, *Geophys. Res. Lett.*, 2015GL063105, doi:10.1002/2015GL063105.

- Ward, J. H. (1963), Hierarchical Grouping to Optimize an Objective Function, *J. Am. Stat. Assoc.*, 58(301), 236–244, doi:10.1080/01621459.1963.10500845.
- Wolter, K. (1987), The Southern Oscillation in Surface Circulation and Climate over the Tropical Atlantic, Eastern Pacific, and Indian Oceans as Captured by Cluster Analysis, *J. Clim. Appl. Meteorol.*, 26(4), 540–558, doi:10.1175/1520-0450(1987)026<0540:TSOISC>2.0.CO;2.
- Wyrski, K. (1966), Oceanography of the eastern equatorial Pacific Ocean, *Oceanogr. Mar. Biol. Annu. Rev.*, 4, 33 – 68.
- Wyrski, K. (1967), Circulation and water masses in the eastern equatorial Pacific Ocean, *Int J Ocean. Limnol.*, 1 (2), 117–147.
- Yang, G., F. Wang, Y. Li, and P. Lin (2013), Mesoscale eddies in the northwestern subtropical Pacific Ocean: Statistical characteristics and three-dimensional structures, *J. Geophys. Res. Oceans*, 118(4), 1906–1925, doi:10.1002/jgrc.20164.
- Yi, J., Y. Du, Z. He, and C. Zhou (2014), Enhancing the accuracy of automatic eddy detection and the capability of recognizing the multi-core structures from maps of sea level anomaly, *Ocean Sci.*, 10(1), 39–48, doi:10.5194/os-10-39-2014.