



HAL
open science

Evaluation de l'impact potentiel d'un upwelling artificiel lié au fonctionnement d'une centrale à énergie thermique des mers sur le phytoplancton

Mélanie Giraud

► **To cite this version:**

Mélanie Giraud. Evaluation de l'impact potentiel d'un upwelling artificiel lié au fonctionnement d'une centrale à énergie thermique des mers sur le phytoplancton. Océan, Atmosphère. Université de Bretagne occidentale - Brest, 2016. Français. NNT : 2016BRES0007 . tel-02183899

HAL Id: tel-02183899

<https://theses.hal.science/tel-02183899>

Submitted on 15 Jul 2019

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 bretagne
occidentale



THÈSE / UNIVERSITÉ DE BRETAGNE OCCIDENTALE

sous le sceau de l'Université européenne de Bretagne

pour obtenir le titre de

DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ DE BRETAGNE OCCIDENTALE

Mention : Biologie

École Doctorale des Sciences de la Mer

présentée par

Mélanie Giraud

Préparée à l'Institut Universitaire Européen
de la Mer, Laboratoire des Sciences de
l'Environnement marin

Evaluation de l'impact potentiel d'un upwelling artificiel lié au fonctionnement d'une centrale à énergie thermique des mers sur le phytoplancton

Thèse soutenue le 01 Février 2016 devant le jury composé de :

Pascal CLAQUIN

Professeur des Universités, Université de Caen Basse-Normandie / *rapporteur*

Nicolas SAVOYE

Physicien CNAP, EPOC UMR 5805 - OASU / *rapporteur*

Yves-Marie PAULET

Professeur des Universités, Université de Bretagne Occidentale / *examinateur*

Eric MACHU

Chargé de Recherche IRD, LPO UMR IRD 197 / *examinateur*

Denis DE LA BROISE

Maître de Conférence, Université de Bretagne Occidentale / *Directeur de thèse, Invité*

Marie BOYE

Chargée de Recherche CNRS, LEMAR UMR 6539 / *Co-Directrice de thèse, Invitée*

Véronique GARCON

Directeur de Recherche CNRS, LEGOS UMR 5566 / *Co-Directrice de thèse, Invitée*

Morgane LEJART

Responsable programmes environnementaux, France Energies Marine / *Invitée*

Remerciements

Je souhaite ici remercier toutes les personnes qui m'ont apportée leur aide, leurs conseils et leur soutien au cours de ces trois années de thèse.

Je tiens tout d'abord à remercier Pascal Claquin et Nicolas Savoye pour avoir accepté d'être les rapporteurs de cette thèse. Je remercie également Eric Machu et Yves-Marie Paulet d'avoir bien voulu en être les examinateurs.

Je remercie mes directeurs de thèse Denis de la Broise, Marie Boyé et Véronique Garçon pour avoir encadré ma thèse pendant ces trois années. Merci de m'avoir accompagnée en Martinique et d'avoir partagé quelques ti 'punch. Merci Marie pour ton soutien particulièrement au cours de ces dernières semaines. Merci Véronique pour ta confiance depuis presque 4 ans, merci pour tes grandes qualités humaines.

Je remercie Yann Hervé De Roeck, Directeur de France Energies Marines, ainsi que Morgane Lejart, Marc Bœuf, et toute l'équipe pour leur accueil, leurs conseils et leur soutien. Je remercie également Cédric Auvray de DCNS pour son aide

Je tiens à remercier Olivier Ragueneau, pour m'avoir accueillie au sein du LEMAR à l'Institut Européen de la Mer. Je remercie également l'Ecole Doctorale des Sciences de la Mer (EDSM) particulièrement Fred Jean et Elisabeth Bondu pour leur disponibilité et leur écoute.

Je remercie également Yves Morel pour son accueil au sein du LEGOS pendant ces quelques semaines, ainsi que Gildas Cambon pour son aide avec le modèle ROMS.

Mes plus sincères remerciements vont à Stéphane L'Helguen et à Joël Sudre pour leur grande disponibilité et leur aide précieuse mais également à Anne Donval et Béatriz Beker pour leurs analyses et leur disponibilité. Merci également à Christian Schlosser et Eric Achterberg pour leurs analyses. Merci à Christophe Lambert et Dominique Marie pour leur aide avec le pico. Merci Emilie pour son aide avec le technicon.

Je remercie Hervé Barreda, Directeur des Phares et Balises en Martinique ainsi que le Commandant et tout l'équipage du Pointe d'Enfer. Jeff, un grand merci pour ta bonne humeur.

Je remercie également l'Université Antilles-Guyane pour leur accueil et particulièrement Damien Devault pour son aide en Martinique.

Merci à Aurélien Paulmier, Christophe Maes, Boris Dewitte et Véronique pour m'avoir permis d'embarquer à bord de l'Atalante pour la campagne AMOP au large des côtes péruviennes. Merci à toute l'équipe scientifique ainsi qu'aux marins. Quelle fabuleuse expérience.

Enfin un énorme merci à tous ceux qui m'ont supportée pendant ces 3 années, Laura, Margot, Gaëlle, Floriane, Adèle, Régis, Ewan, Elodie, Bruno, et tous les autres. Merci Nina pour ton aide précieuse lors de la seconde campagne et pour les pauses café. Merci également Jill et Charles Edouard pour vos conseils avisés et votre soutien.

Et pour finir le plus grand des mercis à ma famille et à ma belle-famille pour leur soutien sans faille et leur affection. Merci Jojo et Brigitte, merci Fred et Chantal, en particulier pour les magnifiques plongées. Merci Tom et Barbie, pour ma Loulou et mon Gabinou. Et Merci à ma mère pour son aide, son soutien sans faille, et tout ce qu'elle a su me transmettre.

Merci Tristan, tout d'abord d'avoir migré jusqu'à Dinard et parcouru des milliers et des milliers de km (à la louche 25000!). Merci de m'avoir accompagnée, soutenue, et supportée (dans tous les sens du terme). Merci.

Et puis merci ma Yoyo, pour m'avoir fait rire, m'avoir apaisée. Et une pensée pour mon Lulu, le seul, l'unique.

Cette thèse a été réalisée dans le cadre du projet IMPALA (Impact sur le Microplancton des Apports d'un upwelling Artificiel) soutenu par France Energies Marines, avec la collaboration de DCNS, du LEMAR, du LEGOS, de l'UBO et du CNRS.

Table des matières

TABLE DES MATIERES	1
GLOSSAIRE.....	3
LISTE DES FIGURES HORS ARTICLES.....	4
LISTE DES TABLEAUX HORS ARTICLES.....	8
CHAPITRE 1 : INTRODUCTION.....	9
1. L'ENERGIE THERMIQUE DES MERS	10
1.1. Enjeux économiques et sociétaux des énergies marines renouvelables.....	10
1.2. Principe de fonctionnement d'une centrale à énergie thermique des mers	13
1.2.1. Exploitation d'un gradient de température	13
1.2.2. Sites d'implantation et potentiel exploitable	16
1.2.4. Impacts potentiels sur l'environnement.....	19
2. LES SYSTEMES D'UPWELLING	23
2.1. Description du phénomène d'upwelling.....	23
2.2. Connaissances actuelles sur les upwellings artificiels.....	24
3. OBJECTIFS DU TRAVAIL DE THESE	26
CHAPITRE 2 : CARACTERISATION DE LA ZONE D'ETUDE	29
1. LOCALISATION DE LA ZONE D'ETUDE	30
2. MATERIELS ET METHODES	33
2.1. Echantillonnage des paramètres physiques	35
2.2. Echantillonnage des paramètres biologiques et biogéochimiques	36
3. DESCRIPTION DES PROPRIETES PHYSIQUES DE LA ZONE D'ETUDE	40
3.1. Courantologie et masses d'eau	40
3.2. Stratification de la colonne d'eau.....	46
3.2.1. Variabilité saisonnière	46
4. BIOGEOCHIMIE ET ASSEMBLAGE PHYTOPLANCTONIQUE DE LA ZONE D'ETUDE	54
4.1. Paramètres biogéochimiques	54
4.1.1. Chlorophylle <i>a</i>	55
4.1.2. Nutriments	57
4.1.3. Métaux traces	59

4.2. Communauté phytoplanctonique.....	62
5. CONCLUSION.....	72
CHAPITRE 3 : SIMULATION D'UN UPWELLING ARTIFICIEL AVEC DES MICROCOSMES IMMERGES IN SITU	73
1. INTRODUCTION	74
2. ARTICLE	76
3. CONCLUSION.....	86
CHAPITRE 4 : EFFETS POTENTIELS DU REJET D'EAU DE FOND PAR UNE CENTRALE A ENERGIE THERMIQUE DES MERS SUR LE PHYTOPLANCTON : UN CAS D'ETUDE SUR LA COTE CARIBEENNE DE MARTINIQUE	89
1. INTRODUCTION	90
2. ARTICLE	92
3. CONCLUSION.....	128
CONCLUSION ET PERSPECTIVES.....	131
CONCLUSION	132
PERSPECTIVES.....	136
REFERENCES	139
RESUME - ABSTRACT	149

GLOSSAIRE

AAIW : Antarctic Intermediates Waters

BSi : Biogenic Silica

CW : Caribbean Water

DCM : Deep Chlorophyll Maximum

DCP : Dispositif de Concentration de Poissons

DIC: Dissolved Inorganic Carbon

EBUS : Eastern Boundary Upwelling Systems

EDW : Eighteen Degree Water

EMR : Energies Marines Renouvelables

ERDF : Électricité Réseau Distribution France

ETM : Energie Thermique des Mers

IEA : International Energy Agency

ILD : Isothermal Layer Depth

IMPALA : Impact sur le Microplancton des Apports d'un upwelling Artificiel

IPCC : Intergovernmental Panel on Climate Change

ITCZ : Intertropical Convergence Zone

MLD : profondeur de la couche de mélange

Mtoe : Million Tonnes of Oil Equivalent

NBC : North Brazil Current

NCW : North Atlantic Central Water

NECC : North Equatorial Counter Current

NELHA: Natural Energy Laboratory of Hawaii Authority

NEMO: New Energy for Martinique and Overseas

NOAA : National Oceanic and Atmospheric Administration

OTEC : Ocean Thermal Energy Conversion

POC/PON : Particulate Organic Carbon et Nitrogen

SUW : Subtropical Under Water

SWAC : Sea Water Air Conditioning

UAG: Université Antilles-Guyane

UNADW : Upper North Atlantic Deep Water

LISTE DES FIGURES HORS ARTICLES

<i>Figure 1 : Répartition des différentes ressources énergétiques dans l’approvisionnement mondial en énergie primaire totale en 2008 (492 EJ). D’après Edenhofer et al., 2011.</i>	<i>10</i>
<i>Figure 2 : Emissions de CO₂ d’origine anthropique liées à l’extraction et l’utilisation de combustibles fossiles, à la production de ciment, et à l’exploitation des ressources forestières et autres utilisations agricoles (IPCC, 2014).</i>	<i>11</i>
<i>Figure 3 : Moyenne annuelle globale issue de simulations numériques du changement de température en surface entre 2006 et 2100 par rapport à la période 1986–2005 et pour les scénarios RCP2.6 (bleu) et RCP8.5 (rouge) (IPCC, 2014).</i>	<i>11</i>
<i>Figure 4 : Principe de fonctionnement d’une centrale ETM à cycle fermé (http://www.connaissancedesenergies.org/fiche-pedagogique/energie-thermique-des-mers-etm).</i>	<i>14</i>
<i>Figure 5 : Principe de fonctionnement d’une centrale ETM à cycle ouvert (http://www.connaissancedesenergies.org/fiche-pedagogique/energie-thermique-des-mers-etm).</i>	<i>15</i>
<i>Figure 6 : Moyenne annuelle des différences de température entre les eaux de surface (20 m) et les eaux profondes (1000 m) calculée à partir de la base de données World Ocean Atlas 2005 (Rajagopalan et Nihous, 2013).</i>	<i>16</i>
<i>Figure 7 : Sources potentielles de perturbations liées à la mise en place d’une centrale à énergie thermique des mers (DCNS).</i>	<i>20</i>
<i>Figure 8 : Localisation des quatre plus grands upwellings de Bord-Est à partir des données de chlorophylle a MODIS Aqua sur l’année 2011 (Capone et Hutchins, 2013).</i>	<i>23</i>
<i>Figure 9 : Mer des Caraïbes. Localisation des Grandes et Petites Antilles et des bassins majeurs.</i>	<i>30</i>
<i>Figure 10 : Bathymétrie de l’arc Antillais et localisation de la Martinique. Le carré noir délimite la zone d’étude.</i>	<i>31</i>
<i>Figure 11 : Localisation de la zone d’étude et de la station ETM.</i>	<i>32</i>
<i>Figure 12 : Photo du baliseur Pointe d’Enfer des Phares et Balises, amarré au quai de Schælcher (photo : Denis Tisserand).</i>	<i>34</i>

<i>Figure 13 : Localisation du mouillage et des stations de mesure et échantillonnage. Les isolignes représentent la profondeur de la colonne d'eau (m).</i>	34
<i>Figure 14 : Présentation de la sonde CTD (conductivité/température/densité ; SBE 19+) et des capteurs oxygène (SBE 43+), PAR (QSP-2000, Quantum Scalar Sensors) et fluorimètre (Chelsea AQUAtracka III).</i>	35
<i>Figure 15 : Photo d'une bouteille GO-FLO fixée sur le câble kevlar, et fermée grâce au messenger (photo : Denis Tisserand).</i>	36
<i>Figure 16 : Diagramme T-S à la station ETM le 28 novembre 2013 et les 12, et 18 juin 2014. Les points légendés représentent les profondeurs clefs. Les masses d'eau identifiées sont les CW : Eau de surface Caribéenne ; SUW : Eau de subsurface Subtropicale ; EDW : Eau de la mer des Sargasses à 18°C; NCW : Eau Atlantique Centrale Tropicale ; AAIW : Eau Antarctiques Intermédiaires.</i>	42
<i>Figure 17 : Principaux courants de surface en Mer des Caraïbes (Osborne et al., 2014).</i>	43
<i>Figure 18 : Débit de l'Amazone mesuré à Obidos (1928–1947, 1968–1998; Bodo, 2001) et de l'Orénoque (Hellweger et Gordon, 2002).</i>	45
<i>Figure 19 : Profil (a) de température, (b) de salinité et (c) de densité à la station ETM à la fin de la saison humide (28 novembre 2013) et à la fin de la saison sèche (les 12, 16, et 18 juin 2014). Les tirets gris et noirs (a) représentent la profondeur moyenne de la couche isotherme en novembre et juin respectivement.</i>	46
<i>Figure 20 : Profils de température (a) et de salinité (b) au point B sur les 200 premiers mètres de la colonne d'eau pour les mois de juin 2009 à mai 2010 issus de simulations numériques Mercator.</i>	48
<i>Figure 21 : Corrélation de la salinité et de la concentration en silicate sur les 140 premiers mètres de la colonne lors de la seconde campagne et aux stations 1, 2, 3, 4 et ETM. Les droites représentent les corrélations linéaires associées à chaque station et R² le coefficient de détermination.</i>	49
<i>Figure 22 : Profils de température (traits pointillés de couleur) et densité (traits pleins de couleur) à la station ETM à la fin de la saison humide (28 novembre 2013) et à la fin de la saison sèche (les 12, 16, et 18 juin 2014). Les tirets gris et noirs représentent la profondeur moyenne de la couche isotherme (ILD) en novembre et juin respectivement. Les traits pleins gris et noirs représentent la profondeur moyenne de la couche isotherme en novembre et juin respectivement. Les doubles flèches grise et noire représentent l'épaisseur de la couche barrière de sel (BLT).</i> ..	50

<i>Figure 23 : Profils de température (traits pleins de couleur) et salinité (traits pointillés de couleur) à la station ETM et aux stations environnantes 1,3 et 4, à la fin de la saison humide (entre le 22 et le 29 novembre 2013). Localisation de la profondeur de la couche de mélange (MLD, traits pleins), et de la couche isotherme (ILD, traits pointillés).....</i>	<i>52</i>
<i>Figure 24 : Principaux facteurs contrôlant le développement du phytoplancton (Bell et al., 2011).</i>	<i>54</i>
<i>Figure 25 : Profils de chlorophylle a sur les 150 premiers mètres de la colonne d'eau, estimés à partir de la fluorescence (traitée avec le logiciel SBE data processing). Positionnement de la couche isotherme (ILD, en trait pointillés) et du maximum de chlorophylle a (DCM, en trait tiret).</i>	<i>55</i>
<i>Figure 26 : Chlorophylle a intégrée sur les 200 premiers mètres de la colonne d'eau en novembre 2013 (bleu) et juin 2014 (orange), les croix représentent la profondeur du maximum de chlorophylle (DCM) et les triangles son intensité.</i>	<i>56</i>
<i>Figure 27 : Configurations du développement du phytoplancton en fonction de la thermocline (position et intensité) dans l'océan tropical (Bell et al., 2011).</i>	<i>58</i>
<i>Figure 28 : Distribution verticale des concentrations en phosphate, nitrate, et silicate sur les 300 premiers mètres de la colonne d'eau lors des campagnes de novembre 2013 et juin 2014.</i>	<i>59</i>
<i>Figure 29 : Profils des métaux traces dissous (Cd, Pb, Ni, Cu, Zn, Co, Mn et Fe) aux stations ETM et 3 les 28 et 26 novembre et aux stations ETM, 1, 2 et 3 les 16, 19, 13 et 17 juin.....</i>	<i>60</i>
<i>Figure 30 : Trajectoire des masses d'air arrivant en Martinique le 20 juin 2014.</i>	<i>62</i>
<i>Figure 31 : Distribution de la contribution à la chlorophylle a totale des du pico-, nano-, et microplancton calculées à partir des données pigmentaires (HPLC) ; profils de chlorophylle a à partir de la fluorescence in situ (noter les différences d'échelles).</i>	<i>66</i>
<i>Figure 32 : Distribution et abondance des groupes planctoniques identifiés par microscopie....</i>	<i>68</i>
<i>Figure 33 : Photographie au Microscope Electronique à Balayage d'une diatomée pennée du genre Nitzschia issue d'un échantillon de la campagne de juin en Martinique (photo : Beatriz Becker).....</i>	<i>69</i>
<i>Figure 34 : Distribution du pico-phytoplancton à partir des analyses par cytométrie en flux.....</i>	<i>70</i>
<i>Figure 35 : Synthèse des effets potentiels d'un upwelling artificiel lié au fonctionnement d'une centrale à énergie thermique des mers sur le phytoplancton avec un apport d'eau de fond (10%) dans le maximum de chlorophylle (DCM) et à la base de la couche euphotique (BEL) simulé en microcosmes in situ en juin 2014. A gauche la configuration du milieu naturel, à droite la</i>	

configuration avec une centrale ETM, et les effets attendus (communauté phytoplanctonique, production primaire PP, concentrations en nutriments et en fer dissous, et pH)..... 135

Figure 36 : Etat des connaissances actuelles et des connaissances à acquérir. Les flèches rouges représentent les éléments d'études à développer afin d'émettre des préconisations et des normes. Adapté de Riebesell et Gattuso (2015). 137

LISTE DES TABLEAUX HORS ARTICLES

<i>Tableau 1 : Tableau récapitulatif des perturbations potentielles liées à la mise en place et au fonctionnement d'une centrale ETM (d'après NOAA, 1981).</i>	<i>21</i>
<i>Tableau 2 : Paramètres échantillonnés dans la colonne d'eau.</i>	<i>39</i>
<i>Tableau 3 : Pigments accessoires biomarqueurs et leur signification taxonomique selon leur classe de taille (Uitz et al., 2006).</i>	<i>64</i>

CHAPITRE 1

Introduction

1. L'ENERGIE THERMIQUE DES MERS

1.1. Enjeux économiques et sociétaux des énergies marines renouvelables

La Convention-cadre des Nations unies sur les changements climatiques adoptée au Troisième sommet de la Terre, Rio de Janeiro (Brésil), 1992, stipule que : « Toutes les parties ... : encouragent et soutiennent par leur coopération la mise au point, l'application et la diffusion – notamment par voie de transfert de technologies, pratiques et procédés qui permettent de maîtriser, de réduire ou de prévenir les émissions anthropiques des gaz à effet de serre non réglementés par le Protocole de Montréal dans tous les secteurs pertinents, en particulier compris ceux de l'énergie... ». La convention de Rio, plus de deux décennies avant la 21ème Conférence des Parties (COP 21) qui se tient à Paris en décembre 2015, portait déjà sur les changements climatiques, leurs potentiels impacts et les solutions envisageables de mitigation et/ou d'adaptation.

Aujourd'hui encore, le besoin énergétique de la population globale (estimé à 13541 Mtoe soit environ 567 EJ ; IEA, 2015) est très largement comblé (plus de 80%) par l'exploitation de composés fossiles que sont le pétrole, le charbon et le gaz (Fig. 1). Depuis 1850, leur utilisation n'a cessé de croître et s'accompagne d'une augmentation massive des émissions de CO₂ d'origine anthropique (Fig. 2). L'émission de gaz à effet de serre (dont le CO₂ fait partie) liée à l'utilisation des composés fossiles est principalement responsable du réchauffement climatique (IPCC, 2014).

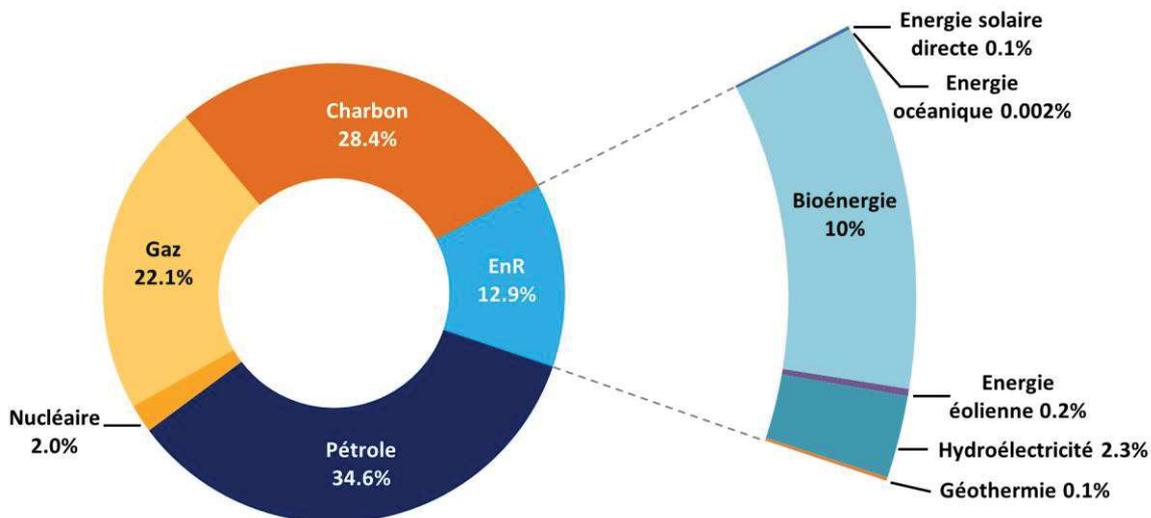


Figure 1 : Répartition des différentes ressources énergétiques dans l'approvisionnement mondial en énergie primaire totale en 2008 (492 EJ). D'après Edenhofer et al., 2011.

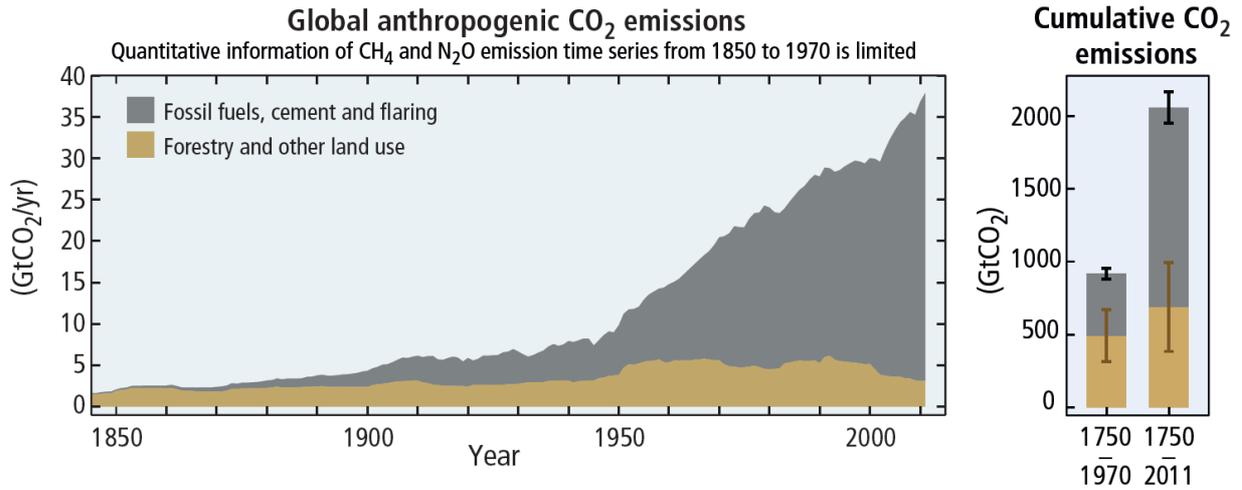


Figure 2 : Emissions de CO₂ d'origine anthropique liées à l'extraction et l'utilisation de combustibles fossiles, à la production de ciment, et à l'exploitation des ressources forestières et autres utilisations agricoles (IPCC, 2014).

La COP 21 (Paris, décembre 2015) vise à la mise en place d'un accord international qui serait applicable à tous les pays et qui aurait pour objectif de limiter les émissions de gaz à effet de serre afin de fixer une valeur seuil pour le réchauffement global à maximum +2°C. Cette valeur de température globale moyenne de surface correspond au scénario dit RCP2.6 (Representative Concentration Pathway) où les émissions globales annuelles atteindraient un maximum entre 2010-2020 puis déclineraient jusqu'en 2100. Le scénario RCP2.6 correspond à un forçage de 2,6 W/m² qui serait atteint en 2100 (Fig. 3). L'objectif est ici d'accélérer la transition énergétique des sociétés et des économies vers un modèle moins polluant et basé sur l'utilisation de ressources renouvelables.

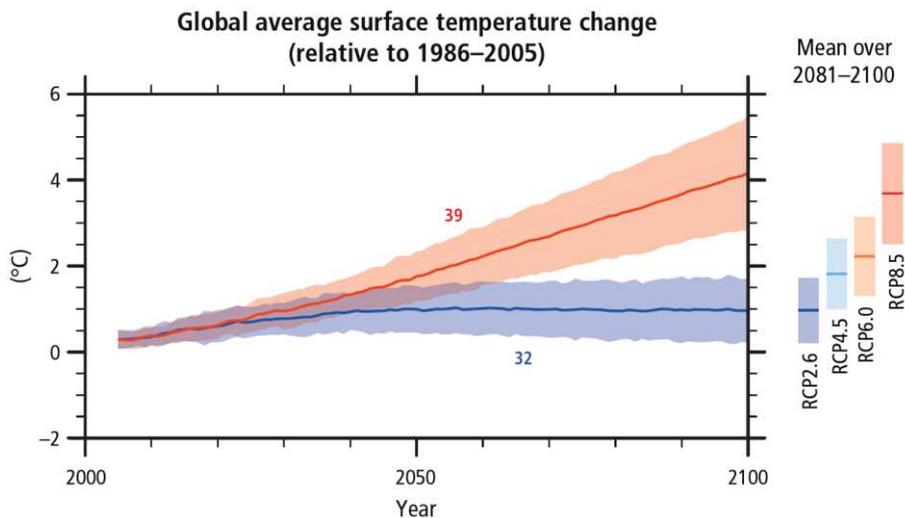


Figure 3 : Moyenne annuelle globale issue de simulations numériques du changement de température en surface entre 2006 et 2100 par rapport à la période 1986–2005 et pour les scénarios RCP2.6 (bleu) et RCP8.5 (rouge) (IPCC, 2014).

Il existe différentes sources d'énergies renouvelables. On cite généralement les bioénergies, l'énergie solaire directe, l'énergie géothermique, l'hydroélectricité, l'énergie éolienne et enfin l'énergie propre à l'océan.

L'océan est en effet une énorme source potentielle d'énergie. D'un point de vue théorique, l'exploitation des ressources énergétiques renouvelables de l'océan a été estimée à 7400 EJ/an (Rogner et al., 2000) et pourrait largement combler les besoins humains. D'ici 2050, il a été estimé que l'énergie technique potentielle océanique exploitée pourrait être de l'ordre de 331 EJ/an incluant la contribution de l'énergie thermique des mers estimée à 300 EJ/an (Krewitt et al., 2009).

On distingue différentes formes d'énergies marines renouvelables (EMR) :

- L'énergie qui exploite la biomasse marine, avec par exemple la production de biocarburants à partir d'algues ;
- L'énergie houlomotrice qui exploite l'énergie des vagues ;
- L'énergie marémotrice qui exploite une différence de hauteur d'eau mise en place via une usine marémotrice sous l'action des marées. C'est, à l'heure actuelle, la seule technologie développée à l'échelle industrielle. A titre d'exemple, l'usine marémotrice de la Rance (une des plus grandes au monde) produit annuellement 500 GWh (soit 1,8 PJ) ;
- L'énergie hydrolienne qui exploite les courants océaniques et de marée ;
- L'énergie thermique des mers qui exploite le gradient de température existant entre les eaux froides profondes et les eaux chaudes tropicales de surface ;
- L'énergie osmotique qui exploite le gradient de salinité entre l'eau de mer et l'eau douce.

Si l'énergie potentielle techniquement exploitable des EMR pourrait en partie combler le besoin énergétique mondial, elle est encore aujourd'hui très peu exploitée. En effet, la plupart des technologies visant à exploiter les différents types d'EMR sont à l'heure actuelle à un stade de développement relativement précoce. Hormis l'énergie marémotrice, l'énergie hydrolienne est actuellement celle qui présente le développement le plus abouti, proche d'un développement industriel. Par exemple, Sabella D10 est la première hydrolienne raccordée au réseau électrique français, permettant d'alimenter en électricité une partie de l'île d'Ouessant. Le 5 novembre 2015, l'hydrolienne a ainsi produit ses premiers kilowatts sur le réseau insulaire d'ERDF. Des efforts importants sont encore à réaliser en Recherche et Développement, notamment afin de réduire les forts coûts associés à l'exploitation des différentes EMR.

L'exploitation de l'énergie marine est un enjeu majeur et son développement va probablement exploser dans les années à venir. La France, avec ses 11 millions de km² d'espace maritime, dispose de ressources non négligeables en EMR jusqu'alors très peu exploitées. Pour les territoires d'Outre-mer, qui représentent 98% de l'espace maritime français et ainsi une source d'énergie renouvelable conséquente, le développement des EMR est crucial.

En effet, les besoins énergétiques de ces territoires d'Outre-mer sont en quasi-totalité couverts par l'importation et l'utilisation de ressources fossiles (pétrole, charbon et gaz). L'énergie thermique des mers pourrait notamment être une source importante d'énergie pour les territoires d'Outre-mer des zones intertropicales. Le développement d'une telle technologie permettrait d'accroître leur indépendance énergétique, en produisant de l'électricité avec des centrales ETM (Energie Thermique des Mers) ou encore en utilisant la climatisation à l'eau naturellement froide avec la technologie SWAC (Sea Water Air Conditioning).

1.2. Principe de fonctionnement d'une centrale à énergie thermique des mers

1.2.1. Exploitation d'un gradient de température

Basées sur le même principe qu'une machine thermique, les centrales à énergie thermique des mers (ETM ou OTEC en anglais) exploitent le gradient thermique qui existe entre les eaux froides profondes et les eaux chaudes de surface, afin de produire de l'électricité. Un fluide de travail va subir des changements d'état en captant l'énergie du gradient thermique des eaux de mer amenées au niveau d'échangeurs et en la transformant en énergie mécanique.

On distingue deux grands types de technologies :

- Cycle fermé ou cycle de Rankine (Fig. 4) :

De l'eau chaude, pompée en surface, va induire par un transfert d'énergie thermique la conversion d'un fluide de travail (généralement l'ammoniaque) liquide en vapeur haute-pression dans un évaporateur. Cette vapeur haute-pression va se détendre au niveau d'une turbine, générant ainsi de l'énergie mécanique ensuite transformée en énergie électrique par un alternateur. Le fluide de travail sort ainsi de la turbine sous forme d'une vapeur basse-pression qui sera ensuite condensée au niveau d'un condensateur par refroidissement avec de l'eau de mer froide pompée en profondeur. Le fluide de travail sort du condensateur sous forme de liquide pour ensuite repasser dans l'évaporateur, bouclant ainsi un cycle complet.

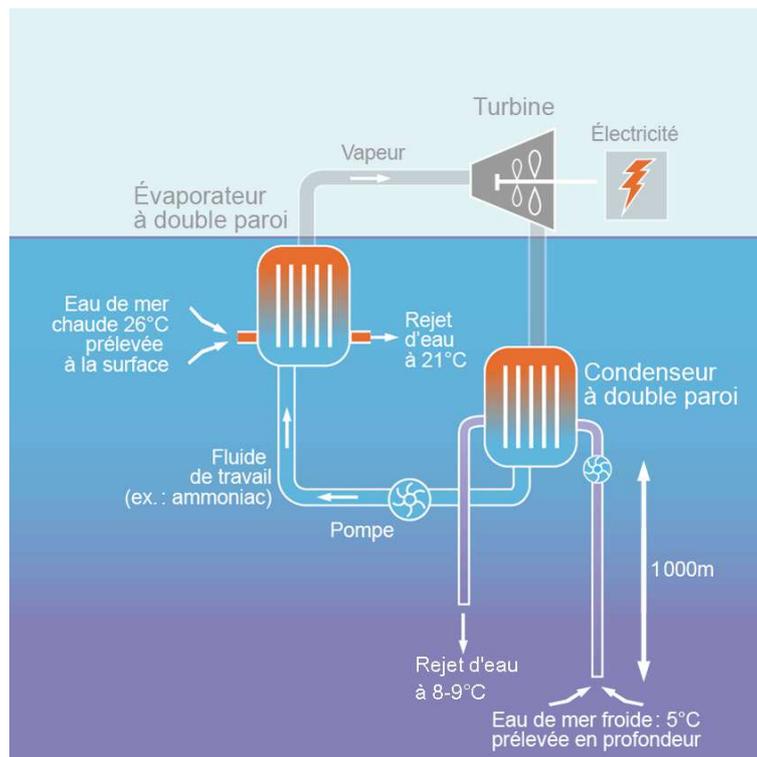


Figure 4 : Principe de fonctionnement d'une centrale ETM à cycle fermé
 (<http://www.connaissancedesenergies.org/fiche-pedagogique/energie-thermique-des-mers-etm>).

- Cycle ouvert (Fig. 5) :

Le fonctionnement d'une centrale ETM en cycle ouvert est relativement similaire à celui du cycle fermé, à l'exception du fluide de travail employé qui dans ce cas-ci est l'eau de mer. L'eau chaude prélevée en surface va passer dans un évaporateur (sous vide pour faciliter l'évaporation) dans lequel un faible volume (environ 0,5%) va être évaporé. La vapeur qui en résulte, de la même manière que pour le cycle fermé, va générer de l'électricité via un turbogénérateur. Par la suite, cette vapeur va passer dans un condenseur où elle sera refroidie par les eaux froides pompées en profondeur. L'eau liquide ressortant du condenseur est dessalée et peut être utilisée à diverses fins. Si cette technique permet de produire de l'eau douce consommable en plus de l'électricité, la production électrique de cette dernière est moins importante qu'avec un cycle fermé.

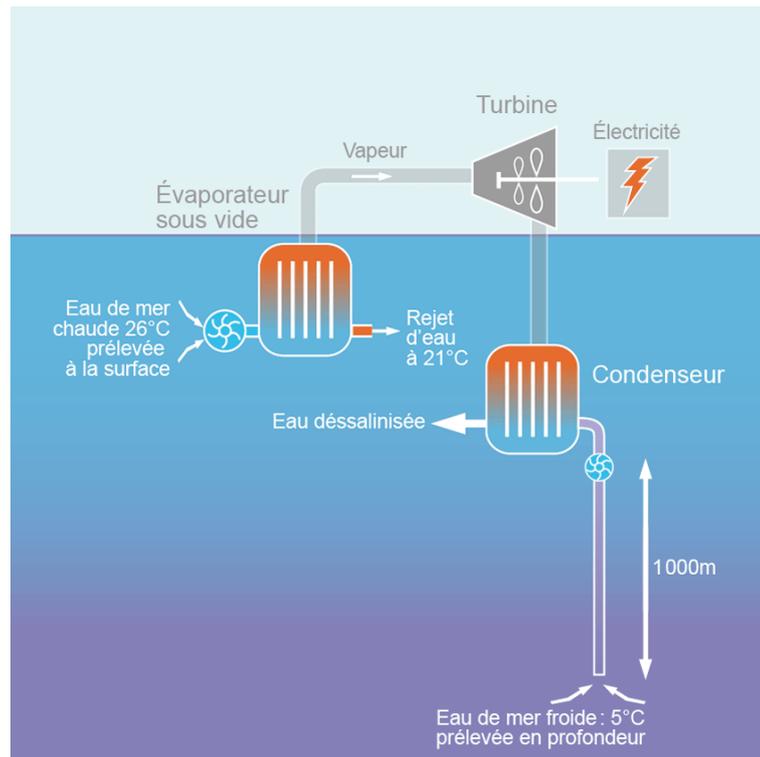


Figure 5 : Principe de fonctionnement d'une centrale ETM à cycle ouvert (<http://www.connaissancedesenergies.org/fiche-pedagogique/energie-thermique-des-mers-etm>).

Il existe une dernière technologie peu développée car peu rentable, reposant sur un cycle hybride qui reprend les deux précédents cycles. Le cycle hybride a été initialement conçu afin de diminuer les biosalissures au niveau de l'évaporateur. Pour ce faire, un cycle ouvert doit être associé à l'évaporateur d'un cycle fermé. Dans le cycle ouvert, de la vapeur basse-pression est créée dans une chambre sous vide à partir des eaux chaudes de surface et la vapeur cède sa chaleur au niveau de l'évaporateur du cycle fermé.

Si l'énergie thermique des mers est une ressource très importante car disponible en continu, son rendement est relativement faible, de l'ordre de 3% pour un écart moyen de température de 20°C (Takahashi et Trenka, 1996). Le rendement maximal théorique peut être calculé à partir du rendement de Carnot :

$$\eta \text{ (Carnot)} = 1 - \frac{T_{\text{froid}}}{T_{\text{chaud}}}$$

Avec une température des eaux froides profondes (T_{froid} en K) de l'ordre de 5°C (278,15 K) et une température des eaux chaudes de surface (T_{chaud} en K) de l'ordre de 28°C (301,15 K), le rendement maximal calculé est de 7,6%.

Un critère essentiel pour obtenir le meilleur rendement possible est la différence de température entre les eaux froides profondes et les eaux chaudes de surface, ainsi plus la différence sera importante, plus la machine sera rentable. La zone d'implantation pour la centrale ETM est donc un critère déterminant.

1.2.2. Sites d'implantation et potentiel exploitable

Une différence moyenne de température de 20°C entre les eaux de surface et les eaux de fond étant nécessaire au fonctionnement d'une centrale ETM, la zone d'implantation la plus propice est restreinte à la bande intertropicale (Fig. 6).

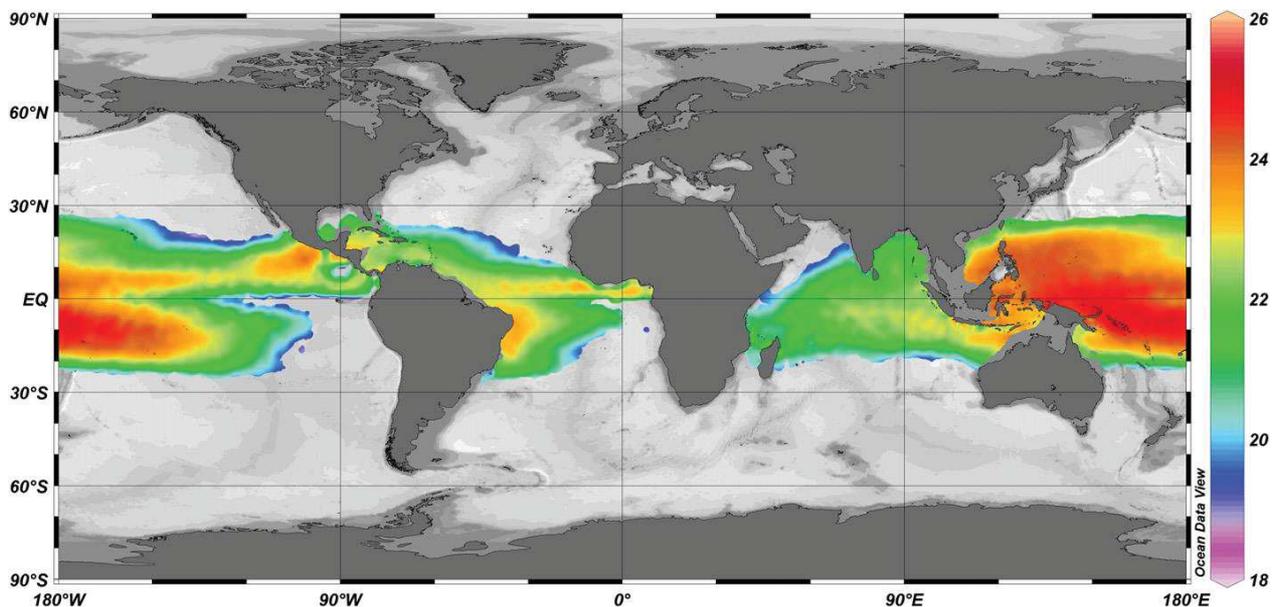


Figure 6 : Moyenne annuelle des différences de température entre les eaux de surface (20 m) et les eaux profondes (1000 m) calculée à partir de la base de données World Ocean Atlas 2005 (Rajagopalan et Nihous, 2013).

Plusieurs études portent sur l'estimation du domaine maritime propice à l'implantation d'une centrale ETM. Avery et Wu (1994) estiment le potentiel techniquement exploitable (PTE) mondial de l'ETM à 12 TW en considérant une zone de 60 millions de km². Il estime pour ce calcul que 0,19 MW de l'énergie solaire peut être capté sur 1 km².

Rajagopalan et Nihous (2013) identifient eux une zone de 114 millions de km², soit environ 30% de l'océan de surface, qui présenteraient une moyenne mensuelle de différence de température entre les eaux de surface (à 20 m de profondeur) et les eaux de fond (à 1000 m de profondeur) d'au moins 18°C. Ils estiment ainsi la production nette maximale potentielle par l'exploitation de l'ETM à environ 30 TW, soit nettement supérieure à celle estimée par Avery et Wu (1994).

Par ailleurs, les solutions de stockage de l'énergie issue de l'ETM étant pour l'heure restreintes car encore en développement (via l'hydrogène par exemple), il est important que l'électricité produite puisse être directement acheminée à terre. Pour réduire les coûts d'une part, et diminuer les effets potentiels liés à la présence d'un câble électrique d'autre part, il est important que le plateau continental soit étroit et qu'on puisse ainsi accéder à des profondeurs importantes au plus près de la côte. Les îles volcaniques sont donc particulièrement propices à l'implantation de centrales ETM.

1.2.3. Etat des lieux

Bien que l'idée d'exploiter le gradient thermique des océans soit ancienne et que de gros progrès sur les verrous technologiques aient été réalisés au cours des dernières années, aucune centrale ETM (à dimension industrielle) n'est encore en fonctionnement.

Jules Verne fut le premier, en 1869, à évoquer dans son livre « Vingt mille lieues sous les mers » le potentiel énergétique du gradient de température qui existe entre les eaux froides profondes et les eaux plus chaudes de surface. Arsène d'Arsonval reprend ce principe en 1881 et propose d'utiliser le gradient thermique océanique pour faire fonctionner une machine thermique produisant de l'électricité posant ainsi les bases de l'énergie thermique des mers.

En 1920, le co-fondateur d'Air Liquide, Georges Claude, reprend ce principe et propose de construire une centrale ETM pour produire de l'électricité. Ce n'est qu'en 1926 en Belgique, qu'il va pouvoir valider le principe de l'ETM grâce à une machine thermique de 60 kW alimentée avec de l'eau chaude à 33°C puisée dans le circuit de refroidissement d'un haut fourneau et de l'eau « froide » à 12°C pompée dans la Meuse. Il montre ainsi qu'il est possible de produire plus d'énergie que la machine n'en consomme et lance donc un nouveau projet de démonstrateur ETM en cycle ouvert en mer à Cuba. Après plusieurs échecs, notamment dans la mise en place de la conduite de 2 km de long en mer, le démonstrateur est installé et produit 22 kW grâce à de l'eau chaude à 27°C en entrée d'évaporateur et de l'eau froide à 13°C en entrée du condenseur. S'ensuivent plusieurs autres projets, une centrale ETM flottante « La Tunisie » de 3,5 MW à Rio de Janeiro (Brésil), le « Projet Abidjan » avec une centrale ETM qui produirait 15 MW brut, mais tous ces projet se révèlent être des échecs.

En 1964, James Hilbert Anderson propose le concept de cycle fermé, le plus couramment sélectionné dans les projets actuels.

Ce n'est que dans les années 1970 lors de la crise pétrolière, que l'énergie thermique des mers trouve un nouvel essor avec notamment la mise en place d'un laboratoire spécialisé aux Etats-Unis, le Natural Energy Laboratory of Hawaii Authority (NELHA).

Le Japon s'intéresse également cette technologie et en 1977 l'Université de Saga propose un prototype de centrale ETM produisant 1 kW.

Le projet « Mini OTEC » est lancé en 1979 à Hawaii par la NEHLA, une centrale ETM flottante produira ainsi 15kW net pendant 4 mois.

En 1980, le projet « OTEC-1 » du Department Of Energy (DOE) aux Etats Unis avec une centrale flottante de 1 MW à cycle fermé permet de réaliser des tests sur le matériel, notamment sur les échangeurs et la conduite d'eau froide qui aujourd'hui encore représentent des verrous technologiques.

S'en suivent plusieurs autres projets, avec notamment le lancement d'un projet français d'installation d'une centrale ETM à terre de 10 MW à Tahiti par l'IFREMER entre 1980 et 1985.

Le plus gros prototype de centrale ETM (en circuit ouvert) a pour l'heure été réalisé à Hawaii par le NEHLA en collaboration avec le Japon entre 1993 et 1998 avec une puissance nette de 100 kW et une production d'eau douce de 0,35 L.s⁻¹.

Depuis 2008, Makai Ocean Engineering et Lockheed Martin travaillent au développement de l'ETM et ont lancé plusieurs projets. Makai Ocean Engineering vient en effet d'inaugurer en août 2015 le lancement d'une centrale pilote à terre à Hawaii d'une puissance de 105 kW. Makai Ocean Engineering a pour objectif d'étendre l'installation au large de l'île et d'atteindre une capacité de production de 100 MW.

Enfin, DCNS a lancé depuis 2008 différentes études de faisabilité à La Réunion, à Tahiti et en Martinique. A La Réunion, depuis 2008, DCNS, la Région et l'Université de La Réunion travaillent en collaboration sur l'implantation d'un démonstrateur de 10 MW (initialement prévu pour 2014). Un banc d'essai à échelle réduite de centrale ETM onshore a par ailleurs été installé à La Réunion afin de valider le dimensionnement du démonstrateur. Depuis 2010, DCNS et la Région Martinique ont pour projet d'implanter une centrale pilote ETM en Martinique. Suite à cela, DCNS et Akuo Energy ont co-développé le projet NEMO (New Energy for Martinique and Overseas) visant à l'implantation d'une centrale pilote ETM offshore de 10,7 MW au large de Bellefontaine (côte Ouest de la Martinique).

1.2.4. Impacts potentiels sur l'environnement

Afin d'évaluer les impacts potentiels d'une centrale à énergie thermique des mers sur l'environnement, depuis son installation jusqu'à son démantèlement, en passant par la période de fonctionnement, il est important de définir les sources potentielles de perturbations sur le milieu marin.

Bien que l'installation et le démantèlement d'une centrale ETM puissent potentiellement perturber l'environnement sur le court terme, seule la période de fonctionnement ayant un impact sur le long terme (estimé à 25 ans) a été ciblée dans le cadre de ces travaux.

Les sources de perturbations sont multiples (Fig. 7) et peuvent donc potentiellement engendrer des impacts de natures diverses (Tableau 1) :

- rejet d'eau :
 - modification de la courantologie par pompage et rejet des eaux ;
 - modification des propriétés physico-chimiques de la colonne d'eau (température, nutriments, métaux traces, pH, gaz dissous...) ;
 - perturbations biologiques liées aux modifications physico-chimiques, ou à l'apport de micro-organismes des grandes profondeurs.

- aspiration d'eau : aspiration d'organismes liée au pompage (particulièrement du plancton tel que les larves, les œufs, ou le micronecton) ;

- présence de la structure : effet DCP (Dispositif de Concentration de Poissons) pouvant favoriser l'agrégation de poissons pélagiques aux abords de la plateforme, bruit et vibrations engendrés par la structure et la présence de câbles d'atterrage pouvant perturber la faune aérienne et sous-marine ;

- présence de câbles électriques : émissions d'ondes électromagnétiques pouvant impacter aussi bien la faune pélagique (mammifères marins, élastomobranches, tortues...) que la faune benthique ;

- rejet potentiel de contaminant (électro-chloration, peintures anti-salissures, éléments métalliques) : toxicité pour la biologie ;

- rejet accidentel d'ammoniaque.

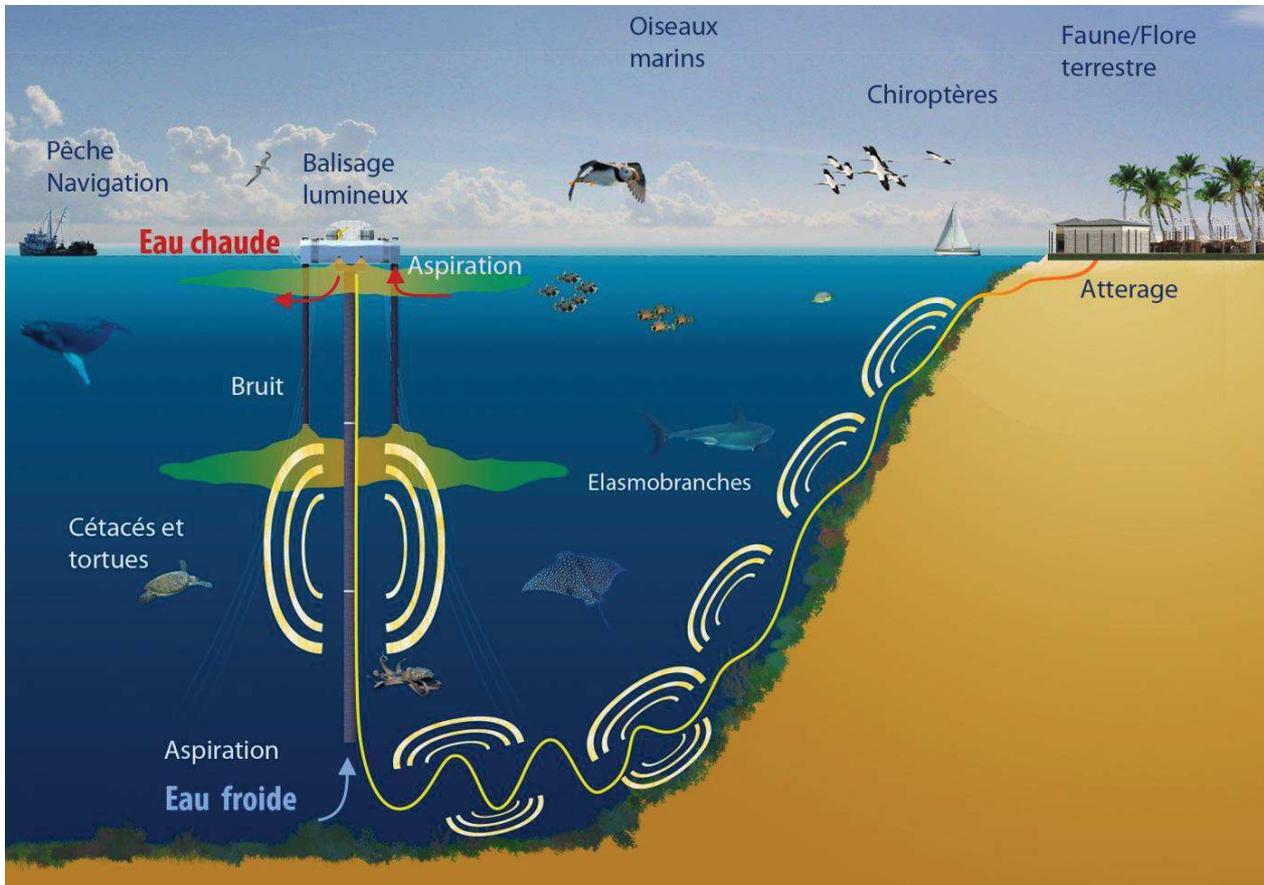


Figure 7 : Sources potentielles de perturbations liées à la mise en place d'une centrale à énergie thermique des mers (DCNS).

Le Tableau 1 récapitule les sources potentielles de perturbations ainsi que leurs effets potentiels classés par catégories (effets majeurs, mineurs ou potentiellement liés à un accident) définies par la NOAA (1981).

Tableau 1 : Tableau récapitulatif des perturbations potentielles liées à la mise en place et au fonctionnement d'une centrale ETM (d'après NOAA, 1981).

Catégorie	Facteurs de stress	Impact
Effets majeurs	Présence de la plateforme	Attraction d'organismes marins
	Pompage des eaux de surface et profonde	Entrainement d'organismes marins
	Décharge des eaux	Redistribution des nutriments conduisant à une augmentation de la production primaire
	Rejet de biocide	Toxicité pour les organismes
Effets mineurs	Usure et rejet du revêtement de la coque	Concentration de métaux traces dans les tissus
	Erosion et corrosion de la machine	Effet du rejet de constituants traces
	Installation de la conduite de prélèvement d'eau froide et du câble sous-marin	Destruction de l'habitat et turbidité pendant le dragage
	Production de bruit basse-fréquence	Interférence avec la vie marine
	Rejet d'agents tensioactifs	Toxicité pour les organismes
	Fonctionnement d'une machine en cycle ouvert	Altération des concentrations en sel et oxygène dans les eaux en aval
Effets potentiels liés à un accident	Rejet potentiel du fluide de travail	Toxicité pour les organismes
	Rejet potentiel de combustibles	

Dans cette étude nous nous sommes concentrés sur le rejet d'eau froide lié au fonctionnement d'une centrale ETM, considéré comme un effet majeur (Tableau 1). Comme expliqué précédemment, de l'eau froide pompée en profondeur (ici 1100 m) est nécessaire au fonctionnement de la centrale. Cette eau froide va permettre de condenser le fluide de travail, un transfert d'énergie thermique ayant lieu au niveau de l'échangeur entre eau froide et fluide de travail, l'eau froide quittant le condenseur sera réchauffée d'environ 3°C. Pour des raisons de rentabilité, l'eau froide sortant de l'échangeur ne peut être rejetée à la profondeur de pompage. L'enjeu est donc ici de rejeter l'eau froide réchauffée le moins profond possible sans affecter les températures de surface d'une part (pour ne pas diminuer le gradient de température entre eaux de surface et de fond, et donc ne pas diminuer la rentabilité), et en réduisant au maximum les effets potentiels de ce rejet d'eau de fond sur l'environnement de surface.

En effet, le rejet en subsurface d'une eau froide profonde de composition chimique différente va potentiellement engendrer deux types de modifications : 1) thermiques et 2) physico-chimiques. La structure thermique d'une part va potentiellement être modifiée par l'apport important d'eau plus froide (environ 20°C inférieure) en subsurface. Une des conséquences pourrait être une modification de la stratification des eaux de surface et de la distribution de la température des couches de surface et de subsurface. Les zones intertropicales, et plus particulièrement subtropicales qui sont favorables à l'installation d'une centrale ETM, sont généralement des zones pauvres en nutriments voire oligotrophes (Morel et al., 2010) où la production primaire est faible (Pennington et al., 2006). Les eaux froides pompées en profondeur, particulièrement riches en nutriments, seront ainsi transportées du fond vers la surface. Un tel transfert peut être assimilé au phénomène d'upwelling observé en milieu naturel.

2. LES SYSTEMES D'UPWELLING

2.1. Description du phénomène d'upwelling

Les upwellings côtiers sont communément associés aux systèmes d'Upwellings de Bord-Est (EBUS pour Eastern Boundary Upwelling Systems). On distingue quatre grands EBUS dans l'océan mondial : les systèmes de Humboldt, du Benguela, des Canaries, et de la Californie (Fig. 8).

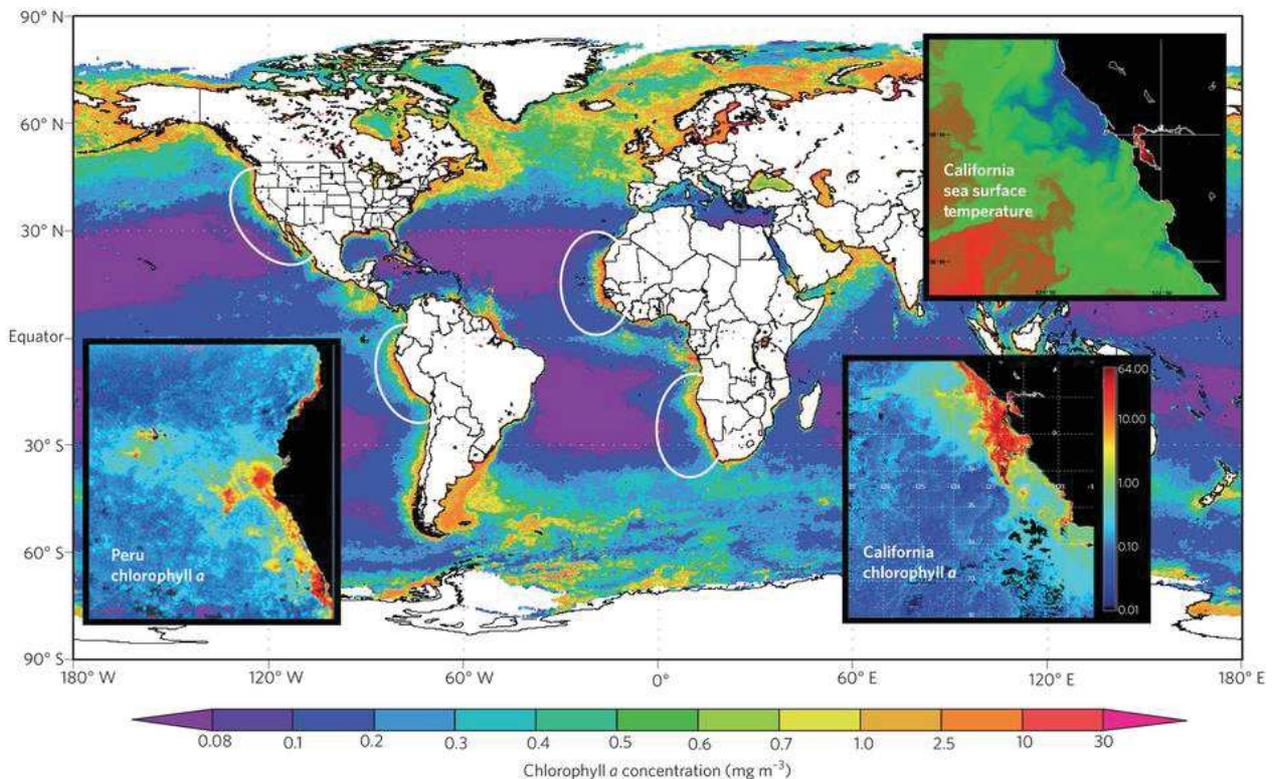


Figure 8 : Localisation des quatre plus grands upwellings de Bord-Est à partir des données de chlorophylle a MODIS Aqua sur l'année 2011 (Capone et Hutchins, 2013).

Les mécanismes physiques conduisant à la mise en place d'un upwelling sont bien connus. De forts vents vont induire un forçage sur l'océan de surface et engendrer la mise en place d'un courant de surface appelé courant d'Ekman (Ekman, 1905). Associé à la force de Coriolis qui va dévier les eaux de surface vers la droite dans l'hémisphère Nord et vers la gauche dans l'hémisphère Sud, le transport d'Ekman va induire une zone de divergence. Dans la partie Est des bassins, cette divergence entraîne un transfert des eaux de surface vers le large comblée par la remontée d'eaux froides profondes.

Ces eaux froides riches en macro- et micro-nutriments vont très largement enrichir les eaux de surface et ainsi soutenir un fort développement phytoplanctonique (Fig. 8). Alors que les EBUS couvrent moins de 1% de l'océan mondial, la production nouvelle (par opposition à la production régénérée, décrites par Dugdale et Goering en 1967) associée aux EBUS représente environ 11% de la production nouvelle mondiale (Chavez et Toggweiler, 1995), les EBUS représenteraient par ailleurs 20% de la pêche mondiale (Fréon et al., 2009).

La communauté phytoplanctonique en zone d'upwelling est en général dominée par des diatomées de grande taille formant de longues chaînes (Estrada et Blasco, 1985) grâce à leur forte capacité d'assimilation des nitrates (Van Oostende et al., 2015). Après des événements de vents intenses générant un fort upwelling et des apports conséquents de nutriments, le phytoplancton de grande taille va pouvoir se développer lors des périodes de relaxation (lorsque les vents sont moins forts et donc la colonne d'eau plus stable ; Wilkerson et al., 2006). Estrada et Blasco (1985) ont identifié les genres de diatomées *Thalassiosira*, *Chaetoceros*, *Rhizosolenia* et *Nitzschia* comme les plus souvent rencontrés notamment dans l'upwelling du Pérou, qui est un des plus productifs.

2.2. Connaissances actuelles sur les upwellings artificiels

Les upwellings sont des systèmes qui présentent un fort intérêt de par leur très forte productivité. Comme évoqué précédemment, les eaux froides profondes peuvent être utilisées à diverses fins :

- ***La climatisation à l'Eau Naturellement Froide (SWAC en anglais pour Sea-Water Air Conditioning)***. Ce système est aujourd'hui exploité par exemple à l'Hôtel Intercontinental de Bora-Bora (Polynésie). L'eau de mer pompée en profondeur va refroidir de l'eau douce dans un échangeur, cette eau douce refroidie va ensuite alimenter le lieu à climatiser. Un grand projet d'installation de SWAC à La Réunion est en cours afin de climatiser les grands bâtiments du tertiaire de la ville (hôpital, université, aéroport...). Si la technologie est déjà installée, peu d'informations sont disponibles sur les impacts environnementaux qui y sont liés.
- ***L'enrichissement des eaux de surface pour l'aquaculture***. Différentes études sont actuellement disponibles notamment dans les fjords norvégiens (Aure et al., 2007 ; McClimans et al., 2010) et en Chine (Fan et al., 2015). Différents systèmes ont ainsi été développés tels que le système de pompage par Airlift (Liang et Peng 2005), le système de pompe à vague (White et al., 2010), ou encore des plateformes flottantes pompant directement l'eau profonde (Aure et al., 2007).

- ***Limiter l'augmentation du CO₂ atmosphérique.*** Certains auteurs (Lovelock et Rapley, 2007 ; Pan et al., 2015) proposent également la mise en place d'upwellings artificiels pour limiter l'augmentation du CO₂ atmosphérique en enrichissant les eaux de surface afin d'obtenir un bloom phytoplanctonique et donc une consommation accrue de CO₂. Cette géo-ingénierie est cependant très controversée et selon d'autres auteurs elle pourrait conduire à un résultat opposé à celui attendu (i.e. une augmentation du CO₂ atmosphérique ; Shepherd et al., 2007).
- ***La production d'électricité et/ou d'eau douce.*** Une description de l'historique et de l'état actuel de la technologie a été présentée dans la partie précédente. Cependant, on peut noter qu'aucune centrale ETM de taille industrielle n'est pour l'heure en exploitation et que de ce fait, les études sur les impacts potentiels de son fonctionnement sont relativement peu nombreuses. Ces études sont pour la plupart théoriques (NOAA, 1981 ; Comfort et Vega, 2011), ou bien réalisées à partir d'outil de modélisation (Grandelli et al., 2012).

3. OBJECTIFS DU TRAVAIL DE THESE

Bien que l'idée d'exploiter l'énergie thermique des mers soit ancienne, la technologie permettant d'avoir un rendement satisfaisant n'est pas encore totalement aboutie. On observe cependant depuis très récemment un regain d'intérêt pour ce procédé qui pourrait permettre d'alimenter en énergie renouvelable des zones (de nombreuses îles tropicales notamment) encore en grande partie dépendantes des énergies fossiles. Outre l'aspect technique, les impacts environnementaux liés au fonctionnement d'une centrale ETM sont relativement peu étudiés. Un des impacts qualifiés de majeur dans les études existantes sur l'impact environnemental (NOAA, 1981) est le rejet d'eau froide en subsurface qui pourrait perturber la structure thermique de la couche de surface et le phytoplancton qui y séjourne, et ainsi l'ensemble du réseau trophique qui en découle.

Comme expliqué précédemment, le transport d'eau profonde vers la surface peut être assimilé à un upwelling artificiel. Les eaux tropicales pauvres en nutriments seraient ainsi enrichies par la remontée d'eaux profondes provoquant potentiellement une modification de la communauté phytoplanctonique, et une augmentation de la production primaire. Des expériences de simulation d'upwelling artificiel ont déjà montré de tels impacts (Aure et al., 2007). Il est donc impératif avant l'implantation d'une centrale ETM d'évaluer ces impacts afin de définir les risques potentiels pour le milieu marin, et plus globalement pour l'environnement.

Dans le cadre du projet NEMO (Akuo Energie et DCNS), il est prévu d'implanter d'ici 2020 une centrale pilote ETM sur la côte caribéenne de la Martinique, au large de Bellefontaine. Dans ce contexte, le projet IMPALA (Impact sur le Microplancton des Apports d'un upwelling Artificiel) porté par France Energies Marines vise à décrire les impacts potentiels du rejet d'eau froide sur le phytoplancton à partir d'outils de modélisation, d'expérimentations *in situ* et d'expérimentations en laboratoire. Ces travaux de thèse s'inscrivent dans ce projet et ont donc pour objectif d'évaluer l'impact potentiel d'un upwelling artificiel lié au fonctionnement d'une centrale ETM sur le phytoplancton en Martinique.

Pour répondre à cet objectif principal, trois grands volets spécifiques ont été abordés :

- ***Description des propriétés physico-chimiques et biologiques de la zone d'étude (Chapitre 2).*** Très peu d'éléments sont actuellement disponibles sur la zone d'étude. Une première description physique permettra d'évaluer par la suite les potentielles modifications de la structure de la colonne d'eau, telle que la stratification avec la profondeur de la couche de mélange, ou encore la profondeur de la thermocline qui sont toutes deux importantes dans le développement du phytoplancton. Une description complète de la biogéochimie du site permettra d'évaluer par la suite les modifications de ces propriétés engendrées par le rejet d'eau profonde en surface.

Une description de l'assemblage phytoplanctonique et de sa distribution est également essentielle afin d'évaluer les communautés qui seront potentiellement impactées et pour identifier les espèces qui pourraient être responsables d'efflorescences toxiques par exemple. Enfin, la description du milieu pourra servir d'état initial avant la possible installation d'une centrale ETM, permettant ainsi de suivre les effets potentiels liés à sa mise en place.

- ***Simulation d'un upwelling artificiel (Chapitre 3).*** Les études précédemment menées pour simuler un upwelling artificiel se limitent en général, pour les expérimentations *in situ*, au transport d'eau de fond relativement peu profonde. D'autres études, menées en laboratoire, ne sont pas totalement représentatives du milieu naturel, de par les facteurs tels que la lumière et/ou la température mais aussi l'assemblage du phytoplancton utilisé (si l'expérience ne porte pas sur une seule espèce) qui ne provient généralement pas du milieu naturel. On propose ici de simuler la décharge d'eau profonde en surface grâce à des expérimentations en microcosmes *in situ* sur le futur site de la centrale pilote ETM en Martinique. Ce chapitre a fait l'objet d'un article publié dans *Journal of Experimental Marine Biology and Ecology* (Giraud et al., 2016).
- ***Evaluation des impacts sur le phytoplancton à partir de simulations in situ d'un upwelling artificiel et de la modélisation du rejet d'eau profonde en surface (Chapitre 4).*** La volonté est ici d'apporter des éléments de réponse sur de potentielles perturbations thermiques et biogéochimiques qui pourraient impacter la communauté phytoplanctonique du rejet d'eau profonde en surface par une centrale ETM. Cette étude évalue les impacts sur le phytoplancton en simulant le rejet d'eau profonde en surface à différentes profondeurs par des outils de modélisation et des microcosmes *in situ*. Le rejet d'eau profonde a ainsi été simulé à différentes profondeurs avec modèle océanique haute-résolution ROMS (Regional Ocean Modeling System) afin de pouvoir évaluer l'impact thermique de ce rejet d'eau froide sur les premiers 150 mètres de la colonne d'eau. L'impact d'un apport d'eau de fond, en quantité variable et à différentes profondeur (maximum de chlorophylle et limite inférieure de la couche euphotique), sur la communauté phytoplanctonique et la production primaire a été évalué au moyen d'expériences d'enrichissement (par l'eau de fond) en microcosmes *in situ*. Ce chapitre fera l'objet d'un article qui sera soumis dans *Energy and Environmental Science*.
- ***Une conclusion générale répondant à la question centrale de ce travail de thèse sera proposée en dernier lieu et associée à un ensemble de perspectives.***

Chapitre 1 : Introduction

CHAPITRE 2

Caractérisation de la zone d'étude

1. LOCALISATION DE LA ZONE D'ETUDE

La Martinique est une île tropicale des petites Antilles (Fig. 9) de 1128 km², elle se situe à la frontière entre l'Océan Atlantique et la Mer des Caraïbes, entre les latitudes 14,3°S et 14,9°S et longitudes 60,7°E et 61,3°E. Les petites Antilles regroupent une série de petites îles volcaniques (Fig. 10), qui s'étendent sur environ 4000 km. Elles sont délimitées au Nord par l'île Anguilla et le passage d'Anegada (qui est un des deux plus profonds de l'Arc Antillais), et au Sud par l'île de Grenade. Les petites Antilles présentent deux sous-ensembles : les îles du Vent (des îles de la Guadeloupe aux îles Grenadines) dont fait partie la Martinique, et les îles sous le Vent (Grenade, St. Vincent et Ste. Lucie). La Martinique est encadrée au Nord par l'île de La Dominique et au Sud par l'île de Sainte-Lucie et est respectivement séparée de ces îles par le canal de La Dominique et le canal de Sainte-Lucie (Fig. 10).

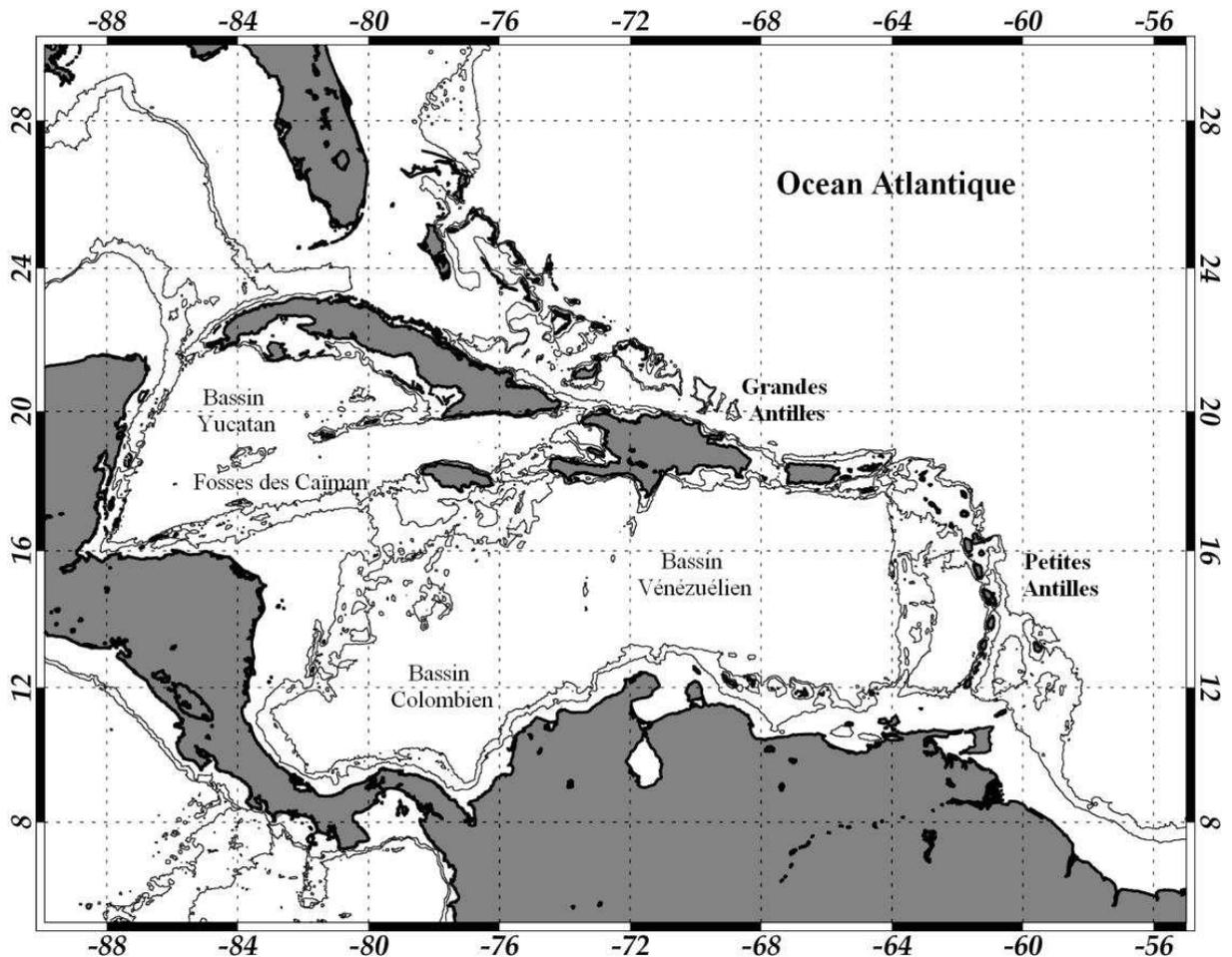


Figure 9 : Mer des Caraïbes. Localisation des Grandes et Petites Antilles et des bassins majeurs.

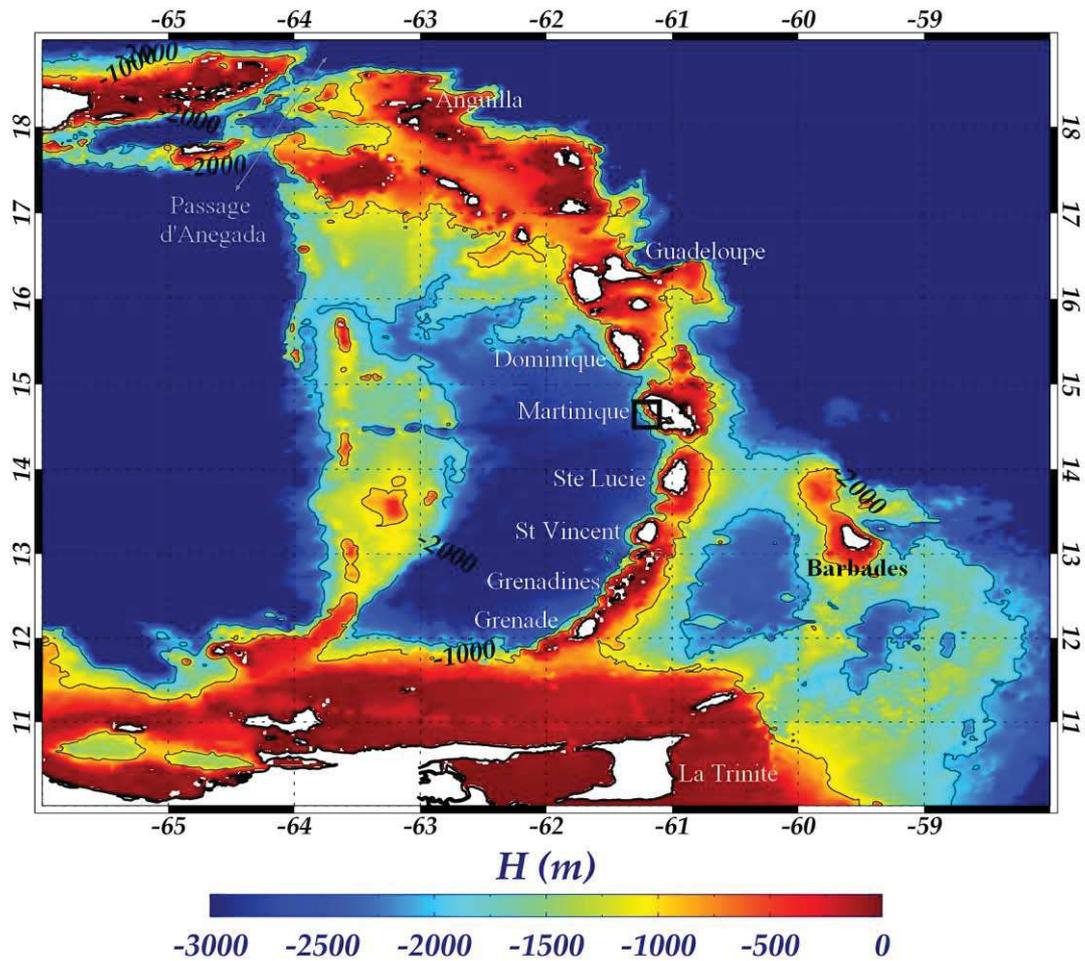


Figure 10 : Bathymétrie de l'arc Antillais et localisation de la Martinique. Le carré noir délimite la zone d'étude.

La Mer des Caraïbes est une mer semi-fermée bordée à l'ouest par l'Amérique Centrale et l'Amérique du Sud, et à l'Est par l'Arc Antillais (Fig. 10). On y distingue quatre grands bassins, le bassin Yucatan et la fosse des îles Caïman à l'Ouest, séparés des bassins Vénézuélien et Colombien par la ride de la Jamaïque. Côté Mer des Caraïbes, l'île de la Martinique dispose d'un plateau continental très étroit, donnant rapidement accès à d'importantes profondeurs, un argument en faveur de l'installation d'une centrale ETM.

Un site au large de Bellefontaine (Fig. 11), qui dispose déjà d'infrastructure EDF (centrales thermiques à moteurs diesels), a été sélectionné pour l'implantation de la future centrale pilote. Ce site, appelé « station ETM » et situé à la position 14°35'48''N, 61°13'0''W, se trouve à environ 5 km au large de Bellefontaine, sur un fond de 1300 m.

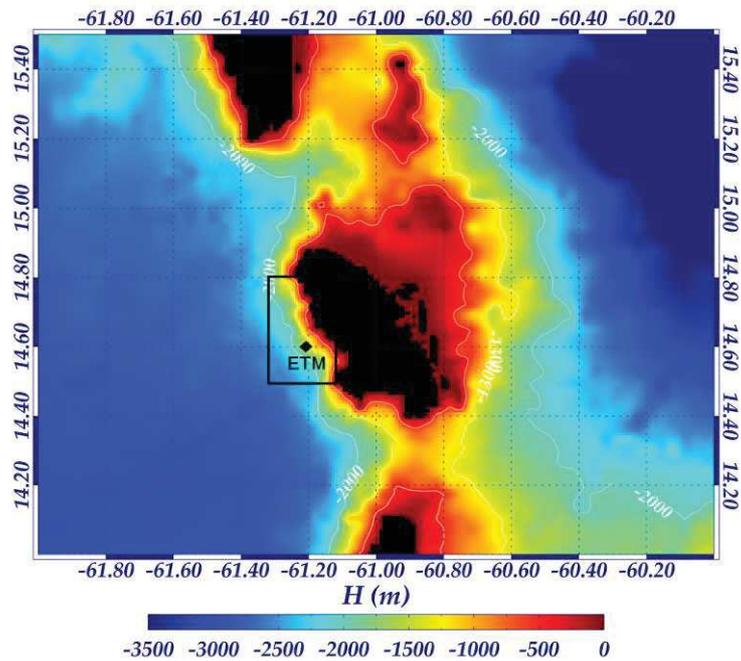


Figure 11 : Localisation de la zone d'étude et de la station ETM.

Avec un climat tropical de type maritime, on distingue deux saisons en Martinique qui sont dépendantes des positions de l'anticyclone des Açores et de la Zone de Convergence InterTropicale (ITCZ), la saison sèche ou « carême » et la saison humide. La saison sèche s'étend globalement de février à avril sous un régime anticyclonique, la saison humide et éventuellement cyclonique s'étend elle de juillet à octobre et présente des températures et une humidité plus importantes.

2. MATERIELS ET METHODES

Deux campagnes ont été réalisées en Martinique sur la zone d'étude (Fig. 11), la première du 16 au 30 novembre 2013 (fin de saison humide) et la seconde du 02 au 26 juin 2014 (fin de saison sèche).

Ces missions de terrain doivent permettre de répondre à deux des objectifs de ces travaux de thèse, qui sont la caractérisation biogéochimique et biologique de la zone d'étude, et la simulation du rejet d'eau froide profonde en surface en conditions *in situ*. Il est en effet essentiel de caractériser la zone d'étude car à l'heure actuelle, très peu de données sont disponibles dans cette région. Une meilleure connaissance des paramètres biogéochimiques ainsi que de la composition biologique nous permettra de mieux comprendre le fonctionnement de cet écosystème tropical et de caractériser les distributions spatiales et la variabilité saisonnière des paramètres physico-chimiques et des communautés phytoplanctoniques. Les impacts potentiels de l'eau profonde rejetée par la centrale ETM dans les eaux de surface sont en effet susceptibles d'être modifiés en fonction de l'évolution spatio-temporelle des conditions du milieu.

L'apport de nouvelles données physiques (température et salinité) et leur confrontation aux résultats issus du modèle sont également nécessaires pour la validation du modèle utilisé, et donc la validation des prévisions qui en sont issues.

Enfin cette caractérisation pourra faire office d'état initial (avant fonctionnement de la centrale ETM) pour la zone d'étude. En effet, dans le cadre de l'installation d'une centrale ETM, un suivi environnemental doit être réalisé afin d'évaluer les potentiels impacts biogéochimiques et biologiques sur le long terme. L'article L. 122-3 du Code de l'environnement prévoit en outre pour les projets de travaux, d'ouvrages ou d'aménagements publics et privés la mise en place de « mesures proportionnées envisagées pour éviter, réduire et, lorsque c'est possible, compenser les effets négatifs notables du projet sur l'environnement ou la santé humaine ainsi qu'une présentation des principales modalités de suivi de ces mesures et du suivi de leurs effets sur l'environnement ou la santé humaine », impliquant ainsi un suivi environnemental.

Les prélèvements dans la colonne d'eau et les expériences de simulation *in situ* du rejet d'eau profonde ont été réalisés depuis un navire des Phares et Balises de Martinique (le Pointe d'Enfer ; Fig. 12). Le Pointe d'Enfer est un baliseur en aluminium (élément chimique qui ne sera donc pas mesuré) de 18,9 m de longueur sur 6,3 m de largeur. Le pont étant trop petit pour installer un conteneur propre et ne disposant pas d'un espace de travail suffisant et « propre », le prélèvement des échantillons pour l'analyse des différents paramètres a été réalisé dans un laboratoire de l'Université Antilles-Guyane (UAG).



Figure 12 : Photo du baliseur Pointe d'Enfer des Phares et Balises, amarré au quai de Schœlcher (photo : Denis Tisserand).

Cinq stations de mesure et d'échantillonnage ont été définies (Fig. 13) : la station ETM d'une part, et quatre autres stations environnantes, les stations 1, 2, 3, et 4, chacune équidistante d'environ 1 km de la station ETM dans les directions S-W, N-E, N-W et S-E respectivement. La localisation de ces stations a été définie de façon à obtenir une grille avec un maillage d'environ 700 m de côté, les données obtenues correspondent ainsi au maillage de la modélisation dont la résolution finale est $1/180^\circ$ et serviront à la validation du modèle.

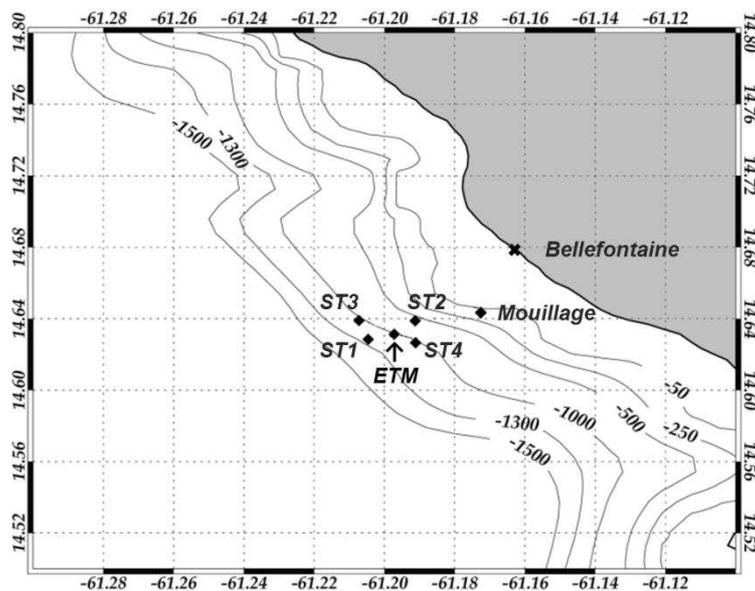


Figure 13 : Localisation du mouillage et des stations de mesure et échantillonnage. Les isolignes représentent la profondeur de la colonne d'eau (m).

2.1. Echantillonnage des paramètres physiques

Les profils de température, salinité, oxygène, fluorescence et lumière incidente ont été réalisés avec une sonde CTD SBE 19+ (à alimentation autonome), agrémentée d'un capteur d'oxygène (SBE 43+), d'un fluorimètre (Chelsea AQUAtracka III) et d'un capteur de lumière (Quantum Scalar Sensors QSP-2000) mesurant le rayonnement incident total photosynthétiquement actif (PAR 400-700 nm), (Fig. 14). La cage en inox sur laquelle étaient fixés la CTD et les capteurs a été lestée avec de lourdes manilles, de façon à obtenir un profil le plus vertical possible, et arrimée au câble kevlar déroulant. La sonde CTD avec le capteur d'oxygène et le fluorimètre ont été descendus à une vitesse de $0,5 \text{ m.s}^{-1}$ jusqu'à environ 100 m du fond (pour ne pas risquer de le heurter) puis remontés jusqu'à la surface à la même vitesse. Une des sorties de la CTD sur laquelle était branchée le PAR ne fonctionnant pas, un second profil était ensuite réalisé jusqu'à environ 200 m en branchant le PAR à la place du fluorimètre afin d'obtenir le profil du rayonnement incident total.

Les données ont dans un premier temps été extraites à bord avec le logiciel Seaterm® (version 1.59), puis les profils ont directement été traités avec le logiciel Seasave® (version 7.23.1) afin de définir les profondeurs des prélèvements sur la colonne d'eau. Les données ont ensuite été traitées avec le logiciel SBE data processing® (version 7.23.1).

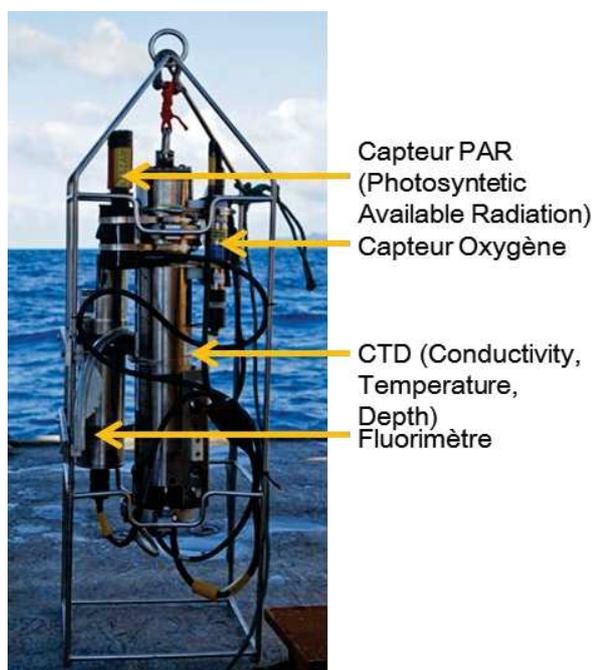


Figure 14 : Présentation de la sonde CTD (conductivité/température/densité ; SBE 19+) et des capteurs oxygène (SBE 43+), PAR (QSP-2000, Quantum Scalar Sensors) et fluorimètre (Chelsea AQUAtracka III).

Pour des raisons techniques, les profils de PAR et d'oxygène ne sont pas disponibles pour la première campagne. Par ailleurs, le profil de la station 2 n'étant pas exploitable (CTD descendue trop vite), il n'a pas été présenté dans ce manuscrit.

2.2. Echantillonnage des paramètres biologiques et biogéochimiques

Les prélèvements ont été réalisés dans des conditions ultra-propres avec un treuil revêtu d'époxy équipé d'un câble en kevlar lesté en son extrémité, et avec des bouteilles GO-FLO (bouteilles entièrement en PVC avec la surface intérieure recouverte de Téflon s'ouvrant aux 2 extrémités ; General Oceanics) et des messagers en téflon (Fig. 15). Les GO-FLO sont fermées et armées sur le pont avant la mise à l'eau, puis elles sont attachées une par une sur le câble en kevlar déroulant sur le côté du bateau. Au cours de la descente, la GO-FLO s'ouvre à environ 10 m de profondeur sous l'effet de la pression, ce qui évite toute contamination avec les eaux au contact du bateau. Une fois la profondeur atteinte, un messenger est fixé sur le câble puis lâché. Il va percuter une pièce de la première GO-FLO et déclencher sa fermeture et le largage d'un messenger, préalablement attaché sous la bouteille. Les GO-FLO seront ainsi successivement fermées en cascade.

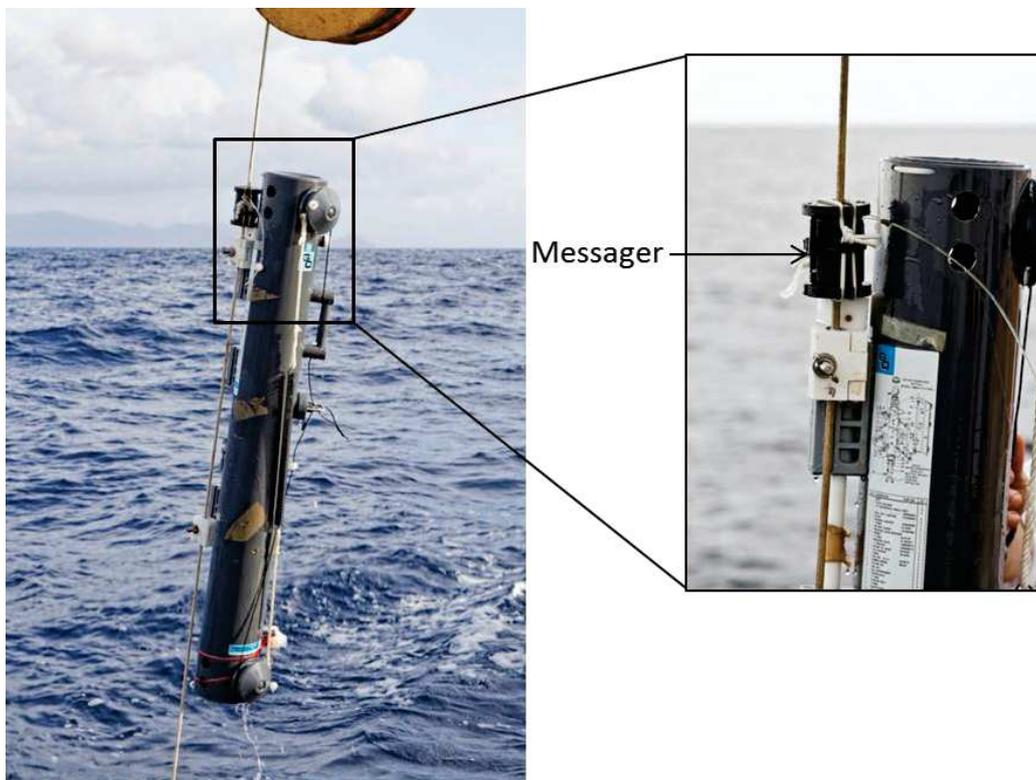


Figure 15 : Photo d'une bouteille GO-FLO fixée sur le câble kevlar, et fermée grâce au messenger (photo : Denis Tisserand).

Les profondeurs des bouteilles GO-FLO, sélectionnées à partir du profil de fluorescence réalisé avant chaque prélèvement, correspondaient à la profondeur du maximum de chlorophylle *a*, au-dessus de ce maximum et en dessous, et à celle de la base de la couche euphotique (où il n'y a quasiment plus de phytoplancton).

La profondeur de pompage des eaux profondes (1100 m) était aussi échantillonnée. Les profondeurs des autres bouteilles étaient sélectionnées à partir des profils de température et salinité, afin de prélever dans des masses d'eau différentes, et à partir du profil d'oxygène lorsqu'il était disponible (i.e. profondeur du minimum d'oxygène).

Lors de la première campagne les stations 3, ETM et 4, ont respectivement été échantillonnées les 26, 28 et 29 novembre 2013 (Fig. 13). Huit profondeurs ont été échantillonnées sur l'ensemble de la colonne d'eau à la station 3, sept à la station ETM et à la station 4. Lors de la seconde campagne, les stations 4, 2, ETM, 3 et 1 (Fig. 13) ont respectivement été échantillonnées les 11, 13, 16, 17, et 19 juin 2014. Pour chaque station de la seconde campagne dix profondeurs ont été prélevées, sauf pour la station 1 (neuf profondeurs). Lors de chaque campagne, des prélèvements ont été réalisés pour les nutriments (nitrate, phosphate, silicate et ammonium), les métaux traces (particulaires et dissous), le carbone inorganique dissous, le carbone et l'azote particulaire (total et organique), le pH et/ou alcalinité totale, la taxonomie des espèces phytoplanctoniques (identification et dénombrement), la chlorophylle *a*, les pigments photosynthétiques, le dénombrement et identification du pico-phytoplancton et des bactéries.

Suite aux prélèvements d'eau de mer, les GO-FLO ont été transportées jusqu'au laboratoire à l'UAG où les différents paramètres ont été échantillonnés (Tableau 2).

Pour les métaux dissous, environ 200 mL ont été filtrés sur une cartouche Sartobran (< 0,2 µm) et prélevés dans des flacons LDPE de 250 mL propres, puis acidifiés avec 250 µL d'HCl ultra-propre (pH < 2).

Les échantillons pour la mesure du carbone inorganique dissous (DIC) et l'alcalinité totale (100 mL pour chaque paramètre) ont été fixés avec 50 de µL Glutaraldéhyde (Grade II, 25% dans H₂O, Sigma) lors de la première campagne et avec 15 µL de chlorure mercurique lors de la seconde.

Pour le carbone et l'azote organique particulaire (POC/PON) d'une part, et le carbone particulaire total (TPC) d'autre part, 1000 mL ont été prélevés dans des bouteilles propres en PC de 2,3 L graduées, et ont ensuite été filtrés sur des filtres GF/F préalablement carbonisés 4 h à 450°C. Les filtres ont été placés dans des piluliers en verre de 2 mL (carbonisés à 450°C pendant 4 h).

Les échantillons pour la mesure des sels nutritifs (silicate, nitrate + nitrite, phosphate, et ammonium) soit 13 mL pour chaque élément, ont été filtrés sur des membranes PC de porosité 0,6 µm et de 47 mm de diamètre, le filtrat résultant a été prélevé dans des tubes de 15 mL.

Un volume de 700 mL en moyenne a été filtré sur des membranes PC de porosité 0,6 µm et de 47 mm de diamètre pour les analyses de silice biogénique (BSi), les filtres ont été placés dans des piluliers en plastique scellés avec du parafilm.

Pour la mesure des pigments, 1000 mL ont été prélevés (dans des bouteilles propres en PC de 2,3 L graduées) et filtrés sur des membranes HT Tuffryn de 47 mm de diamètre et de porosité 0,2 μm . Les filtres ont été placés dans des tubes à hémolyse.

Les échantillons (250 mL) pour la taxonomie ont été prélevés puis fixés avec 1 mL de Lugol neutre.

Un volume de 1,8 mL a été prélevé dans des cryotubes de 2 mL et fixé avec 15 μL Glutaraldéhyde (Grade II, 25% dans H_2O , Sigma) pour le dénombrement et l'identification du picophytoplancton et des bactéries.

Les métaux traces particulières ont été prélevés en dernier car ils nécessitent un grand volume d'eau. Le volume restant a été filtré en ligne sur les GO-FLO (sous pression d'azote ultra-pur) sur des membranes PES 0,2 μm de 47 mm de diamètre placées sur des porte-filtres en téflon. Les filtres ont été placés dans des piluliers en plastique scellés avec du parafilm.

Les échantillons pour les analyses de POC/PON, TPC, pigments, nutriments, BSi, cytométrie et métaux traces particulières ont été stockés au congélateur à -20°C . L'ensemble des échantillons congelés a été ramené en France par avion dans des glacières avec un grand nombre de pains de glace. Une fois au LEMAR, les échantillons pour les analyses de POC/PON, TPC, des nutriments, de la BSi et des métaux traces particulières ont été placés au congélateur à -20°C jusqu'à leur analyse. Les échantillons pour les pigments et la cytométrie ont été placés à -80°C jusqu'à leur analyse. Les échantillons pour les métaux dissous, le DIC, le pH ou l'alcalinité, et la taxonomie ont été conservés à l'obscurité à température ambiante.

Tableau 2 : Paramètres échantillonnés dans la colonne d'eau.

Paramètre	Filtration		Flacon	Conservation
	Type de Filtre	Volume		
DIC	Non	100 mL	Col rodé 100 mL	50 µL de Glutaraldéhyde (25%) ou 15 µL de Chlorure mercurique
Alk	Non	100 mL	col rodé 100 mL	50 µL de Glutaraldéhyde (25%) ou 15 µL de Chlorure mercurique
Pico-phytoplancton	Non	2 mL	cryotubes 2 mL	15 µL Glutaraldéhyde (25%) Congelé à -20°C, puis -80°C
Taxonomie	Non	250 mL	flacons verre 250 mL	1 mL de lugol neutre
Pigments	Polysulfone 47 mm	1 L	Tube à hémolyse	Congelé à -20°C, puis -80°C
POC/PON	GF/F 25 mm calciné	1L	flacons calciné 2 mL	Congelé à -20°C
TPC	GF/F 25 mm calciné	1L	flacons calciné 2 mL	Congelé à -20°C
NO ₃ ⁻	PC 0,6 µm 47 mm	15 mL	tube falcon 15 mL	Congelé à -20°C
NH ₄ ⁺	PC 0,6 µm 47 mm	15 mL	tube falcon 15 ml	Congelé à -20°C
PO ₄ ³⁻	PC 0,6 µm 47 mm	15 mL	tube falcon 15 ml	Congelé à -20°C
Si(OH) ₄	PC 0,6 µm 47 mm	15 mL	tube falcon 15 ml	Congelé à -20°C
Bsi	PC 0,6 µm 47 mm	± 700 mL	boite de pétri	Congelé à -20°C
Métaux dissous	Sartobran	250 mL	flacon LDPE 250 ml	250 µL HCl Ultrapur
Métaux particuliers	membrane PES 47 mm	variable	boite de pétri	Congelé à -20°C

Les protocoles analytiques pour la mesure des métaux traces dissous, des sels nutritifs, du POC/PON et TPC, des pigments, de l'abondance et de la détermination du pico-, nano-, et micro-phytoplancton, et du pH sont détaillés dans les chapitres 3 et 4.

Certains échantillons qui n'ont pas pu être analysés (métaux particuliers, BSi, une partie du DIC et l'ammonium) seront éventuellement traités par la suite dans le cadre du projet IMPALA.

3. DESCRIPTION DES PROPRIETES PHYSIQUES DE LA ZONE D'ETUDE

3.1. Courantologie et masses d'eau

Les études sur la physique de la zone d'étude et notamment la courantologie et la distribution des masses d'eau sont relativement nombreuses et détaillent bien la circulation globale en Mer des Caraïbes. Cependant, elles sont pour la plupart réalisées à méso-échelle et sont peu précises à l'échelle du site d'étude.

La distribution et l'origine des masses d'eau en Mer des Caraïbes ont été décrites depuis les années 1960, en particulier par Wüst (1964). On distingue ainsi :

- les Eaux de surface caribéennes (Caribbean Water : CW) décrites par Wüst (1964) qui seraient réparties sur les premiers 50-80 m de la colonne d'eau présentent une salinité variable selon la période, inférieure à 35,5 en juin et à 36,5 en novembre, et une température supérieure à 27°C (Fig. 16). Elles seraient le résultat d'un mélange d'eau d'Atlantique Sud avec une proportion variable d'eaux originaires de l'Amazone et de l'Orénoque (Müller-Karger et al., 1989) comme décrit ci-dessous.
- les Eaux de subsurface Subtropicales (Subtropical Under Water : SUW) initialement décrites par Wüst (1964) puis Morrison and Nowlin (1982) entre environ 75 et 200 m de profondeur sont formées dans les gyres tropicaux et subtropicaux. Elles présentent une salinité supérieure à 35,5 avec un maximum de l'ordre de 37,0 (entre 100 et 180 m), et une température entre 27°C et 18°C (Fig. 16). Ces eaux originaires de l'Atlantique Tropical Central (où l'évaporation est supérieure aux précipitations) sont charriées en Mer des Caraïbes par le Courant Nord Equatorial (Hernandez-Guerra et Joyce, 2000) et entreraient par le Nord des Petites Antilles.
- les Eaux en provenance de la Mer des Sargasses appelées eaux à 18°C (Eighteen Degree Water : EDW) ont été décrites entre 200 et 400 m environ par Worthington (1959) puis Kinard et al. (1974). Elles présentent une salinité comprise entre 36,5 et 35,3, et une température entre 18°C et 11°C (Fig. 16). Elles sont originaires de l'Ouest du gyre subtropical Nord Atlantique et entreraient en Mer des Caraïbes par les Grandes Antilles, et particulièrement par le passage d'Anegada (Fig. 10).

- Les Eaux Atlantique Centrales Tropicales (North Atlantic Central Water : NCW) décrites par Metclaf (1976) se trouveraient plus en profondeur jusqu'à environ 600 m. Elles présentent une salinité et une température qui décroissent avec la profondeur d'environ 35,3 jusqu'à 34,8 et d'environ 11°C jusqu'à 8°C (Fig. 16). Elles entrent en Mer des Caraïbes principalement par les Petites Antilles, en 2 régions distinctes, l'une vers 16,5°N et l'autre combinée au niveau des passages de St Vincent et Ste Lucie (Fig. 10).
- les Eaux Antarctiques Intermédiaires (Antarctic Intermediate Waters : AAIW) décrites par Wüst (1964) entre 600 et 900 m de profondeur, originaires de l'Atlantique Sud, sont caractérisées par un minimum de salinité d'environ 34,7 (Fig. 16). Elles présentent une température inférieure à 5°C au plus profond.
- les Eaux Profondes Supérieures Nord Atlantique (Upper North Atlantic Deep Water : UNADW), en-dessous des AAIW, ont été décrites par Metclaf (1976) mais n'ont pas été observées lors de nos mesures sur le terrain qui n'ont pas dépassé 1200 m. Leur intrusion en Mer des Caraïbes se fait par le passage d'Anegada et par le passage entre la Jamaïque et Hispaniola qui sont les passages les plus profonds (environ 1900 m et 1700 m respectivement ; Fig. 10).

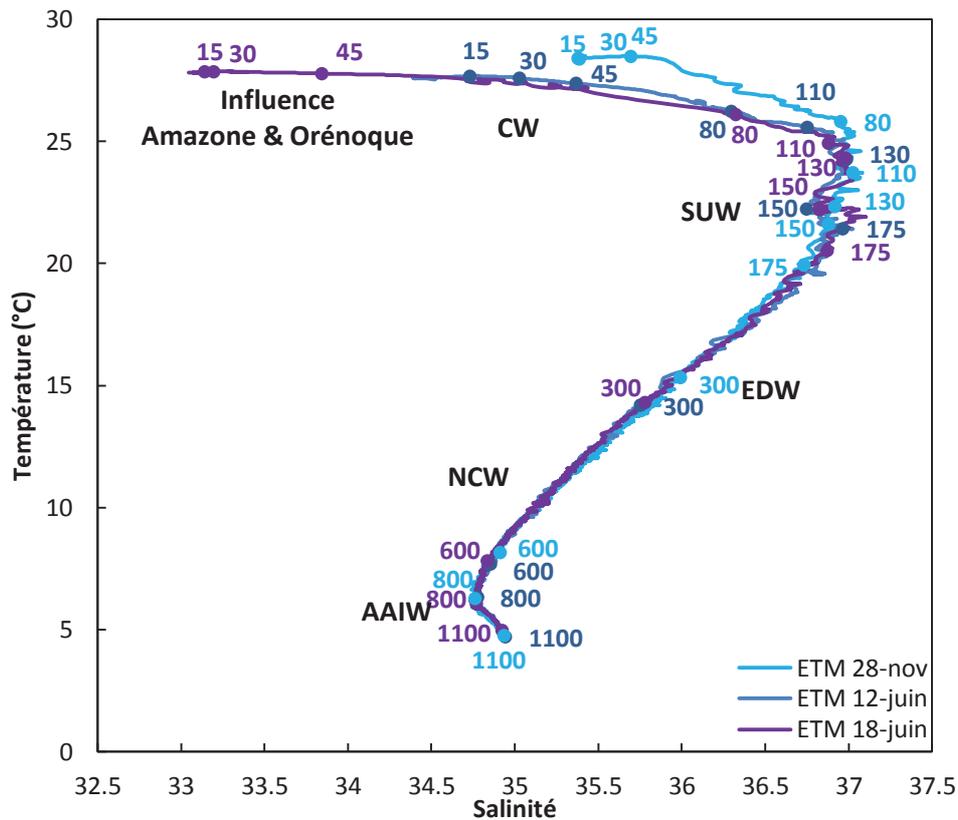


Figure 16 : Diagramme T-S à la station ETM le 28 novembre 2013 et les 12, et 18 juin 2014. Les points légendés représentent les profondeurs clefs. Les masses d'eau identifiées sont les CW : Eau de surface Caraïbienne ; SUW : Eau de subsurface Subtropicale ; EDW : Eau de la mer des Sargasses à 18°C ; NCW : Eau Atlantique Centrale Tropicale ; AAIW : Eau Antarctiques Intermédiaires.

La circulation de surface en Mer des Caraïbes (Fig. 17), dominée par le Courant Caraïben, est particulièrement influencée par des flux d'eaux d'origines différentes qui entrent en Mer des Caraïbes par l'Arc Antillais. Johns et al. (2012) montrent que les flux d'eau rentrant en Mer des Caraïbes (estimés à 28 Sv au total) se font essentiellement par trois voies :

- les îles du Vent (des îles de la Guadeloupe aux îles Grenadines) avec un flux d'environ 8 Sv ;
- les îles sous le Vent (Grenade, St. Vincent, et St. Lucie) avec un flux d'environ 10 Sv ;
- et les Grandes Antilles (îles de Cuba, Hispaniola, et Puerto Rico) avec un flux également d'environ 10 Sv.

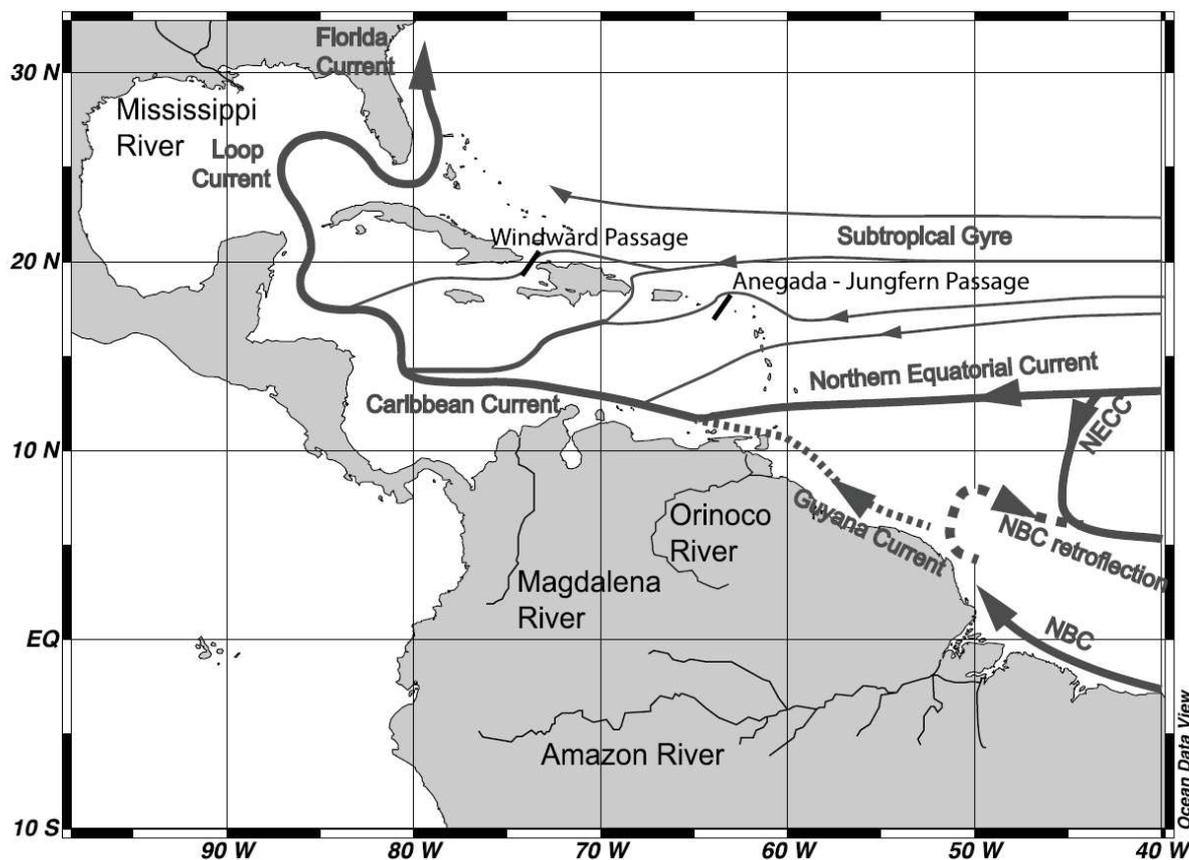


Figure 17 : Principaux courants de surface en Mer des Caraïbes (Osborne et al., 2014).

Chérubin et Richardson (2006) décrivent trois jets venant de l'Ouest: le plus rapide au Sud, situé à 11°N ; un central à 14°N et un dernier un peu moins rapide (de vitesse plus importante entre août et décembre) au Nord à 16,8°N. La voie à travers les Petites Antilles, et plus particulièrement via le passage de l'île de la Grenade à environ 11,5°N (Fig. 10), forme le Courant des Caraïbes, qui domine la circulation de surface en Mer des Caraïbes.

Johns et al. (2002) estiment l'influx d'eau du Courant Nord Equatorial et du Courant Guyanais par le passage de l'île de Grenade (11,7°N) à $5,7 \pm 0,8$ Sv, $2,9 \pm 0,8$ Sv par le passage de Saint Vincent (13,5°N) et $1,5 \pm 0,8$ Sv par le passage de Sainte Lucie (14,3°N ; au Sud de la Martinique). Cependant il existe de nombreuses incertitudes quant à ces chiffres de par les fortes variations saisonnières notamment.

Les conditions environnementales vont particulièrement influencer les flux d'eau à travers les nombreux passages des petites Antilles. Une forte influence océanique avec un apport saisonnier d'eaux dessalées de l'Amazone et de l'Orénoque a en effet été décrite. Ces eaux de l'Amazone et de l'Orénoque sont transportées par le Courant Nord Brésilien (North Brazil Current : NBC) qui selon la saison va former le Courant Guyanais, qui rentre en Mer des Caraïbes et forme le Courant Caribéen, ou le Contre-Courant Nord Equatorial (North Equatorial Counter Current : NECC) qui transporte les eaux chaudes depuis l'Atlantique Ouest vers l'Est (Fig. 17). La position de l'ITCZ, plus au sud (0° à 5° S) entre janvier et avril, va favoriser le transport vers la Mer des Caraïbes d'eaux originaires de l'Amazone et de l'Orénoque via le Courant Guyanais. Au contraire, la position plus au Nord (6° à 10° N) de l'ITCZ particulièrement entre août et octobre, va bloquer le Courant Guyanais et les eaux de l'Amazone et de l'Orénoque vont alors alimenter le NECC en direction de l'Est et du Sud (Müller-Karger et al., 1989). Les débits des fleuves, avec des périodes de décharge maximale décalée pour l'Amazone et l'Orénoque (Fig. 18), vont également influencer le transport d'eau originaire de l'Amazone et de l'Orénoque en Mer des Caraïbes.

La présence des eaux de l'Amazone n'est en effet pas observée à la même localisation selon la période. La salinité a été utilisée dans différentes études afin de tracer la dispersion des eaux de l'Amazone. Froelich et al. (1978) ont montré que le minimum de salinité de surface lié aux apports de l'Amazone n'est pas observé aux mêmes périodes en Mer des Caraïbes, avec une dispersion d'abord depuis la Barbade vers Ste Lucie, puis vers Puerto Rico. Hellweger et Gordon (2002) ont utilisé une base de données de mesure de salinité de surface (1979-1997) afin de tracer la dispersion des eaux amazoniennes, notamment au niveau d'une zone de $5^{\circ} \times 5^{\circ}$ centrée sur la Barbade et englobant les îles de Sainte Lucie et de la Martinique. Ils ont montré une variation saisonnière de la salinité de surface avec en moyenne un minimum en juin à 34,24 et un maximum de 35,48 en janvier. Avec une décharge de l'Amazone maximum en juin ($229\,000\text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$), ils ont estimé qu'il faudrait environ deux mois aux eaux amazoniennes pour atteindre la Barbade contre cinq mois pour atteindre Puerto Rico. Stevens et Brooks (1972) avaient déjà par ailleurs estimé un temps de trajet de 70 à 80 jours pour atteindre la Barbade. Enfin la décharge maximale des eaux de l'Orénoque intervient plus tard dans l'année, en octobre-novembre (Fig. 18 ; Bidigare et al., 1993 ; Hellweger et Gordon, 2002).

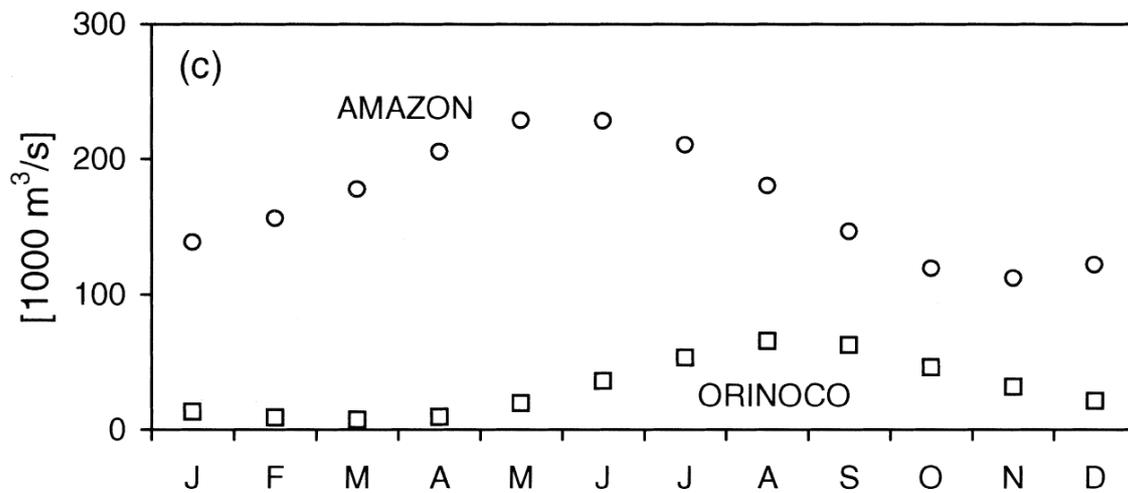


Figure 18 : Débit de l'Amazone mesuré à Obidos (1928–1947, 1968–1998; Bodo, 2001) et de l'Orénoque (Hellweger et Gordon, 2002).

Par ailleurs, la circulation méso-échelle en Mer des Caraïbes est particulièrement dynamique avec la présence récurrente de nombreux tourbillons (Kinder et al., 1985). La topographie, les vents et l'instabilité des courants locaux d'une part, et la présence d'anneaux du NBC d'autre part, seraient à l'origine de ces tourbillons (Jouanno et al., 2008). Les anneaux du NBC sont formés par la réflexion du NBC à environ 8°N, et peuvent atteindre un diamètre supérieur à 450 km sur plus de 2000 m de profondeur (Andrade et Barton, 2000). Ces immenses tourbillons se désagrègent au contact des Petites Antilles, et une partie des fragments dérivent en Mer des Caraïbes en formant des tourbillons (Andrade and Barton, 2000; Fratantoni, 2001). Bien que relativement bien documentée, l'explication quant à l'origine de ces tourbillons ainsi que leur description est controversée et reste à approfondir (Richardson, 2005 ; Jouanno et al., 2008). En effet, ces tourbillons vont localement induire une forte variabilité spatio-temporelle dans la composition et la distribution des eaux de surface en Mer des Caraïbes.

3.2. Stratification de la colonne d'eau

3.2.1. Variabilité saisonnière

La structure physique de la colonne d'eau a été étudiée à la fin de la saison humide (campagne 1 de novembre) et à la fin de la saison sèche (campagne 2 de juin) à la station ETM d'une part, et aux autres stations d'autre part afin de décrire la variabilité spatio-temporelle (saisonnnière et journalière) de la stratification de la couche de surface au niveau de la zone d'étude (Fig. 19).

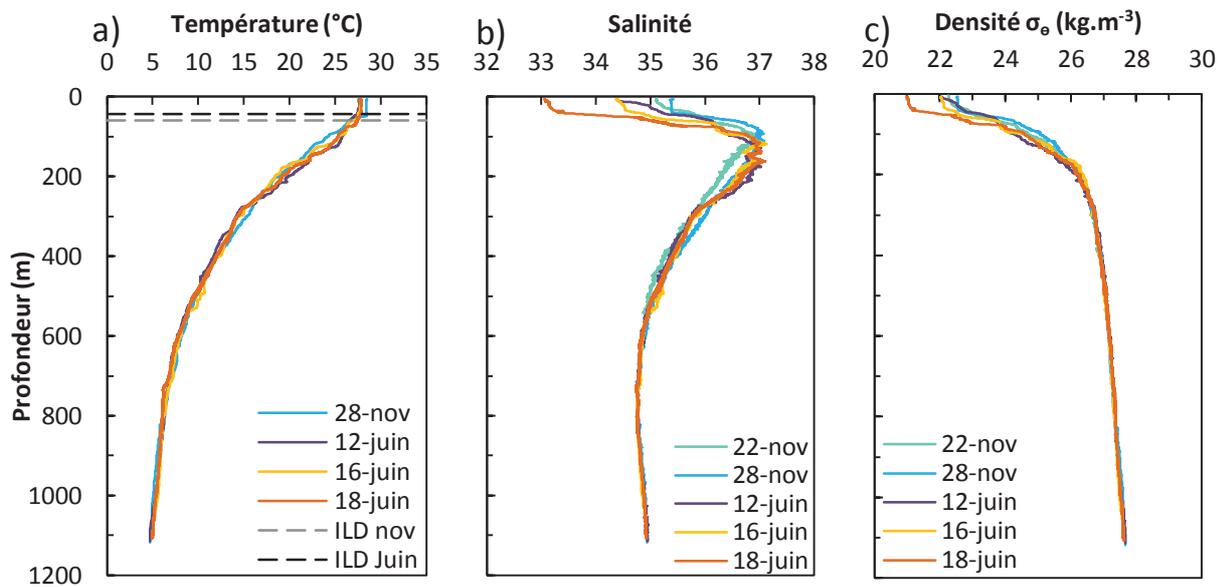


Figure 19 : Profil (a) de température, (b) de salinité et (c) de densité à la station ETM à la fin de la saison humide (28 novembre 2013) et à la fin de la saison sèche (les 12, 16, et 18 juin 2014). Les tirets gris et noirs (a) représentent la profondeur moyenne de la couche isotherme en novembre et juin respectivement.

La couche océanique de surface, qui exerce un effet tampon entre l'atmosphère et l'océan profond, est une zone privilégiée pour un grand nombre de processus biologiques, notamment pour le phytoplancton. Elle est en général décrite par sa température, sa salinité ainsi que par sa densité. Ces paramètres sont sous l'influence des flux atmosphériques (flux solaire, latent, infrarouge et sensible), des flux d'eau douce à la surface (précipitation, ruissellement et évaporation), et de processus océaniques (diffusion, advection ou encore mélange avec des eaux aux caractéristiques variables).

En général, la couche isotherme où le gradient de température est quasi-nul peut être associée à la couche de mélange caractérisée par une densité quasi-constante (de Boyer Montégut et al., 2004). Cependant, les régions tropicales présentent une configuration particulière avec l'existence d'une couche barrière de sel (Sprintall et Tomczak, 1992). Cette couche est définie comme la couche se situant entre le bas de la couche de mélange et le haut de la couche isotherme (Lukas et Lindstrom's, 1991 ; Maes et al., 2006).

Les profils de température (Fig. 19a) indiquent la présence d'une couche isotherme de surface. Dans notre étude, la profondeur de cette couche isotherme (ILD) est considérée comme la profondeur à laquelle la température est égale à la température de surface moins une valeur seuil $\Delta T=0,2^{\circ}\text{C}$ (de Boyer Montégut et al., 2004). L'ILD varie saisonnièrement, elle était en moyenne plus profonde en novembre (60 ± 10 m) qu'en juin (43 ± 7 m), (Fig. 19a). Nos observations sont cohérentes avec celles couramment observées dans l'océan global où les couches de mélange les plus profondes (qui peuvent être associées à l'ILD) sont en général décrites en hiver et les plus faibles en été (de Boyer Montégut et al., 2004). Longhurst (2006) a cependant montré que l'amplitude des variations saisonnières de la MLD était la plus faible au niveau de l'équateur, les plus fortes amplitudes étant observées aux latitudes moyennes.

La température de la couche isotherme varie peu au cours d'une saison, sur l'ensemble des profils réalisés en novembre une température moyenne de $28,4^{\circ}\text{C}$ est observée pour une température moyenne de $27,7^{\circ}\text{C}$ en juin. Au-delà de l'ILD et jusqu'à environ 200 m, on observe une diminution d'environ 9°C correspondant à la thermocline. La profondeur et le gradient de température de cette dernière à la station ETM varient très peu d'une saison à l'autre. De 200 m et jusqu'à environ 800 m de profondeur la température diminue jusqu'à environ 6°C . En dessous de 800 m et jusqu'au fond, la température varie peu avec une température d'environ $4,9^{\circ}\text{C}$ à 1100 m.

Des sorties de simulations de modèles numériques Mercator sur la période de juin 2009 à mai 2010 à un point proche de la station ETM appelé point B (latitude : $61^{\circ}15'0''$; longitude : $14^{\circ}35'24''$) ont été analysées et confrontées au jeu de données de température obtenues lors des deux campagnes en Martinique. Comme observées *in situ* en novembre 2013 et juin 2014, les températures issues du modèle Mercator sont similaires sur les différents mois de l'année avec de faibles variations sur la couche de mélange. La température de surface moyenne la plus élevée est observée en octobre ($28,9^{\circ}\text{C}$) alors que la plus faible est observée en février ($27,0^{\circ}\text{C}$). La comparaison des températures issues du modèle Mercator pour les mois de novembre et juin montre également de faibles variations avec une température moyenne légèrement plus élevée ($0,6^{\circ}\text{C}$) en novembre. Comme observé sur les profils *in situ*, la profondeur de la couche isotherme présente des variations saisonnières importantes. Les ILD les plus profondes sont observées de décembre à avril, et les moins profondes sont observées entre juin et septembre.

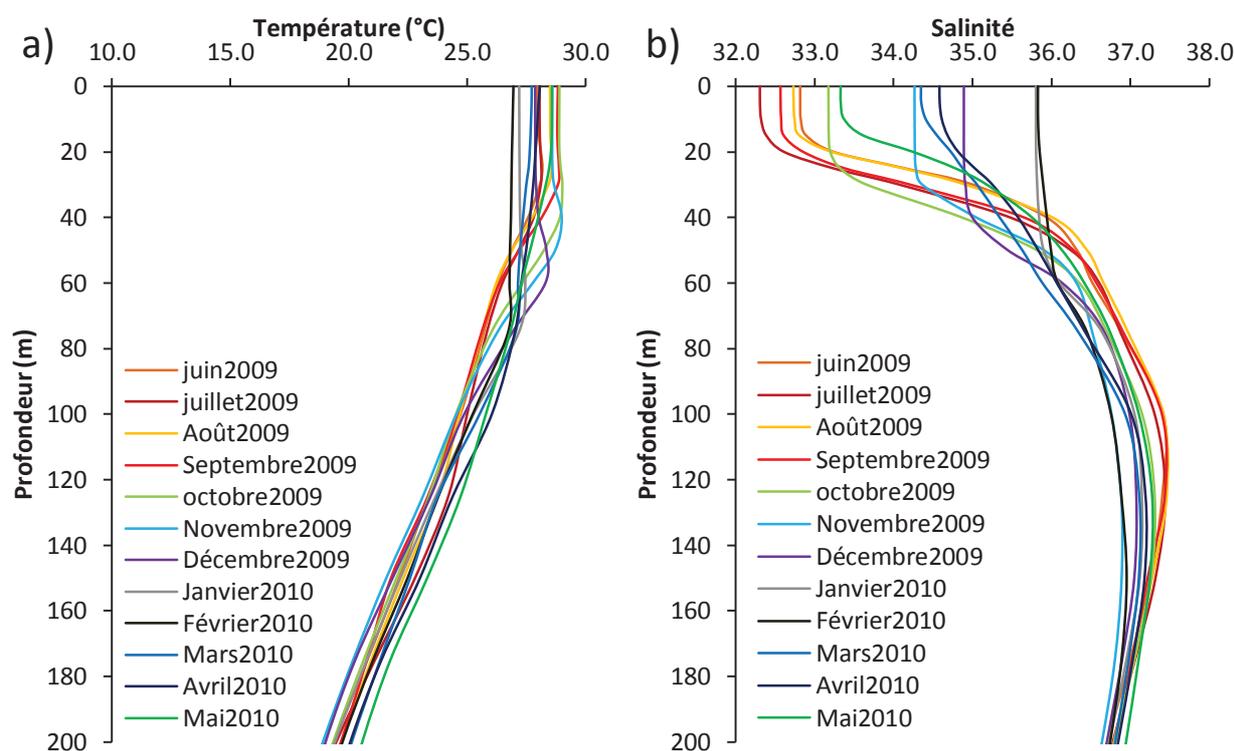


Figure 20 : Profils de température (a) et de salinité (b) au point B sur les 200 premiers mètres de la colonne d'eau pour les mois de juin 2009 à mai 2010 issus de simulations numériques Mercator.

La stratification des eaux de surface est également liée à la salinité. Sur les profils de salinité à la station ETM (Fig. 19 b), la salinité de surface varie fortement sur de courtes périodes de temps (entre le 16 et le 18 juin par exemple) et saisonnièrement (entre novembre et juin). Si les valeurs de salinité de surface sont similaires le 12 et le 16 juin (environ 34,4), on note des valeurs bien plus faibles le 18 juin, avec une salinité d'environ 33,0.

Une telle variabilité sur un intervalle de temps si court pourrait être expliquée de deux façons : la première explication serait de fortes précipitations qui associées à des décharges importantes de rivière entraineraient une dessalure des eaux de surface, la seconde explication serait une arrivée massive d'eau dessalée de l'Amazone et de l'Orénoque par une intensification du Courant Guyanais ou l'arrivée d'un tourbillon. Les données de précipitation proche de la zone d'étude et les images radar, fournies par le Conseil Général de la Martinique en collaboration avec Météo France, montrent de faibles précipitations sur le mois de juin (le maximum de précipitation observée le 19 juin à la station météo Verrier proche de Bellefontaine est de 12,2 mm). C'est à partir du 30 juin 2014 que les précipitations commencent à être plus importantes (46,2 mm à la station météo Verrier). La diminution de salinité observée entre le 16 et le 18 juin serait donc plus en faveur de l'arrivée d'une masse d'eau de surface influencée par les fleuves de l'Amazone et de l'Orénoque.

Osborne et al. (2014), grâce à l'utilisation du néodyme (traceur de la circulation océanique et des apports lithogéniques par les fleuves) a mis en évidence le transport au Sud des Caraïbes par le Courant Guyanais d'eaux provenant de l'Orénoque et de l'Amazone. Si nous ne disposons pas de données pour un tel traceur, il a été montré que les eaux de l'Amazone et de l'Orénoque sont particulièrement riches en silicate (Edmond et al., 1981 ; Moore et al., 1986), et ainsi que des concentrations anormalement élevées en silicate en Mer des Caraïbes pouvaient être associées à un apport d'eau de ces deux fleuves. Globalement, lors de la seconde campagne en juin, sur les 80 premiers mètres de la colonne d'eau (qui sont à priori les plus sensibles aux apports de l'Amazone et de l'Orénoque), les concentrations en silicate augmentaient lorsque la salinité diminuait (Fig. 21). Un test de rang de Spearman réalisé pour chaque station de juin sur les 140 premiers mètres de la colonne d'eau confirme que cette corrélation est significative ($p < 0,01$). Ainsi ces eaux plus douces sont également plus chargées en silicates. Un apport d'eaux de l'Amazone et de l'Orénoque a très probablement entraîné la dessalure des eaux de surface observée entre le 16 et le 18 juin.

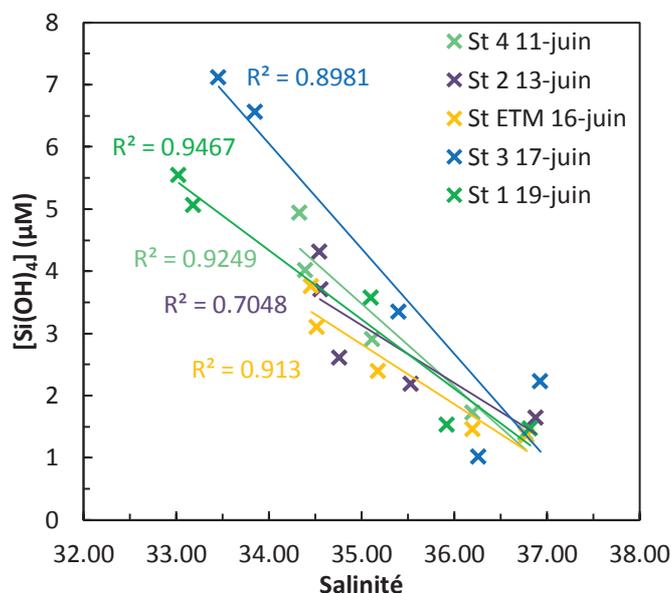


Figure 21 : Corrélation de la salinité et de la concentration en silicate sur les 140 premiers mètres de la colonne lors de la seconde campagne et aux stations 1, 2, 3, 4 et ETM. Les droites représentent les corrélations linéaires associées à chaque station et R^2 le coefficient de détermination.

Par ailleurs, les données Mercator de la salinité entre juin 2009 et mai 2010 suggèrent que la forte variabilité de salinité existe également sur une plus grande échelle de temps. Les mois de mai à octobre présentent en effet une dessalure importante en surface avec des salinités inférieures à 33,3 (Fig. 20). Les plus fortes salinités sont observées en janvier et février (en moyenne 35,8), les mois de novembre, décembre, mars et avril présentent quant-à-eux des salinités intermédiaires entre 34,3 et 34,9 en moyenne (Fig. 20). Ces observations coïncident avec celles que nous avons réalisées en novembre 2013 et juin 2014 et montrent bien qu'il existe une saisonnalité marquée de la salinité des eaux de surface.

Cette saisonnalité décrite avec les données des 2 campagnes ainsi que celles issues des simulations numériques Mercator concordent avec le cycle saisonnier des apports d'eaux de l'Amazone et de l'Orénoque couramment décrit (Froelich et al., 1978 ; Hellweger et Gordon, 2012).

De par les variations importantes de la salinité des eaux de surface, la couche isotherme ne peut pas à elle seule décrire la structure de la couche de surface (Pailler et al., 1991). La couche de mélange définie selon un critère de densité a donc été utilisée en complément. Levitus (1982) indique une valeur seuil de $\Delta\sigma_\theta = 0,125 \text{ kg.m}^{-3}$ sur laquelle nous nous sommes appuyés pour le calcul de la profondeur de la couche de mélange (MLD). La MLD est donc ici considérée comme la profondeur à laquelle la densité est égale à la densité de surface moins la valeur seuil définie par Levitus (1982). Comme pour la couche isotherme, la couche de mélange présente des profondeurs supérieures en moyenne en novembre qu'en juin avec des profondeurs moyennes respectives de $45 \pm 12 \text{ m}$ et $24 \pm 11 \text{ m}$ (Fig. 22).

Finalement, l'épaisseur de la couche barrière de sel (BLT) a été calculée en soustrayant la profondeur de la couche de mélange à celle de la couche isotherme. Les moyennes de la BTL (Fig. 22) sont relativement proches pour novembre et juin ($15 \pm 2 \text{ m}$ et $19 \pm 10 \text{ m}$, respectivement).

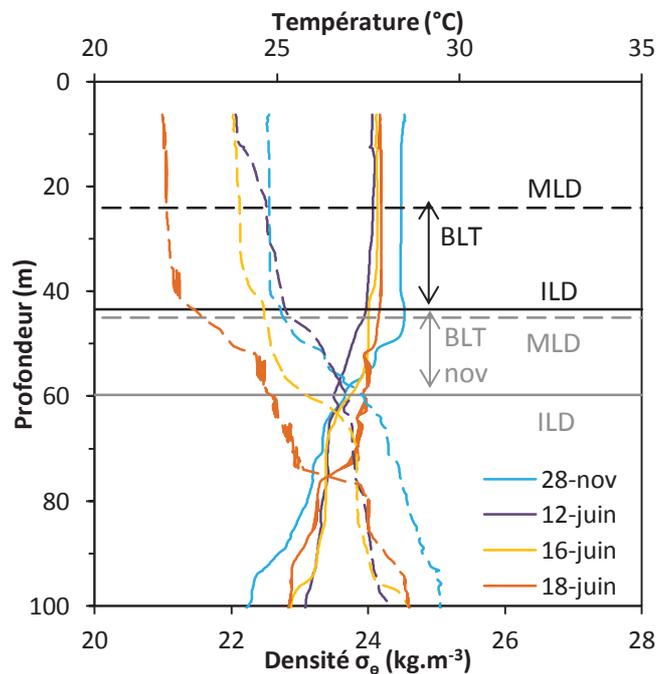


Figure 22 : Profils de température (traits pointillés de couleur) et densité (traits pleins de couleur) à la station ETM à la fin de la saison humide (28 novembre 2013) et à la fin de la saison sèche (les 12, 16, et 18 juin 2014). Les tirets gris et noirs représentent la profondeur moyenne de la couche isotherme (ILD) en novembre et juin respectivement. Les traits pleins gris et noirs représentent la profondeur moyenne de la couche isotherme en novembre et juin respectivement. Les doubles flèches grise et noire représentent l'épaisseur de la couche barrière de sel (BLT).

Les données de température, salinité et densité montrent ainsi une stratification marquée des eaux de surface avec une profondeur de la couche isotherme et une profondeur de la couche de mélange qui varient saisonnièrement. Cette couche de surface est particulièrement sensible aux variations saisonnières et notamment à l'influence des eaux de l'Amazone et de l'Orénoque. Une variabilité importante sur une très courte échelle de temps a également été enregistrée pour la salinité. La variabilité de la stratification et des paramètres physiques qui lui sont associés a donc ensuite été évaluée à l'échelle journalière.

3.2.2. Variabilité journalière

Lors de la première campagne (26 - 29 novembre 2013), la couche de surface est stratifiée (Fig. 23) avec une MLD qui varie de façon importante quotidiennement, entre 49 m à la station ETM (le 28) et 72 m à la station 4 (le 29). La température de cette couche de mélange varie peu avec des valeurs comprises entre 28,3°C à la station 4 (le 29) et 28,5°C à la station 3 (le 26). La salinité montre de très faibles variations avec des valeurs entre 35,4 et 35,5. Sur le reste de la colonne d'eau, les températures et salinités varient très faiblement entre les différentes stations.

Les profondeurs de la couche de mélange et de la couche isotherme montrent des variations entre les différentes stations (Fig. 23). Seuls les profils des stations 1 et 3 ont été réalisés le même jour. Les profils de températures et de salinités sont similaires à ces stations, avec des MLD et ILD comparables, suggérant que les variations spatiales pourraient être relativement faibles pour un jour donné. Les autres profils ayant été réalisés à des jours différents, il est difficile de statuer entre une variation spatiale et ou temporelle. On peut cependant supposer à la vue des profils des stations 1 et 3, et de l'échelle spatiale considérée que les variations observées sont plus temporelles que spatiales.

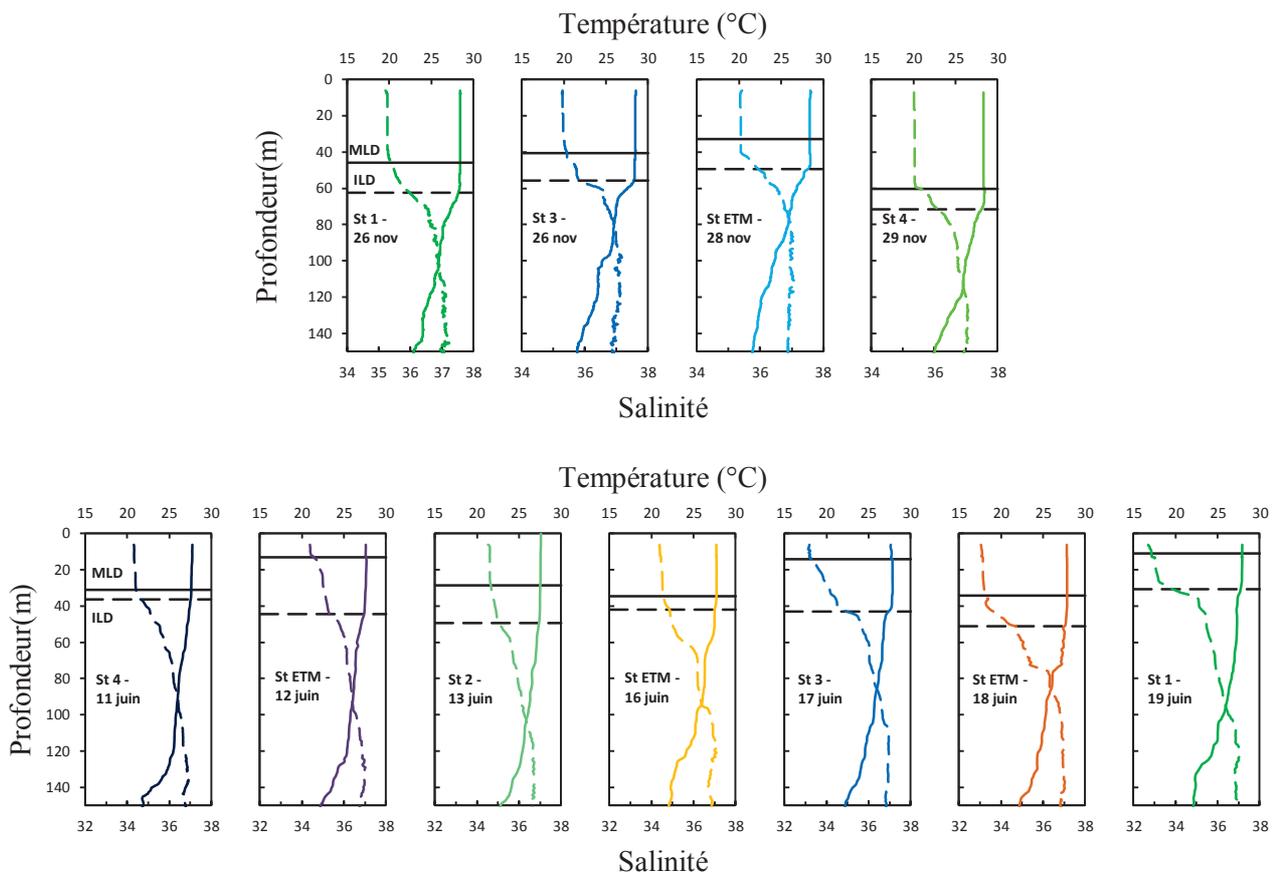


Figure 23 : Profils de température (traits pleins de couleur) et salinité (traits pointillés de couleur) à la station ETM et aux stations environnantes 1,3 et 4, à la fin de la saison humide (entre le 22 et le 29 novembre 2013). Localisation de la profondeur de la couche de mélange (MLD, traits pleins), et de la couche isotherme (ILD, traits pointillés).

Lors de la seconde campagne (11 - 19 juin 2014), la profondeur de la couche isotherme varie entre 31 m à la station 1 (le 19) et 51 m à la station ETM (le 18), (Fig. 23). La température de la couche isotherme varie peu entre les différentes stations et dates, avec une température minimale de 27,5°C à la station 2 (le 13) et maximale de 27,9°C à la station 1 (le 19). La salinité de cette couche de surface, au contraire de la température, montre de fortes variations entre les différentes stations. Les stations 4 (le 11), 2 (le 13), et ETM (les 12 et 16) d'une part, et les stations 3 (le 17), ETM (le 18) et 1 (le 19) d'autre part présentent des salinités très différentes, avec une salinité moyenne de $34,6 \pm 0,2$ pour le premier groupe et $33,4 \pm 0,4$ pour le second groupe. Les profils de température et de salinité des stations environnantes ayant été réalisés à des jours différents, on ne peut pas directement dire s'il s'agit d'une variabilité spatiale entre les stations ou bien d'une variabilité temporelle. Cependant, comme décrit à la station ETM, une forte variabilité temporelle existe pour la salinité de la couche de mélange, probablement liée à la présence d'un tourbillon apportant des eaux de l'Amazonie et de l'Orénoque. Cette forte variabilité intervient notamment entre le 16 et le 18 juin, on peut donc supposer que la variabilité observée entre les différentes stations serait plus liée à la date des mesures plutôt qu'à leur localisation.

En lien avec les variations de salinité, la profondeur de la couche de mélange varie de façon très importante d'un jour à l'autre, et est parfois localisée proche de la surface (station ETM le 12, stations 3 et 1). La station ETM (le 12) et la station 3 notamment présentent une épaisse couche barrière de sel. Si les apports d'eau dessalée de l'Amazone et de l'Orénoque peuvent expliquer la forte dessalure (Pailler et al., 1991) comme celle observée à partir du 17 juin, la forte variabilité journalière (et pas seulement entre les 17 et 18) observée dans l'épaisseur de cette couche barrière de sel pourrait être liée à des filaments issus des anneaux du NCB.

Les deux périodes étudiées montrent donc une faible variabilité spatiale des paramètres physiques, les stations étant assez proches les unes des autres. Si les mesures de la campagne de novembre montrent peu de variations, on distingue très nettement deux périodes pour la campagne de juin, la première entre le 12 et le 16 juin avec des salinités de surface relativement élevées, et la seconde entre le 16 et le 19 juin avec de très faibles salinités de surface. Comme précédemment indiqué (Fig. 21), l'origine de ces variations serait un apport d'eaux dessalées de l'Amazone et de l'Orénoque. Les sorties de modèles Mercator présentent aussi des salinités nettement inférieures en juin de l'année 2009 qu'en novembre, suggérant ainsi un apport de l'Amazone et de l'Orénoque important en juin. Les variations journalières de salinité observées lors de la campagne de juin 2014 pourraient être liées à une circulation tourbillonnaire entraînant une plus grande quantité d'eau « fraîche » (liée à un fragment d'un anneau du NBC). La structure de la couche de surface semble néanmoins complexe, et la définition de critères de caractérisation (couche isotherme, de mélange...) doit prendre en compte la variabilité temporelle haute fréquence importante et la variabilité saisonnière.

4. BIOGEOCHIMIE ET ASSEMBLAGE PHYTOPLANCTONIQUE DE LA ZONE D'ETUDE

4.1. Paramètres biogéochimiques

Afin de définir un état initial et d'évaluer les effets potentiels d'un rejet d'eau froide sur la communauté phytoplanctonique, il est important de pouvoir décrire la distribution spatio-temporelle du phytoplancton ainsi que les paramètres qui rentrent en jeu dans son évolution.

La composition et la production de la communauté phytoplanctonique sont en effet sous l'influence de différents facteurs (Fig. 24), des facteurs biotiques tels que la pression de broutage par le zooplancton, la compétition et les successions phytoplanctoniques, et des facteurs abiotiques comme la disponibilité en nutriments, la température, la lumière, ainsi que la turbulence. La profondeur de la couche de mélange est notamment un facteur important puisqu'elle exercerait un contrôle sur la disponibilité en lumière et en nutriments (Mann et Lazier, 2006).

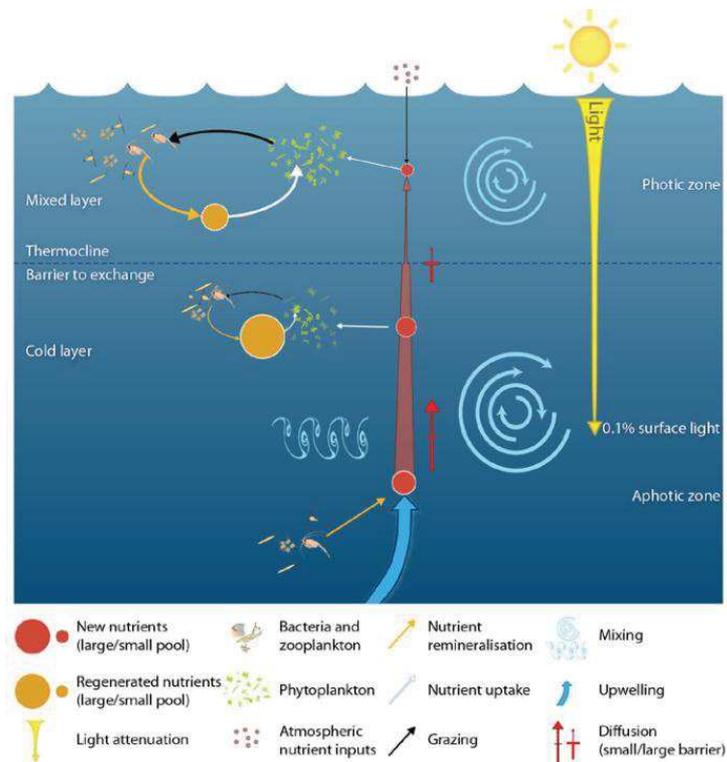


Figure 24 : Principaux facteurs contrôlant le développement du phytoplancton (Bell et al., 2011).

4.1.1. Chlorophylle *a*

Cullen (1982) apporte une description de la distribution verticale de la chlorophylle *a* aux basses latitudes et montre la présence quasi-permanente d'un maximum profond de chlorophylle (DCM). Les données de fluorescence in situ que nous avons enregistrées montrent en effet un DCM pour les deux saisons étudiées (Fig. 25). Cependant la profondeur et/ou l'intensité de ce DCM présentent des différences aussi bien journalières que saisonnières (Fig. 26).

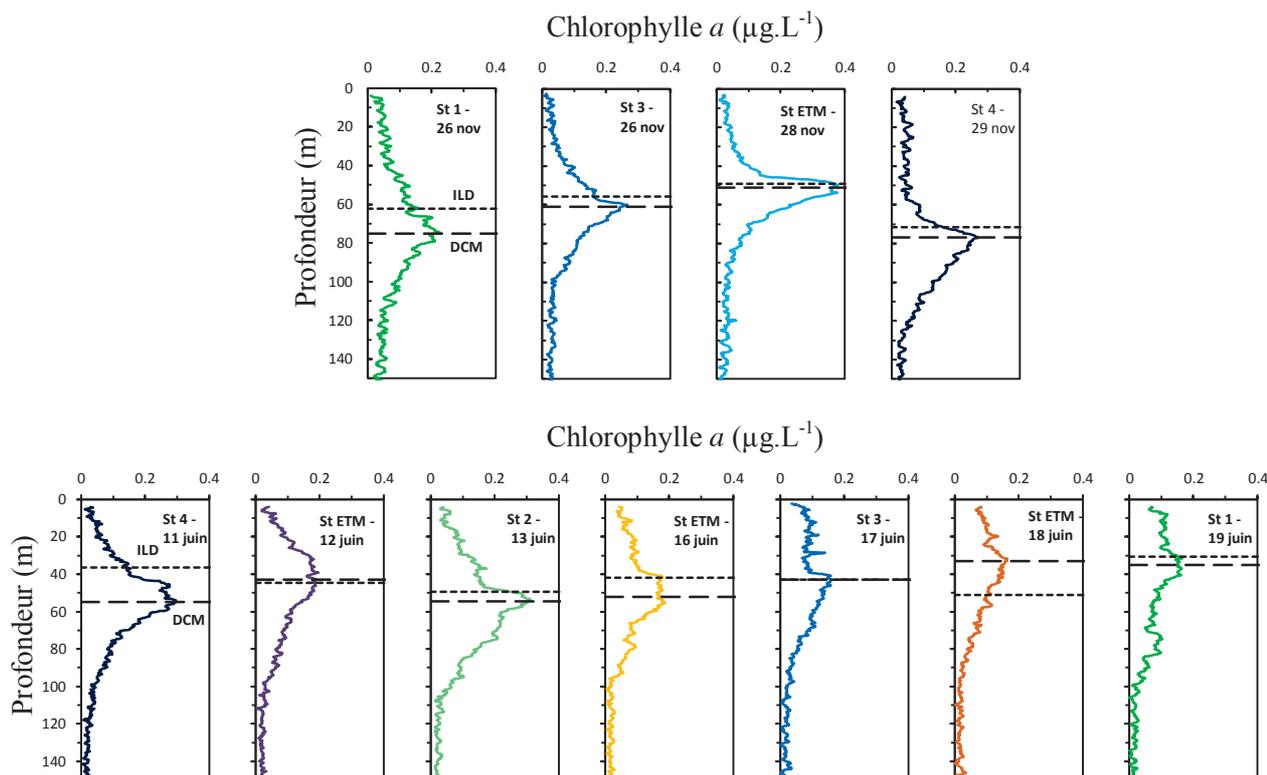


Figure 25 : Profils de chlorophylle *a* sur les 150 premiers mètres de la colonne d'eau, estimés à partir de la fluorescence (traitée avec le logiciel SBE data processing). Positionnement de la couche isotherme (ILD, en trait pointillés) et du maximum de chlorophylle *a* (DCM, en trait tiret).

La profondeur du DCM a été estimée en moyennant pour chaque profil les dix profondeurs où les concentrations les plus élevées en chlorophylle *a* ont été observées. De la même manière, l'intensité du DCM a été calculée sur les dix concentrations en chlorophylle *a* les plus élevées dans la couche euphotique. La quantité intégrée de chlorophylle *a* (Chl_{tot}) a été calculée pour chaque profil sur les 200 premiers mètres de la colonne d'eau selon la méthode des trapèzes :

$$Chl_{tot} = \sum_{i=1}^{n-1} (C_{i+1} + C_i)(Z_{i+1} - Z_i)/2$$

Où C_i est la concentration en chlorophylle *a* mesurée à la profondeur i , et Z_i la profondeur au point i .

L'intensité du DCM varie quotidiennement en novembre et en juin avec en moyenne des concentrations maximales de $0.28 \pm 0.07 \mu\text{g.L}^{-1}$ et $0.21 \pm 0.06 \mu\text{g.L}^{-1}$ respectivement. Elle varie cependant peu d'une saison à l'autre (Fig. 26). La quantité de chlorophylle *a* intégrée sur les 200 premiers mètres de la colonne d'eau montre également de faibles variations avec des moyennes de $13.10^3 \pm 1.2.10^3 \mu\text{g.m}^{-2}$ en novembre et $12.10^3 \pm 2.4.10^3 \mu\text{g.m}^{-2}$ en juin.

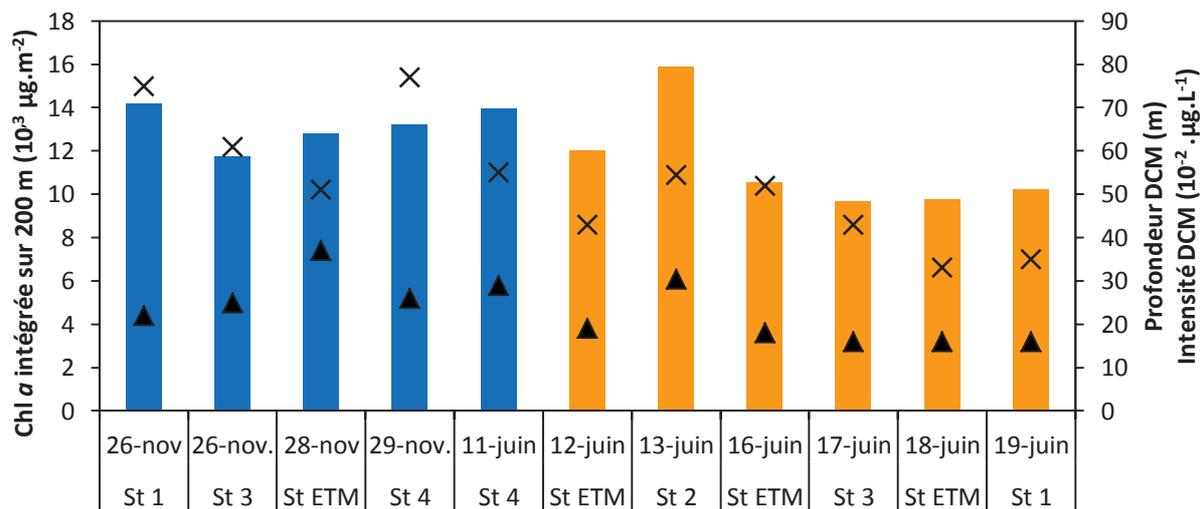


Figure 26 : Chlorophylle *a* intégrée sur les 200 premiers mètres de la colonne d'eau en novembre 2013 (bleu) et juin 2014 (orange), les croix représentent la profondeur du maximum de chlorophylle (DCM) et les triangles son intensité.

La profondeur du DCM présente une forte variabilité journalière mais aussi une variabilité saisonnière avec un DCM localisé en moyenne à 66 ± 12 m en novembre alors qu'il est localisé en moyenne à 45 ± 9 m en juin. Parallèlement, la couche isotherme est également plus profonde en novembre qu'en juin avec une moyenne de 60 ± 10 m et 43 ± 7 m respectivement. L'évolution de la profondeur du DCM semble donc suivre celle de la couche isotherme. La profondeur de la couche isotherme représente le haut de la thermocline qui est un lieu privilégié pour le développement du phytoplancton (Cullen and Eppley, 1981, Holligan et al. 1984), elle concorde en général avec la profondeur de la nutricline.

4.1.2. Nutriments

La distribution des nutriments (nitrate, phosphate et silicate) est un des facteurs contrôlant la distribution du phytoplancton. La disponibilité et la distribution de ces nutriments sur la colonne d'eau dépendent de processus physiques et biogéochimiques qui peuvent jouer le rôle de source ou de puits de nutriments. Les processus physiques redistribuent les nutriments dans la couche de surface par des processus de mélange, de diffusion et de transport horizontal et vertical. Les processus biologiques et chimiques exercent aussi un contrôle sur les nutriments par divers processus (assimilation, reminéralisation, régénération,...). Des apports externes comme par exemple aux interfaces air-mer, sédiments-eau de fond, et océan-continent vont pouvoir également enrichir la colonne d'eau en nutriments.

La thermocline est généralement associée à la nutricline (Sharples et al. 2001) et contrôle la disponibilité en nutriments pour la croissance phytoplanctonique dans les eaux de surface. Plusieurs cas peuvent être distingués en zone tropicale (Fig. 27). Avec une thermocline marquée et profonde (sous la couche euphotique ; configuration 1) les nutriments sont peu disponibles, limitant le développement du phytoplancton en surface. La production primaire repose alors sur la régénération. Dans le cas d'une thermocline marquée et peu profonde (au-dessus de la base de la couche euphotique ; configuration 2), le développement phytoplanctonique va pouvoir avoir lieu dans la couche euphotique, sous la thermocline où les nutriments sont disponibles, permettant un accroissement de la production régénérée et de la production nouvelle. En revanche, lorsque la thermocline est peu marquée et profonde (la couche de surface est peu stratifiée ; configuration 3), en zone de downwelling par exemple, le développement du phytoplancton est plutôt faible car le transfert physique des nutriments vers la couche euphotique est trop faible. Enfin, lorsque l'apport de nutriments se fait par un upwelling (configuration 4), le phytoplancton peut se développer quelle que soit la profondeur de la thermocline.

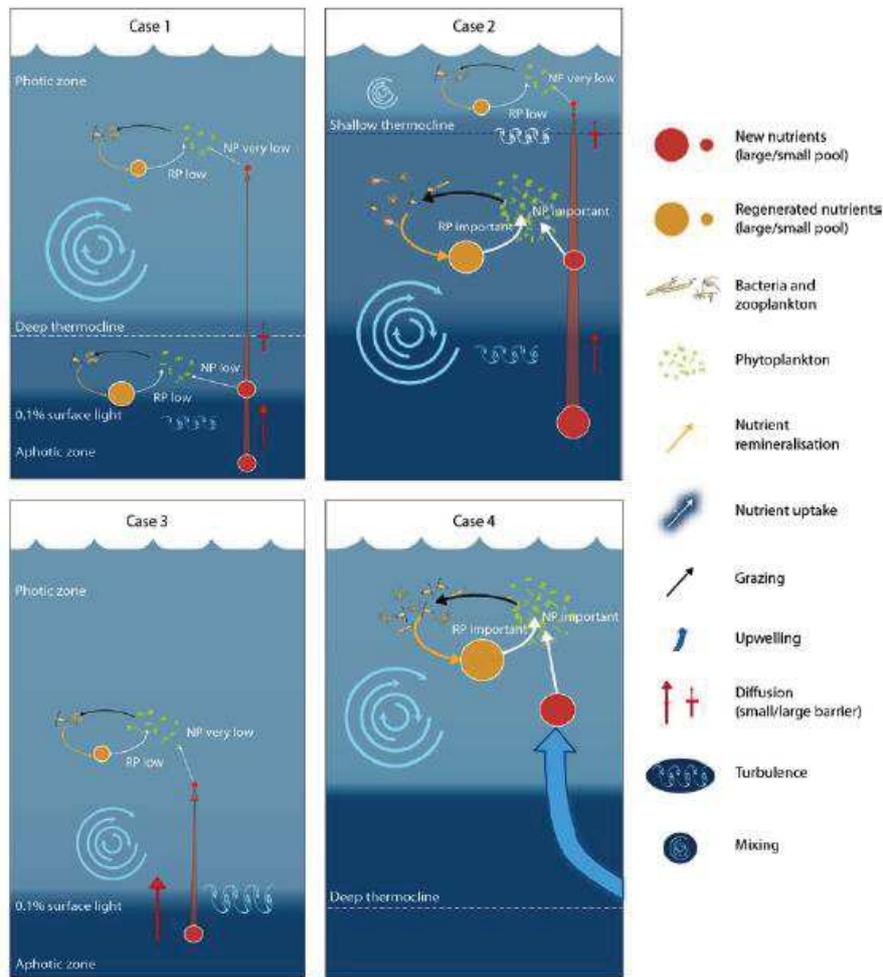


Figure 27 : Configurations du développement du phytoplancton en fonction de la thermocline (position et intensité) dans l'océan tropical (Bell et al., 2011).

Du fait du faible nombre de bouteilles GO-FLO disponibles, la résolution des prélèvements de surface (particulièrement lors de la première campagne) est relativement faible (Fig. 28), mais permet néanmoins d'estimer la profondeur de la nutricline. Nous avons utilisé la distribution des nitrates pour identifier la profondeur de la nutricline, puisque les concentrations en silicates étaient parfois dépendantes des apports de l'Amazone et de l'Orénoque.

En novembre, la nitracline semble moins profonde (50 m) qu'en juin (80 m), contrairement aux profondeurs de la couche de mélange et de la couche isotherme qui sont plus profondes en novembre. Les nutriments sont donc disponibles plus en surface en novembre qu'en juin bien que la thermocline soit plus profonde. La croissance du phytoplancton qui bénéficie ainsi de plus de nutriments dans la zone euphotique devrait donc être favorisée. Or la biomasse phytoplanctonique est similaire entre les deux périodes (Fig. 26).

Pour les deux périodes d'échantillonnage, les nitrates et phosphates présentent de très faibles concentrations dans la couche de surface, comme typiquement observé dans les eaux de surface aux latitudes tropicales et subtropicales (Dugdale, 1967). La Mer des Caraïbes est en effet généralement considérée comme oligotrophe (Gómez, 2014).

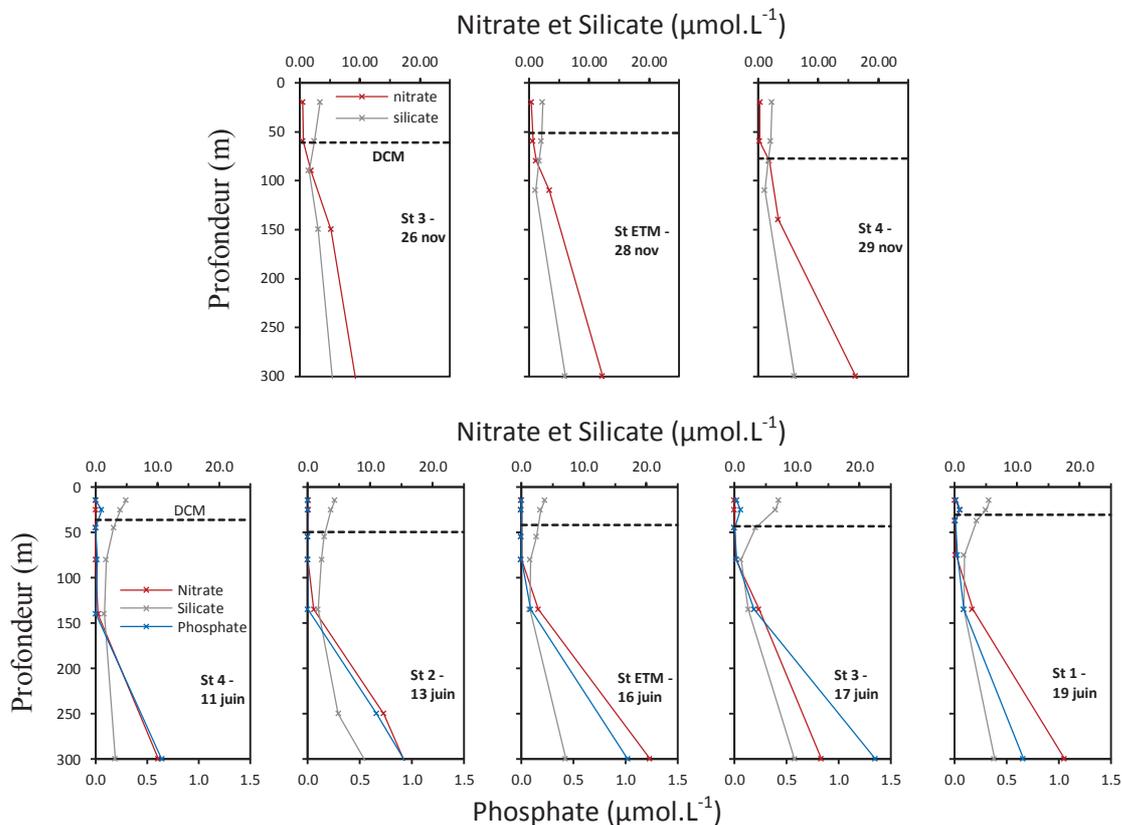


Figure 28 : Distribution verticale des concentrations en phosphate, nitrate, et silicate sur les 300 premiers mètres de la colonne d'eau lors des campagnes de novembre 2013 et juin 2014.

4.1.3. Métaux traces

La distribution verticale du manganèse (Mn) dissous généralement observée à proximité de la zone d'étude, en Atlantique Nord-Ouest, présente de fortes concentrations en surface, qui diminuent avec la profondeur (Mawji et al., 2015). Le zinc (Zn), cobalt (Co), nickel (Ni), et cuivre (Cu) dissous suivent généralement des profils de type « nutritif » alors que le plomb (Pb) présente un profil de type « scavenging » (Nozaki, 1997; Gruber, 2008). Enfin, la distribution verticale du fer (Fe) dissous suit généralement un profil de type hybride, c'est-à-dire de type nutritif en surface et scavengé en profondeur (Bruland and Lohan, 2003).

Globalement, si les distributions des métaux traces dissous observées sont similaires à celles généralement enregistrées, les concentrations de surface des métaux traces dissous considérés sont supérieures en juin 2014 par rapport à celles de novembre 2013 (Fig. 29).

La distribution des métaux traces présente donc la même variabilité saisonnière que celle observée pour les silicates suggérant un apport saisonnier de ces métaux dans les eaux de surface.

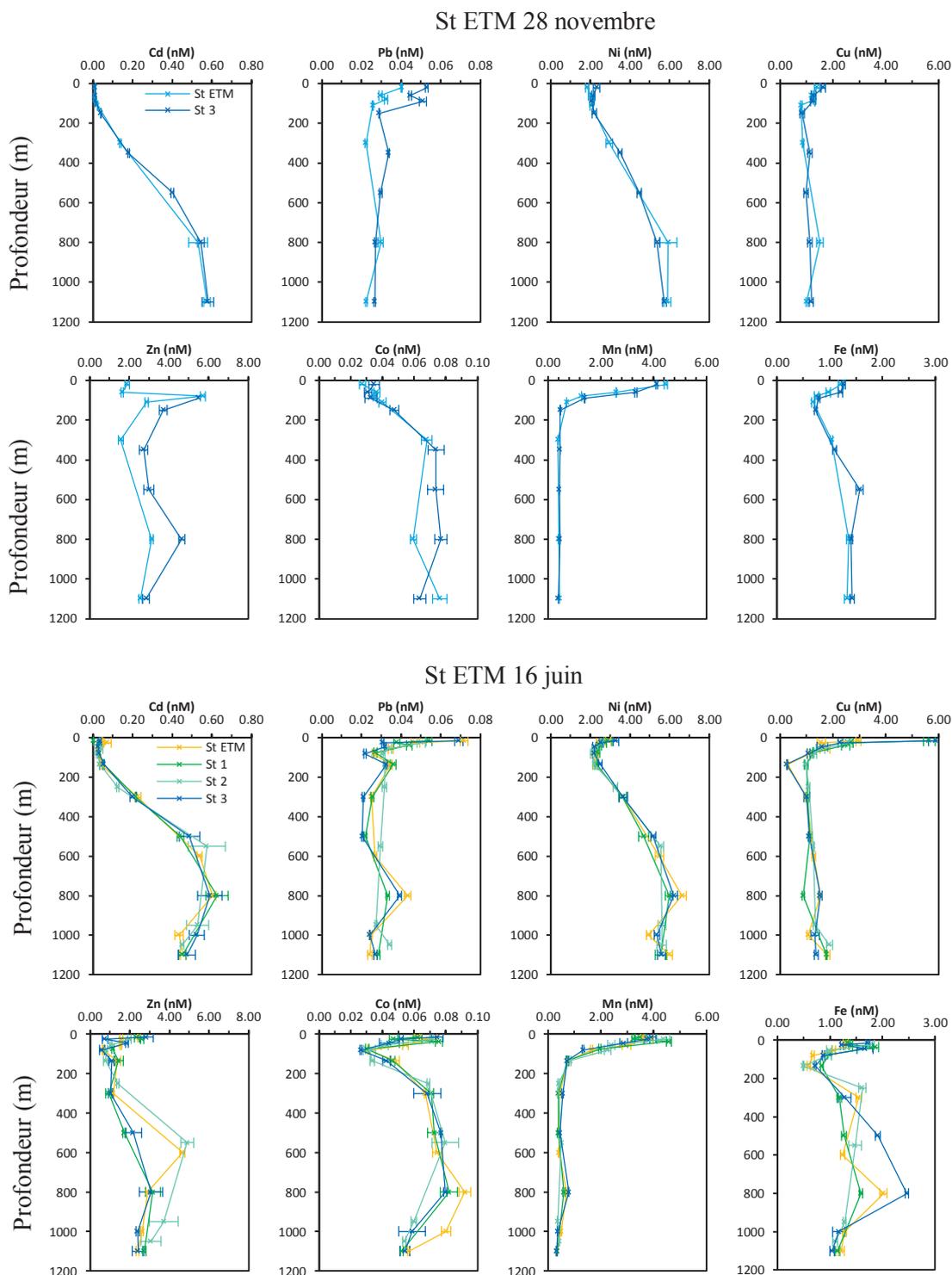


Figure 29 : Profils des métaux traces dissous (Cd, Pb, Ni, Cu, Zn, Co, Mn et Fe) aux stations ETM et 3 les 28 et 26 novembre et aux stations ETM, 1, 2 et 3 les 16, 19, 13 et 17 juin.

Comme pour les silicates, cet enrichissement de surface en métaux traces pourrait être lié à un apport d'eau de l'Amazonie et de l'Orénoque. Un test de corrélation de Spearman a donc été effectué sur les données de juin afin de déterminer s'il existe une corrélation entre les valeurs de salinité et les concentrations en métaux traces. Pour les données de surface (sur les 140 premiers mètres), le Pb, Ni, Cu, Co, Mn et Fe présentent une corrélation significative ($p < 0.04$) avec la salinité. Par contre, si on regarde plus en détail aux stations 1 et 3 (où les salinités sont très faibles ; Fig. 23), si l'enrichissement en métaux traces (Fig. 29) était uniquement lié aux apports de l'Amazonie et de l'Orénoque, la salinité et la concentration en métaux traces devraient être significativement corrélées, ce qui n'est pas le cas. S'il existe une incertitude liée au faible nombre de mesures pour chaque station, une autre origine à cet enrichissement peut être envisagée. En effet, lors de la campagne de juin, nous avons observé un phénomène récurrent en été (particulièrement de juin à août) appelé « brume des sables » qui correspond à un apport atmosphérique de poussières d'origine africaine (Prospero et Lamb, 2003 ; Kumar et al., 2014 ; Prospero et al., 2014).

La figure 30 montre la trajectoire des masses d'air qui arrivent en Martinique le 20 juin 2014, et confirme l'origine africaine de ces particules. Cette « brume des sables » est notamment le vecteur de certains métaux traces. Baker et al. (2013) décrivent une saisonnalité marquée de ces apports particulièrement riches en Fe et Al, ce qui pourrait expliquer les fortes concentrations de surface observées pour le fer. Garrison et al. (2010) montrent par ailleurs la présence dans les Caraïbes de particules originaires de Bamako (Mali) riches en Pb et qui pourrait ainsi expliquer les très fortes concentrations de Pb que nous observons en surface.

Des échantillons de poussières atmosphériques ont été prélevés par Madininaire (qui assure la surveillance de la qualité de l'air en Martinique) les 22, 24, 26 et 28 juin après 48 h de prélèvement. Les échantillons ont été analysés par HR-ICPMS au PSO de Brest, en collaboration avec Rachel Shelley. Cependant les filtres utilisés par Madininaire pour les prélèvements étaient en quartz, alors que ceux couramment utilisés pour les éléments traces sont des filtres Millipore HA en cellulose (Shelley et al. 2012). L'aluminium (Al) présent dans les particules n'a ainsi pas pu être mesuré, ce qui rend difficile l'interprétation des résultats en termes d'origine des poussières car l'aluminium est généralement utilisé comme traceur lithogénique par rapport auquel sont normalisés les autres éléments. Par ailleurs, les blancs de filtres en quartz se sont révélés très élevés pour d'autres éléments lithogéniques (baryum et zirconium) ainsi que pour Fe. Il est donc difficile d'identifier l'origine de ces poussières atmosphériques à partir des rapports élémentaires mesurés.

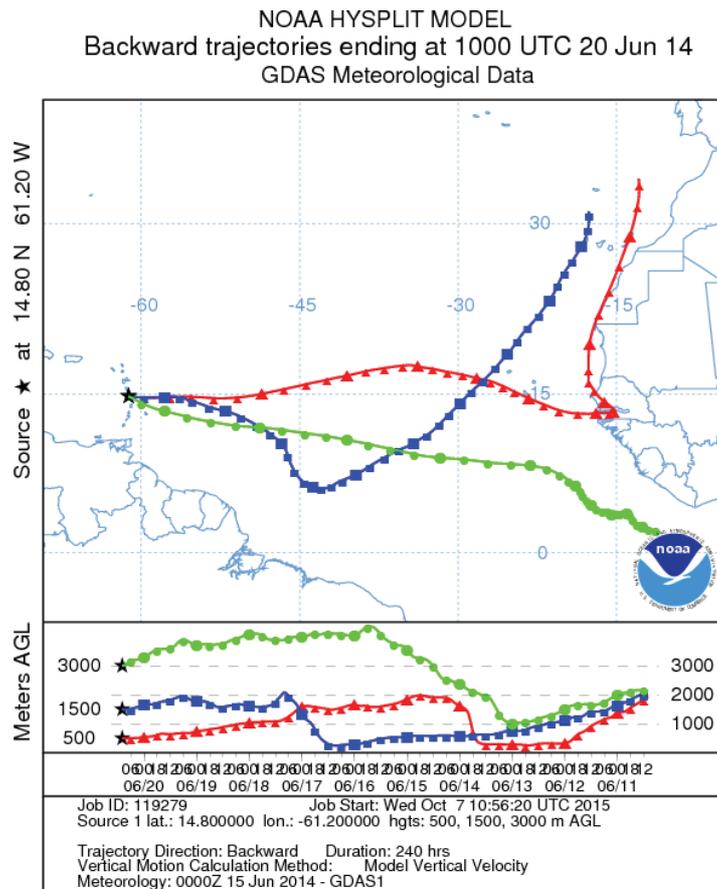


Figure 30 : Trajectoire des masses d'air arrivant en Martinique le 20 juin 2014.

4.2. Communauté phytoplanctonique

Trois types d'analyses (analyse pigmentaire, taxonomie, et analyse de cytométrie en flux) ont été réalisés afin de décrire la communauté phytoplanctonique, en plus des enregistrements de la fluorescence.

Analyse pigmentaire :

L'analyse par HPLC permet de déterminer la concentration en chlorophylle *a* totale (TChl *a* = Chlorophylle *a* + divinyl Chlorophylle *a* + Chlorophyllide *a*) et la concentration en pigments accessoires. Une partie de ces pigments accessoires peut être utilisée comme biomarqueurs de certains groupes phytoplanctoniques (Gieskes et al., 1988) et distribuée en classes de taille du phytoplancton (Vidussi et al., 2000).

La contribution à la chlorophylle *a* totale (et donc à la biomasse photosynthétique) de 3 classes de taille de phytoplancton (pico-, nano- et micro-plancton) a ainsi été calculée à partir de la concentration en pigments biomarqueurs selon la méthode décrite par Uitz et al. (2006).

Uitz et al. (2006) ont identifié sept pigments spécifiques majeurs pour ce calcul (Tableau3) : fucoxanthine, péridinine, 19'-hexanoyloxyfucoxanthine (19'HF), 19'-butanoyloxyfucoxanthine (19'BF), alloxanthine, chlorophylle *b* et divinyl chlorophylle *b*, et zéaxanthine. Ainsi le microplancton regroupe les diatomées (fucoxanthine) et les dinoflagellés (péridinine), le nanoplancton inclut les pelagophytes et haptophytes (19'HF et 19'BF), ainsi que les cryptophytes (alloxanthine). Le picoplancton regroupe les flagellés autotrophes ainsi que les cyanobactéries dont les prochlorophytes (Chlorophylle *b* et divinyl chlorophylle *b* et zeaxanthine). Les associations ainsi faites présentent des classes de tailles relatives et ne sont pas strictes, dans la mesure où certaines populations (comme les diatomées par exemple) présentent un large éventail de taille. Par ailleurs, certains pigments sont observés dans différents groupes (comme la fucoxanthine qui est essentiellement présente chez les diatomées mais qu'on trouve également chez les prymnesiophytes).

Gieskes et al. (1988) ont défini des coefficients pour chaque ratio $[TChl\ a]/[pigment]$ à partir de régressions multiples entre les concentrations en chlorophylle *a* et en pigments biomarqueurs. La somme des concentrations des pigments diagnostiques ($\sum DP$) a été calculée selon la formule suivante :

$$\sum DP = 1,41[Fuco] + 1,41[Perid] + 1,27[19'HF] + 0,35[19'BF] + 0,60[Allo] + 1,01[TChlb] + 0,86[Zea]$$

La fraction de chlorophylle *a* totale associée à chaque classe de taille a été calculée comme suit :

$$f_{\text{micro}} = (1,41[Fuco] + 1,41[Perid]) / \sum DP$$

$$f_{\text{nano}} = (1,27[19'HF] + 0,35[19'BF] + 0,60[Allo]) / \sum DP$$

$$f_{\text{pico}} = (1,01[TChlb] + 0,86[Zea]) / \sum DP$$

Enfin la part de chlorophylle *a* attribuée à chaque classe de taille a été calculée :

$$\text{micro-}[TChla] = f_{\text{micro}} \times [TChla]$$

$$\text{nano-}[TChla] = f_{\text{nano}} \times [TChla]$$

$$\text{pico-}[TChla] = f_{\text{pico}} \times [TChla]$$

Tableau 3 : Pigments accessoires biomarqueurs et leur signification taxonomique selon leur classe de taille (Uitz et al., 2006).

Pigments Diagnostiques	Abréviations	Groupe taxonomique	Classes de taille
Fucoxanthine	Fuco	Diatomées	microplancton
Péridinine	Perid	Dinoflagellés	microplancton
19'-hexanoyloxyfucoxanthine	Hex-fuco	Haptophytes	nanoplancton
19'-butanoyloxyfucoxanthine	But-fuco	Pelagophytes and Haptophytes	nanoplancton
Alloxanthine	Allo	Cryptophytes	nanoplancton
chlorophylle <i>b</i> + divinyl chlorophylle <i>b</i>	TChl <i>b</i>	Prochlorophytes	picoplancton
Zeaxanthine	Zea	Cyanobactéries et prochlorophytes	picoplancton

Les distributions verticales en TChl *a* estimée avec la méthode HPLC et par fluorescence *in situ* sont cohérentes (Fig. 31), notamment au niveau du maximum de chlorophylle. Cependant les concentrations en TChl *a* mesurées par HPLC sont supérieures à celles estimées à partir de la fluorescence *in situ*. Les concentrations en TChl *a* sont relativement faibles, indépendamment de la saison. Les concentrations maximales en TChl *a* sont supérieures en novembre par rapport à celles en juin, avec 0,55 µg.L⁻¹ à la station ETM à 60 m le 28 novembre contre 0,41 µg.L⁻¹ aux stations 2 et ETM à 55 m les 13 et 16 juin respectivement. Au contraire, plus en surface (20 m en novembre, et 15 et 25 m en juin), les concentrations en TChl *a* sont inférieures en novembre par rapport à celles de juin, en accord avec la distribution issue des profils *in situ*. Enfin, si en juin les maxima sont observés entre 37 et 55 m, ceux de novembre sont plus profonds, entre 60 et 80 m.

La distribution du phytoplancton entre les trois classes de taille varie temporellement (quotidiennement et saisonnièrement) et spatialement (verticalement) :

- En surface (20 m en novembre, et 15 et 25 m en juin), le pico-phytoplancton domine l'assemblage phytoplanctonique. Le nanoplancton représente environ 20 à 40% du compartiment phytoplanctonique quelle que soit la saison (en moyenne 25% en novembre et 29% en juin). Si en novembre le micro-phytoplancton est négligeable, en juin il représente environ 20% du phytoplancton, soit une proportion similaire à celle du nanoplancton.

- Au maximum de chlorophylle (dont la profondeur varie quotidiennement et saisonnièrement), en novembre le nano- et le pico-phytoplancton sont en proportions similaires, avec une faible proportion de micro-phytoplancton. En juin, sur la première partie des observations (11, 13 et 16 juin), la proportion de micro-phytoplancton est supérieure à celle observée en novembre, elle reste cependant toujours inférieure aux proportions de pico- et de nanoplancton, qui représentent la plus forte contribution à la TChl *a*. En revanche sur la seconde partie des observations de juin (17 et 19 juin), alors que le maximum de chlorophylle est moins intense, avec une TChl *a* élevée en surface, la proportion du micro-phytoplancton est supérieure aux autres groupes et il domine l'assemblage phytoplanctonique le 19 juin. La distribution du phytoplancton selon les 3 classes de taille montre donc une variabilité marquée à la fois saisonnière mais également à plus courte échelle de temps (journalière).
- En dessous du maximum de chlorophylle (entre 80 et 100 m), la concentration en TChl *a* diminue fortement en novembre (sauf pour la station 4 où le pic est à environ 80 m). Pour la première partie des observations de juin (11, 13 et 16 juin) les concentrations de TChl *a* observées à ces profondeurs sont relativement élevées en comparaison de celles au niveau du maximum de chlorophylle. Les proportions de chaque groupe phytoplanctonique sont similaires en juin.
- Plus en profondeur, entre 130 et 150 m, la TChl *a* est négligeable.

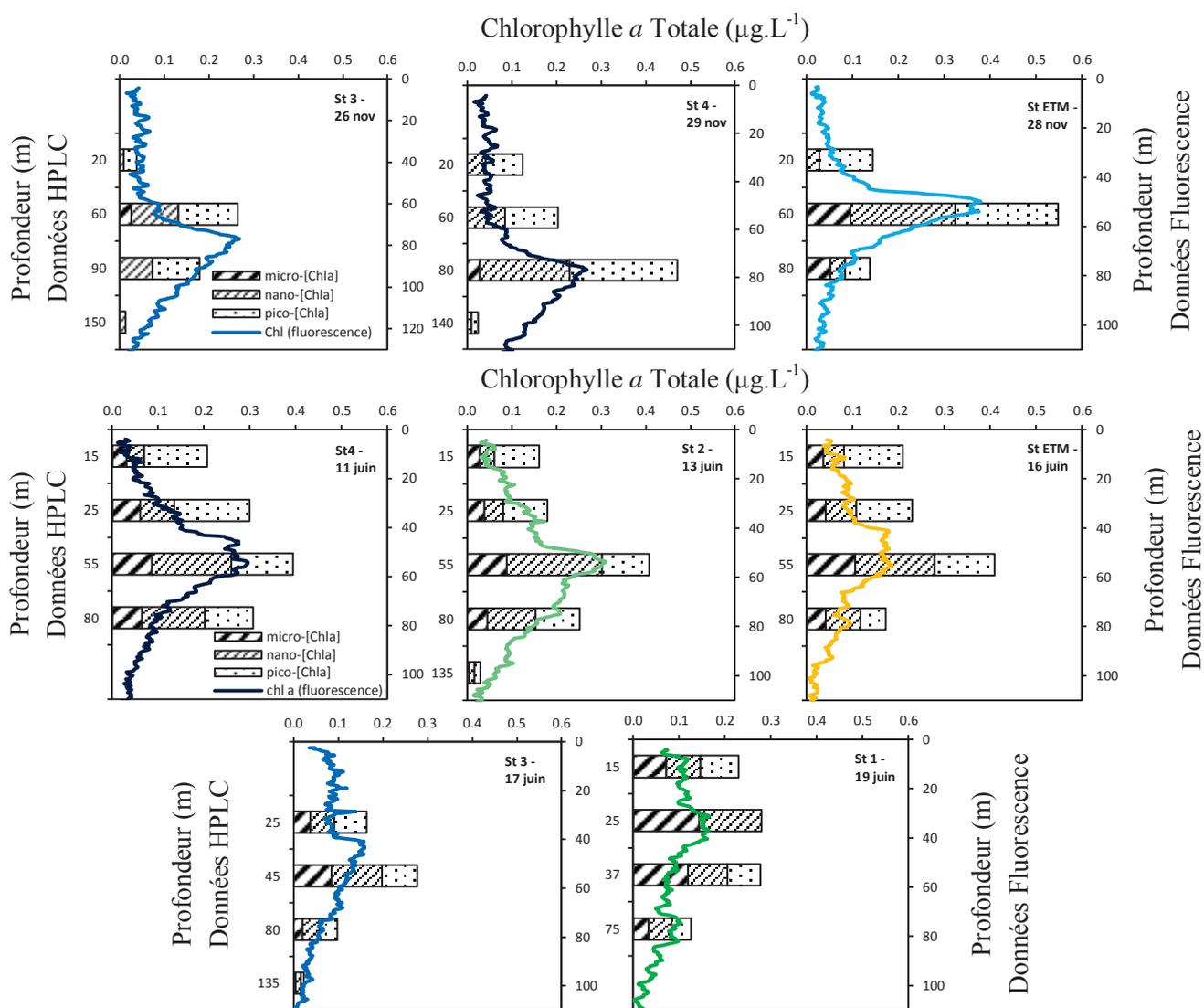


Figure 31 : Distribution de la contribution à la chlorophylle a totale des du pico-, nano-, et microplancton calculées à partir des données pigmentaires (HPLC) ; profils de chlorophylle a à partir de la fluorescence in situ (noter les différences d'échelles).

Analyse taxonomique :

L'abondance du microplancton et d'une partie du nanoplancton a été déterminée par des analyses en microscopie (Fig. 32). Sept populations ont été identifiées : les diatomées, les dinoflagellés, les cryptophytes, les cyanophycées, les nanoflagellés, les prasinophytes et les primnesiophycés. Les dinoflagellés observés ne présentent pas de coloration au Lugol et ne possèdent donc a priori pas d'amidon. Ils seraient donc hétérotrophes ou mixotrophes, plutôt qu'autotrophes. Leur petite taille et les très faibles concentrations en péridinine (pigment biomarqueur des dinoflagellés) sont également en faveur de cette hypothèse.

Globalement, la distribution du microplancton et d'une partie du nanoplancton est très variable d'un jour à l'autre, d'une saison à l'autre et d'une profondeur à l'autre, comme précédemment décelée avec l'analyse pigmentaire. Les abondances totales les plus élevées ($1,7E+05$ cellules.L⁻¹ le 28 novembre à la station ETM) sont observées en novembre. L'abondance totale maximale n'est pas nécessairement à la même profondeur que le DCM.

L'assemblage est de composition très variable, mais avec une part importante de dinoflagellés hétérotrophes (du type *Gymnodinium*) à la plupart des stations. En novembre, on note une part importante de nanoflagellés aux stations ETM et 4 (les 28 et 29 novembre respectivement). Peu de diatomées sont observées mais elles représentent une fraction importante en termes de biovolume.

Comme observé à partir des données pigmentaires, les diatomées sont plus abondantes sur la deuxième partie des observations de juin (les 17 et 19 juin). 79 espèces de diatomées (Fig. 33) ont été identifiées dont les plus abondantes sont *Pseudo-nitzschia cf. delicatissima* (longueur 64 μm x largeur 1,5 μm), *Navicula sp.* (diamètre inférieur 10 μm), et *Nitzschia cf. fusiformis*, ces espèces ne sont pas considérées comme potentiellement toxiques. Des *Guinardia cylindrus* (également nommées *Rhizosolenia cylindrus Cleve*) associées à la cyanobactérie endosymbiotique *Richelia intracellularis* ont également été observées (à la station 1 et la station 3 en particulier). Plusieurs espèces de *Trichodesmium sp.* ont également été observées et représentent la majeure partie des cyanophycées. *Richelia intracellularis* et *Trichodesmium sp.* sont des cyanobactéries diazotrophes, c'est-à-dire qui utilisent le diazote gazeux, et elles sont particulièrement abondantes dans les zones oligotrophes où l'azote est souvent limitant et où elles possèdent donc un avantage compétitif (Montoya et al., 2004). Cependant, la croissance de ces diazotrophes est en générale limitée par le phosphate et le fer (Mills et al., 2004). Or les concentrations en phosphate étaient particulièrement faibles dans les eaux de surface (inférieure à la limite de détection) limitant potentiellement le développement des diazotrophes, alors que les concentrations en fer dissous étaient relativement élevées en surface (1,0 - 1,5 nM). En revanche, les fortes concentrations en fer dissous et en silicate observées en surface en juin sont en faveur d'un développement des diatomées comme observé avec les analyses taxonomiques.

Chapitre 2 : Caractérisation de la zone d'étude

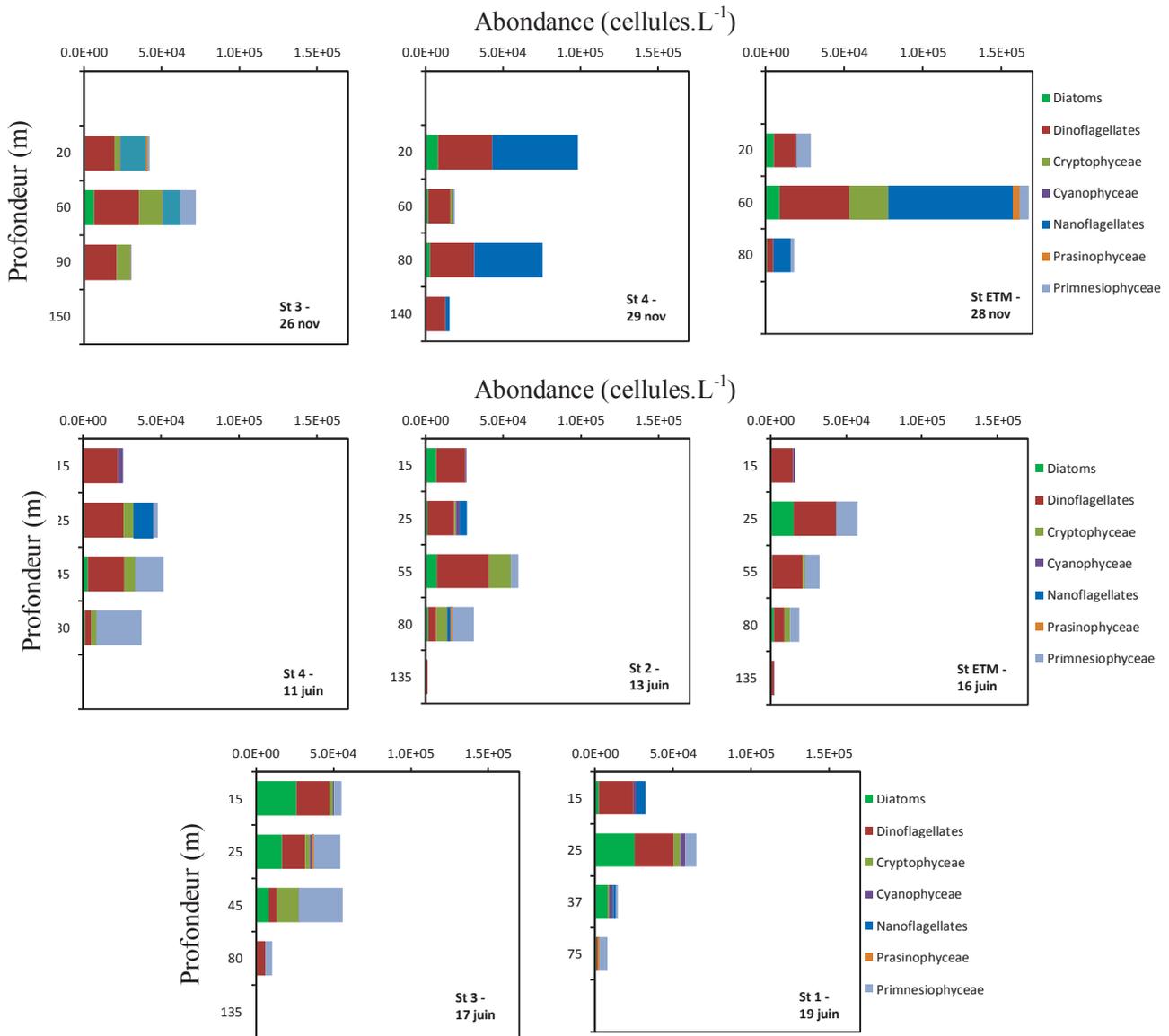


Figure 32 : Distribution et abondance des groupes planctoniques identifiés par microscopie.

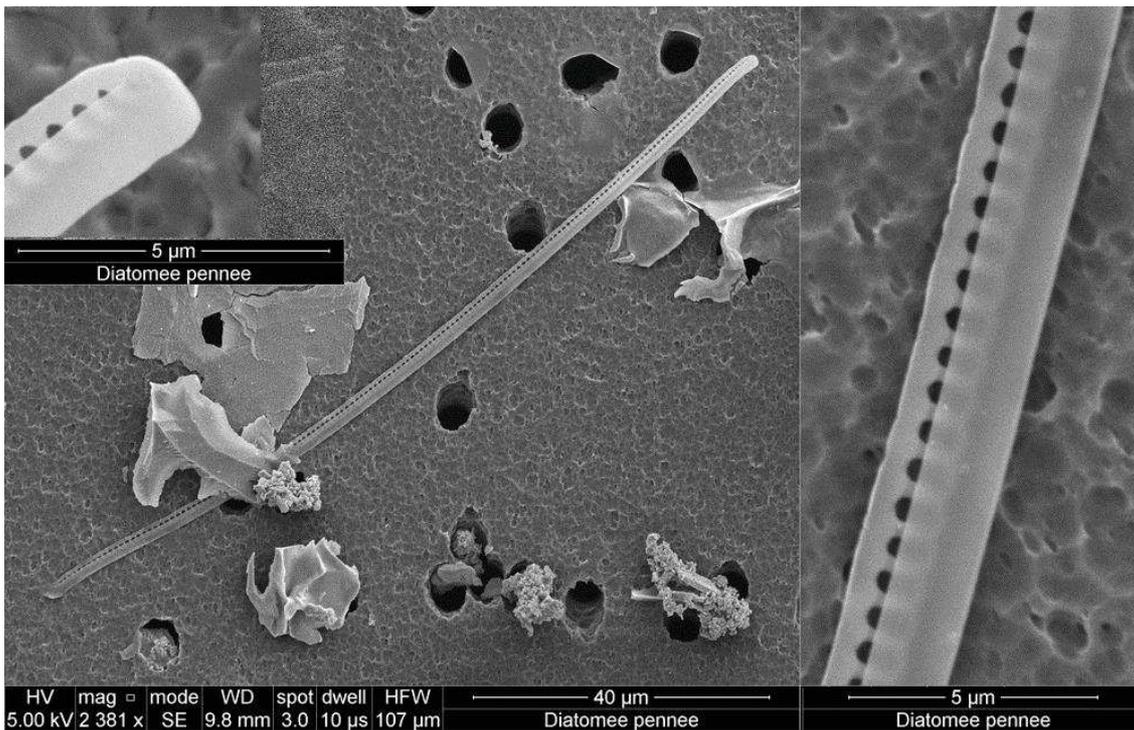


Figure 33 : Photographie au Microscope Electronique à Balayage d'une diatomée pennée du genre *Nitzschia* issue d'un échantillon de la campagne de juin en Martinique (photo : Beatriz Becker).

Cytométrie en flux :

L'identification et le dénombrement du pico-phytoplancton, qui domine l'assemblage phytoplanctonique en zone oligotrophe (Platt et al., 1983) ont été réalisés par cytométrie en flux. Trois populations ont ainsi été identifiées: les *Prochlorococcus* qui sont les plus abondants, les *Synechococcus* d'abondance variable selon la saison, et les picoeucaryotes relativement peu nombreux (Fig. 34).

Chapitre 2 : Caractérisation de la zone d'étude

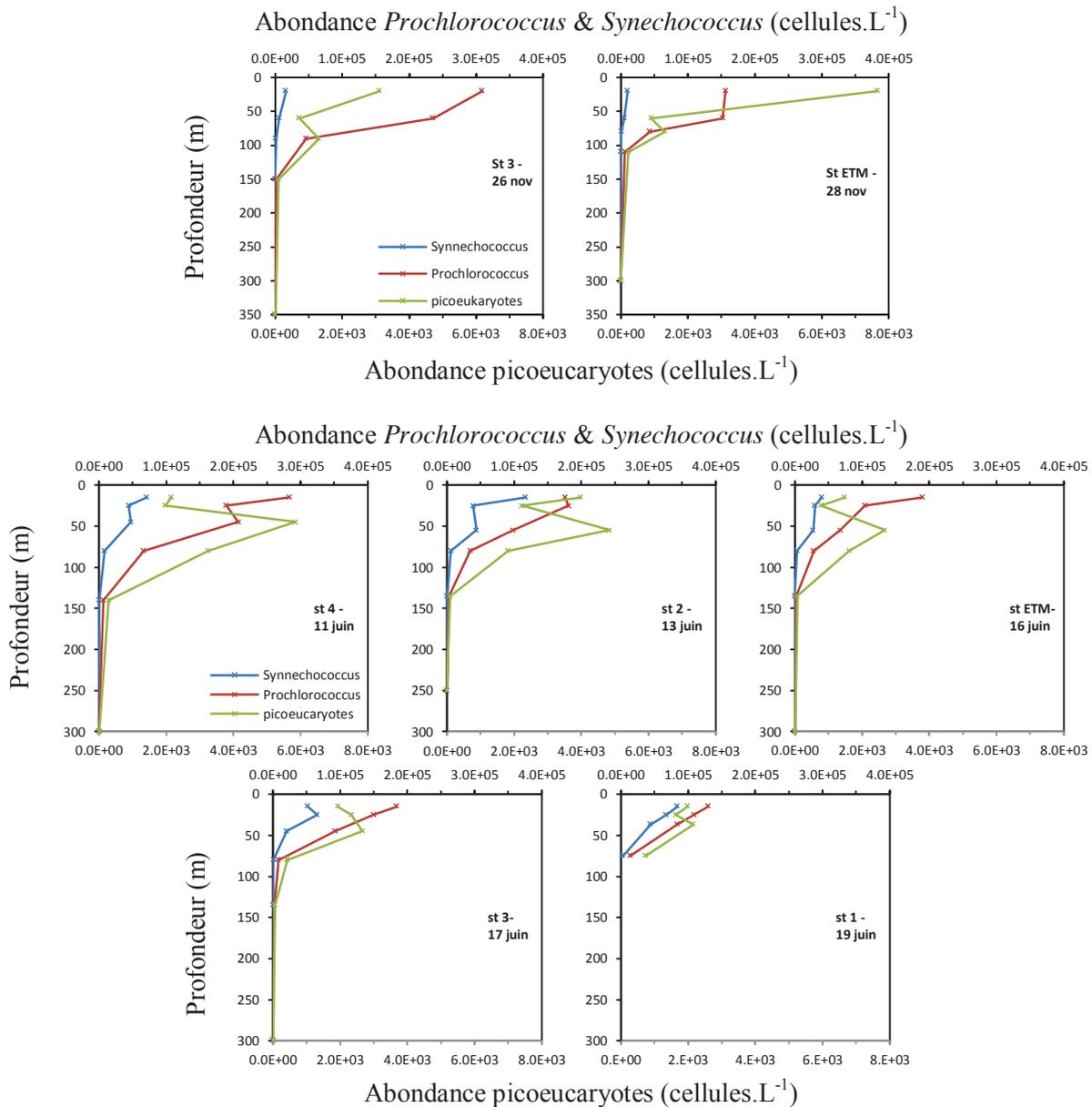


Figure 34 : Distribution du pico-phytoplancton à partir des analyses par cytométrie en flux.

Les données pigmentaires montraient une abondance du pico-phytoplancton en surface plus forte en juin qu'en novembre, et au contraire une abondance au niveau du maximum de chlorophylle supérieure en novembre qu'en juin. Les données de cytométrie en flux montrent des abondances similaires en *Prochlorococcus* en surface sur les deux périodes étudiées, mais des abondances en *Synechococcus* supérieures en juin par rapport à celles en novembre.

Alors qu'en novembre les *Prochlorococcus* présentent une abondance supérieure d'environ deux ordres de grandeur par rapport aux *Synechococcus*, en juin les abondances de ces deux populations sont du même ordre de grandeur.

Des travaux antérieurs suggèrent que les *Prochlorococcus* domineraient les assemblages de cyanobactéries en conditions oligotrophes, alors que les *Synechococcus* domineraient ces assemblages dans les eaux plus côtières et plus riches en nutriments (Liu et al., 1998; Olson et al., 1990a). Cependant, les concentrations en nutriments (nitrate et phosphate) ne montrent généralement pas de valeurs plus élevées en juin qu'en novembre, et ne peuvent donc pas justifier d'une présence plus importante des *Synechococcus* en juin. Il est néanmoins possible que les eaux aient été enrichies en nutriments (notamment par les poussières atmosphériques) mais que ceux-ci soient rapidement consommés, ce qui concorde notamment avec la présence plus importante de diatomées en juin.

Deux types de *Synechococcus* ont par ailleurs été observés sur les soixante premiers mètres de la colonne d'eau (sauf à la station ETM le 28 novembre, où les 2 types ne sont observés qu'à 20 m) : les *Synechococcus* « dim » et les « bright » qui sont respectivement caractérisées par leur faible et haut rapport de phycourobilin (PUB) et phycoerythrobilin (PEB) (Olson et al., 1990b). Les *Synechococcus* « dim » sont faiblement représentées en novembre alors qu'en juin, à 15 et 25 m elles présentent une abondance supérieure à celle des *Synechococcus* « bright ». La présence de la population « dim » est liée en particulier à des eaux plus riches en nutriments (Olson et al., 1990b), ce qui semble en adéquation avec la présence plus importante de la population de *Synechococcus* en juin et est en faveur d'un enrichissement sur cette période.

Les picoeucaryotes montrent des profils différents entre novembre et juin. En novembre, les concentrations les plus élevées sont observées à 20 m, et un minimum relatif est observé à 60 m, alors qu'en juin un minimum relatif est observé à 25 m et le maximum est observé au niveau du pic de chlorophylle.

5. CONCLUSION

La zone d'étude présente un fonctionnement complexe avec une variabilité saisonnière marquée. La structure physique incluant la profondeur de la couche isotherme et celle de la couche de mélange varie aussi bien saisonnièrement que quotidiennement. La stratification de la couche de surface est contrainte par des forçages physiques tels que la position de l'ITCZ, l'intensité des vents, le flux net de chaleur, mais également par les apports saisonniers ou plus ponctuels (filaments, tourbillons) d'eau dessalée riche en silicate de l'Amazone et de l'Orénoque.

Cette variabilité de la structure physique associée à une variabilité saisonnière de la distribution des paramètres biogéochimiques (nutriments et métaux traces notamment) conduit à une variabilité saisonnière et journalière de la distribution et de la composition de la communauté phytoplanctonique. La distribution de la communauté phytoplanctonique est en effet très variable ; en juin l'abondance accrue du micro-phytoplancton (des diatomées particulièrement) et la distribution du pico-phytoplancton avec une augmentation de l'abondance de la population de *Synechococcus* (avec la présence des « dim » notamment) sont en faveur d'un enrichissement en macro- et micro-nutriments.

Cependant, si les eaux de l'Amazone et de l'Orénoque qui arrivent en Mer des Caraïbes sont particulièrement riches en silicate, les nitrate et phosphate ont largement été consommés sur leur trajet (Stevens et Brooks, 1972), limitant potentiellement le développement du phytoplancton et la production primaire. L'enrichissement saisonnier en métaux traces (particulièrement en Fer) et en silicate observé lors de la campagne de juin est également un argument en faveur du développement des diatomées.

CHAPITRE 3

Simulation d'un upwelling artificiel avec des microcosmes immergés *in situ*

1. INTRODUCTION

Un des enjeux majeurs de ce travail de thèse consistait à simuler expérimentalement le rejet d'eau profonde par une centrale ETM, et par la même un upwelling artificiel. Pour répondre à cet objectif, il nous a fallu développer un outil adapté et valider son application à la zone d'étude.

La plupart des études d'impact visant à identifier les effets du rejet d'eau froide d'une centrale ETM se concentrent essentiellement sur des travaux de modélisation (Grandelli et al., 2012). Dans la mesure où jusqu'à très récemment (installation d'une centrale pilote ETM de 105 kW par Makai Ocean Engineering connecté au réseau électrique en Août 2015 à Hawaii) aucune centrale ETM n'était en fonction, très peu d'études expérimentales sont disponibles (Taguchi et al., 1987).

Des expérimentations visant à reproduire des conditions d'upwelling artificiel (pour l'aquaculture par exemple) ont déjà été menées en laboratoire (McAndrew et al., 2007 ; Mahaffey et al., 2012) ou directement sur le terrain (Aure et al., 2007; Handå et al., 2014), elles ne sont cependant pas vraiment adaptées à notre étude.

En laboratoire, les expérimentations consistent essentiellement en des incubations de communautés phytoplanctoniques, pour la plupart sur une ou quelques souches, rarement représentatives de l'assemblage phytoplanctonique rencontré en milieu naturel. Dans ces expérimentations le milieu est enrichi en macronutriments (nitrate, phosphate, et silicate en général) et/ou en métaux traces (tel que le fer, cadmium, cobalt, etc..) mais rarement directement en eau de fond.

Sur le terrain, l'enrichissement lié à un apport d'eau de fond peut être réalisé avec des incubations *in situ* en mésocosmes (Escaravage et al., 1996) ou bien directement en pompant de l'eau profonde via une plateforme (Aure et al., 2007) ou un convertisseur d'énergie des vagues (White et al., 2010) et en la rejetant plus en surface. Ces outils ne peuvent cependant pas être utilisés dans le cadre de l'ETM car dans ce cas-ci, l'eau froide sera pompée à proximité du fond à environ 1100 m (alors que sur les plateformes précédemment citées le pompage intervient à quelques centaines de mètres de profondeur tout au plus). Par ailleurs, le rejet d'eau profonde via une plateforme de pompage par exemple, ne peut intervenir que sur les premiers mètres de la couche de surface, alors que le rejet d'eau froide par l'ETM, pour des raisons thermodynamique et en vue de réduire les potentiels impacts, interviendra plus profondément (au-delà de 100 m).

Nous avons donc décidé d'utiliser des microcosmes *in situ* pour simuler l'enrichissement des eaux de surface avec des eaux de fond sans limiter nos expérimentations aux premiers mètres de la surface. Des expériences de microcosmes *in situ* ont déjà été réalisées (de la Broise et Palenik, 2007, de la Broise et Stachowski-Haberkorn, 2012) mais en conditions eutrophes et avec des incubations proches de la surface. Il a donc fallu adapter le protocole à la zone d'étude (eaux pauvres en nutriments, couche euphotique profonde) et à l'expérimentation (simulation d'un upwelling artificiel). Ce type d'expérimentation permet en outre de réaliser un grand nombre de réplicats.

L'article qui suit présente la mise au point et la validation de ce protocole expérimental de microcosmes immergés *in situ* pour simuler un upwelling artificiel. Il s'appuie sur la campagne de juin 2014 (saison humide) sur le site de la future centrale pilote ETM, au large de Bellefontaine en Martinique.

Dans une première partie, cet article s'applique à déterminer si les microcosmes *in situ* permettent de reproduire expérimentalement l'évolution des paramètres biogéochimiques et biologiques observée dans le milieu naturel. Pour cela l'eau de surface prélevée au niveau du maximum de chlorophylle (identifié sur des profils de fluorescence) est mise à incuber en microcosmes *in situ* (4 réplicats) pendant 6 jours à 45 m sur un mouillage. L'évolution de la communauté phytoplanctonique (composition pigmentaire et mesure de l'abondance des populations de pico-phytoplancton) dans ces microcosmes est comparée avec celle du milieu naturel à la même profondeur pendant la même période de temps.

Le second objectif de cet article vise à simuler un upwelling artificiel. Pour cela, l'eau de surface prélevée au maximum de chlorophylle (45 m) est enrichie avec 2% ou 10% d'eau de fond (prélevée à 1100 m) et incubée en microcosme *in situ*. L'enrichissement avec 2% d'eau de fond vise à évaluer les effets sur le phytoplancton d'un faible apport d'eau de fond. L'enrichissement avec 10% d'eau de fond représente un fort apport, et vise à identifier de potentiels forts effets sur la communauté phytoplanctonique lié au rejet d'eau de fond. Les microcosmes avec 2% ou 10% d'eau de fond (4 réplicats pour chaque condition) ont été incubés en même temps que les microcosmes contenant uniquement de l'eau de surface, qui serviront de contrôle.

L'évolution de la communauté phytoplanctonique dans les eaux environnantes et dans les différents microcosmes a été suivie par l'analyse des données pigmentaires mesurées par HPLC, et par l'énumération et l'identification des grands groupes de pico-phytoplancton par cytométrie en flux. Parallèlement les nutriments (phosphate, nitrate, silicate) ont été analysés et ont permis d'évaluer l'apport potentiel en nutriments aux taux de mélange testés.

Les résultats de cette étude sont présentés dans l'article ci-dessous (Giraud et al., 2016) paru dans *Journal of Experimental Marine Biology and Ecology*.

2. ARTICLE



Contents lists available at ScienceDirect

Journal of Experimental Marine Biology and Ecology

journal homepage: www.elsevier.com/locate/jembe

Simulation of an artificial upwelling using immersed *in situ* phytoplankton microcosms

Mélanie Giraud^{a,b,c,*}, Marie Boye^a, Véronique Garçon^b, Anne Donval^a, Denis de la Broise^a^a LEMAR – UMR 6539, IUEM Technopôle Brest-Iroise, 29280 Plouzané, France^b LEGOS – UMR 5566, 31401 Toulouse cedex 9, France^c France Energies Marines, 29200 Brest, France

ARTICLE INFO

Article history:

Received 16 April 2015

Received in revised form 6 November 2015

Accepted 12 November 2015

Available online xxx

Keywords:

Artificial upwelling

Phytoplankton

Microcosms

Intertropical area

Ocean Thermal Energy Conversion

Incubation experiment

ABSTRACT

The inflow of deep seawater in the surface layer by an Ocean Thermal Energy Conversion (OTEC) plant will generate artificial upwelling. In order to study the potential impact on biogeochemical processes that could result, *in situ* microcosms were designed to simulate seawater plant discharge and these were deployed off the Caribbean coast of Martinique. Seawater was collected in ultra-clean conditions at maximum chlorophyll *a* concentrations (45 m depth). The water was then mixed with either 2% or 10% deep seawater (1100 m depth) and put in 2.3 L polycarbonate bottles. These microcosms were immersed for 6 days at 45 m depth on a 220 m mooring. Samples from the surrounding environment and from the microcosms were analyzed by pigment quantification, counting of picophytoplankton groups and macronutrient analyses. Similar trends in the evolutions of the phytoplankton populations were observed over time between the control microcosms (without addition of deep seawater) and the surrounding environment, suggesting that these microcosms can be used as a realistic representation of the natural surrounding waters over a 6-day incubation period. Microcosm enrichment with 10% deep seawater induced a shift in the phytoplankton assemblage towards the development of diatoms, haptophytes, and *Prochlorococcus*, whereas 2% enrichment only led to an increase in the *Prochlorococcus* population.

© 2015 Elsevier B.V. All rights reserved.

1. Introduction

Today's crucial need for energy transition has stimulated growing interest in new methods for renewable energy production. The solar energy absorbed by oceans is one of the most important potential sources of energy. Part of this energy can be harvested and used for processes such as operating a heat engine. By exploiting the natural temperature gradient between the surface and the deep ocean, the Ocean Thermal Energy Conversion (OTEC) process achieves this objective. Warm surface seawater passing through a heat exchanger will cause the evaporation of a low boiling working fluid (frequently ammonia), while cold deep seawater will be pumped at around 1100 m depth and used to condensate this working fluid in another exchanger. The pressure gradient will generate mechanical energy through a turbine, converted in electrical energy through a turbo-generator. The intertropical zones in the global ocean, which are typically at 5 °C at 1000 m depth and 25 °C at the surface, are well suited to OTEC, since such systems require a minimum temperature difference of 20 °C.

In an OTEC plant, due to efficiency questions, the deep seawater has to be rejected close to the surface. So the cold water pumped from the deep sea towards the upper ocean (at about 100 000 m³.h⁻¹) can be compared to an upwelling, such as those naturally occurring at the eastern boundary of the oceans. In such natural systems, due to strong winds, Coriolis effects, and Ekman transport, the surface waters are moved offshore creating a low pressure area and resulting in nutrient-rich deep water upwelling. This phenomenon is observed in a number of different oceanic regions, including the four most active eastern boundary upwelling systems: the Benguela, Humboldt, California, and Canary systems (Capone and Hutchins, 2013; Chavez and Messié, 2009). The cold deep waters lift macronutrients and trace metals up to the photic zone (Anderson and Lucas, 2008; Bruland et al., 2005), sustaining intense phytoplankton development (Chavez and Toggweiler, 1995) and making upwelling systems the most productive marine ecosystems (Carr, 2002). These systems are therefore often involved in the development of oxygen minimum zones (Helly and Levin, 2004). Thus, in an OTEC system, the artificial upwelling created by the inflow of bottom water into the surface layer (whose temperature and chemical composition are quite different) could locally alter the structure and functioning of the ecosystem. Hence, the artificial upwelling linked to the use of an OTEC plant in oligotrophic surface waters could even strongly impact key biogeochemical processes (like primary production) and induce modifications in the phytoplankton community. To

* Corresponding author at: LEMAR – UMR 6539, IUEM Technopôle Brest-Iroise, 29280 Plouzané, France.

E-mail address: Melanie.Giraud@univ-brest.fr (M. Giraud).

assess the anticipated effects on the phytoplankton community, the release of bottom water under the operating conditions of an OTEC needs to be reproduced experimentally.

Experimental simulation of an upwelling has already been conducted, for example by injecting deep water into the surface with an artificial upwelling platform (Aure et al., 2007; Handá et al., 2014), or using incubations of oligotrophic plankton communities with deep water nutrient enrichment under artificial light and temperature conditions (McAndrew et al., 2007). Microcosms and mesocosms are classically used to assess nutrients and light limitations or to test perturbation on biogeochemical parameters (Escaravage et al., 1996; Herut et al., 2005; Kress et al., 2005; Petersen et al., 1997; Thingstad et al., 1999). According to Leffler (1984), a microcosm is a "small, living model of ecosystem processes", that allows the temperature and light of the natural environment to be reproduced as closely as possible. Usually, for practical reasons, microcosm experiments are carried out under artificial temperature and light conditions but, in order to conduct experiments with conditions close to natural temperature and light, *in situ* microcosms were developed (De La Broise and Stachowski-Haberkorn, 2012; De La Broise and Palenik, 2007; Stachowski-Haberkorn et al., 2008). By immersing the microcosms at the depth of phytoplankton sampling, the phytoplankton populations within them are thus exposed to similar temperature and light conditions as in the natural environment. Such *in situ* microcosms have been previously used in toxicity experiments, conducted close to the surface (between 4 and 6 m depth) in eutrophic waters (Stachowski-Haberkorn et al., 2008). Because the maximum chlorophyll *a* concentration is typically deeper in tropical waters, occurring near the base of the euphotic zone (McManus and Dawson, 1994), new *in situ* microcosms were designed that could be

immersed much deeper (down to 80 m), in order to simulate upwelling conditions like those generated by the implementation of an OTEC in oligotrophic waters. Small volumes allowed a large number of microcosms to be run simultaneously, making it possible to examine different conditions and include several replicates. In the present work, the evolutions in the phytoplankton community and macronutrient concentrations were compared between the *in situ* microcosms and surrounding surface waters and, over the course of the experiment (6 days), to assess the representativeness of these microcosms. Furthermore, the use of these microcosms to simulate an artificial upwelling was evaluated, and compared to natural upwelling records.

2. Materials and methods

2.1. Site of study and water sampling

Microcosm experiments were conducted for 6 days at the end of the dry season (12 to 18 June 2014) off the Caribbean coast of Martinique, opposite Bellefontaine (Fig. 1).

Surrounding surface waters were collected on days 0 and 6 (12 and 18 June 2014, respectively) of the experiments on the site of the future offshore OTEC demonstration plant (at 14°37'57"N-61°11'52"W, where the seafloor is at around 1300 m depth) from the vessel *Pointe d'Enfer* of the Martinique Lighthouses and Beacons Service.

Four other stations, located at 0.54 nautical miles SE, NE, NW and SW away from the future OTEC site, were sampled on 11, 13, 16, and 19 June (ST4, ST2, ST3 and ST1, respectively, Fig. 1).

For practical reasons, the mooring was located closer to the coast (14°39'8"N-61°10'9"W, where the seafloor is at around 220 m depth, Fig. 1).

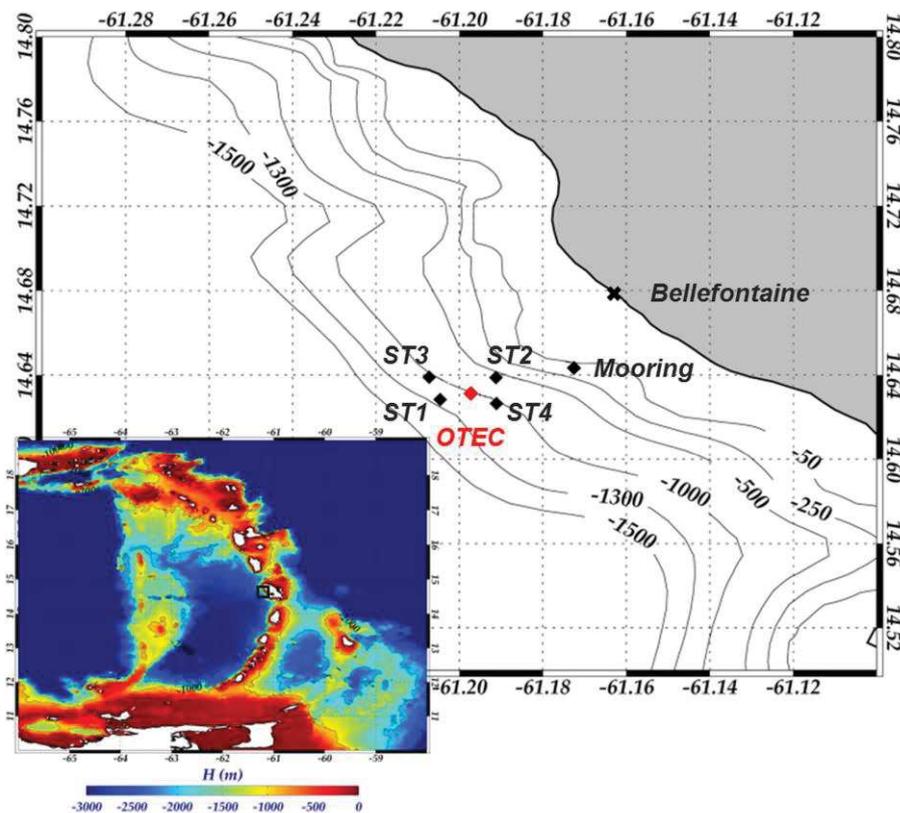


Fig. 1. Location of the OTEC station and mooring where nutrient enrichment experiments were conducted, and location of the four other sampling stations (ST1, ST2, ST3, and ST4).

2.2. Microcosm experiments

2.2.1. Mooring and bottle-holding frame

A mooring (Fig. 2) was made up of a 50 kg anchor, a ballast (120 kg chain) and a 250 m galvanized steel chain (10 cm diameter, 55 × 22 mm link) connected to a 400 L buoy positioned at surface in order to locate the mooring. A metallic frame supporting 8 Nokalon-714 floats was attached to the chain at surface sampling depth (45 m depth). The frame could support up to 20 polycarbonate (PC) microcosm bottles. Sets of 3 to 8 Nokalon-714 floats (for a total of 26 floats) were also attached along the chain using stainless steel cables and shackles, in order to offset the chain apparent weight in water.

2.2.2. Microcosm preparation

Fluorescence was recorded using SBE19+ Seabird probe with *in situ* Fluorimeter Chelsea AQUAtracka III to identify the depth of the deep chlorophyll maximum. It was observed at 45 m depth at day 0 and day 6 (Fig. 3). SBE19+ Seabird was also probe with a QSP-2000 Quantum Scalar PAR Sensor measuring total incident Photosynthetically Available Radiation (400–700 nm), attenuation coefficient (K_{PAR}) was calculated according to the Beer–Lambert law (with surface irradiance taking at 1.25 m depth).

The seawater used for the microcosm preparation (day 0) was then collected in ultra-clean conditions using 12 L GO-FLO bottles (General Oceanics) modified with PTFE O-rings, mounted on a Kevlar wire and triggered using Teflon-coated messengers. Surface water was collected at 40, 45 and 50 m depths (at, and immediately above and below the deep chlorophyll maximum) using 6 GO-FLO bottles (two casts with

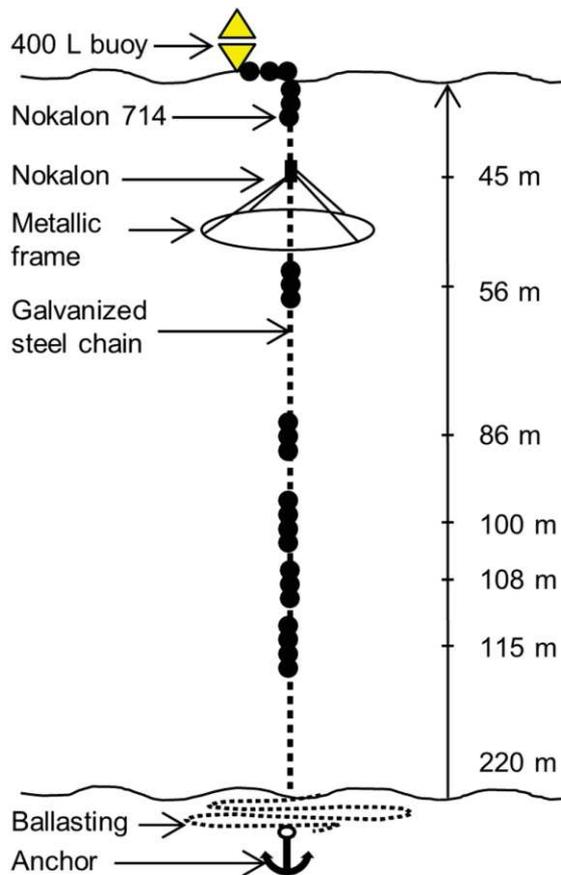


Fig. 2. Scheme of the mooring and metallic frame supporting the immersed microcosms.

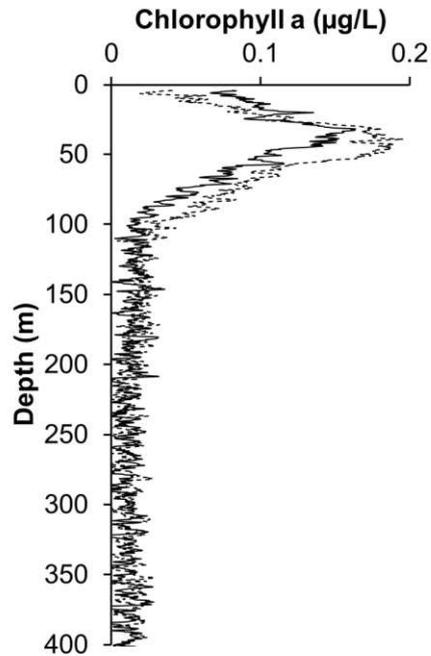


Fig. 3. Fluorescence profile at the OTEC station at days 0 (dotted line) and 6 (solid line).

three bottles). The GO-FLO contents were filtered through a 200-µm cut-off mesh and were pooled together in equal proportions in three 20 L cleaned PC bottles in order to obtain similar seawater in every microcosm.

Deep seawater was collected at 1100 m depth corresponding to the pumping depth of the future OTEC plant and was also filtered through a 200-µm cut-off mesh. The deep seawater was added to each mixture of filtered surface seawater at ratios of 0% (control), 2% and 10% of bottom water. Each resulting mixture (in the three 20 L bottles) was divided between four replicates of 2.3 L clean polycarbonate bottles filled up to overflow level. The replicates without deep seawater (0% of bottom water) were used as a control for comparison to the surrounding surface waters and to the microcosms enriched with deep seawater. The mixture with 2% deep seawater was considered as a threshold below which the potential impact of the deep seawater could become negligible, whereas the 10% mixture simulated a large injection of deep seawater into the surface.

Once the mixtures were made and the bottles filled, they were placed on the frame and immersed at 45 m depth for 6 days. After 6 days of incubation, the frame was hoisted onboard ship. The microcosms were then kept in the dark at 25 °C for a few hours, before being brought to the laboratory for sampling.

During the microcosms preparation (day 0), two 2.3 L cleaned PC bottles were also filled up with the 0% mixture (with only surface seawater). They were used to determine the biogeochemical conditions of the surrounding surface waters on day 0 (hereafter referred to as "Surrounding surface waters-day 0" or "Control microcosm-day 0"). These bottles were kept in the dark at 25 °C for a few hours until their sub-sampling for analysis. The same protocol was applied on day 6 in order to determine the biogeochemical conditions of the surrounding surface waters on day 6 (hereafter referred to as "Surrounding surface waters-day 6").

2.3. Analytical procedures

2.3.1. Pigment analyses

Pigment concentrations were determined after filtration of 1 L of the sample through 0.22 µm polysulfone filters. Filters were stored

at -20°C during the cruise, for 12 to 18 days, after which they were kept in liquid nitrogen at laboratory, until analysis. Pigments were extracted from the filter in a 100% methanol solution after internal standard addition (vitamin E acetate, Sigma) and analyzed using an Agilent Technologies 1100 series HPLC system (Hooker et al., 2012).

A set of 13 pigment concentration values (pigment fingerprint) was obtained for each water sample.

2.3.2. Identification and counting of picophytoplankton groups by flow cytometry

Samples (1.8 mL) were prepared in cryotubes with glutaraldehyde (Grade II, 25% in H_2O , Sigma) added to a final concentration of 0.25%. Cryotubes were vortexed and kept for 15 min in the dark at room temperature, before being stored at -20°C during the cruise, for 12 to 18 days, and then in liquid nitrogen at laboratory. Analyses were performed on a BD FACSVerse™ flow cytometer following the methodology described in Marie et al. (2001). Four groups of photosynthetic organisms were detected on the basis of both their scatter signal and their natural red ($>630\text{ nm}$) and orange (560–600 nm) fluorescence, which are namely the *Prochlorococcus*, the picoeukaryotes ($<10\ \mu\text{m}$), and 2 groups of *Synechococcus* (low and high phycoerythrin (PEB) to phycoerythrobilin (PEB) ratio).

2.3.3. Macronutrients

Silicate, nitrate, and phosphate concentrations were determined from samples filtered through a $0.6\ \mu\text{m}$ polycarbonate membrane. Filtrates (15 mL) were stored at -20°C until analysis. Nitrate (without nitrite), phosphate and silicate concentrations were measured as described by Aminot and Kérouel (2007), using a Bran + Luebbe AAIII auto-analyzer.

2.3.4. Statistical analyses

A Kruskal-Wallis test was applied to the pigment and picophytoplankton data. When the P-value was lower than 0.05 ($p < 0.05$), indicating significant differences, a Mann-Whitney test was run in order to identify the samples that significantly differed ($p < 0.05$). This statistical analysis was performed using Statgraphics Centurion XVI software.

Principal Component Analysis (PCA) was performed on the pigment concentration and picophytoplankton abundance merged data set, using Statistica 10 software.

Pigments used for the PCA were selected according to Uitz et al. (2006), with total chlorophyll *a* calculated as the sum of chlorophyll *a*, divinyl chlorophyll *a* (chlorophyllide *a* was not observed in our samples), and the seven following diagnostic pigments: fucoxanthin, peridinin, 19'-hexanoyloxyfucoxanthin, 19'-butanoyloxyfucoxanthin, alloxanthin, total chlorophyll *b* (sum of chlorophyll *b* and divinyl chlorophyll *b*), and zeaxanthin. The taxonomic significance of these diagnostic pigments was described in Vidussi et al. (2001).

In addition, Picophytoplankton abundance of three populations (*Prochlorococcus*, *Synechococcus* and picoeukaryotes) were used for the PCA.

3. Results

3.1. Temporal variation of phytoplankton and macronutrients in the surrounding surface water

Significant variations ($p < 0.05$) were observed over 6 days for four pigments in the surrounding surface water (Fig. 4). Fucoxanthin, a major pigment of diatoms (Vidussi et al., 2000) exhibited a four times increase over six days. Furthermore, zeaxanthin, a major pigment of Cyanobacteria (Vidussi et al., 2000), decreased by half. Divinyl chlorophyll *a* (DV-Chl *a*) and divinyl chlorophyll *b* (Dv-Chl *b*), specific markers of the prochlorophytes (Vidussi et al., 2000), were divided by four and became negligible, respectively (Fig. 4).

Three Cyanobacteria populations were detected by flow cytometry analysis in the natural surrounding waters at day 0 (Fig. 5). They included one *Prochlorococcus* and two *Synechococcus*, corresponding to "dim" and "bright" signals that were characterized by low and high phycoerythrin (PEB) to phycoerythrobilin (PEB) ratios, respectively (Olson et al., 1990b). The total population of *Synechococcus* (i.e. the sum of "dim" and "bright") remained almost constant over the 6 days period, but the ratio between "dim" and "bright" was multiplied by seven in 6 days. Indeed, the abundance of "dim" *Synechococcus* increased by approximately four times ($p < 0.05$), whereas the "bright" signal was halved ($p < 0.05$) over the same period (Fig. 5). Therefore,

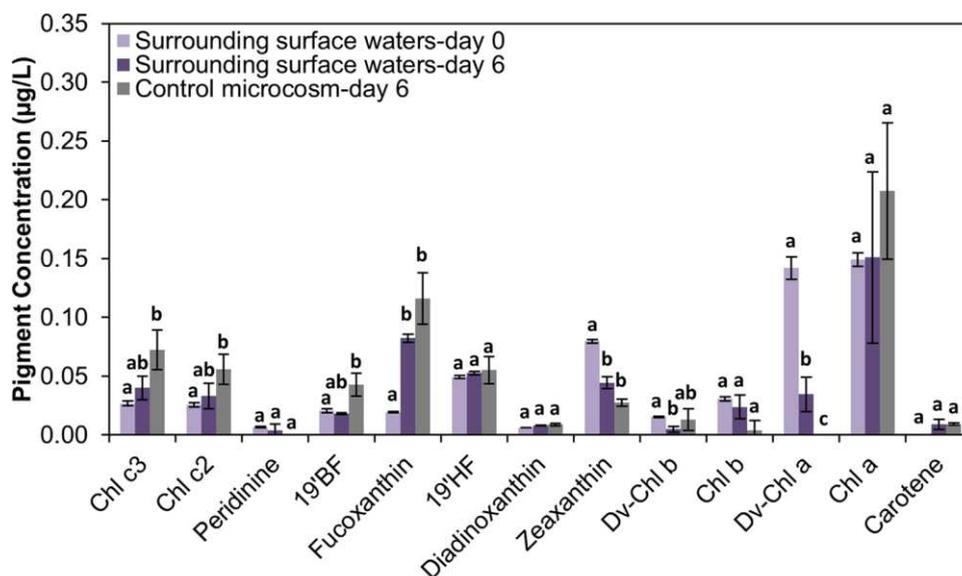


Fig. 4. Pigment concentrations at 45 m depth (from HPLC analysis) in surrounding waters at days 0 and 6, and in control microcosms after 6 days of incubation (bars represent the standard deviation of the mean of 2 replicates for the surrounding surface waters and 4 replicates for the control microcosms). Similar letters (a, b or c) attributed to 2 or more treatments indicate no significant differences ($p\text{-value} < 0.05$) between these treatments.

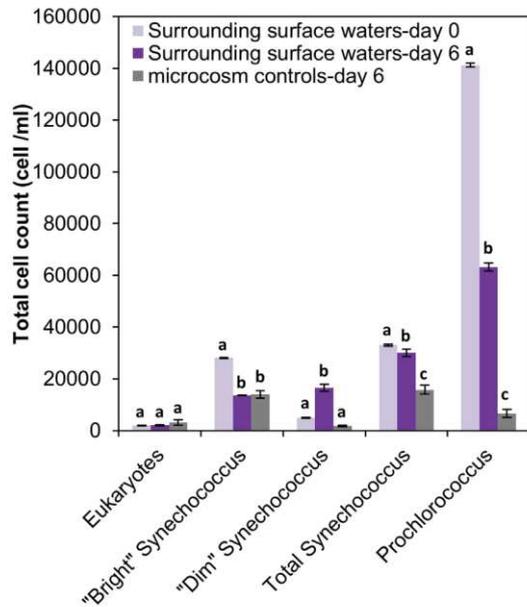


Fig. 5. Cell density of picophytoplankton (from flow cytometry analysis) at days 0 and 6 in surrounding surface waters (45 m depth) and in control microcosms (bars represent the standard deviation of the mean of 2 replicates for the surrounding surface waters and 4 replicates for the control microcosms). Similar letters (a, b or c) attributed to 2 or more treatments indicate no significant differences (p -value < 0.05) between these treatments.

the "dim" *Synechococcus* became predominant on day 6 compared to "bright" *Synechococcus*. On the other hand, the abundance of *Prochlorococcus* decreased by half ($p < 0.05$) over the 6 days period (Fig. 5), but it still remained the dominant group over *Synechococcus* (Fig. 5). Picoeukaryote abundances did not vary from day 0 to day 6 (Fig. 5).

Phosphate and nitrate concentrations were relatively low in the surface ambient waters at days 0 and 6 (Table 1). Phosphate and silicate concentrations almost doubled over 6 days when nitrate concentrations increased by ten-fold from day 0 to day 6 (Table 1).

3.2. Temporal variation of phytoplankton and macronutrients in control microcosms

The control microcosms (without addition of deep seawater) showed shifts in pigment concentrations over the 6 days period (Fig. 4) compared to day 0 (on day 0, samples for microcosms and surrounding waters were the same). From day 0 to 6, fucoxanthin increased by around six-fold ($p < 0.05$), as similar as in the surrounding waters, whereas zeaxanthin showed a 44% decrease and divinyl chlorophyll *a* became negligible (Fig. 4, $p < 0.05$). These trends were similar to those observed in the surrounding waters over the same period. The chlorophyll *c*2 and *c*3 (Chl *c*2 and *c*3, which are not specific to any phytoplankton group) and the 19'-butanoyloxyfucoxanthin (19'BF, haptophytes) increased significantly (they approximately doubled, $p < 0.05$) in the microcosm controls, whereas no significant increase

Table 1

Silicate, phosphate and nitrate concentrations at days 0 and 6 in the surrounding surface waters and in control microcosms (data are averages of 2 replicates for the surrounding surface waters and 4 replicates for the control microcosms, given with their standard deviations).

	[Si(OH) ₄] (μM)	[PO ₄ ³⁻] (μM)	[NO ₃ ⁻] (μM)
Surrounding surface waters, day 0	2.32 ± 0.03	0.01 ± 0.00	0.04 ± 0.02
Surrounding surface waters, day 6	3.95 ± 0.37	0.02 ± 0.00	0.46 ± 0.01
Control microcosms, day 6	3.05 ± 0.56	0.01 ± 0.00	0.66 ± 0.11

was observed in the natural environment. The only significant difference ($p < 0.05$) between microcosms incubated during 6 days and surrounding surface water on day 6 was observed for the divinyl chlorophyll *a* concentration, which was higher in surrounding surface waters.

No significant change in the picoeukaryotes abundance was observed by flow cytometry in the control microcosms over the incubation period (Fig. 5). The total *Synechococcus* cell count (sum of "bright" and "dim") decreased by half (Fig. 5, $p < 0.05$) and showed lower concentration than in surrounding surface waters on both days. The number of "bright" *Synechococcus* at day 6 was similar to the one observed in the surrounding waters, while the "dim" was much lower than in surrounding waters on day 6, but similar to what was observed on day 0. The *Prochlorococcus* cell count in control microcosms dropped abruptly (cell count was divided by around 21, $p < 0.05$) over the experimental period and was lower than the abundance of both days. Although it represented about 80% of the total picophytoplankton cell count at day 0, it became less predominant after 6 days (representing only 26% of the total picophytoplankton abundance) in contrast to the "bright" *Synechococcus*, which represented 62%.

Nutrient (silicate, phosphate and nitrate) variations showed the same trends in microcosms and in the surrounding waters over the 6 days (Table 1). Phosphate concentration did not show significant variation ($p < 0.05$) in surrounding surface waters and microcosms. Silicate concentrations increased slightly in surrounding surface waters and microcosms (on average by about 1.63 μM and 0.73 μM, respectively), whereas nitrate concentrations sharply increased in microcosms (by about 0.62 μM) and in surrounding waters (by about 0.42 μM).

Principal component analysis was run on the pigment concentrations and picophytoplankton abundance merged data set from the microcosm controls, the surrounding surface water at the OTEC site and seawater sampled at the deep chlorophyll maximum at the four other stations over the experimental period. About 79% of the total variance was explained on axes 1 and 2 (Fig. 6). The projection of observations on these axes revealed three separate groups, associated with: surrounding surface waters at day 0 and day 6, and control microcosms at day 6. The position of the two surrounding surface water samples, D0 and D6, at the OTEC site, indicates a marked variability for pigment composition and picophytoplankton abundance within the natural environment over the 6 days, illustrating a temporal shift in the natural environment. Furthermore, the different stations (ST1, 2, 3 and

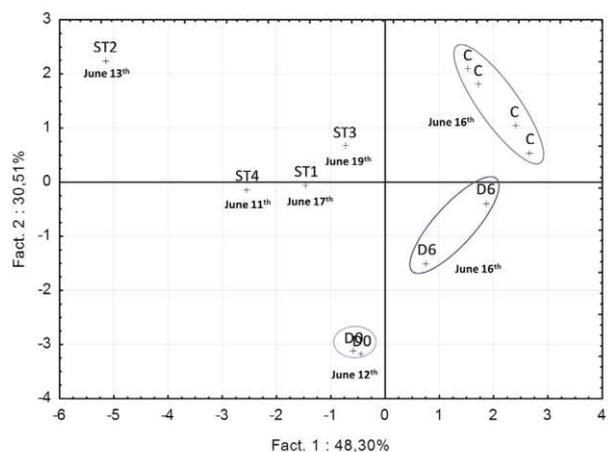


Fig. 6. Principal component analysis of the control microcosms and the surrounding surface water samples (45 m depth). Data merged from phytoplankton pigment fingerprints and picophytoplankton abundance analysis. D0: replicate samples from surrounding surface water at day 0; D6: replicate samples from surrounding surface water at day 6; C: replicate samples of 6 days control microcosms; ST1, ST2, ST3 and ST4: analyses at the maximum of chlorophyll *a* concentrations at stations 1, 2, 3 and 4 (on June 19th, 13th, 17th, and 11th, respectively), respectively.

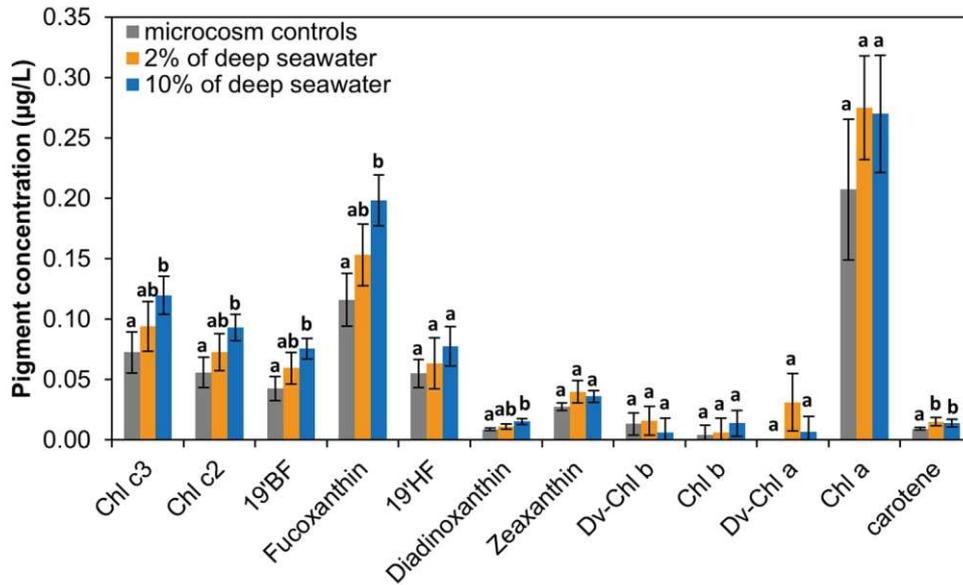


Fig. 7. Pigment concentrations (from HPLC analysis) in control microcosms and in deep water-enriched (2% and 10%) microcosms after 6 days of incubation (bars represents the standard deviation the mean of 4 replicates). Similar letters (a, b or c) attributed to 2 or more treatments indicate no significant differences (p -value < 0.05) between these treatments.

4) where surface water (45 m depth) was collected showed distant positions on PCA compared with the OTEC station, illustrating the spatial and temporal dispersion of phytoplankton characteristics in the natural environment. Compared with these natural environment samples, the control microcosms on day 6 exhibited a similar position than the surrounding surface waters on day 6 on the major axis. On the second axis, the position of the control microcosms group is closer to the OTEC surrounding surface seawater observations on day 6 than on day 0, indicating that over the 6-day period, the evolution of the pigment

composition in control microcosms and surrounding OTEC waters exhibited similar trends. As a whole, the evolution of the pigment composition in the control microcosms appeared to be within the range of the spatio-temporal fluctuations in the area.

3.3. Deep seawater-enriched microcosms

After 6 days of incubation, there was no significant difference ($p < 0.05$) in chlorophyll *a* concentration between the enriched deep seawater (either at 2% or 10% ratio) and the control microcosms (Fig. 7). In the 10% enriched microcosms, the concentrations of chlorophyll *c2* and *c3*, 19'-butanoyloxyfucoxanthin (19'BF), fucoxanthin, diadinoxanthin and carotene were significantly higher ($p < 0.05$) compared with the controls (67%, 65%, 78%, 71%, 73% and 51%, respectively). No significant differences ($p < 0.05$) were detected for the other eight pigments (Fig. 7).

By contrast, when adding 2% of deep seawater, the same trend was observed, however the only pigment showing a significant difference ($p < 0.05$) compared with the control was carotene. This pigment is not specific to any phytoplankton group.

While picoeukaryotes and *Synechococcus* did not show significant variations in deep seawater-enriched microcosms over 6 days, *Prochlorococcus* cell count doubled in 2% and 10% enrichments compared with the controls (Fig. 8, $p < 0.05$).

On day 0, macronutrient concentrations analyzed in the 10% and 2% deep seawater-enriched microcosms were drastically higher than those in the controls (Table 2), by 2.4-fold for silicate, 14-fold for phosphate and 64-fold for nitrate in the 10% experiments, and by 0.5-, 0.3-fold and 0.2-fold, respectively, in the 2% experiments.

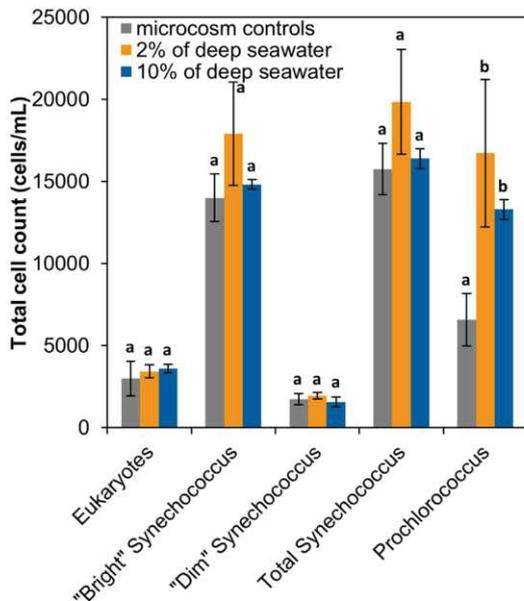


Fig. 8. Cell density of picophytoplankton (flow cytometry analysis) in control microcosms and in deep water-enriched (2% and 10%) microcosms after 6 days of incubation (bars represents the standard deviation of the mean of 4 replicates). Similar letters (a, b or c) attributed to 2 or more treatments indicate no significant differences (p -value < 0.05) between these treatments.

Table 2

Silicate, phosphate and nitrate concentrations in microcosms: control and treatments with 2% and 10% deep seawater addition at day 0 (data are averages of 4 replicates microcosms, given with their standard deviations).

	[Si(OH) ₄] (µM)	[PO ₄ ³⁻] (µM)	[NO ₃ ⁻] (µM)
Control microcosms, day 0	2.32 ± 0.03	0.01 ± 0.00	0.04 ± 0.02
2% microcosms, day 0	2.79 ± 0.17	0.04 ± 0.00	0.57 ± 0.02
10% microcosms, day 0	5.58 ± 1.61	0.14 ± 0.02	2.57 ± 0.13

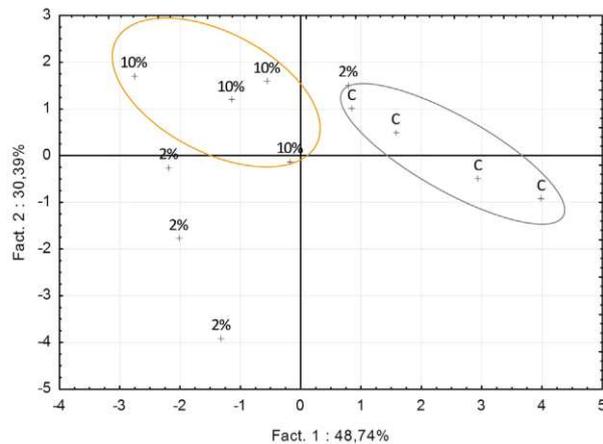


Fig. 9. Principal component analysis of the control (C) and the deep water-enriched (2% and 10%) microcosms after 6 days of incubation. Data merged from phytoplankton pigment fingerprints and picophytoplankton abundance analysis.

PCA of phytoplankton pigment fingerprints and phytoplankton abundance was performed using day-6 data from the control microcosms. About 79% of the total variance is explained on the two axes (Fig. 9). The projection of observations showed two distinct groups composed of four replicates for control and 10% samples. The 2% samples could not be grouped as a sample of this group showed a remote position. On the major axis, the 2% and 10% replicate showed close positions mostly apart from the control.

4. Discussion

4.1. Experimental set-up

It was decided to install the mooring off the coast in order to subject the immersed microcosms to light and temperature conditions similar to those of the future OTEC site (for example attenuation coefficient (K_{PAR}) and temperature on day 6 at 45 m depth were at mooring: $K_{PAR} = 0.10 \text{ m}^{-1}$ and $T = 27.3 \text{ }^\circ\text{C}$; at OTEC site: $K_{PAR} = 0.11 \text{ m}^{-1}$ and $T = 27.2 \text{ }^\circ\text{C}$). However, as the mooring of the frame on a bottom at 1300 m depth was too difficult, it was set up at 220 m depth, 1.5 nautical miles from the coast, in order to avoid possible shore effects on light and temperature. Immersion of the mooring and metal frame holding the microcosm bottles was successfully completed. The system was easily recovered and hoisted onboard.

Small volumes were chosen for the microcosm bottles, making it possible to test multiple replicates and treatments simultaneously. Some previous authors reported a putative effect of the microcosm volume on phytoplankton composition (Gieskes et al., 1979; Perntaler and Amann, 2005), although Hammes et al. (2010) and Nogueira et al. (2014) recently showed that a small microcosm volume does not affect the phytoplankton community structure.

The collected seawater was filtered through 200- μm cut-off mesh before incubation in the microcosms. Pre-filtration is a standard operating procedure in experimental phytoplankton ecology studies (Venrick et al., 1977). It is performed in order to remove large particles and larger grazers that could unrealistically impact primary production (Calbet and Landry, 2004; Carrillo et al., 1990). However, small grazers (size $<200 \mu\text{m}$) remain in microcosms and, as shown previously (De La Broise and Stachowski-Haberkorn, 2012), it could explain why chlorophyll *a* can be maintained in control in a range similar to that observed in surrounding surface waters (Fig. 4).

In situ microcosms bottles were filled up to maximum capacity, avoiding the set-up of a gas phase. Such protocol was designed because of the 450% oxygen partial pressure increase at 45 m depth as compared

to the surface. In the presence of a gas phase, this oxygen partial pressure at 45 m depth and the related dissolved oxygen concentration could be toxic for phytoplankton community (Richmond, 1986).

Aggregation is a change that can be observed when plankton populations are enclosed in bottles. Aggregation of picoplankton (dominant in these oligotrophic waters) and particles export are generally considered to be negligible as compared to aggregation of larger plankton (Mackinson et al., 2015; Michaels and Silver, 1988). Large particles and large grazers were removed by pre-filtration through 200 μm filters and no aggregates were indeed observed in the microcosm bottles. In addition, microcosms were incubated deeper than a large part of common incubation experiences, avoiding potential aggregation effect of high temperature and light (Heike et al., 2014; Thornton and Thake, 1998).

4.2. Representativeness of natural oceanic waters in immersed microcosms

The macronutrient (silicate, phosphate, and nitrate) concentrations varied over the same range between days 0 and 6 in control microcosms and in the natural surrounding seawater. Indeed, phosphate and silicate concentrations remained quite constant over the period, whereas nitrate concentration increased by about ten times. These variations could suggest a rapid recycling mineralization of organic nitrogen, since it is expected that the recycling of nutrients is more efficient in nutrient-poor environments than in nutrient-rich environments (Capblancq, 1990; Hudson et al., 1999). In the surrounding seawaters, the advection and mixing of nitrate-enriched surface waters could additionally account for the nitrate increase observed over the 6 days period.

Although the temporal variations of pigment concentrations and Cyanobacteria cell counts appeared larger in control microcosms compared with natural surrounding waters, the trends observed were similar: both showed a decrease in the abundance of Cyanobacteria (zeaxanthin), with a notable sharp decline in the prochlorophytes (divinyl-Chlorophyll *a*) after 6 days. Flow cytometry data were consistent with this analysis and showed in both cases a decrease of the *Prochlorococcus* to *Synechococcus* ratio. In contrast, fucoxanthin (diatoms) drastically increased in both cases. The similar trends observed in these two cases suggested that the microcosms closely mimicked the temporal variability of the phytoplankton assemblage naturally occurring in the surface waters. It was further confirmed by a principal component analysis, which showed that the control microcosm pigment composition was close to that of surrounding surface waters after 6 days (Fig. 6).

The evolution observed in control microcosms and the surrounding surface waters could be related to nutrient increase, since *Prochlorococcus* often dominates the Cyanobacteria assemblages in offshore waters characterized by oligotrophic conditions, whereas *Synechococcus* can dominate in onshore waters with less oligotrophic conditions (Liu et al., 1998; Olson et al., 1990a). Consistently, the decrease of *Prochlorococcus*, observed in both the natural waters and microcosms, occurred together with a release of the oligotrophic conditions, as exemplified by the large increase of nitrate (Table 1). However, the larger decrease in *Prochlorococcus* abundance recorded in control microcosms could also be due to the experimental protocol. Indeed, the mixing of surface and deep waters was made on the boat deck, and the algal groups were briefly exposed to sunlight and heat. Those conditions may have led to mortality of Cyanobacteria (particularly of *Prochlorococcus*), as already observed in previous incubation experiments (Li et al., 2015).

The abundance of the "bright" *Synechococcus* was halved in the ambient surface waters after 6 days, unlike the "dim" *Synechococcus* that increased by an equivalent amount. The "bright" *Synechococcus* (high-PUB) can dominate in the North Atlantic and Pacific oceans, and the "dim" *Synechococcus* (low-PUB) can be encountered also in coastal waters that are generally enriched in macronutrients compared with oceanic waters (Olson et al., 1990b). In surrounding surface waters, the shift from "bright" to "dim" *Synechococcus* was consistent with the

nitrate increase between days 0 and 6. In control microcosms, a similar consistent decrease of “bright” *Synechococcus* was also noticed; however, “dim” and thus the total *Synechococcus* cell count also decreased. Like for *Prochlorococcus*, the *Synechococcus* in microcosms may have been impacted by the experimental conditions.

Grazing pressure could also influence the *Synechococcus* and *Prochlorococcus* populations, which both decrease in the control microcosm. Price et al. (1994) suggested that there was top-down control by grazers on the small size of phytoplankton. The grazing mortality of *Synechococcus* and *Prochlorococcus* has been well studied (Christaki et al., 1999; Kudoh et al., 1990; Taniguchi et al., 2014), and high grazing pressure was shown on these populations.

As microcosm water was filtered to 200 µm before incubation, the top-down control of the Cyanobacteria's grazers by larger grazers could be reduced in microcosms, leading to a higher grazing pressure of small grazer on Cyanobacteria compared with surrounding waters. This hypothesis is supported by the significantly higher 19'BF (haptophyte) concentration ($p < 0.05$) detected in microcosms after 6 days. Haptophytes were recently reported as representing a significant part of the total bacterivorous activity in an oligotrophic environment (Unrein et al., 2014).

From the above comments, it can be concluded that, in spite of slight differences, the evolution of the phytoplankton communities in microcosms and in surrounding surface waters followed the same trend. Furthermore, the microcosm community characteristics (e.g. pigments and abundances) at the end of the experiment period were close to the spatio-temporal variation of the communities in the surrounding area over the period. As evolution trends were similar and community in control microcosms after 6 days were close to what was observed in surrounding water samples over the period, the control microcosms in this experiment were considered as a realistic representation of the natural phytoplankton community.

4.3. The use of immersed microcosms to simulate an artificial upwelling

A significant response of the phytoplankton community was observed in microcosms with 10% deep water after 6 days of incubation. The phytoplankton assemblage in the 10% microcosms shifted towards the larger phytoplankton, notably towards the predominance of diatoms (detected with fucoxanthin pigment), with also an increase of haptophytes (19'BF). A similar trend but mostly not statically significant was observed for 2% microcosms.

Macronutrient distributions, especially nitrate, have been widely described in natural upwellings (Bruland et al., 2001; Dugdale, 1985; Messié et al., 2009; Messié and Chavez, 2015). The inputs of macronutrients by the addition of 10% deep seawater (3.25 µM silicate, 0.13 µM phosphate and 2.54 µM nitrate) that favored the development of diatoms are in line with natural upwelling observations showing proliferation of diatom populations in conditions with relatively higher ambient silicate and nitrate concentrations (Allen et al., 2005; Chavez et al., 1991; Dugdale and Wilkerson, 1998). Wilkerson et al. (2000) reported a large contribution of the larger (>5 µm) autotrophs (particularly diatoms) to chlorophyll when nitrate concentrations are about 10–12 µM. Whereas the nitrate concentration given by Wilkerson et al. (2000) is four-fold higher than the 10% experimental values studied here, the nitrate input by the 10% enrichment represented a 6325% increase and could easily support diatom growth. Furthermore, Allen et al. (2005) reported a maximal growth of diatoms from the northeast Atlantic at silicate concentrations equal to, or higher than, 6–8 µM. Thus, the silicate level in the experiments with 10% addition of deep seawater (5.58 ± 1.61 µM; Table 2) was high enough to promote diatom growth. Inversely, the low silicate concentration in the 2% experiments (2.79 ± 0.17 µM; Table 2) probably limited the growth of diatoms. Strong limitation of diatom growth has indeed been reported at silicate levels lower than 2 µM (Egge and Aksnes, 1992).

Prochlorococcus were twice as abundant in the enriched treatments (2% and 10%) as in the controls, whereas *Synechococcus* did not show

any significant difference between treatments. Wilkerson et al. (2000) evaluated the contribution of picophytoplankton (*Synechococcus*, *Prochlorococcus* and picoeukaryotes) to be of the order of 30% of the biomass sampled in the eastern-boundary ecosystem of Monterey Bay, California. Although *Prochlorococcus* was well adapted to low phosphate concentrations (Martiny et al., 2009) and nutrient-poor conditions, Parpais et al. (1996) showed that *Prochlorococcus* could be limited at phosphate concentrations under 0.03 µM, and Van Mooy and Devol (2008) showed that its growth could also potentially be limited by nitrate. The nitrate and phosphate increase generated by the deep seawater addition could, therefore, improve the development of *Prochlorococcus* in the present experiment. The *Prochlorococcus* cell count in the 2% and 10% added microcosms showed similar values. This could be related to the simultaneous nitrate and phosphate too rich conditions in 10% treatment that do not favor *Prochlorococcus* (Olson et al., 1990a). The higher 19'BF value, potentially reflecting higher abundance of the grazing haptophytes, in 10% enriched microcosms could also account for the limiting *Prochlorococcus* development and explain the similar *Prochlorococcus* cell count in the 2% and 10% added microcosms.

5. Conclusion

Immersed microcosms were designed and used to assess the potential impact of an artificial upwelling on the phytoplankton community off the Martinique Caribbean coast. The compositions of the phytoplankton assemblage followed the same trend in the control microcosms as in the natural surrounding seawater. The only differences observed were a higher reduction in the Cyanobacteria population over the experimental period and an increase in haptophytes: effects that are possibly related. Thus, the *in situ* microcosms can be realistically used to mimic the natural phytoplankton communities.

Using these microcosms, the simulation of an artificial upwelling (leading to 10% of deep water input into surface waters) showed a shift in the phytoplankton assemblage towards the development of diatoms, similar to what is naturally occurring in the upwelling of eastern boundaries. Probably as a result of the lower macronutrient input (particularly for silicate), the 2% enrichment only showed a significant increase of the *Prochlorococcus* population. Results obtained from this system will be useful to conduct the risk assessment of an OTEC project. These microcosms could be used to simulate upwelling conditions and to better understand functioning and biogeochemical forcing in natural upwelling.

Such immersed microcosm systems could, therefore, be tested in experiments on specific nutrient enrichment (i.e., iron) in *in situ* conditions in order to better understand chemical limitations involved in natural upwelling.

Acknowledgments

We thank the Captains and crew members of the “Pointe d'Enfer”, as well as Hervé Barreda, the director of the Lighthouses and Beacons Service at Martinique, and the scientists in the laboratory at the University of the French West Indies and Guiana at Martinique, especially Damien Devault for his help. Dominique Marie (UPMC, Roscoff, France) and Christophe Lambert (LEMAR, France) are warmly thanked for their help with the flow cytometry. We also thank the two anonymous reviewers for their constructive comments. The PhD contract of M. Giraud is supported by France Energies Marines. This work is part of the IMPALA project funded by France Energies Marines. [SW]

References

- Allen, J.T., Brown, L.D., Sanders, R., Moore, C.M., Mustard, A., Fielding, S., Lucas, M., Rixen, M., Savidge, G., Henson, S., Mayor, D., 2005. Diatom carbon export enhanced by silicate upwelling in the northeast Atlantic. *Nature* 437 (7059), 728–732.

- Aminot, A., and Kérouel, R., 2007. Dosage automatique des nutriments dans les eaux marines: méthodes en flux continu. Ed. Ifremer, Méthodes D'analyse en Milieu marin (188 pp.).
- Anderson, T.R., Lucas, M.L., 2008. Upwelling ecosystems. In: Jørgensen, S.E., Fath, B. (Eds.), *Encyclopedia of Ecology*. Elsevier Science, New York, USA, pp. 3651–3661.
- Aure, J., Strand, O., Erga, S.R., Strohmeier, T., 2007. Primary production enhancement by artificial upwelling in a western Norwegian fjord. *Mar. Ecol. Prog. Ser.* 352, 39–52.
- Bruland, K.W., Rue, E.L., Smith, G.J., 2001. Iron and macronutrients in California coastal upwelling regimes: implications for diatom blooms. *Limnol. Oceanogr.* 46, 1661–1674.
- Bruland, K.W., Rue, E.L., Smith, G.J., DiTullio, G.R., 2005. Iron, macronutrients and diatom blooms in the Peru upwelling regime: brown and blue waters of Peru. *Mar. Chem.* 93, 81–103.
- Calbet, A., Landry, M.R., 2004. Phytoplankton growth, microzooplankton grazing, and carbon cycling in marine systems. *Limnol. Oceanogr.* 49, 51–57.
- Caplancq, J., 1990. Nutrient dynamics and pelagic food web interactions in oligotrophic and eutrophic environments: an overview. *Hydrobiologia* 207, 1–14.
- Capone, D., Hutchins, D., 2013. Microbial biogeochemistry of coastal upwelling regimes in a changing ocean. *Nat. Geosci.* 6, 711–717.
- Carr, M.-E., 2002. Estimation of potential productivity in eastern boundary currents using remote sensing. *Deep-Sea Res. II Top. Stud. Oceanogr.* 49, 59–80.
- Carrillo, P., Cruz-Pizarro, L., Sanchez-Castillo, P., 1990. Analysis of phytoplankton-zooplankton relationships in an oligotrophic lake under natural and manipulated conditions. *Hydrobiologia* 200–201, 49–58.
- Chavez, F.P., Messié, M., 2009. A comparison of eastern boundary upwelling ecosystems. *Prog. Oceanogr.* 83, 80–96.
- Chavez, F.P., Toggweiler, J.R., 1995. Physical estimates of global new production: the upwelling contribution. In: Summerhayes, C.P., Emeis, K.C., Angel, M.V., Smith, R.L., Zeitzschel, B. (Eds.), *Upwelling in the Ocean: Modern Processes and Ancient Records*. Wiley & Sons, NY (422 pp.).
- Chavez, F.P., Barber, R.T., Kosro, P.M., Huyer, A., Ramp, S.R., Stanton, T.P., Demendola, B.R., 1991. Horizontal transport and the distribution of nutrients in the Coastal Transition Zone off northern California: effects on primary production, phytoplankton biomass and species composition. *J. Geophys. Res.* 96, 14,833–14,848.
- Christaki, U., Jacquet, S., Dolan, J.R., Vaulot, D., Rassoulzadegan, F., 1999. Growth and grazing on *Prochlorococcus* and *Synechococcus* by two marine ciliates. *Limnol. Oceanogr.* 44, 52–61.
- De la Broise, D., Palenik, B., 2007. Immersed *in situ* microcosms: a tool for the assessment of pollution impact on phytoplankton. *J. Exp. Mar. Biol. Ecol.* 341, 274–281.
- De La Broise, D., Stachowski-Haberkorn, S., 2012. Evaluation of the partial renewal of *in situ* phytoplankton microcosms and application to the impact assessment of benzotriazole and dimethenamid. *Mar. Pollut. Bull.* 64 (11), 2480–2488.
- Dugdale, R.C., 1985. The effects of varying nutrient concentration on biological production in upwelling regions. *Calif. Coop. Ocean. Fish. Investig. Rep.* 26, 93–96.
- Dugdale, R.C., Wilkerson, F.P., 1998. Silicate regulation of new production in the equatorial Pacific upwelling. *Nature* 391, 270–273.
- Edge, J.K., Aksnes, D.L., 1992. Silicate as regulating nutrient in phytoplankton competition. *Mar. Ecol. Prog. Ser.* 83, 281–289.
- Escaravage, V., Prins, T.C., Smaal, A.C., Peeters, J.C.H., 1996. The response of phytoplankton communities to phosphorus input reduction in mesocosm experiments. *J. Exp. Mar. Biol. Ecol.* 198, 55–79.
- Gieskes, W.W.C., Kraay, G.W., Baars, M.A., 1979. Current ¹⁴C methods for measuring primary production: gross underestimates in oceanic waters. *Neth. J. Sea Res.* 13, 58–78.
- Hammes, F., Vital, M., Egli, T., 2010. Critical evaluation of the volumetric “bottle effect” on microbial batch growth. *Appl. Environ. Microbiol.* 76, 1278–1281.
- Handá, A., McClimans, T.A., Reitan, K.I., Knutsen, Ø., Tangen, K., Olsen, Y., 2014. Artificial upwelling to stimulate growth of non-toxic algae in a habitat for mussel farming. *Aquac. Res.* 45, 1798–1809.
- Heike, S., Lipssewiers, Y.A., Helge-Ansgar, G., Wiltshire, K.H., Meinhard, S., 2014. Temperature effects on aggregation during a spring diatom bloom. *Limnol. Oceanogr.* 59. <http://dx.doi.org/10.4319/lo.2014.59.6.2089>.
- Helly, J., Levin, L., 2004. Global distribution of naturally occurring marine hypoxia on continental margins. *Deep-Sea Res.* 51, 1159–1168.
- Herut, B., Zohary, T., Krom, M.D., Mantoura, R.F.C., Pitta, P., et al., 2005. Response of East Mediterranean surface water to Saharan dust: on-board microcosm experiment and field observations. *Deep-Sea Res. II Top. Stud. Oceanogr.* 52, 3024–3040.
- Hooker, S.B., Clementson, L., Thomas, C.S., Schluter, L., Allerup, M., Ras, J., Claustre, H., Normandeau, C., Cullen, J., Kienast, M., Kozłowski, W., Vernet, M., Chakraborty, S., Lohrenz, S., Tuel, M., Redalje, D., Cartaxana, P., Mendes, C., Brotas, V., Matondkar, S.G.P., Parab, S.G., Neeley, A., Egeland, E.E., 2012. The Fifth SeaWiFS HPLC Analysis Round-Robin Experiment (SeaHARRE-5). NASA Tech. Memo. 2012–217503. NASA Goddard Space Flight Center, Greenbelt, Maryland (98 pp.).
- Hudson, J.J., Taylor, W.D., Schindler, D.W., 1999. Planktonic nutrient regeneration and cycling efficiency along a trophic gradient of temperate lakes. *Nature* 40, 659–661.
- Kress, N., Thingstad, T.F., Pitta, P., Psarra, S., Tanaka, T., Zohary, T., Groom, S., Herut, B., Mantoura, R.F.C., Polychronaki, T., Rassoulzadegan, F., Spyres, G., 2005. Effect of P and N addition to oligotrophic Eastern Mediterranean waters influenced by near-shore waters: a microcosm experiment. *Deep-Sea Res. II Top. Stud. Oceanogr.* 52, 3054–3073.
- Kudoh, S., Kanda, J., Takahashi, M., 1990. Specific growth rates and grazing mortality of chroococcoid cyanobacteria *Synechococcus* spp. in pelagic surface waters in the sea. *J. Exp. Mar. Biol. Ecol.* 242, 201–212.
- Leffler, J.W., 1984. The use of self-selected, generic aquatic microcosms for pollution effects assessment. In: White, H.H. (Ed.), *Concepts in Marine Pollution Measurements*. Maryland Sea Grant College, University of Maryland, College Park, Md., pp. 139–157.
- Li, Q., Legendre, L., Jiao, N., 2015. Phytoplankton responses to nitrogen and iron limitation in the tropical and subtropical Pacific Ocean. *J. Plankton Res.* 37, 306–319. <http://dx.doi.org/10.1093/plankt/fbv008>.
- Liu, H., Campbell, L., Landry, M.R., Nolla, H.A., Brown, S.L., Constantinou, J., 1998. *Prochlorococcus* and *Synechococcus* growth rates and contributions to production in the Arabian Sea during the 1995 southwest and northeast monsoons. *Deep-Sea Res.* 45, 1–11.
- Mackinson, B.L., Moran, S.B., Lomas, M.W., Stewart, G.M., Kelly, R.P., 2015. Estimates of micro-, nano-, and picoplankton contributions to particle export in the northeast Pacific. *Biogeosciences* 12 (11), 3429–3446.
- Marie, D., Partensky, F., Vaulot, D., Brussaard, C., 2001. Enumeration of Phytoplankton, Bacteria, and Viruses in Marine Samples, *Current Protocols in Cytometry*. John Wiley & Sons, Inc., pp. 11.11.11–11.11.15.
- Martiny, A.C., Huang, Y., Li, W., 2009. Occurrence of phosphate acquisition genes in *Prochlorococcus* cells from different ocean regions. *Environ. Microbiol.* 11, 1340–1347.
- McAndrew, P.M., Bjorkman, K.M., Church, M.J., Morris, P.J., Jachowski, N., Williams, P.J.I.B., Karl, D.M., 2007. Metabolic response of oligotrophic plankton communities to deep water nutrient enrichment. *Mar. Ecol. Prog. Ser.* 332, 63–75.
- McManus, G.B., Dawson, R., 1994. Phytoplankton pigments in the deep chlorophyll maximum of the Caribbean Sea and the western tropical Atlantic Ocean. *Mar. Ecol. Prog. Ser.* 113, 199–206.
- Messié, M., and Chavez, F. P. (2015) Seasonal regulation of primary production in eastern boundary upwelling systems. *Prog. Oceanogr.* 134(0), 1–18.
- Messié, M., Ledesma, J., Kolber, D.D., Michisaki, R.P., Foley, D.G., Chavez, F.P., 2009. Potential new production estimates in four eastern boundary upwelling ecosystems. *Prog. Oceanogr.* 83, 151–158.
- Michaels, A.F., Silver, M.W., 1988. Primary production, sinking fluxes, and the microbial food web. *Deep-Sea Res.* 35, 473–490.
- Nogueira, P., Domingues, R.B., Barbosa, A.B., 2014. Are microcosm volume and sample pre-filtration relevant to evaluate phytoplankton growth? *J. Exp. Mar. Biol. Ecol.* 461(0), 323–330.
- Olson, R.J., Chisholm, S.W., Zettler, E.R., Armbrust, E.V., 1990b. Pigments, size, and distribution of *Synechococcus* in the North Atlantic and Pacific Oceans. *Limnol. Oceanogr.* 35, 45–58.
- Olson, R.J., Chisholm, S.W., Zettler, E.R., Altabet, M.A., Dusenberry, J.A., 1990a. Spatial and temporal distribution of prochlorophyte picoplankton in the North Atlantic Ocean. *Deep-Sea Res.* 37, 1033–1051.
- Parpais, J., Marie, D., Partensky, F., Morin, P., Vaulot, D., 1996. Effect of phosphorus starvation on the cell cycle of the photosynthetic prokaryote *Prochlorococcus* spp. *Mar. Ecol. Prog. Ser.* 132, 265–274.
- Perntaler, J., Amann, R., 2005. Fate of heterotrophic microbes in pelagic habitats: focus on populations. *Microbiol. Mol. Biol. Rev.* 69, 440–461.
- Petersen, J.E., Chen, C.C., Kemp, W.M., 1997. Scaling aquatic primary productivity: experiments under nutrient- and light-limited conditions. *Ecology* 78, 2326–2338.
- Price, N.M., Ahner, B.A., Morel, F.M.M., 1994. The equatorial Pacific Ocean: grazer-controlled phytoplankton in an iron-limited ecosystem. *Limnol. Oceanogr.* 69, 520–534.
- Richmond, A., 1986. *Handbook of Microalgal Mass Culture*. Florida: CRC Press. ISBN 0-8493-3240-0.
- Stachowski-Haberkorn, S., Becker, B., Marie, D., Haberkorn, H., Coroller, L., De La Broise, D., 2008. Impact of roundup on the marine microbial community, as shown by an *in situ* microcosm experiment. *Aquat. Toxicol.* 89 (4), 232–241.
- Taniguchi, D.A.A., Landry, M.R., Franks, P.J.S., Selph, K.E., 2014. Size-specific growth and grazing rates for picophytoplankton in coastal and oceanic regions of the eastern Pacific. *Mar. Ecol. Prog. Ser.* 509, 87–101.
- Thingstad, T.F., Perez, M., Pelegri, S., Dolan, J., Rassoulzadegan, F., 1999. Trophic control of bacterial growth in microcosms containing a natural community from northwest Mediterranean surface waters. *Aquat. Microb. Ecol.* 18, 145–156.
- Thornton, D.C.O., Thake, B., 1998. Effect of temperature on the aggregation of *Skeletonema costatum* (Bacillariophyceae) and the implication for carbon flux in coastal waters. *Mar. Ecol. Prog. Ser.* 174, 223–231.
- Uitz, J., Claustre, H., Morel, A., Hooker, S.B., 2006. Vertical distribution of phytoplankton communities in open ocean: an assessment based on surface chlorophyll. *J. Geophys. Res.* Oceans 111 (C8).
- Unrein, F., Gasol, J.M., Not, F., Forn, I., Massana, R., 2014. Mixotrophic haptophytes are key bacterial grazers in oligotrophic coastal waters. *ISME J.* 8, 164–176.
- Van Mooy, B.A.S., Devol, A.H., 2008. Assessing nutrient limitation of *Prochlorococcus* in the North Pacific subtropical gyre by using an RNA capture method. *Limnol. Oceanogr.* 53, 78–88.
- Venrick, E.L., Beers, J.R., Heinbokel, J.F., 1977. Possible consequences of containing microplankton for physiological rate measurements. *J. Exp. Mar. Biol. Ecol.* 26, 55–76.
- Vidussi, F., Claustre, H., Manca, B.B., Luchetta, A., Marty, J.C., 2001. Phytoplankton pigment distribution in relation to upper thermocline circulation in the eastern Mediterranean Sea during winter. *J. Geophys. Res.* 106 (C9), 19,939–19,956.
- Vidussi, F., Marty, J.-C., Chiavérini, J., 2000. Phytoplankton pigment variations during the transition from spring bloom to oligotrophy in the Northwestern Mediterranean Sea. *Deep-Sea Res.* 147, 423–445.
- Wilkerson, F.P., Dugdale, R.C., Kudela, R.M., Chavez, F.P., 2000. Biomass and productivity in Monterey bay, California: contribution of the large phytoplankton. *Deep-Sea Res.* 47, 1003–1022.

3. CONCLUSION

Le suivi de la communauté phytoplanctonique dans le milieu naturel a mis en évidence une variabilité temporelle importante de l'assemblage naturel comme décrit au chapitre précédent. Les résultats de l'analyse pigmentaire dans le milieu naturel ont montré une augmentation significative de la concentration en fucoxanthine, entre le premier et le sixième jour d'expérimentation. Cet accroissement peut être associé à un développement de diatomées (Vidussi et al., 2000). En parallèle, la diminution significative de zéaxanthine et de divinyl chlorophylle *a* témoignent d'une diminution du nombre de cyanobactéries et plus particulièrement de *Prochlorococcus*. Cette évolution est confirmée par les mesures d'abondance du pico-phytoplancton par cytométrie en flux qui montrent effectivement une diminution de l'abondance des *Prochlorococcus* et *Synechococcus*.

Par comparaison, la communauté phytoplanctonique a montré une évolution similaire entre les contrôles des microcosmes incubés 6 jours et l'eau de surface environnante. En effet, seuls les *Prochlorococcus*, connus pour être sensibles aux expérimentations d'incubation, montrent une diminution bien plus importante dans les microcosmes. L'utilisation de microcosmes peut être controversée (Nogueira et al., 2014). L'agrégation peut notamment être un problème rencontré dans de telles expériences. Cependant, dans les eaux martiniquaises, où la biomasse phytoplanctonique est relativement faible et où le pico-phytoplancton domine, l'agrégation peut être considérée comme négligeable. Il a en effet été mis en évidence que l'agrégation du picoplancton pouvait être considérée comme négligeable en comparaison du microplancton (Mackinson et al., 2015; Michaels and Silver, 1988). Enfin, les eaux de surface comme les eaux de fond ont été filtrées (sur des tamis 200 μm) immédiatement après leur prélèvement et avant la réalisation de chaque mélange (0%, 2% ou 10% d'eau de fond), éliminant ainsi les plus grosses particules et les plus gros brouteurs.

Par ailleurs, bien que les concentrations en sels nutritifs évoluent dans les mêmes proportions dans les contrôles des microcosmes incubés 6 jours et dans le milieu naturel, il est admis que les processus conduisant à cette évolution pourraient être au moins en partie différents. Dans le milieu naturel, la variabilité rencontrée peut être liée à des processus d'advection et de mélange au sein de la colonne d'eau, engendrant potentiellement des concentrations plus élevées en nutriments (silicate, nitrate, phosphate). Le phénomène de brume des sables (Prospero et al., 2014) pourrait également enrichir en éléments nutritifs les premiers mètres de la colonne d'eau.

Les expérimentations d'enrichissement des eaux de surface (au niveau du maximum de chlorophylle, à 45 m) par des eaux de fond (1100 m) ont montré un apport en nutriments (phosphate et nitrate en particulier) lié à cet ajout. Pour les microcosmes avec 10% d'eau de fond, cet apport de nutriment a été favorable au développement des diatomées comme le montrent les concentrations supérieures en fucoxanthine. La seule différence significative dans la composition pigmentaire pour le traitement à 2% a été observée pour le carotène, qui n'est pas un pigment majeur. Les enrichissements avec 2% et 10% d'eau de fond ont montré des effets similaires sur le pico-phytoplancton avec une abondance de *Prochlorococcus* supérieure à celle dans les contrôles.

En conclusion, cette étude a permis dans un premier temps de valider l'utilisation des microcosmes pour simuler l'effet d'une décharge d'eau de fond en surface sur le phytoplancton. Nous avons montré que la communauté phytoplanctonique évoluait de façon similaire sur 6 jours dans les eaux environnantes de surface et dans les microcosmes témoins. De plus, les résultats des expériences d'enrichissement à 45 m ont permis une première évaluation des effets potentiels d'un rejet d'eau de fond sur le phytoplancton, mettant notamment en évidence des modifications dans l'assemblage phytoplanctonique.

Ces effets sont cependant à préciser avec une description plus approfondie des conditions biogéochimiques du mélange et une description plus complète de la communauté phytoplanctonique en présence. On peut également se demander si la réponse du phytoplancton à un apport d'eau de fond sera la même sur l'ensemble de la couche euphotique. Enfin, il a été montré dans le chapitre 2 que la distribution du phytoplancton pouvait être influencée par la stratification des eaux de surface, l'impact thermique du rejet d'eau de fond sur la couche de surface sera donc également évalué.

CHAPITRE 4

Effets potentiels du rejet d'eau de fond par une centrale à énergie thermique des mers sur le phytoplancton : Un cas d'étude sur la côte caribéenne de Martinique

1. INTRODUCTION

L'objectif principal de ces travaux de thèse était d'évaluer les effets potentiels d'un rejet d'eau profonde sur la communauté phytoplanctonique présente au large des côtes martiniquaises.

Il est prévu que la future centrale pilote ETM rejette l'eau pompée au fond (1100 m) plus en surface avec un débit d'environ $100\,000\text{ m}^3\cdot\text{h}^{-1}$ (soit $28\text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$). Bien que ce transfert d'eau depuis le fond vers la surface intervienne à des débits relativement faibles en comparaison de ceux observés dans les upwellings naturels (estimés à environ 3,3 Sv dans l'upwelling péruvien, soit $3,3\cdot 10^6\text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$; Wyrтки, 1963), il pourrait conduire à des modifications de l'écosystème. Les eaux de surface de la zone considérée présentent en effet de faibles concentrations en nutriments, particulièrement en phosphate et nitrate. L'apport d'eau profonde dans ces eaux pauvres pourrait ainsi les enrichir en nutriments. La fertilisation des eaux de surface en nutriments, comme en métaux traces, pourrait conduire à une modification de l'assemblage et de la production du phytoplancton.

Par ailleurs, les eaux profondes qui seront rejetées en surface avec une température d'environ 8°C et une salinité d'environ 35 ont des propriétés physiques différentes de celles des eaux à la profondeur du rejet. Ce rejet pourrait donc induire une modification de la structure thermique de la couche de surface, impactant potentiellement le phytoplancton.

Afin d'évaluer l'impact du rejet d'eau froide profonde sur le phytoplancton, les composantes physiques et biogéochimiques du mélange des eaux de fond avec celles de surface ont tout d'abord été caractérisées.

L'impact du rejet d'eau de fond sur la structure thermique des premiers 150 mètres de la colonne d'eau dans lesquels se développe le phytoplancton a été estimé avec un modèle océanique haute résolution. Le modèle ROMS (Regional Ocean Modeling System), forcé par les produits de réanalyse NCEP (National Centers for Environmental Prediction) CFSR (Climate Forecast System Reanalysis), et SODA (Simple Ocean Data Assimilation) pour l'atmosphère et l'océan respectivement, a ainsi été utilisé pour simuler différentes configurations de profondeurs de rejet (entre 45 m et 500 m) sur l'année 2000. Des simulations avec et sans rejet d'eau profonde ont été réalisées pour calculer le différentiel de température lié au rejet d'eau froide. Deux domaines centrés sur la centrale ETM ont été considérés, avec pour chacun une section parallèle à la côte de 150 m de profondeur, de 124 km de longueur pour le grand domaine et de 10 km de longueur pour le plus petit. L'aire impactée dans ces couches de surface par un apport d'eau de fond supérieur ou égal à 2% (correspondant à un refroidissement de $-0,3^\circ\text{C}$), ainsi que celle impactée par un refroidissement de 3°C qui est le seuil maximal préconisé par le Groupe de la Banque Mondiale pour les usines de liquéfaction des gaz naturels, ont été estimées.

Chapitre 4 : Effet potentiels du rejet d'eau de fond par une centrale à énergie thermique des mers sur le phytoplancton : un cas d'étude sur la côte caribéenne de Martinique

L'impact d'un apport d'eau de fond sur la communauté phytoplanctonique a été évalué en utilisant des microcosmes *in situ* (Giraud et al., 2016). Différents scénarios de mélange d'eau de fond dans la couche de surface ont été réalisés pour simuler un faible (2%) et un fort (10%) apport d'eau profonde, à la profondeur du maximum de chlorophylle et à celle de la base de la couche euphotique. Les microcosmes (4 réplicats pour chaque condition de mélange) ont été incubés pendant la saison humide (juin 2014) pendant 6 jours à ces deux profondeurs. Les modifications de l'assemblage phytoplanctonique et de la production primaire ont été décrites pour ces différents scénarios, ce qui nous a permis d'évaluer l'impact biogéochimique des apports d'eau de fond sur le phytoplancton.

Les résultats de cette étude sont présentés dans le draft ci-dessous qui sera soumis au journal *Energy & Environmental Science*.

2. ARTICLE

Potential effects of deep seawater discharge by an Ocean Thermal Energy Conversion plant on the phytoplankton community: A case study off the Caribbean coast of Martinique

For submission to *Energy and Environmental Science*

Mélanie Giraud^{1,2,3}, Denis de la Broise¹, Stéphane L'Helguen¹, Véronique Garçon², Joël Sudre², Marie Boye¹

¹ LEMAR - UMR 6539, IUEM Technopôle Brest-Iroise, 29280 Plouzané - France ; ² LEGOS - UMR 5566, 31401 Toulouse cedex 9 - France ; ³ France Energies Marines, 29200 Brest - France

Corresponding author: Melanie.Giraud@univ-brest.fr

ABSTRACT:

The installation of an Ocean Thermal Energy Conversion pilot plant (OTEC) off the Caribbean coast of Martinique is expected to use approximately 100 000 m³.h⁻¹ of deep seawater for its functioning. The resulting impact on the ambient phytoplankton community of this cold nutrient-rich deep seawater discharge in the nutrient depleted surface water is not fully understood. Therefore, this study examined the potential effects of this discharge on the phytoplankton community before the installation of the pilot plant. The dispersion of the deep seawater upwelled by the OTEC was described by its thermal effect on the top 150 m of the water column using the Regional Ocean Modeling System (ROMS). The impact on the chemical characteristics and on the phytoplankton community of the resulting mixed deep and surface seawaters was evaluated by *in situ* microcosm experiments. Two scenarios of water mix ratio (2% and 10% deep water) were tested at two incubation depths (deep chlorophyll maximum and base of the euphotic layer). The larger impact was obtained at the depth of chlorophyll maximum for the highest deep seawater addition (10%) that represented a large nitrate and phosphate input, with increased abundance and/or biovolume of diatoms, when 2% addition induced only a limited change of the phytoplankton community. A 2% cold deep seawater to surface water ratio was calculated to induce a 0.3 °C cooling. Numerical simulation showed that, at the deep chlorophyll maximum and at the bottom of euphotic layer, only a small domain centered on the OTEC could be subject to thermal change lower than 0.3 °C. Numerical simulations of discharge also showed that a 3.0 °C temperature shift, considered as a critical threshold for temperature impact, was never reached on the area for the full year 2000. Altogether, this study suggested that the impact of the OTEC plant would significantly modify the phytoplankton assemblage only in the case of a discharge affecting the chlorophyll maximum depth and then would be restricted to a local scale (an area smaller than 3 km²) around the zone of discharge.

1. Introduction

Ocean Thermal Energy Conversion (OTEC) uses the solar energy by exploiting the temperature gradient between surface and bottom seawaters. In an OTEC plant, the cold deep seawater pumped close to sea bottom is used to condense a working fluid (like ammonia), whereas warm surface waters, pumped close to the surface, serve to evaporate the working fluid. The difference of pressure, generated by the evaporation and condensation of the working fluid, drives a turbine that produces mechanical energy. This energy is then converted to electrical energy in a generator. Due to the need of a 20 °C difference between the cold deep seawater and the warm surface water for the OTEC exploitation, tropical areas are well suited for the installation of OTEC plants.

The Martinique is a tropical island of Lesser Antilles. With its narrow continental slope in the Caribbean part of the island, allowing an implementation of the plant close to the coast, Martinique is ideally suited for OTEC functioning. The implementation of a 10 MW OTEC pilot plant off the Caribbean coast of Martinique is expected on 2020 as part of the french NEMO project (Akuo Energy, DCNS). For its functioning, this OTEC will pump approximately 100 000 m³.h⁻¹ of deep seawater at 1100 m depth. In order to optimize the energy efficiency, the deep seawater should be rejected close to the surface. However, this large discharge could induce important disturbances on the upper ocean ecosystem, and this should be estimated.

Environmental assessment of OTEC functioning was studied since the 1980s (NOAA, 1981; NOAA, 2010). The deep seawater discharge was described as one of the major drivers impacting the marine environment in OTEC plant. However, only a few studies specifically detailed this critical aspect (Taguchi et al., 1987; US Department of Energy, 2012). The deep seawater discharge in OTEC plant generates a phenomenon similar to the one naturally occurring in the ocean within upwelling systems. Equatorward winds along the coast in the eastern Atlantic and Pacific linked to atmospheric high-pressure systems force Ekman transport and pumping, relocating coastal surface waters offshore. Thereby, deep water transport towards the surface is generated close to the coast. In these systems, the large amount of macronutrients and trace metals carried to the euphotic zone by the enriched deep seawater supports a large development of the phytoplankton, making upwelling the most productive oceanic regions (Bakun, 1990; Pauly and Christensen, 1995; Chavez and Toggweiler, 1995, Carr and Kearns, 2003). The tropical surface waters off the Caribbean coast of Martinique exhibit low nutrients concentrations and can be significantly enriched by the deep seawater discharge. Whereas the phytoplankton assemblages in upwelling systems are usually dominated by large phytoplankton and particularly by diatoms (Bruland et al., 2001; Van Oostende et al., 2015), the phytoplankton community in oligotrophic systems is composed of smaller organisms (Agawin et al., 2000).

Due to these important differences, it is thus of critical interest to investigate the potential effects of the deep seawater discharge of the planned OTEC plant on the phytoplankton community off Martinique.

In this study the impact of deep seawater discharge on the thermal structure of surface waters was first assessed. Modification of the surface waters stratification should indeed impact the phytoplankton community. It is crucial to provide a depth where the deep seawater could be discharged without significant effect on the surface layer where phytoplankton is the most abundant. The high-resolution oceanic model ROMS (Regional Ocean Modeling System) was used to examine the thermal impact induced by the deep seawater dispersion. Eight configurations of discharge depth were tested, corresponding to the deep chlorophyll maximum, the bottom of the euphotic layer and five depths below the euphotic layer. Temperature differences between simulations without and with the deep seawater discharge were compared on the upper 150 m of a vertical section.

The distribution of the ambient phytoplankton community and the biogeochemical properties of the deep and surface seawaters mixture that could impact the phytoplankton community were then described. Phytoplankton distribution and assemblage were detailed in order to assess short time and small scale variabilities of phytoplankton assemblage and primary production in the study site.

Finally, in order to simulate the OTEC deep seawater input, enrichment experiments were conducted on the future site of the pilot plant. Enrichment experiments are commonly used in oceanography to assess the effects on phytoplankton community and primary production. For example, large Fe enrichment experiments were conducted from 1993 to 2005 to estimate the potential of iron limitation on ocean primary production (de Baar et al., 2005; Boyd et al., 2007). Several experiments also showed that macro- and micro-nutrients enrichments induce changes in the phytoplankton community in upwelling regions (Hutchins, 2002) as well as in oligotrophic regions (Kress et al., 2005).

Enrichment experiments were usually conducted with mesocosms immersed close to the surface (Escaravage et al., 1996; Duarte et al., 2000) or in laboratory under artificial light and temperature using model phytoplankton species (Brzezinski, 1985). A laboratory experiment intended to evaluate the effects of an OTEC seawater discharge in Hawaiian waters on the natural phytoplankton community was previously conducted by Taguchi et al. (1987). However, this experiment was conducted under artificial conditions (light and temperature, and with the addition of EDTA), and thus, it could not totally reproduce what occurred in natural environment. Other deep seawater discharge experiments were conducted *in situ* (Aure et al., 2007; Handå et al., 2014).

For example, the use of a moored platform to upwell deep seawater and discharge it close to the surface has shown an increase in primary production in a western Norwegian fjord where the euphotic zone is nutrient-depleted during summer (Aure et al., 2007), as it would be expected with the OTEC discharge. Whereas such a pumping system is well adapted for pumping seawater at 30 m depth for example, it cannot be applied for OTEC experiments where deep seawater must be collected far deeper (1100 m depth) and also discharged more deeply in the water column to reduce the potential effects on the phytoplankton community. These conditions can be obtained by the use of *in situ* microcosms. In *in situ* microcosms, light and temperature are the same as in the natural surrounding waters, avoiding additional bias, and several conditions (enrichment, incubation depth) can be simulated. Therefore, the effects of deep seawater discharge on the phytoplankton community were assessed in this study using *in situ* microcosm experiments (Giraud et al., 2016). Two incubation depths with two ratio of enriched seawater (mixtures of surface waters with 2% and 10% of deep seawater) were tested, corresponding to the depths of the chlorophyll maximum and of the bottom of the euphotic layer where light becomes limiting for phytoplankton development. These experiments allowed the evaluation of critical mixing rate and discharging depth where effect was maximal.

2. Materials and methods

2.1. Modelling the physical dynamics of the artificial upwelling

The hydrodynamic numerical model ROMS (Regional Ocean Model System) (see Shchepetkin and McWilliams, 2005; 2009 for a complete description of the model) was used to describe the resulting thermal effect due to OTEC functioning. The model was run in a 2-ways AGRIF configuration allowing defining a parent and child domains around the Martinique island which are run simultaneously, transferring automatically open boundary conditions. The parent grid ranges from 63°W to 59°W and 13°N to 15.9°N with a resolution of 1/60° (around 1.8 km) while the child domain narrows the parent one was from 61.74°W to 60.41°W and 14.21°N to 15.11°N with a resolution down to 1/180° (around 600 m). The bottom topography and coastline are interpolated from the GINA database (1/120°, www.gina.alaska.edu/data/gtopo-dem-bathymetry) (Fig. 1).

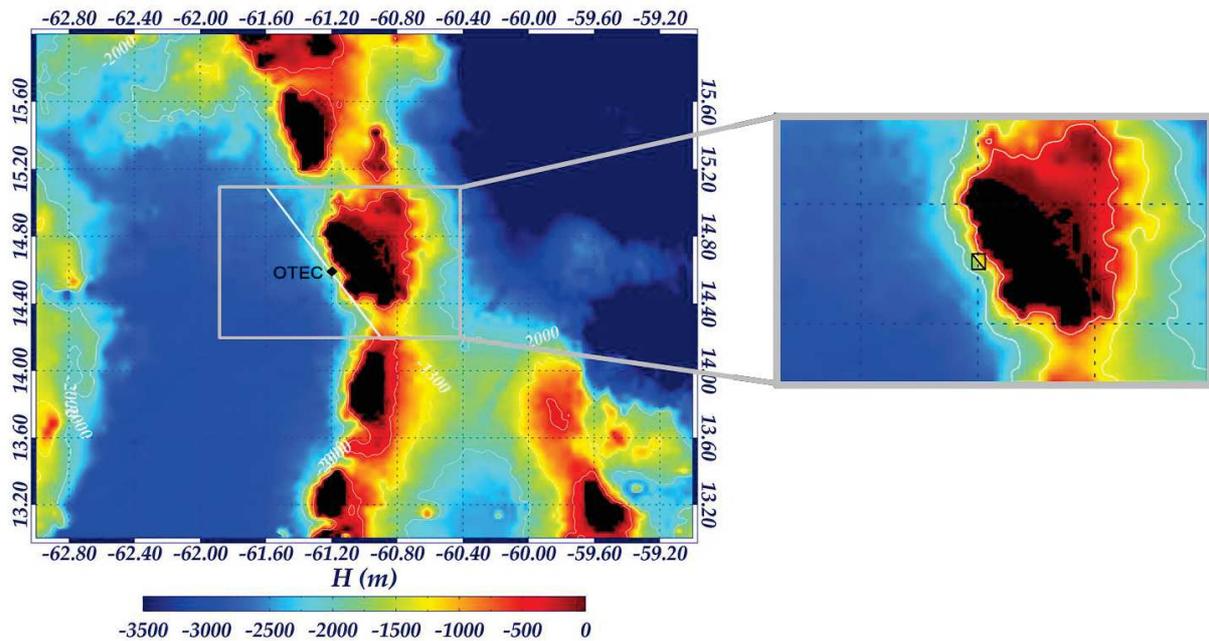


Figure 1: Bathymetry of the parent and child (grey rectangle) domains interpolated from the GINA data base with a zoom on the near domain (black rectangle); the oblique white and black lines represents respectively the large and small sections used for numerical simulation.

The model is forced by the monthly Climate Forecast System Reanalysis (NCEP CFSR) for wind stress, heat and freshwater fluxes. For the open boundary conditions and initial conditions of the parent domain, a monthly climatology computed from the Simple Ocean Data Assimilation (SODA) reanalysis (Carton and Giese, 2008) was used for the dynamical variables (temperature, salinity and velocity fields). The simulations were performed over the 3 years period 1998-2000, 1998 and 1999 were used as a spin-up and the last year 2000 was used to analyze the thermal structure and circulation field. Model outputs were stored as daily averages. The configurations were run without and with a deep seawater discharge mimicking the OTEC functioning. The deep seawater discharge was initiated on January 1st 2000. Eight cases of horizontal discharge settings were simulated at different depths: 1) the deep chlorophyll maximum (45 m), 2) the base of the euphotic zone (80 m), that were estimated on June 12th 2014, and 3) six depths below the euphotic zone (110 m, 140 m, 170 m, 250 m, 350 m and 500 m). In the OTEC plant, deep water will be pumped at 1100 m where temperature is around 5 °C and salinity 35. Circulation of this water through the plant system will warm it up until 8 °C prior to its release in the upper ocean. We thus applied at the location of the OTEC plant (61°13'0''W, 14°35'48''N), a cold water discharge (temperature 8 °C, salinity 35) at a flow rate of 28 m³.s⁻¹ and with a northward orientation. The thermal impact of the cold water source was assessed documenting the differences between simulations without and with the modelled OTEC plant functioning over the full year 2000.

2.2. Field experiments

2.2.1. *In situ* measurement and sampling physical properties

Temperature, salinity, and fluorescence profiles were performed using a CTD Seabird SBE19+ probe with an *in situ* Fluorimeter Chelsea AQUAtracka III.

2.2.2. Analytical chemical procedures

Seawater samples were collected in the water column in ultra-clean conditions using 12 L GO-FLO bottles (General Oceanics) modified with PTFE O-rings, mounted on a Kevlar wire and triggered using Teflon-coated messengers (Giraud et al., 2016). Samples were also collected in the *in situ* microcosms.

- Macronutrients concentrations:

Four 15 mL tubes were sampled in each microcosm and GO-FLO bottle in order to measure nitrate, nitrite, phosphate and silicate. Samples were filtered through a 0.6 µm polycarbonate membrane and stored at -20 °C until analysis. Nitrate, nitrite, phosphate and silicate were analyzed using a Bran + Luebbe AAIII auto-analyzer according to the procedures described in Aminot and Kérouel (2007).

- Dissolved trace metals concentrations:

For dissolved trace metals, 200 mL were filtered through a 0.2 µm Sartobran™ 300 AC capsules under pure N₂ pressure (filtered 99.99% N₂, 0.7 atm). Resulting filtrates were stored in 250 mL acid cleaned Low Density Polyethylene (LDPE) bottles and immediately acidified with ultrapure HCl (pH < 2). Samples were stored in two plastic bags in the dark and at ambient temperature until their analyses. Multi-trace elements concentrations (Cd, Pb, Fe, Ni, Cu, Zn, Mn, Co) were estimated by the multi-elements isotope dilution method described by Milne et al. (2010). Before the analyses, the samples were UV-digested for 3 h and preconcentrated using a WAKO resin (similar to NOBIAS Chelate PA1) (Kagaya et al. 2009). Samples were analyzed using an Element XR ICP-MS. The mean reagent blanks (based on all blank determinations) for dissolved Cd, Pb, Fe, Ni, Cu, Zn, Mn and Co and the limits of detection of ID-ICPMS estimated as three times the standard deviation of the mean reagent blanks are reported in Table 1. The accuracy and precision of the methods were assessed by analyses of SAFe (Sampling and Analysis of iron) S and D2 reference samples (<http://www.geotraces.org/science/intercalibration>) and results are reported in Table 1. The values determined using the ID-ICPMS method were in excellent agreement with the reported consensus values for dissolved Pb, Fe, Ni, Cu, Zn, Mn and Co in UV-digested samples (Table 1).

Dissolved Cd detected by ICPMS yielded higher concentration in the surface S-SAFE sample than the consensus value (Table 1), due to the very low Cd values and the chosen method by XR-ICPMS (C. Schlosser, Kiel-GEOMAR, personal communication).

Table 1: Comparison of analyses of SAFe (Sampling and Analysis of iron) S and D2 reference samples between ID-ICPMS and the consensus values, and mean reagent blanks (based on all blank determinations) for dissolved Cd, Pb, Fe, Ni, Cu, Zn, Mn and Co and detection limits of ID-ICPMS estimated as three times the standard deviation of the mean reagent blanks.

	Cd (pM)	Pb (pM)	Fe (nM)	Ni (nM)	Cu (nM)	Zn (nM)	Mn (nM)	Co (pM)
SAFe D2	948.83 ± 65.95	28.86 ± 4.44	0.898 ± 0.098	8.60 ± 0.36	2.15 ± 0.16	7.29 ± 0.27	0.40 ± 0.05	40.12 ± 3.88
consensus	986.00 ± 23.00	27.70 ± 1.50	0.933 ± 0.023	8.63 ± 0.25	2.28 ± 0.15	7.43 ± 0.25	0.35 ± 0.05	45.70 ± 2.90
n=	20	20	18	19	22	13	23	23
SAFe S	7.24 ± 1.57	48.42 ± 6.08	0.087 ± 0.025	2.56 ± 0.55	0.55 ± 0.06	0.07 ± 0.06	0.75 ± 0.05	2.85 ± 0.81
consensus	1.10 ± 0.30	48.00 ± 2.20	0.093 ± 0.008	2.28 ± 0.09	0.52 ± 0.05	0.07 ± 0.01	0.79 ± 0.06	4.80 ± 1.20
n=	25	27	15	25	30	10	27	28
Detection Limit	0.996	0.613	0.032	0.096	0.011	0.129	0.001	0.07
Blanks	0.716	1.809	0.061	0.040	0.019	0.129	0.003	0.32

- pH:

Samples for the measurement of pH were drawn into clean 100 mL glass bottles. The sample bottle was overflowed with approximately two volumes of sample. In order to preserve the sample, 15 µL of saturated HgCl₂ was added to samples. The ground glass stopper was coated with Apiezon grease in order to hermetically close the bottle and sealed with Parafilm[®]. Samples were stored in the dark and at ambient temperature until their analyses in the laboratory. The pH was measured with an accuracy of ± 0.002 pH unit, using a HQ40d multi pH-meter (HACH) with a pHC281 pH ultra electrode (with built-in temperature sensor; HACH).

2.2.3. Phytoplankton community analysis

Three complementary methods were used in order to characterize the phytoplankton community.

Pigments analysis:

Pigment signature was measured by High Performance Liquid Chromatography (HPLC). For each sample, 1 L was filtered through 0.22 µm polysulfone filter and frozen at -20 °C for 12 to 18 days (during the mission), then they were kept in liquid nitrogen until analysis.

Pigments were extracted in a 3 mL methanol (100%) solution after internal standard addition (vitamin E acetate, Sigma) and analyzed using an Agilent Technologies 1100 series HPLC system (Hooker et al., 2012). Fifty pigments were identified and associated to phytoplankton groups according to Uitz et al. (2010).

Pico-phytoplankton analysis:

Identification and enumeration of pico-phytoplankton populations were realized by flow cytometry. 1.8 mL were sampled in a cryotube where glutaraldehyde (Grade II, 25% in H₂O, Sigma) was added to each sample to a final concentration of 0.25%. Cryotubes were vortexed, and kept for 15 minutes in the dark before being frozen at -20 °C for 12-18 days, after which they were kept in liquid nitrogen until their analysis. Analyses were performed using a BD FACSVerse™ flow cytometer following the procedures outlined in Marie et al. (2001). Four groups of pico-phytoplankton were identified: *Prochlorococcus*, the picoeukaryotes (< 10 µm), and 2 groups of *Synechococcus* discriminated, respectively, by their low and high phycourobilin (PUB) to phycoerythrobilin (PEB) ratios.

Taxonomy analysis:

Taxonomic identification and enumeration of micro-phytoplankton (20-200 µm) and a part of nanophytoplankton (2-20 µm) cells (Dussart, 1966) were carried out by light microscopy. The 250 mL samples were preserved by addition of 1 mL of a neutral lugol (iodine) solution. For micro-phytoplankton analysis, 100 mL were concentrated using Utermöhl settling chambers (Hasle, 1988) and counted with an inverted microscope (Wild M40). For nano-phytoplankton, a second sedimentation in a smaller volume chamber (2.973 mL) was needed. When possible, phytoplankton was identified to the lowest possible taxonomic level (species, genus or group). Biovolume of each species was estimated according to Hillebrand et al. (1999).

2.2.4. In situ microcosm experiments

The potential impact of deep seawater discharge on the phytoplankton community was simulated by *in situ* microcosm incubations of various deep and surface seawaters mixing as reported by Giraud et al. 2016. These enrichment experiments were conducted from 12th (day 0) to 19th (day 7) of June 2014. The deep and surface seawaters were collected at the site of the future OTEC pilot plant (14°37'57''N-61°11'52''W; Fig. 1). Microcosms bottles were incubated on two stainless steel structures set at two depths (45 m and 80 m) on a mooring chain located, for practical reasons, closer to the coast (14°39'8''N-61°10'9''W, bottom approximately at 220 m depth) during 6 days.

The depths of the deep chlorophyll maximum and the bottom of the euphotic layer were identified on the future OTEC site on June 12th 2014 from the fluorescence profile. Seawaters were collected at the deep chlorophyll maximum (DCM; 45 m depth), the bottom of the euphotic layer (BEL; 80 m depth) and close to the bottom (1100 m depth) in ultra-clean conditions using GO-FLO bottles. Deep seawater was mixed in three proportions (0% as a control, 2% as a low input, and 10% as a large input) with both surface waters (45 m and 80 m depths). Each resulting mixture (three per depth, hereafter referred to as “Control”, “2% of deep seawater”, and “10% of deep seawater”) was distributed in 2.3 L clean polycarbonate bottles filled up to overflow level. Two bottles were kept in the dark at 25 °C for a few hours until their sub-sampling for analysis in order to characterize the initial phytoplankton assemblage and the biogeochemical properties of each mixture (hereafter referred to as “Surrounding surface waters-day 0”). Four bottles (replicates) per condition were placed on the structure and immersed depending on their collecting depth (45 or 80 m depths). The two remaining bottles were used to estimate primary production and nitrate uptake as described below.

Same sampling and mixtures were realized on day 6 (June 18th) in order to evaluate the evolution of biogeochemical parameters and of the phytoplankton community in the natural environment. For each condition (two depths and three mixtures per depth), two bottles were kept to characterize the phytoplankton assemblage in the surrounding waters and the biogeochemical properties of each mixture on day 6 (hereafter referred to as “Surrounding surface waters-day 6”). Two other bottles were used to estimate primary production and nitrate uptake.

After the 6 days incubation, all the incubated microcosm bottles on the mooring (hereafter referred to as “microcosm control D6”) were brought on board. A quarter of each four replicates of a condition was put in a new 2.3 L clean bottle and kept to estimate primary production and nitrate uptake (hereafter also referred to as “microcosm control D6”). The remaining microcosm contents were kept for sampling and analysis.

2.2.5. Primary production and nitrate uptake

Primary production (CO₂ fixation) and nitrate uptake rates were estimated on days 0 and 6, in surrounding surface waters (45 m and 80 m depths) without deep seawater addition, and with an addition of 2% and 10% of deep seawater. They were also estimated in the microcosms that were incubated during 6 days (in the bottles resulting of the mixing of the replicates of each condition).

Carbon and nitrate uptake rates were estimated in the same sample using the dual $^{13}\text{C}/^{15}\text{N}$ isotopic label technique (Slawyk et al., 1977). Immediately after sampling, 2.3 mL of ^{13}C tracer ($\text{NaH}^{13}\text{CO}_3$, 99 atom%, Eurisotop, $0.25 \text{ mmol}^{13}\text{C}.\text{mL}^{-1}$) and 2.3 mL of ^{15}N tracer ($\text{Na}^{15}\text{NO}_3$, 99 atom%, Eurisotop, $1.00 \text{ } \mu\text{mol}^{15}\text{N}.\text{mL}^{-1}$) were added to seawater mixture in 2.3 L polycarbonate bottles. The initial enrichment was about 10 atom% excess of ^{13}C for the bicarbonate pool and ranged from 16% to 95% atom% excess of ^{15}N for the nitrate pool depending on the ambient nitrate concentration. The $^{13}\text{C}/^{15}\text{N}$ amended bottles were incubated for 24 hours under *in situ* conditions on the mooring line according to the sampling depths (45 m and 80 m depths). At the end of the incubations, samples (1 L) were filtered onto pre-combusted (4 h at $450 \text{ }^\circ\text{C}$) Whatman 25 mm GF/F glass fiber filters ($< 100 \text{ mm Hg}$ for filtration pressure). Sample filters were stored at $-20 \text{ }^\circ\text{C}$ and oven dried ($60 \text{ }^\circ\text{C}$, 24h) prior to the in-lab analysis. Concentrations of carbon (POC) and nitrogen (PON) in particulate matter as well as ^{13}C - and ^{15}N -enrichments were measured using a mass spectrometer (Delta plus, ThermoFisher Scientific, Bremen, Germany) coupled with a C/N analyzer (Flash EA, ThermoFisher Scientific) via a type III interface. Standard deviations were $0.009 \text{ } \mu\text{M}$ and $0.004 \text{ } \mu\text{M}$ for POC and PON, respectively and 0.0002 atom% and 0.0001 atom% for ^{13}C - and ^{15}N -enrichments, respectively.

The absolute uptake rates (ρ in $\mu\text{mol}.\text{L}^{-1}.\text{h}^{-1}$) were calculated according to the equations reported in Dugdale and Wilkerson (1986) for nitrogen and Fernández et al. (2005) for carbon, in which the particulate organic concentration is the one measured at the end of the incubation period. The absolute uptake rates were then converted in biomass unit [V in $\mu\text{mol}(\text{POC or PON})^{-1}.\text{h}^{-1}$] by dividing the absolute uptake rates by the POC or PON concentration. The addition of ^{15}N tracer would cause a substantial increase in dissolved nitrogen concentrations especially in the surface waters and, in turn, an overestimation of uptake rates (Dugdale and Wilkerson, 1986; Harrison et al., 1996). The nitrate uptake rates were corrected for this perturbation as described in Dugdale and Wilkerson (1986). A half-saturation constant of $0.05 \text{ } \mu\text{mol}.\text{L}^{-1}$ that is a characteristic value for nitrogen-poor oceanic waters (Harrison et al., 1996) and the measured nitrate concentration were used for the correction. The overestimation was low ($< 5\%$) in samples with an addition of deep seawater but it was of about 50% in samples without deep seawater addition. The uptake rates measured in these samples represented therefore estimations rather than actual values.

2.2.6. Statistical analyses

In order to identify significant differences, Kruskal-Wallis test was applied on the set of pigments concentrations, on the pico-phytoplankton abundances and macronutrients concentrations. If significant differences ($p < 0.05$) were found, Mann-Whitney test was run in order to identify the samples that showed significant differences ($p < 0.05$). Statistical analyses were performed using Statgraphics Centurion XVI software.

3. Results

3.1. Modelling of the deep seawater discharge

3.1.1. Model evaluation

Modelled daily profiles (temperature, salinity) of both June and November 2000 were compared to the *in situ* CTD data at OTEC station from June 2014 cruise and from a previous cruise in November 2013 (Fig. 2 a-b).

In June, the modeled vertical profile of temperature was quite in agreement with the observed one with a well mimicked thermocline depth. However, in the top 50 m of the water column a warm bias of about 1.5 °C was simulated by the model. Between 300 and 500 m depth, a cold bias of about 1.5 °C depth was also observed. The modeled vertical profile of salinity presented a similar pattern than the salinity experimental profile. However, in the first 120 m of the water column and particularly in the upper 60 m, the salinity was largely overestimated (by about 2 units in surface) by the model as compared to the experimental profiles. Between 120 m and 150 m, the model slightly underestimated the salinity as compared to the experimental profile.

In November, the thermocline and halocline were well reproduced with modeled vertical profiles of temperature and salinity in good agreement with observations. However, temperature was also slightly overestimated by the model, with an approximate warm bias of 0.8 °C. In the deeper part of the water column, the modeled and observed temperatures were in excellent agreement. Salinity was underestimated by the model within the top 50 m of the water column by approximately 1, and between 70 and 200 m depths by at maximum 0.3. Below 200 m depth, modeled and observed salinities exhibited similar profiles.

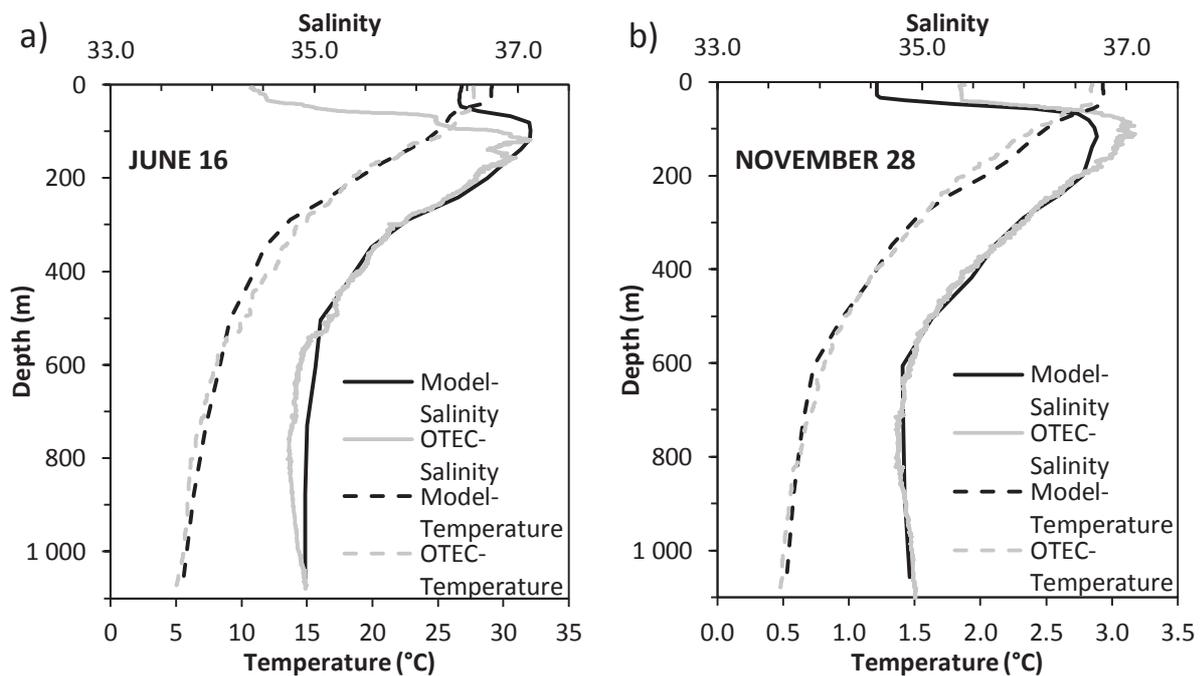


Figure 2: Comparison of temperature and salinity between model outputs and field data at the OTEC station (a) on June 16th 2000 and 2014, respectively and (b) on November 28th 2000 and 2013, respectively.

ADCP measurements (horizontal velocity and direction of currents) were only available on the water column (between 40 m and 800 m depths) at the study site for June 2011. ADCP data were compared to model outputs for June 2000 (Fig. 3). Current directions were quite similar between model outputs and ADCP data with a mean direction toward the South/South-East. The horizontal velocity norm was also quite close between both data sets with larger velocity close to the surface at around 50 m depth. Larger difference appeared in subsurface in ADCP data but similar trends were observed and values were relatively close.

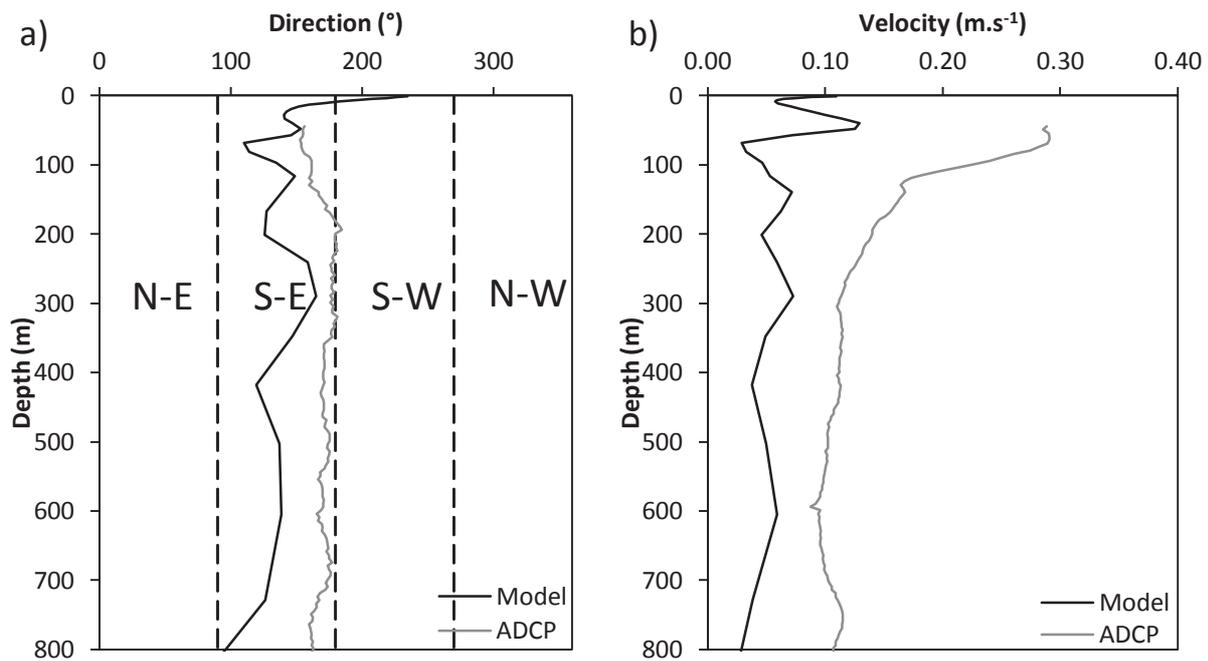


Figure 3: Comparison of mean current direction and horizontal velocity norm between model outputs from June 2000 and ADCP data from June 2011.

Modeled physical properties (temperature, salinity, currents) were therefore quite similar to those directly observed at the study site. The small differences between model and field data could be due to local variability of field data and to interannual variability since years examined were different for the model simulation and the field data.

3.1.2. Impact of the deep seawater discharge on the thermal structure in surface

In order to assess the deep seawater discharge impact on the thermal structure of the upper 150 m of the water column, the dispersion of temperature differences (ΔT in °C) obtained without and with the deep seawater discharge in the model outputs was examined on two vertical sections. A section of 124 km for the large domain (corresponding to the child domain from 61.74°W to 60.41°W and 14.21°N to 15.11°N) and another section of 10 km for the near-OTEC domain (defined from 61.24°W to 61.17°W and 14.60°N to 14.67°N) were defined, both centered on the OTEC site and parallel to the coast were defined (Fig. 1). Presently, there are no environmental standards defining threshold levels for temperature difference that will be induced by an OTEC deep seawater discharge. So, the study relied on the World Bank Group prescriptions for liquefied natural gas facilities which set at 3 °C the temperature difference limit at the edges of the zone where initial mixing and dilution take place (IFC, 2007).

We thus considered for each discharge depth the cooling and warming outputs from the model, which exhibit a $|\Delta T| \geq 3 \text{ }^\circ\text{C}$. Areas (in % of the considered domain) impacted by these cooling and warming effects were added (absolute values) in order to compare the potential impact of each discharge depth configuration.

None of the discharge depth configurations could produce a modification of the thermal structure of the top 150 m of the water column, higher than the considered temperature threshold ($|\Delta T| \geq 3 \text{ }^\circ\text{C}$), for both domains sections. Then, a lower temperature difference was considered, corresponding approximately to the temperature difference induced by a mixing of 2% of deep seawater with surface waters at the deep chlorophyll maximum (DCM) and at the bottom of euphotic layer (BEL). These values were previously defined as the low threshold of dilution with deep waters for phytoplankton community (Giraud et al, 2016). The temperature difference ΔT potentially induce by a 2% deep seawater input was calculated as follow, with cold deep seawater discharged at $8 \text{ }^\circ\text{C}$ and surrounding water temperature T depending of the considered depth:

$$\Delta T = [(2\% \times 8.0) + (98\% \times T)] - T$$

This temperature difference was calculated for June with a mean temperature value (from June 12th, 16th and 18th 2014) of $27.6 \text{ }^\circ\text{C}$ at the DCM and $26.2 \text{ }^\circ\text{C}$ at the BEL.

The resulting temperature difference induced by a mixing of surface waters with 2% of deep seawater at the DCM or at the BEL was thus roughly estimated between $0.3 \text{ }^\circ\text{C}$ and $0.4 \text{ }^\circ\text{C}$. The area impacted by a temperature difference of $\Delta T \leq -0.3 \text{ }^\circ\text{C}$ is described in Table 2 for the large and near-OTEC domains. The areas in the top 150 m exhibiting a $-0.3 \text{ }^\circ\text{C}$ or lower temperature difference were extremely small and were not significantly different in the two sections and at the different discharge depths, on an annual average and on June (our experimental period).

Table 2: Area (%) impacted in the top-150 m by a temperature difference lower than or equal to $-0.3 \text{ }^\circ\text{C}$ on two vertical sections centered on the OTEC, considering eight depths of deep seawaters discharge (45, 80, 110, 140, 170, 250, 350, 500 m).

Depth of deep water discharge	Mean Year 2000		June 2000	
	Large domain	Near-OTEC domain	Large domain	Near-OTEC domain
45 m	1 ± 2	1 ± 2	0	0
80 m	3 ± 4	4 ± 7	2	0
110 m	2 ± 2	1 ± 2	0	0
140 m	2 ± 2	3 ± 4	0	0
170 m	2 ± 4	0 ± 1	3	0
250 m	2 ± 3	3 ± 6	0	0
350 m	2 ± 3	1 ± 3	0	0
500 m	1 ± 1	1 ± 3	1	0

3.2. Biogeochemical properties and phytoplankton community

3.2.1. Expected biogeochemical properties of the resulting mixed waters

The potential modification of the pH induced by the deep seawater discharge was described on June 18th 2014 (day 6) at the deep chlorophyll maximum (DCM; 45 m) and at the bottom of euphotic layer (BEL; 80 m). The pH was very similar at DCM and BEL on day 6 (8.24 and 8.25, respectively). Deep seawater showed lower pH with a value of 7.81. Thus, expected pH at the tested mixing ratios (2% and 10% of deep seawater addition) was calculated according to these values. At the DCM and at the BEL, the 2% deep seawater addition could induce a decrease of 0.01 unit of pH, and a decrease of 0.07 unit of pH for the 10% deep seawater addition. Facing the pH decrease of 0.1 (from 8.2 to 8.1) between the pre-industrial time and the 1990s (Orr et al., 2005), the decrease in pH induced by the deep seawater advection could thus be quite limited with 2% deep water input.

In order to identify the potential macronutrients and dissolved trace metals inputs by the deep seawater discharge, their distribution at the DCM, the BEL and the bottom depths, were described on June 16th 2014 (day 4). The DCM and the BEL were at deeper depths on day 4 compared to day 6, at 55 and 80 m depths, respectively. At these depths, nitrate and phosphate concentrations (Table 3) were below the detection limit ($< 0.02 \mu\text{M}$ for both parameters), whereas silicate concentrations were above detection limit ($> 0.08 \mu\text{M}$), particularly at the DCM ($2.4 \mu\text{M}$ of silicate). Nitrite concentrations showed the higher values at the BEL whereas they were negligible at the DCM (below the detection limit of $0.02 \mu\text{M}$). At the cold deep seawater pumping depth, as commonly observed, phosphate, nitrate and silicate concentrations were largely higher than those observed closer to the surface (Table 3).

Table 3: Silicate, phosphate, nitrate and nitrite concentrations on June 16th 2014 (D4) at the deep chlorophyll maximum (DCM), at the bottom of euphotic layer (BEL), and at the deep seawater pumping depth. Concentrations were measured at the OTEC site (0% addition of deep waters) and calculated for 2% and 10% deep seawater additions.

Depth (m)	deep seawater ratio	[NO ₃ ⁻] (μM)	[Si(OH) ₄] (μM)	[PO ₄ ³⁻] (μM)	[NO ₂ ⁻] (μM)
DCM	0%	< 0.02	2.39	< 0.02	0.02
	2%	0.54	2.88	0.04	0.02
	10%	2.71	4.82	0.19	0.02
BEL	0%	< 0.02	1.46	< 0.02	0.32
	2%	0.54	1.96	0.04	0.32
	10%	2.71	3.98	0.19	0.29
1100	100%	27.11	26.69	1.87	<0.02

Expected macronutrients inputs at the tested mixing ratio (2% and 10% of deep seawater addition) were calculated according to the concentrations at the DCM or at the BEL and at the deep seawater pumping depth (Table 3). Deep seawater addition at 2% and 10 % mixing ratios represented a large input for nitrate (from below 0.02 to 0.54 μM and 2.71 μM , respectively). If the 10% ratio also induced a large input of phosphate (from below 0.02 to 0.19 μM), the input calculated for the 2% ratio was more limited (0.04 μM). Because silicate concentrations were initially high in surface waters, the inputs of silicate induced by a 2% or 10% deep seawater addition were also more limited relatively to nitrate and phosphate input. It accounted for a 26% and 63% increase at the BEL, respectively for 2% and 10% deep seawater additions, and it represented for a 17% and 50% increase respectively at the DCM. Finally, because no nitrite was detected in deep seawater and because DCM water was also nitrite depleted, the deep seawater input did not modify the nitrite concentration at the DCM. At the BEL, nitrite concentration was higher and the 10% addition slightly diluted nitrite at this depth.

As for silicate, dissolved trace metals showed peculiar vertical distribution. Manganese (Mn) showed maximum concentrations in the surface layer (Table 4) decreasing with depth as observed close to the Lesser Antilles in Atlantic Ocean (GEOTRACES group, 2015), but the measured surface concentrations were particularly high, as observed at the DCM with a Mn concentration of 2.97 ± 0.17 nM. Dissolved iron (Fe) that commonly dispatches hybrid distribution combining a nutrient-type profile in surface waters and a scavenged-type distribution in deep waters (Bruland and Lohan, 2003) also exhibited high surface values, particularly at the DCM (1.08 ± 0.03 nM). Dissolved cadmium (Cd), zinc (Zn), cobalt (Co), nickel (Ni), and copper (Cu) dispatched nutrient-type profile, whereas lead (Pb) exhibited scavenged-type profile (Nozaki, 1997; Gruber, 2008), but like for dissolved Fe and Mn, their concentrations in the surface layer (and at the DCM) were particularly high (Table 4). For Pb, Cu, Co and Fe, higher or similar concentrations were observed at the DCM compared to the BEL and to deep seawater.

Table 4: Concentrations of dissolved trace metals (in nM): Mn, Fe, Cd, Zn, Co, Ni, Cu, Pb measured at the DCM, the BEL and at 1100 m using ID-ICPMS method (0% addition of deep waters), and their calculated concentrations in the mixtures with 2% and 10% addition of deep water.

Depth (m)	deep seawater ratio	Mn (nM)	Fe (nM)	Cd (nM)	Zn (nM)	Co (nM)	Ni (nM)	Cu (nM)	Pb (nM)
DCM	0%	2.97 ± 0.17	1.08 ± 0.03	0.03 ± 0.01	1.54 ± 0.04	0.05 ± 0.00	2.22 ± 0.10	1.70 ± 0.18	0.03 ± 0.00
	2%	2.92	1.08	0.04	1.56	0.05	2.29	1.70	0.03
	10%	2.71	1.09	0.07	1.63	0.05	2.60	1.71	0.03
BEL	0%	1.65 ± 0.04	0.68 ± 0.03	0.03 ± 0.00	0.65 ± 0.03	0.03 ± 0.00	2.26 ± 0.17	1.14 ± 0.10	0.03 ± 0.00
	2%	1.63	0.69	0.04	0.68	0.03	2.34	1.15	0.03
	10%	1.52	0.73	0.08	0.82	0.03	2.64	1.21	0.03
1100	100%	0.34 ± 0.02	1.22 ± 0.05	0.45 ± 0.01	2.39 ± 0.07	0.06 ± 0.00	6.00 ± 0.13	1.80 ± 0.08	0.02 ± 0.00

Expected dissolved trace metals concentrations for the tested mixing ratios (2% and 10% of deep seawater addition) were calculated according to their concentrations at DCM and BEL and at the deep seawater pumping depth (Table 4). For all trace metals, and for both depths, the 2% deep seawater addition will not induce significant changes in their surface concentrations. The 10% deep seawater addition will induce higher concentration for Cd and Ni at both depths, and for Zn at the BEL only (Table 4). For Pb, Cu, Co, and Fe, the concentrations will not change with a 10% deep seawater addition. On the contrary, Mn will be diluted by a 10% deep seawater addition (Table 4).

The surface waters can thus be enriched in macro-nutrients when submitted to a deep seawater discharge (particularly with 10% deep seawater addition) in proportion depending on the depth. The same scheme can be applied in some of the dissolved trace metals (Cd, Ni, Zn, Mn) when a large ratio of deep seawater (10%) is discharged.

3.2.2. Initial phytoplankton community

A set of seven accessory pigments identified as biomarkers of specific taxa (Table 5), were defined according to Uitz et al. (2010). These pigments were analyzed at OTEC station on June 12th, 14th and 18th 2014 in surrounding waters at the DCM and BEL (Fig. 4). When the pigment concentrations evolved along the experiment period, trends in population abundance and ratio were further described with light microscopy (Fig. 5).

Table 5: Definition of the diagnostic pigments used as phytoplankton biomarkers (taxonomic significance) and associated phytoplankton size class (Uitz et al., 2010)

Diagnostic Pigments	Abbreviations	Taxonomic Significance	Phytoplankton Size Class
Fucoxanthin	Fuco	Diatoms	microplankton
Peridinin	Perid	Dinoflagellates	microplankton
19'-hexanoyloxyfucoxanthin	Hex-fuco	Haptophytes	nanoplankton
19'-butanoyloxyfucoxanthin	But-fuco	Pelagophytes and Haptophytes	nanoplankton
Alloxanthin	Allo	Cryptophytes	nanoplankton
chlorophyll <i>b</i> + divinyl chlorophyll <i>b</i>	TChl b	Cyanobacteria, Prochlorophytes	picoplankton
Zeaxanthin	Zea	Chlorophytes, Prochlorophytes	picoplankton

The total Chlorophyll *a* (TChl *a* defined as the sum of Chlorophyll *a* and divinyl Chlorophyll *a*), a proxy of the phytoplankton biomass, were higher at DCM than at BEL by about two-folds. On D0, the fucoxanthin (diatoms) concentrations were similar at the DCM and at the BEL and light microscopy analysis showed similar total abundance of diatom taxa at both depths (Fig.5 a-b).

On D4 and D6, the fucoxanthin (diatoms) concentrations were higher at the DCM than at the BEL. On D6, diatoms showed higher abundance at the DCM than at the BEL (Fig.5 a-b), but on D4 their abundance was similar at both depths. The cumulated diatoms biovolume (Fig.5 c-d), estimated with the microscopy counts and standard biovolume of each taxon was higher at the DCM on D4, thus likely accounting for the higher fucoxanthin concentrations.

The peridinin, a biomarker of dinoflagellates, showed low concentrations values at the DCM and values below detection limit at BEL on the 3 days of observation, in line with the higher abundance and biovolume of dinoflagellates at DCM (Fig. 5).

On D4, the 19'-hexanoyloxyfucoxanthin (biomarker of haptophytes) concentration (Fig. 4), and the prymnesiophytes (haptophyte) abundance and biovolume (Fig. 5) showed higher values at the DCM than at the BEL.

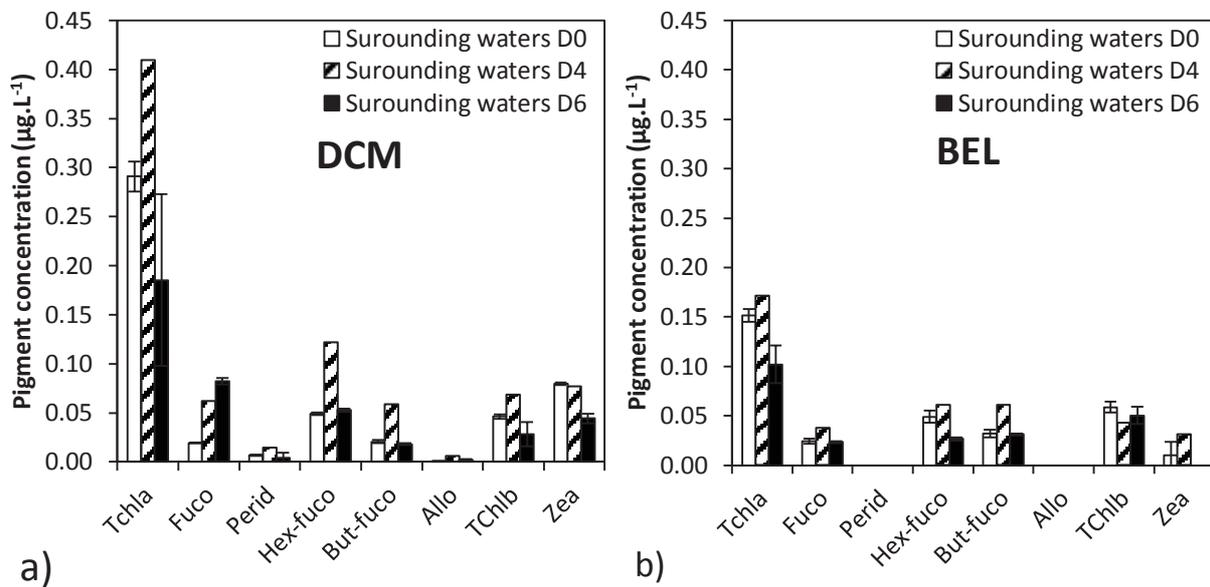


Figure 4: Pigment concentrations (from HPLC analysis) at the OTEC site at the DCM (a) and at the BEL (b), on June 12th (D0), 16th (D4), 18th (D6) 2014 (bars represent the standard deviation).

Chapitre 4 : Effet potentiels du rejet d'eau de fond par une centrale à énergie thermique des mers sur le phytoplancton : un cas d'étude sur la côte caribéenne de Martinique

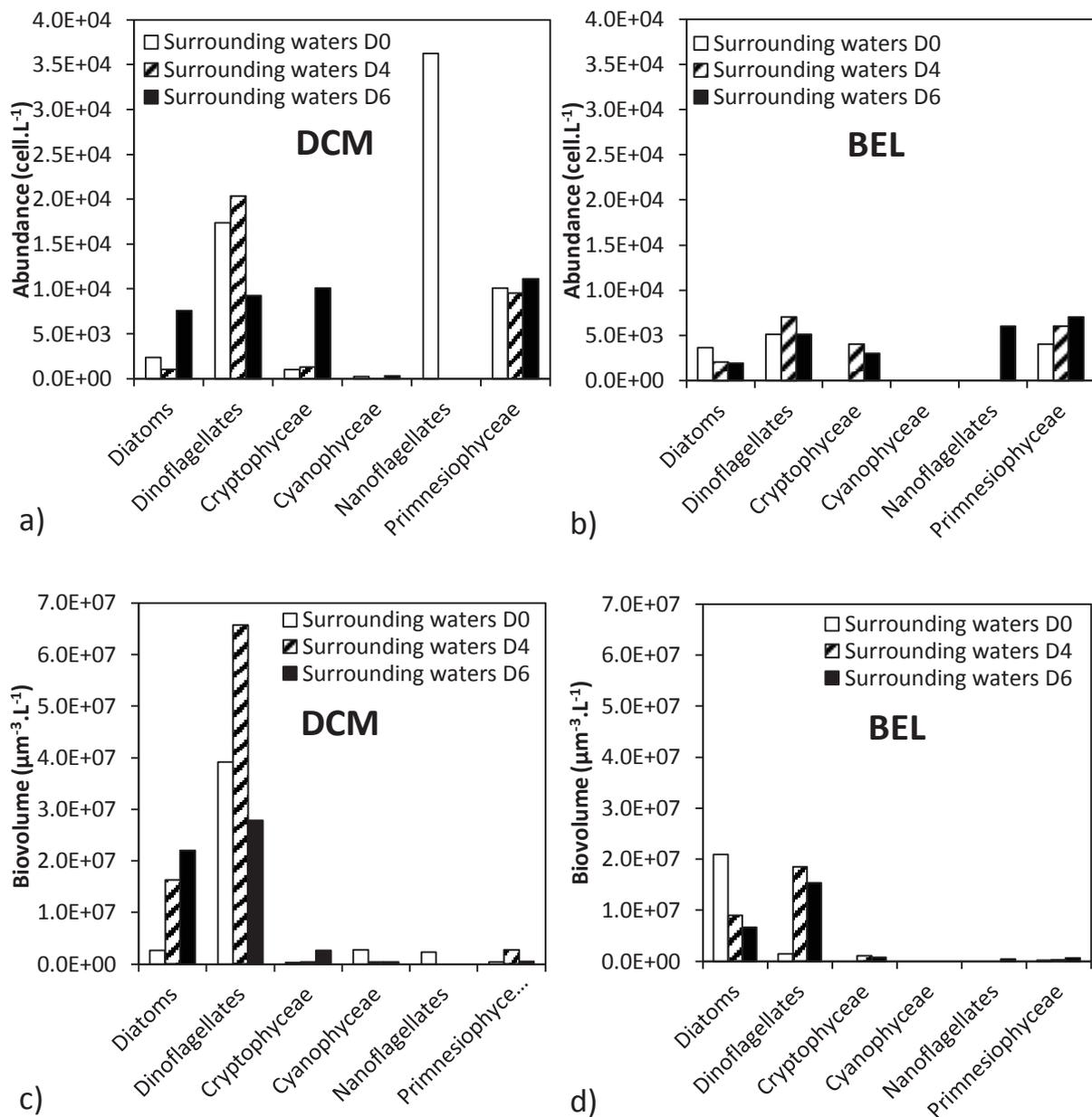


Figure 5: Abundance and biovolume of micro- and part of nano-phytoplankton (from microscopy analysis) at the OTEC site on June 12th (D0), 16th (D4), 18th (D6) 2014, at the DCM (a and c, respectively) and at the BEL (b and d, respectively), (bars represent the standard deviation).

At the DCM, dinoflagellates largely dominated the nano- and micro-phytoplankton assemblage identified by light microscopy with largest abundance and biovolume. Whereas prymnesiophytes showed the second highest abundance, its biovolume was very low, on the contrary to diatoms which presented lower abundance but higher biovolume. At the BEL, dinoflagellates, prymnesiophytes and diatoms showed similar abundance, dinoflagellates and the diatoms occupied the major part of the total biovolume.

Three groups of dinoflagellates were observed by light microscopy but they could not be identified at species level. However, their small size and the lack of colored starch (by lugol) in the cytoplasm suggested they were a mixotrophic or a heterotrophic population. Furthermore, the low concentrations of peridinin in samples supported this assumption.

At both depths, light microscopy analyses suggested that the large cyanobacteria, mainly *Trichodesmium sp.*, were low in abundance and biovolume. Small cyanobacteria cannot be seen with this method. Indeed, abundant smaller cyanobacteria were identified and counted by flow cytometry (Fig. 6). *Prochlorococcus* dominated the pico-phytoplankton assemblage, but they showed a significant decrease from D0 to D6. A significant portion of *Synechococcus* was also observed while picoeukaryotes were poorly represented. Both *Prochlorococcus* and *Synechococcus* showed higher abundance at the DCM than at the BEL (by about 65% and 86%, respectively), in line with the pigments analyses of zeaxanthin (Cyanobacteria) and Total chlorophyll *b* concentrations (specific to *Prochlorococcus*).

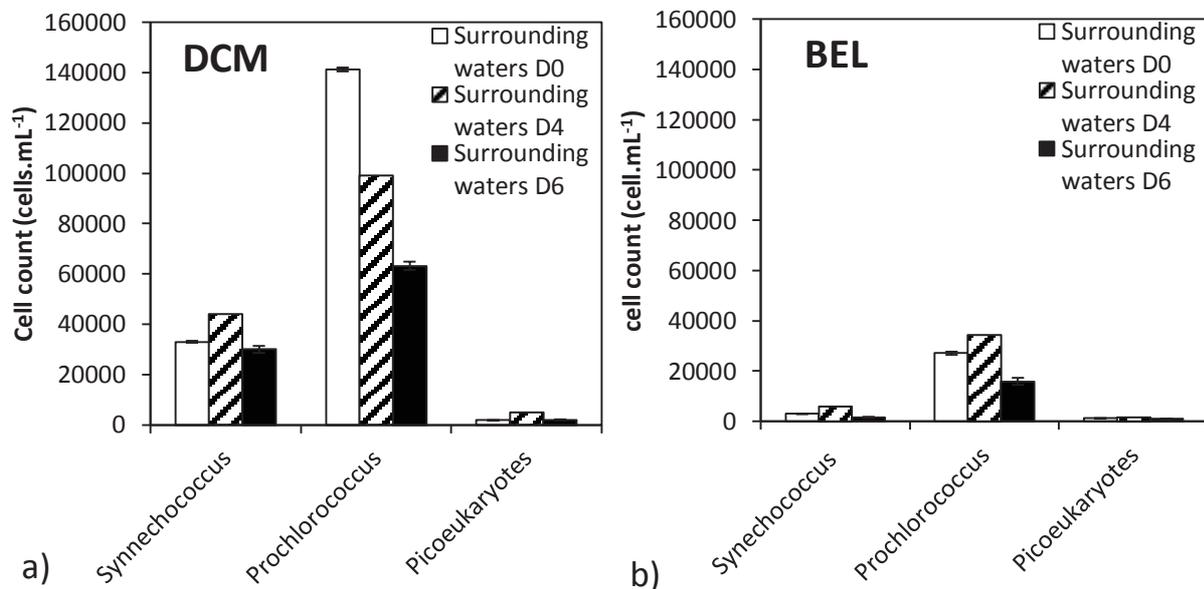


Figure 6: Abundance of pico-phytoplankton identified by flow cytometry at the DCM (a) and at the BEL (b), on June 12th (D0), 16th (D4), 18th (D6) 2014 (bars represent the standard deviation).

3.2.3. Primary production and nitrate uptake rate

The phytoplankton distribution and assemblage can partly drive the intensity of primary production, so the specific uptake rate of carbon and nitrate were estimated at Day 0 (June 12th) and Day 6 (June 18th 2014) (Fig. 7).

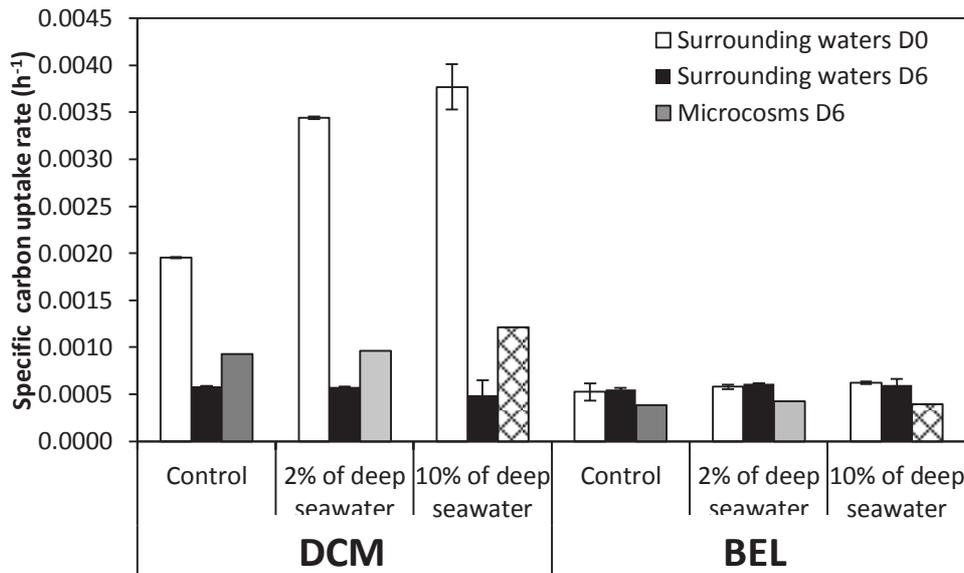


Figure 7: Specific carbon uptake rate (h⁻¹) at the DCM and BEL depths, on June 12th (D0), and 18th (D6), and in 6 days incubated microcosms (D6), for the three mixing conditions (0%, 2% and 10% of deep seawater additions), (bars represent the standard deviation).

The specific carbon uptake rate in surrounding surface waters was relatively low at day 0 at both depths ($2 \cdot 10^{-3} \text{ h}^{-1}$ at DCM depth and $6 \cdot 10^{-4} \text{ h}^{-1}$ at BEL) indicating low primary production in these poor-nutrients waters. Yet, the specific uptake rate was approximately four-times higher at the DCM than at the BEL at day 0. A large shift was observed at the DCM over the 6 days period where the specific carbon uptake rate has been drastically reduced towards what was observed at 80 m depth (about $6 \cdot 10^{-4} \text{ h}^{-1}$).

The specific nitrate uptake rates were also very low at day 0, ranging from $1 \cdot 10^{-3} \text{ h}^{-1}$ at 45 m depth to $4 \cdot 10^{-3} \text{ h}^{-1}$ at 80 m depth. At day 6, as for carbon uptake rate, the specific nitrate uptake rates drastically decreased, below the detection limit (data not shown).

3.3. Impacts on the phytoplankton community of the deep seawater discharge

3.3.1. Changes in the phytoplankton assemblage

TChl *a* concentrations were statistically similar in all treatments (0%, 2% and 10% of deep seawater) after 6 days of incubation at the DCM (Fig. 8). Only the fucoxanthin and the 19'-butanoyloxyfucoxanthin showed significant ($p < 0.05$) higher concentrations in 10% enrichments as compared to controls, indicating higher abundance and/or biovolume of diatoms and haptophytes. The others diagnostic pigments did not show any significant differences between enriched microcosms and controls.

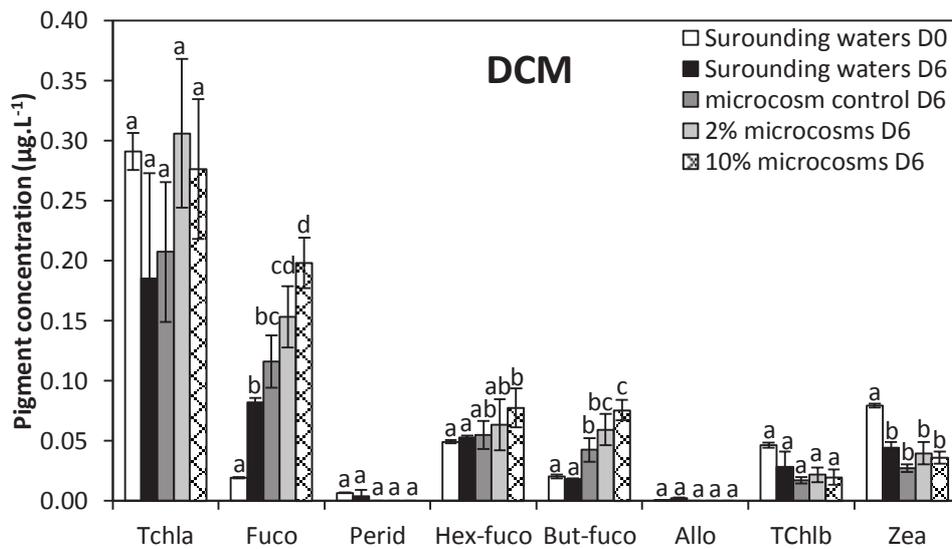


Figure 8: Diagnostic pigment concentrations (from HPLC analysis) in surrounding surface waters on days 0 and 6; in microcosm controls and in deep water-enriched (2% and 10%) microcosms after 6 days of incubation at the DCM (bars represent the standard deviation). Similar letters (a, b or c) attributed to 2 or more treatments indicate no significant differences (p -value < 0.05) between these treatments.

Picoeukaryotes and *Synechococcus* abundances did not show significant variations between the three treatments (Fig. 9a). Reversely, *Prochlorococcus* population showed higher ($p < 0.05$) abundance both in 2% and 10% enriched microcosms as compared to controls (Fig. 9a).

At the BEL, after the 6 days incubation period, pigments concentrations were below the detection limit indicating very low abundance of phytoplankton. Picoeukaryotes and *Prochlorococcus* did not show significant variations between the treatments and the controls whereas *Synechococcus* showed lower abundance ($p < 0.05$) in both 2% and 10% treatments than in controls (Fig. 9b). However, pico-phytoplankton clearly showed a far lower abundance at 80 m depth than at 45 m (Fig. 9b). Indeed, total abundance at 80 m depth was very low with values below 1000 cells.mL⁻¹, even when compared to those observed in surrounding surface waters at 80 m depth on day 6 where total abundance was approximately 20-times higher.

For comparison, total abundance at 45 m depth was around 5-times higher on day 6 in surrounding surface waters than in incubated microcosms.

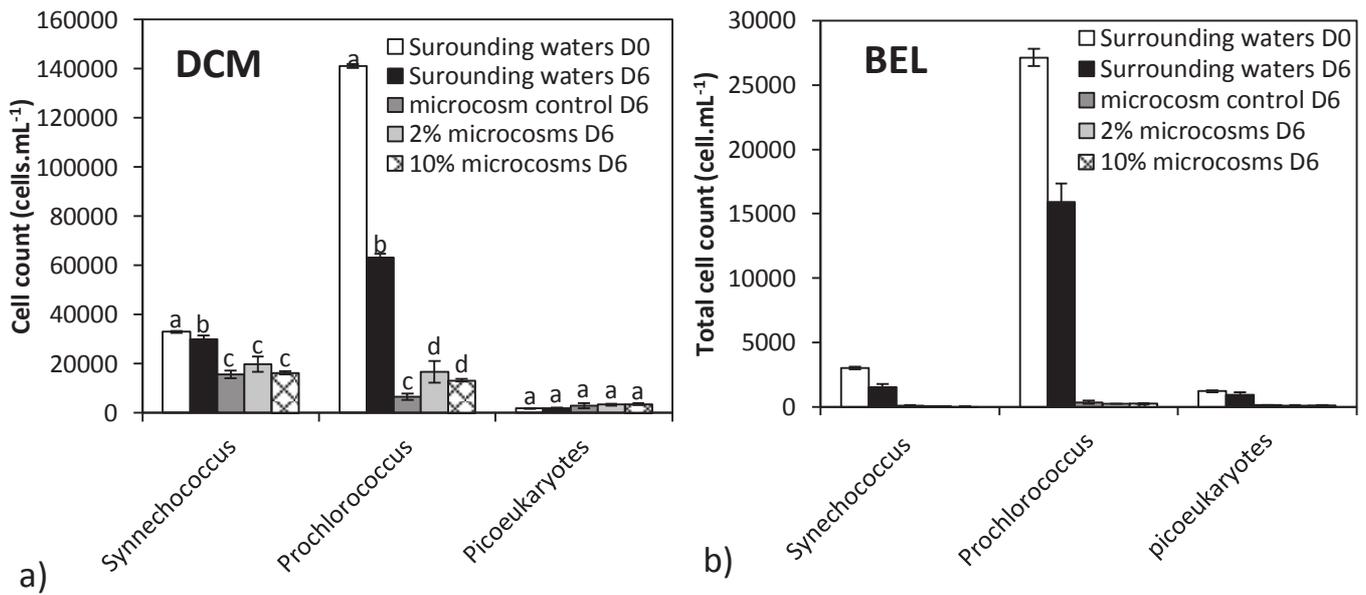


Figure 9: Abundance of picophytoplankton (flow cytometry analysis) in surrounding surface waters on day 0 and 6; in microcosm controls and in deep water-enriched (2% and 10%) microcosms after 6 days of incubation at 45 m depth (a) and 80 m depth (b) (bars represent the standard deviation). Similar letters (a, b or c) attributed to 2 or more treatments indicate no significant differences (p -value < 0.05) between these treatments.

3.4. Changes in the primary production and nitrate uptake rate

The deep seawater addition (2% and 10%) to surrounding waters collected at the DCM at D0, led to an increase of the specific carbon uptake rates within 24 hours compared to the controls (by about 43% and 48% with 2% and 10% deep seawater addition, respectively; Fig. 7). On day 6, whereas specific uptake rates of carbon were very low in surrounding surface waters (about 6.10^{-4} h^{-1}), deep seawater addition (2% and 10%) did not modify the specific uptake rates of carbon.

After 6 days of incubation, the microcosms enriched at D0 do not exhibit a higher carbon uptake rate than their 6 days incubated controls.

At the BEL, the specific uptake carbon rates were quite similar on days 0 and 6. No significant differences in specific uptake carbon rates were observed between the three treatments.

Specific nitrate uptake rates measured in microcosms after a 6-days *in situ* incubation were below the detection limit (data not shown).

4. Discussion

4.1. Mixing of surface and deep seawaters

4.1.1. Modelling of the deep seawater discharge

Salinity field data showed large seasonal variations, with low values in June 2014 (34.6 on the top 50 m) and much higher values in November 2013 (35.5 on the top 50 m). The model run for the year 2000 did not fully reproduce these variations. Indeed, the salinity was overestimated by the model in June whereas it was underestimated in November. The observations we made at the OTEC station showed that the low salinity was associated with high silicate concentrations. High silicate levels in fresher seawater have been already reported in surface waters in the Caribbean Sea and they were attributed to Amazon and Orinoco rivers inputs (Stevens and Brooks, 1972; Moore et al., 1986; Muller-Karger et al., 1995; Hu et al., 2004). Indeed, fresh surface waters enriched in silicate (Edmond et al., 1981; Moore et al., 1986) can be transported from the Amazon and Orinoco rivers towards the Caribbean Sea by the North Brazil Current and the Guiana current (Muller-Karger et al., 1988, 1995; Osborne et al., 2014; 2015). It is possible that the Amazon and Orinoco discharges and inputs in the Caribbean Sea were quite different between 2000 (modeled year) and 2014 (*in situ* observations), thus explaining the discrepancy between modeled and observed salinities. The possible submesoscale heterogeneity of these waters from the rivers could induce short term variation on the area and then could also explain the observed differences.

4.1.2. Biogeochemistry and phytoplankton community structure

The very low phosphate and nitrate concentrations observed in the surrounding surface waters were in favour of the development of small phytoplankton and particularly of cyanobacteria as shown with the significant occurrence of *Prochlorococcus* in these waters, which are typical of poor nutrient waters (Partensky et al., 1999). In line with the very low nitrate uptake rates we measured here, Casey et al. (2007) showed that nitrate assimilation by *Prochlorococcus* only represents 5-10% of its nitrogen uptake whereas they estimated that reduced nitrogen substrates (nitrite, ammonium, and urea) uptake accounted for more than 90-95%. By contrast, the development of larger phytoplankton taxa (particularly diatoms), which have higher nitrate and phosphate requirements for their growth, were probably limited by these elements. Indeed, diatoms showed low abundance in spite of relatively high silicate and dissolved trace metals (in particular iron) concentrations in surface waters. As previously explained, advection of silicate-rich waters originated from the Amazon and Orinoco rivers towards the

Caribbean Sea can explain the relatively high silicate concentrations. However, little information is available on the input of dissolved trace metals by these waters into the Caribbean Sea. The Amazon River can be a source of dissolved Cu, Fe, Ni, Pb and Co for the western subtropical North Atlantic Ocean (Tovar-Sanchez and Sañudo-Wilhelmy, 2011), but this input can decrease rapidly away from its source like it has been shown for Co in the Western Atlantic (Dulaquais et al., 2014). The input of trace metals by these waters to the Caribbean Sea will have to be further examined; especially for Cd, Ni, Zn, Mn whose relatively high concentrations were detected in the silicate enriched surface waters of this study. Additionally, other inputs of trace metals such as atmospheric deposition can also increase surface concentrations, and those inputs can be substantial (Shelley et al., 2012).

Hutchins et al. (2002) showed the potential of iron limitation on phytoplankton community in upwelling systems, giving an apparent half-saturation constant for diatoms growth of 0.26 nM Fe in the Peru Upwelling system. This apparent half-saturation constant is far lower than the concentration of Fe measured in surrounding waters at 45 m depth (e.g. $1.08 \pm 0.03 \mu\text{M}$ on June 12th 2014), suggesting that diatoms were probably not limited by the availability of Fe. This further supports a limitation of the diatom growth by nitrate and/or phosphate.

4.1.3. Primary production

Specific carbon uptake rates were low on days 0 and 6 (June 12th and 18th 2014, respectively) at the DCM, but they still indicated a much lower primary production on day 6. In order to identify a possible relationship between the primary production and the phytoplankton community, the assemblage was also examined on day 0 and day 6.

The higher specific carbon uptake rate recorded on day 0 compared to day 6 was associated with higher TChl *a* (Fig. 4a). The decrease of divinyl-chlorophyll *a* concentrations, a biomarker of *Prochlorococcus* (Goericke and Repeta, 1993), over the 6 days of observation can account for the decrease of TChl *a*, whereas Chlorophyll *a* concentrations did not vary significantly during the 6 days of incubation. The abundance of *Prochlorococcus* measured by flow cytometry was also lower by about two-times on day 6 as compared to day 0 (Fig. 6a). On the contrary, fucoxanthin (biomarker of diatoms) increased by about four-times on day 6 compared to day 0 (Fig. 4 a), and light microscopy analyses also showed an increase by about three-times of the diatoms abundance on day 6 relative to day 0 (Fig. 5a). In turn, the increase in diatom abundance over the 6 days of observation was not associated with an increase in primary production. Instead the observed decrease in primary production can be due to the decrease in *Prochlorococcus* abundance. In tropical and subtropical waters, pico-phytoplankton can indeed contribute to more than 80% of the primary production (Platt et al., 1983; Goericke and Welschmeyer, 1993). The increase in diatoms population likely did not compensate the large decrease in *Prochlorococcus* (from 141199 to 63209 cells.mL⁻¹).

4.2. Impact of deep seawater discharge

4.2.1. Impact on the temperature distribution in the upper water column

The numerical simulation showed that the area impacted in the top-150 m by a temperature difference lower than or equal to $-0.3\text{ }^{\circ}\text{C}$ was around 2-3%, and was unaffected by the injection depth or even by the size of the tested domain (Table 2). This highly suggests that this percentage is not related to a discharge effect, but to “internal variations” of the model outputs. Therefore as the effect of the discharge appears undetectable within the 2-3 % variation of the model, it can be considered as below this value for all the scenarios tested. It can thus be deduced that in a worst case scenario, only 3% of the small domain (300 m along the section, all down the 150 m depth) would be impacted by a temperature difference higher than $-0.3\text{ }^{\circ}\text{C}$. This thermal effect could thus be considered negligible.

4.2.2. Impact on the phytoplankton community

Enrichment of DCM waters with 10% of deep seawater led after 6 days of *in situ* incubation, to a significant increase ($p < 0.05$) of fucoxanthin (diatoms) and 19'-butanoyloxyfucoxanthin (haptophytes) by about 71% and 77%, respectively, as compared to the controls. If the 2% enrichment also showed similar trends, the differences of diagnostic pigments concentrations were not significant. Therefore, the diagnostic pigments suggested a significant response proportionally to the amount of added deep seawater.

Prochlorococcus were also more abundant ($p < 0.05$) in both treatments (2% and 10% of deep seawater) as compared to the controls. This lack of further *Prochlorococcus* population increase in 10% treatments could be attributed to a higher grazing pressure by haptophytes and/or to nitrate and phosphate too rich conditions, as previously described in Giraud et al. (2016).

As outlined here above, phytoplankton assemblage widely evolved in surrounding waters, from a predominance of pico-phytoplankton (*Prochlorococcus*) on day 0 towards a higher abundance of micro-phytoplankton (diatoms) on day 6. In order to assess if the impact on the phytoplankton assemblage due to 10% deep seawater addition (with a shift towards the diatoms) was in the range of the natural variation observed in the surrounding surface waters, 10% deep seawater microcosms phytoplankton assemblage was compared to the natural phytoplankton assemblage.

Whereas microcosm controls only showed a lower *Prochlorococcus* abundance (Fig. 9a) than surrounding surface waters on day 6 ($p < 0.05$), the 10% microcosms additionally showed, higher fucoxanthin (diatoms) and 19'-butanoyloxyfucoxanthin (haptophytes) by about 142% and 317% (Fig. 8), respectively, as compared to natural waters at Day 6. Furthermore, 10% enrichments showed a fucoxanthin increase over the 6 days period by about 3-times higher than in surrounding waters, whereas controls only showed an increase by about 1.5-times higher than in surrounding waters. Therefore it can be concluded that the 10% deep seawater enrichment induced higher variations of the phytoplankton assemblage than those observed from day 0 to day 6 in surrounding surface waters.

Carbon specific uptake rates were higher ($p < 0.05$) both in 2% and 10% enrichments on day 0 (June 12th 2014) as compared to controls, suggesting a positive response of phytoplankton to the deep seawater addition. Conversely, there was no uptake rate difference ($p < 0.05$) between enriched waters (with 2% and 10% of deep seawater) and controls on day 6 (June 18th 2014) and in the 6 days incubated microcosms, suggesting that the observed community modifications did not induce a difference in productivity. Indeed, phytoplankton community was quite similar in surrounding surface waters on day 6 and in 6 days-incubated microcosm controls. The initial phytoplankton assemblage and the initial primary production in surrounding surface waters would influence the response of the phytoplankton community and its production.

At the BEL, after 6 days of *in situ* incubation, deep seawater addition experiments clearly showed lower effects on the phytoplankton community than at the DCM. Indeed, whereas significant differences ($p < 0.05$) between 10% enrichments and controls were observed in diagnostic pigments concentrations at the DCM, pigments concentrations were too low at the BEL to be quantified. It can be suggested that the lower population and the lower carbon uptake could be related to the lowest light availability.

Overall, the phytoplankton response was proportional to the amount of added deep seawater. If the phytoplankton assemblage significantly varied over the time in the environment, the 10% deep seawater enrichment showed larger variations (for diatoms and haptophytes) than those observed in the natural environment. The DCM should be more impacted than the BEL by the deep seawater discharge even with a large deep seawater input. On the other hand, the impact on the primary production largely depended on the initial phytoplankton assemblage, which was quite variable over the time. The modification of the phytoplankton community to a deep seawater input could also be depending on the initial phytoplankton community. For that, the microcosm experiments did not allow drawing a scenario over the long term of the potential modifications of the primary production and the phytoplankton community associated to the deep seawater discharge by an OTEC.

Light microscopy analyses showed a large abundance of dinoflagellates at the DCM (between $9.24E+03$ and $2.04E+04$ cells.L⁻¹ on D6 and D4; Fig. 5 a) which could be mixotrophic or heterotrophic and thus probably exert a grazing pressure on the phytoplankton, particularly on the pico-phytoplankton (Liu et al., 2000). However, in this study, the zooplankton larger than 200µm and its potential control on the phytoplankton community were not considered and should be examined in future studies.

From the above analysis, it appears that the 2% ratio can be considered as a threshold value because it induced a very limited modification of the phytoplankton community. As detailed above, this 2% ratio can be related to a 0.3 °C temperature shift. The numerical simulation showed (See 4.2.1.) that, in a worst case scenario, this 0.3°C difference would impact no more than 3% of the section in the small domain. This could also be calculated as representing a surface not exceeding 3 km² where the whole 150m-depth water column is exposed to at least 2 % deep sea water.

5. Conclusion

Two complementary approaches were applied to study the potential effects of the deep seawater discharge of the planned OTEC plant on the phytoplankton community off Martinique.

Because the distribution and the development of phytoplankton are directly linked to the surface stratification, it is important to assess the thermal effect of deep seawater by an OTEC plant. Modelling of the deep seawater discharge showed that the thermal structure of the top 150 m of the water column on large and near-OTEC sections should be very slightly impacted for the lowest considered temperature differences $\Delta T \leq -0.3$ °C. If World Bank Group prescriptions of not exceeding a higher temperature difference of 3 °C are followed, the environmental perturbations potentially caused by the operation of the OTEC should be considered negligible. The area where the 150 m depth water column would be impacted by at least 2% of deep sea water would not exceed 3 km² in a worst case scenario.

The phytoplankton community and its production could be impacted by a large deep seawater input. Whereas pico-phytoplankton currently largely dominates the phytoplankton assemblage, a ratio of 10% of deep seawater in DCM waters could induce a shift toward the diatoms and micro-phytoplankton. The ratio of 2% of deep seawater in DCM waters only showed significant higher *Prochlorococcus* abundance than controls, but the assemblage and the primary production were not modified by this lower input. This impact could be due to one or some of the following causes: N and/or P supply, trace metal supply, lowered pH.

However, these results must be extended to larger temporal scale, and phytoplankton interactions with higher trophic levels (such zooplankton) must be studied.

Because no environment standards on the deep seawater discharge effects are available yet, a rigorous monitoring of the phytoplankton community, biogeochemical parameters distribution and of the water column stratification must be established as soon as the OTEC is implemented and for its continuous functioning.

Acknowledgement

This work was supported by France Energie Marine and part of the IMPALA project. We would to thank the Captains and crew members of the "Pointe d'Enfer", and the scientists in the laboratory at the University of the French West Indies and Guiana at Martinique; Dominique Marie (UPMC, Roscoff, France) and Christophe Lambert (LEMAR, France) for their help with the flow cytometry; Anne Donval for the pigment analyses.

References

- Agawin, N. S. R., C. M. Duarte and S. Agustí (2000). Nutrient and temperature control of the contribution of picoplankton to phytoplankton biomass and production. *Limnology and Oceanography*, 45(8), 1891–1891.
- Aminot, A., and Kérouel, R. (2007). Dosage automatique des nutriments dans les eaux marines : méthodes en flux continu. Ed. Ifremer, Méthodes d'analyse en milieu marin 188p.
- Aure, J., Strand, O., Erga, S. R., Strohmeier, T. (2007). Primary production enhancement by artificial upwelling in a western Norwegian fjord. *Marine Ecology-Progress Series*, 39–470 52.
- Bakun, A. (1990). Global climate change and intensification of coastal ocean upwelling. *Science*, 247(4939), 198–201.
- Boyd, P. W., Jickells, T., Law, C. S., Blain, S., Boyle, E. A., Buesseler, K. O., ... Watson, A. J. (2007). Mesoscale iron enrichment experiments 1993-2005: Synthesis and future directions. *Science*, 315(5812), 612–617.
- Brzezinski, M.A., 1985. The Si:C:N ratio of marine diatoms. Interspecific variability and the effect of environmental variables. *Journal of Phycology*, 21, 347–357.
- Bruland, K. W., Rue, E. L., Smith, G. J. (2001). Iron and macronutrients in California coastal upwelling regimes: Implications for diatom blooms. *Limnology and Oceanography*, 46, 1661–1674.
- Bruland, K. W., and Lohan, M. C. (2003). The Oceans and Marine Geochemistry: Elderfield, H., ed.
- Carr, M. E., and Kearns, E. J. (2003). Production regimes in four Eastern Boundary Current systems. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 50(22), 3199–3221.
- Carton, J. A., and Giese, B. S. (2008). A reanalysis of ocean climate using Simple Ocean Data Assimilation (SODA). *Monthly Weather Review*, 136(8), 2999–3017.
- Casey, J. R., Lomas, M. W., Mandecki, J., Walker, D. E. (2007). *Prochlorococcus* contributes to new production in the Sargasso Sea deep chlorophyll maximum. *Geophysical Research Letters*, 34(10).
- Chavez, F.P., Toggweiler, J.R. (1995). Physical estimates of global new production: the upwelling contribution. In: *Summerhayes, C.P., Emeis, K.C., Angel, M.V., Smith, R.L., Zeitzschel, B. (Eds.), Upwelling in the Ocean: Modern Processes and Ancient Records*. Wiley, pp. 313–320.

Chapitre 4 : Effet potentiels du rejet d'eau de fond par une centrale à énergie thermique des mers sur le phytoplancton : un cas d'étude sur la côte caribéenne de Martinique

- De Baar, H. J., Boyd, P. W., Coale, K. H., Landry, M. R., Tsuda, A., Assmy, P., ... Buesseler, K. O. (2005). Synthesis of iron fertilization experiments: from the Iron Age in the age of enlightenment. *Journal of Geophysical Research: Oceans (1978–2012)*, 110(C9).
- Duarte, C. M., Agusti, S., Agawin, N. S. R. (2000). Response of a Mediterranean phytoplankton community to increased nutrient inputs: a mesocosm experiment. *Marine Ecology Progress Series*, 195, 61–70.
- Dugdale, R. C., and Wilkerson, F. P. (1986). The use of ^{15}N to measure nitrogen uptake in eutrophic oceans; experimental considerations. *Limnology and Oceanography*, 31(4), 673–689.
- Dulaquais, G., Boye, M., Rijkenberg, M. J. A., Carton, X. J. (2014). Physical and remineralization processes govern the cobalt distribution in the deep western Atlantic Ocean. *Biogeosciences*, 11(6), 1561–1580.
- Dussart B.M. (1966). Les différentes catégories de plancton. *Hydrobiologia*, 26, 72–74.
- Edmond, J. M., Boyle, E. A., Grant, B., Stallard, R. F. (1981). The chemical mass balance in the Amazon plume I: The nutrients. *Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers*, 28(11), 1339–1374.
- Escaravage, V., Prins, T.C., Smaal, A.C., Peeters, J.C.H. (1996). The response of phytoplankton communities to phosphorus input reduction in mesocosm experiments. *Journal of Experimental Marine Biology and Ecology*, 198, 55–79.
- Fernández, I., Raimbault, P., Garcia, N., Rimmelin, P., Caniaux, G. (2005). An estimation of annual new production and carbon fluxes in the northeast Atlantic Ocean during 2001. *Journal of Geophysical Research: Oceans (1978–2012)*, 110(C7).
- GEOTRACES group (2015). The GEOTRACES Intermediate Data Product 2014. Marine Chemistry, <http://dx.doi.org/10.1016/j.marchem.2015.04.005>.
- Giraud, M., Boye, M., Garçon, V., Donval, A., de la Broise, D. (2016). Simulation of an artificial upwelling using immersed in situ phytoplankton microcosms. *Journal of Experimental Marine Biology and Ecology*, 475, 80–88.
- Goericke, R., and Repeta, D. J. (1992). The pigments of *Prochlorococcus marinus*: The presence of divinyl chlorophyll a and b in a marine prochlorophyte. *Limnology and Oceanography*, 37, 425–433.
- Gruber, N. (2008). The marine nitrogen cycle: overview and challenges. *Nitrogen in the marine environment*, 1–50.

Chapitre 4 : Effet potentiels du rejet d'eau de fond par une centrale à énergie thermique des mers sur le phytoplancton : un cas d'étude sur la côte caribéenne de Martinique

- Handå, A., McClimans, T. A., Reitan, K. I., Knutsen, Ø., Tangen, K., Olsen, Y. (2014). Artificial upwelling to stimulate growth of non-toxic algae in a habitat for mussel farming. *Aquaculture Research*, 45, 1798–1809.
- Harrison, W. G., Harris, L. R., Irwin, B. D. (1996). The kinetics of nitrogen utilization in the oceanic mixed layer: Nitrate and ammonium interactions at nanomolar concentrations. *Limnology and Oceanography*, 41(1), 16–32.
- Hasle, G.R., 1988. The inverted microscope method. In: *Sournia, A. (Ed.), Phytoplankton Manual. UNESCO, Paris.*
- Hillebrand, H., Durselen, C.D., Kirchtel, D., Pollinger, U., Zohary, T. (1999). Biovolume calculation for pelagic and benthic microalgae. *Journal of Phycology*, 35, 403–424.
- Hutchins, D.A., Hare, C.E., Weaver, R.S., Zhang, Y., Firme, G.F., DiTullio, G.R., Alm, M.B., Riseman, S.F., Maucher, J.M., Geesey, M.E., Trick, C.G., Smith, G.J., Rue, E.L., Conn, J., Bruland, K.W. (2002). Phytoplankton iron limitation in the Humboldt current and Peru upwelling. *Limnology and Oceanography*, 47, 997–1011.
- Hu, C., Montgomery, E. T., Schmitt, R. W., Muller-Karger, F. E. (2004). The dispersal of the Amazon and Orinoco River water in the tropical Atlantic and Caribbean Sea: Observation from space and S-PALACE floats. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 51(10–11), 1151–1171.
- International Finance Corporation (IFC), World Bank Group (2007). Environmental, Health, and Safety Guidelines for Liquefied Natural Gas (LNG) Facilities.
- IPCC, (2014). Summary for Policymakers, In: *Climate Change 2014, Mitigation of Climate Change. Contribution of Working Group III to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Edenhofer, O., R. Pichs-Madruga, Y. Sokona, E. Farahani, S. Kadner, K. Seyboth, A. Adler, I. Baum, S. Brunner, P. Eickemeier, B. Kriemann, J. Savolainen, S. Schlömer, C. von Stechow, T. Zwickel and J.C. Minx (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.*
- Kagaya, S., Maeba, E., Inoue, Y., Kamichatani, W., Kajiwara, T., Yanai, H., ..., Tohda, K. (2009). A solid phase extraction using a chelate resin immobilizing carboxymethylated pentaethylenhexamine for separation and preconcentration of trace elements in water samples. *Talanta*, 79(2), 146–152.

Chapitre 4 : Effet potentiels du rejet d'eau de fond par une centrale à énergie thermique des mers sur le phytoplancton : un cas d'étude sur la côte caribéenne de Martinique

- Kress, N., Thingstad, T.F., Pitta, P., Psarra, S., Tanaka, T., Zohary, T., Groom, S., Herut, B., Mantoura, R.F.C., Polychronaki, T., Rassoulzadegan, F., Spyres G. (2005). Effect of P and N addition to oligotrophic Eastern Mediterranean waters influenced by near-shore waters: a microcosm experiment. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 52, pp. 3054–3073.
- Liu, H., Suzuki, K., Saino, T. (2002). Phytoplankton growth and microzooplankton grazing in the subarctic Pacific Ocean and the Bering Sea during summer 1999. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 49(2), 363–375.
- Marie, D., Partensky, F., Vaulot, D., Brussaard, C. (1999). Enumeration of phytoplankton, bacteria, and viruses in marine samples. *Current protocols in cytometry*, 11–11.
- Milne, A., Landing, W., Bizimis, M., Morton, P. (2010). Determination of Mn, Fe, Co, Ni, Cu, Zn, Cd and Pb in seawater using high resolution magnetic sector inductively coupled mass spectrometry (HR-ICP-MS). *Analytica Chimica Acta*, 665(2), 200–207.
- Moore, W. S., Sarmiento, J. L. R., Key M. (1986), Tracing the Amazon component of surface Atlantic water using 228Ra, salinity and silica. *Journal of Geophysical Research: Oceans (1978–2012)*, 91(C2), 2574–2580.
- Moore, L. R., Goericke, R., Chisholm, S. W. (1995) Comparative physiology of *Synechococcus* and *Prochlorococcus*: Influence of light and temperature on growth, pigments, fluorescence and absorptive properties. *Mar Ecol Prog Ser* 116: 259–275.
- Muller-Karger, F.E., McClain, C.R., Richardson, P.L. (1988). The dispersal of the Amazon's water. *Nature*, 333, 56–58.
- Muller-Karger, F.E., Richardson, P.L., McGillicuddy, D. (1995). On the offshore dispersal of the Amazon's plume in the North Atlantic. *Deep-Sea Research* ; 42, 2127–2137.
- National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA), 1981. Ocean thermal energy conversion final environmental impact statement. Office of Ocean Minerals and Energy. Charleston, SC.
- National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA), 2010. "Ocean thermal energy conversion: Assessing potential physical, chemical, and biological impacts and risks." University of New Hampshire, Durham, NH, 39 pp and appendices. Coastal Response Research Center.
- Nozaki Y. (1997). A fresh look at element distribution in the North Pacific Ocean. *Eos Transaction*, 78(21), 221.

- Osborne, A. H., Haley, B. A., Hathorne, E. C., Flögel, S., Frank, M. (2014). Neodymium isotopes and concentrations in Caribbean seawater: Tracing water mass mixing and continental input in a semi-enclosed ocean basin. *Earth and Planetary Science Letters*, 406, 174–186.
- Osborne, A. H., Haley, B. A., Hathorne, E. C., Plancherel, Y., Frank, M. (2015). Rare earth element distribution in Caribbean seawater: Continental inputs versus lateral transport of distinct REE compositions in subsurface water masses. *Marine Chemistry*.
- Partensky, F., Hess, W.R., Vaultot, D. (1999). *Prochlorococcus*, a marine photosynthetic prokaryote of global significance. *Microbiology and Molecular Biology Reviews*, 63 (1), 106–127.
- Pauly, D., and Christensen, V. (1995). Primary production required to sustain global fisheries. *Nature*, 374(6519), 255–257.
- Platt, T., Rao, D. S., Irwin, B. (1983). Photosynthesis of picoplankton in the oligotrophic ocean. *Nature*, 301, 702–704.
- Shchepetkin, A. F., and McWilliams, J. C. (2005). The regional oceanic modeling system (ROMS): a split-explicit, free-surface, topography-following-coordinate oceanic model. *Ocean Modelling*, 9(4), 347–404.
- Shchepetkin, A. F., and McWilliams, J. C. (2009). Correction and commentary for “Ocean forecasting in terrain-following coordinates: Formulation and skill assessment of the regional ocean modeling system” by Haidvogel et al., *J. Comp. Phys.* 227, pp. 3595–3624. *Journal of Computational Physics*, 228(24), 8985–9000.
- Shelley, R. U., et al. (2012), Controls on dissolved cobalt in surface waters of the Sargasso Sea: Comparisons with iron and aluminum, *Global Biogeochem. Cycles*, 26, GB2020, doi:10.1029/2011GB004155.
- Slawyk, G., Collos, Y., Auclair, J. C. (1977). The use of the ^{13}C and ^{15}N isotopes for the simultaneous measurement of carbon and nitrogen turnover rates in marine phytoplankton; *Limnology and Oceanography*, 22; 925–932.
- Steven, D. M., and A. L. Brooks (1972). Identification of Amazon River water at Barbados, W. Indies by salinity and silicate measurements. *Marine Biology*, 14, 345–348.
- Taguchi, S., Jones, D., Hirata, J.A., Laws, E.A. (1987). Potential effect of ocean thermal energy conversion (OTEC) mixed water on natural phytoplankton assemblages in Hawaiian waters. *Bulletin of Plankton Society of Japan*, 34(2), 125–142.

Chapitre 4 : Effet potentiels du rejet d'eau de fond par une centrale à énergie thermique des mers sur le phytoplancton : un cas d'étude sur la côte caribéenne de Martinique

Tovar-Sanchez, A., and Sañudo-Wilhelmy, S. A. (2011), Influence of the Amazon River on dissolved and intra-cellular metal concentrations in *Trichodesmium* colonies along the western boundary of the sub-tropical North Atlantic Ocean. *Biogeosciences*, 8, 217–225.

Uitz, J., Claustre, H., Gentili, B., Stramski, D. (2010). Phytoplankton class-specific primary production in the world's oceans: seasonal and interannual variability from satellite observations. *Global Biogeochemical Cycles*, 24(3).

US Department of Energy (DOE), 2012. Modelling the Physical and Biochemical Influence of Ocean Thermal Energy Conversion Plant Discharges into their Adjacent Waters, Makai Ocean Engineering Ltd., 29 September, <http://www.osti.gov/scitech/biblio/1055480>.

Van Oostende, N., Dunne, J. P., Fawcett, S. E., Ward, B. B. (2015). Phytoplankton succession explains size-partitioning of new production following upwelling-induced blooms. *Journal of Marine Systems*, 148, 14–25.

3. CONCLUSION

L'évaluation de l'impact du rejet d'une centrale pilote ETM sur le phytoplancton au large de la Martinique a été conduite à partir de simulations numériques et d'expérimentations *in situ*.

Différentes configurations de profondeurs de rejet d'eau profonde entre 45 et 500 m ont permis d'estimer l'impact thermique sur la couche de surface à partir du modèle ROMS. Deux scénarios ont été testés, l'un de 3°C représentant la prescription du Groupe de la Banque mondiale pour les usines de liquéfaction des gaz naturels et l'autre avec une différence thermique de -0.3°C représentant une dilution de 2% (seuil bas d'impact de l'enrichissement sur le phytoplancton). Ces simulations numériques ont montré que même au seuil le plus bas (-0.3°C), la surface impactée sur les premiers 150 m de la colonne d'eau était trop faible pour être détectable par la simulation, quelle que soit la profondeur du rejet. De plus, ces perturbations thermiques devraient être confinées dans un domaine centré autour de la centrale ETM de moins de 3 km².

Différents scénarios d'apport d'eau profonde correspondant à de faibles et forts apports (2% et 10%) aux profondeurs du maximum de chlorophylle et de la base de la couche euphotique ont permis d'estimer l'impact biogéochimique sur le phytoplancton à partir de microcosmes *in situ*. Ces expérimentations ont montré qu'à la base de la couche euphotique (ici à 80 m) l'impact du rejet d'eau de fond devrait être limité aux *Synechococcus* qui ont montré une augmentation significative. Au contraire, un apport d'eau profonde dans le maximum de chlorophylle induirait une modification significative de l'assemblage phytoplanctonique sur une courte échelle de temps (6 jours). Un fort apport (10%) à cette profondeur modifierait la communauté phytoplanctonique, d'un assemblage dominé par le pico-phytoplancton vers le développement du micro-phytoplancton, en particulier celui des diatomées. Cet impact correspond à une augmentation relative de 71% de la concentration en fucoxanthine (biomarqueur des diatomées) par rapport à un scénario sans apport, et représente une augmentation relative d'environ 141% par rapport au milieu naturel au jour 6. Par ailleurs, l'augmentation de la concentration en fucoxanthine sur 6 jours dans les microcosmes avec 10% d'eau de fond est environ 3 fois supérieure (contre 1,5 fois supérieure pour les contrôles) à celle observée dans le milieu naturel. Un faible apport d'eau de fond (2%) aurait aussi un impact en stimulant les *Prochlorococcus*, mais cet effet resterait néanmoins nettement inférieur à la variabilité naturelle des communautés de *Prochlorococcus* observée dans les eaux environnantes.

Chapitre 4 : Effet potentiels du rejet d'eau de fond par une centrale à énergie thermique des mers sur le phytoplancton : un cas d'étude sur la côte caribéenne de Martinique

En conclusion, l'impact du rejet d'eau profonde sur la communauté phytoplanctonique dans les eaux martiniquaises devrait être confiné autour de la centrale et à la profondeur du maximum de chlorophylle. Un mélange de 2% d'eau de fond avec les eaux de surface et un rejet à la base ou en dessous la couche euphotique devraient être considérés comme les valeurs seuils en-dessous desquelles l'impact de l'apport d'eau de fond sur le phytoplancton serait donc négligeable.

Chapitre 4 : Effet potentiels du rejet d'eau de fond par une centrale à énergie thermique des mers sur le phytoplancton : un cas d'étude sur la côte caribéenne de Martinique

CONCLUSION ET PERSPECTIVES

CONCLUSION

Dans le contexte actuel de changement climatique, et afin de se soustraire à l'hégémonie des ressources fossiles, une transition vers les énergies renouvelables a été enclenchée. Le développement de nouvelles technologies, et l'aboutissement de plus anciennes, soulèvent certaines questions, notamment environnementales. En effet, si le contexte réglementaire pose quelques bases concernant les enjeux environnementaux - positifs comme négatifs - notamment avec le Code de l'Environnement, peu de normes concrètes définissant des seuils de perturbation acceptables sont à ce jour mises en application.

Bien que développée depuis plus d'un siècle, la technologie exploitant l'énergie thermique des mers n'est aujourd'hui pas encore totalement aboutie. Les premières centrales pilotes d'envergure commencent tout juste à être installées. La future centrale pilote à énergie thermique des mers (NEMO) développée par Akuo Energy et DCNS, d'une puissance nette d'environ 10 MW, devrait être installée au large de Bellefontaine (Martinique) en 2020. Dans ce cadre, une étude d'impact au titre de l'article R. 122-5 du Code de l'Environnement, et au titre de l'article 3 du Décret n°2011-1612 relatif aux concessions d'utilisation du Domaine Public Maritime, a été déposée par Akuo Energy en avril 2015, et fait actuellement l'objet d'un débat public (jusqu'au 15 décembre 2015). Cette étude apporte pour partie une description générale des possibles effets environnementaux qui seraient liés au fonctionnement de la centrale ETM. Mais l'étude ciblée sur le rejet d'eau profonde en surface et sur son impact sur le phytoplancton a fait l'objet des travaux présentés dans cette thèse.

L'objectif de ma thèse était donc d'évaluer l'impact potentiel sur le phytoplancton d'un upwelling artificiel lié au fonctionnement d'une centrale pilote à énergie thermique des mers en Martinique. Une première caractérisation des propriétés physico-chimiques, biogéochimiques et biologiques du site d'étude a été nécessaire afin d'apporter une description de l'upwelling artificiel qui serait lié au fonctionnement de la centrale ETM. Cette caractérisation est en outre primordiale pour définir un état initial qui permettra par la suite d'identifier et de quantifier l'impact du rejet d'eau profonde sur l'environnement sur le long terme. Différents outils ont été utilisés afin d'évaluer les effets potentiels du rejet d'eau profonde sur le phytoplancton en particulier. La modélisation numérique a permis d'estimer les perturbations de la structure thermique de la couche océanique de surface. Des expérimentations en microcosmes *in situ* ont été réalisées pour évaluer les impacts potentiels sur la communauté phytoplanctonique naturelle sous différents scénarios d'apport d'eau de fond.

Très peu d'informations concernant le fonctionnement de l'écosystème, et particulièrement celui des premiers échelons du réseau trophique, étaient disponibles sur la zone d'intérêt. La première partie de mes travaux de recherche a été consacrée à la description, en début de saison sèche (novembre 2013) et en début de saison humide (juin 2014), de la

communauté phytoplanctonique et des paramètres physiques et biogéochimiques la contrôlant. Une forte variabilité temporelle - journalière et saisonnière - de ces paramètres ainsi qu'une variabilité de l'assemblage phytoplanctonique ont été mises en évidence, bien que la biomasse du phytoplancton était similaire dans la couche de surface sur les deux saisons contrastées. En saison sèche, l'assemblage phytoplanctonique était dominé par le pico-phytoplancton, particulièrement par les *Prochlorococcus*, comme généralement décrit dans les régions oligotrophes. En saison humide, le micro-phytoplancton et les *Synechococcus* étaient plus abondants qu'en saison sèche. Leur développement pourrait avoir été favorisé par des apports accrus en métaux traces qui ont probablement été transportés dans l'atmosphère depuis l'Afrique sous forme de brumes de sable, et par des apports en silicates apportés avec les eaux de l'Amazone et de l'Orénoque.

Pour simuler le fonctionnement d'une centrale ETM et évaluer l'impact d'un apport d'eau profonde en surface sur le phytoplancton en Martinique, il a également été nécessaire de développer un outil expérimental. En effet, dans les expérimentations visant à simuler un upwelling artificiel en conditions *in situ* qui avaient été réalisées dans le passé, les apports d'eau de fond (en général d'origine moins profonde) se faisaient proches de la surface. Des microcosmes *in situ* ont donc été développés, permettant de reproduire des conditions de lumière et de température au plus proche de celles du milieu naturel dans la couche euphotique, et de simuler un enrichissement en surface par des eaux prélevées au fond. Nous avons montré que la communauté phytoplanctonique au maximum de chlorophylle évoluait dans le même ordre de grandeur dans le milieu naturel et dans les microcosmes témoins sur une échelle de temps de moins d'une semaine. Ces microcosmes ont donc pu être utilisés comme un outil robuste permettant de simuler de façon réaliste l'évolution de la communauté phytoplanctonique en Martinique sous différents scénarios d'enrichissement d'eau profonde (Giraud et al., 2016).

Les expérimentations en microcosmes *in situ* menées pendant la saison humide ont tout d'abord permis de montrer que l'impact d'un apport d'eau profonde sur la communauté phytoplanctonique variait selon la profondeur, au maximum de chlorophylle ou à la base de la couche euphotique. En effet, un apport à la base de la couche euphotique ne devrait pas impacter significativement la communauté phytoplanctonique peu abondante à cette profondeur. Le manque de lumière pourrait en effet être le principal facteur limitant la croissance phytoplanctonique à cette profondeur. Au contraire, un fort apport d'eau de fond (10%) à la profondeur du maximum de chlorophylle pourrait induire une modification de l'assemblage phytoplanctonique, avec une augmentation accrue de l'abondance et/ou du biovolume des diatomées. A cette profondeur, un apport plus faible (2%) d'eau de fond ne conduirait qu'à une augmentation de l'abondance des *Prochlorococcus*, qui resteraient cependant nettement inférieure à celle observée dans le milieu naturel.

Les fort (10%) et faible (2%) apports d'eau de fond à la profondeur du maximum de chlorophylle pourraient également stimuler la production primaire. Mais cette réponse dépendrait d'avantage de la composition initiale de l'assemblage phytoplanctonique, plutôt que de celle des apports.

L'effet biogéochimique d'un fort apport d'eau de fond important (10%) aux profondeurs du maximum de chlorophylle (DCM) et de la base de la couche euphotique (BEL), pour la période de juin 2014, est synthétisé dans la figure 35. Sur cette période, l'apport d'eau de fond a principalement enrichi les eaux de surface en nitrate, phosphate et silicate (Fig. 35). Cependant, la croissance des diatomées n'était probablement pas limitée par les concentrations en silicate initialement présentes dans le DCM ($2.39 \mu\text{M}$; Fig. 35). En effet une limitation accrue de la croissance des diatomées a été reportée pour des seuils en silicate inférieurs à $2 \mu\text{M}$ (Egge et Aksnes, 1992). Elle n'était également probablement pas limitée par la disponibilité en fer dissous (1.08 nM ; Fig. 35), très supérieure en effet à la constante de demi-saturation en Fe des diatomées (0.26 nM Fe ; Hutchins et al., 2002). Il est ainsi probable que les forts apports en nitrate et phosphate par les eaux de fond aient favorisé le développement du micro-phytoplancton dans le DCM. L'impact de la diminution de pH d'environ 0.07 unité sur le développement du micro-phytoplancton reste quant-à-lui à préciser.

Des simulations numériques du rejet d'eau profonde ont été menées en parallèle avec huit scénarios de profondeur de rejet (de 45 à 500 m) et sur deux domaines (un domaine proche du site d'implantation et un domaine de plus grande envergure). Le premier scénario testé correspondait à la prescription du Groupe de la Banque Mondiale pour les usines de liquéfaction des gaz naturels qui préconise une différence thermique inférieure à 3°C . Le second scénario représentait la différence thermique qui serait induite par un faible apport d'eau de fond en surface (2%), soit un refroidissement de $0,3^\circ\text{C}$. Même au seuil le plus bas ($-0,3^\circ\text{C}$), la surface impactée sur les premiers 150 m de la colonne d'eau était trop faible pour être détectable par la simulation mettant en évidence que quelle que soit la profondeur de rejet, l'impact thermique devrait être très faible et limité géographiquement.

Au vu de ces éléments de réponse, suite à l'installation de la centrale pilote ETM en Martinique :

- Le rejet d'eau profonde entre 45 m et 500 m de profondeur devrait induire de très faibles modifications thermiques sur une surface limitée (moins de 3 km^2);
- La communauté phytoplanctonique qui varie naturellement à l'échelle de la journée et de la saison, ne devrait être impactée de manière significative qu'avec un fort apport d'eau de fond (10%) au niveau du maximum de chlorophylle. Par contre, un mélange de 2% d'eau de fond avec l'eau de surface ou un rejet à la base de la couche euphotique ne devraient pas avoir d'impact significatif sur le phytoplancton. Nous préconisons donc un rejet sous la base de la couche euphotique afin de diminuer les risques de perturbations de la communauté phytoplanctonique.

Si cette thèse a apporté des éléments de réponse forts, des études supplémentaires doivent venir les compléter, notamment pour prendre en compte les échelons trophiques supérieurs et de plus grandes échelles de temps.

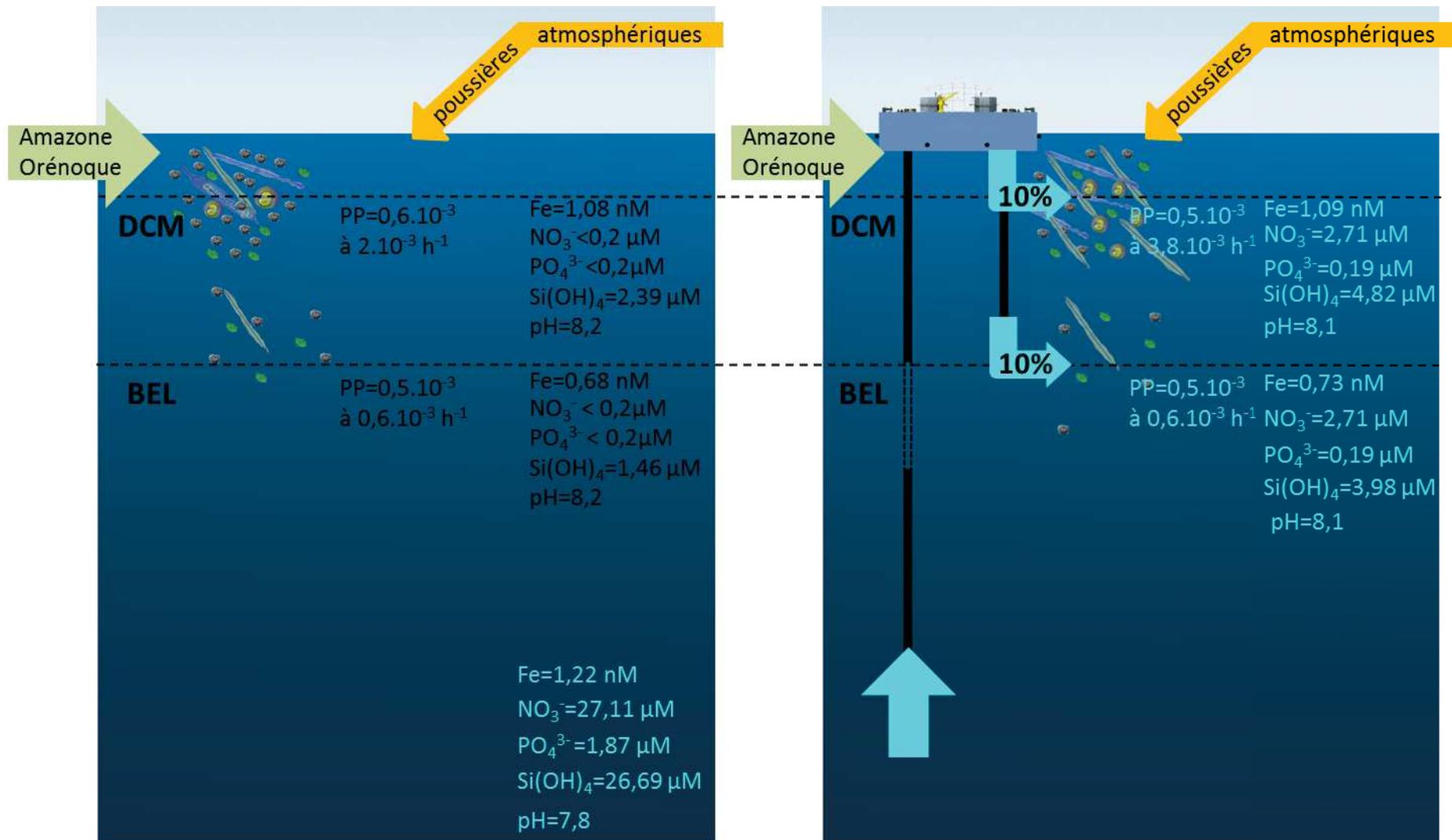


Figure 35 : Synthèse des effets potentiels d'un upwelling artificiel lié au fonctionnement d'une centrale à énergie thermique des mers sur le phytoplancton avec un apport d'eau de fond (10%) dans le maximum de chlorophylle (DCM) et à la base de la couche euphotique (BEL) simulé en microcosmes in situ en juin 2014. A gauche la configuration du milieu naturel, à droite la configuration avec une centrale ETM, et les effets attendus (communauté phytoplanctonique, production primaire PP, concentrations en nutriments et en fer dissous, et pH).

PERSPECTIVES

Ces travaux de thèse ont apporté des premiers éléments de réponse sur l'impact d'un apport d'eau profonde en surface sur le phytoplancton qui pourront par la suite servir de base à des études connexes.

Cette étude a montré en effet l'impact multifactoriel (nutriments, métaux traces, pH) et instantané (< 1 semaine) de l'apport d'eau de fond sur l'assemblage phytoplanctonique des eaux de surface de Martinique. C'est une première étape dans la compréhension de ce que pourrait être l'impact du rejet d'eau profonde sur l'écosystème à plus long terme, qui permettra d'émettre des préconisations et des normes (Riebesell et Gattuso, 2015 ; Fig. 36). C'est aussi une étape indispensable car elle a permis d'anticiper ce que pourraient être les impacts thermiques et biogéochimiques sur le premier maillon de la chaîne alimentaire dans l'océan. En revanche, elle n'augure pas de ce que seront les réponses biologiques à la perturbation en continu et sur le long terme de l'environnement, que ce soit à l'échelle de l'espèce, de la communauté ou encore de l'écosystème. Les questions d'adaptation et d'évolution des organismes et de l'écosystème restent en effet ouvertes. La transposition de nos résultats à un fonctionnement en continu de la centrale ETM est ainsi difficile à estimer, puisque la communauté phytoplanctonique pourrait s'adapter à ce nouvel environnement et impacter les maillons trophiques supérieurs. Par ailleurs, le broutage par le zooplancton de grande taille (< 200 μm) n'a pas été considéré dans nos études, alors qu'il peut exercer un contrôle important sur le phytoplancton.

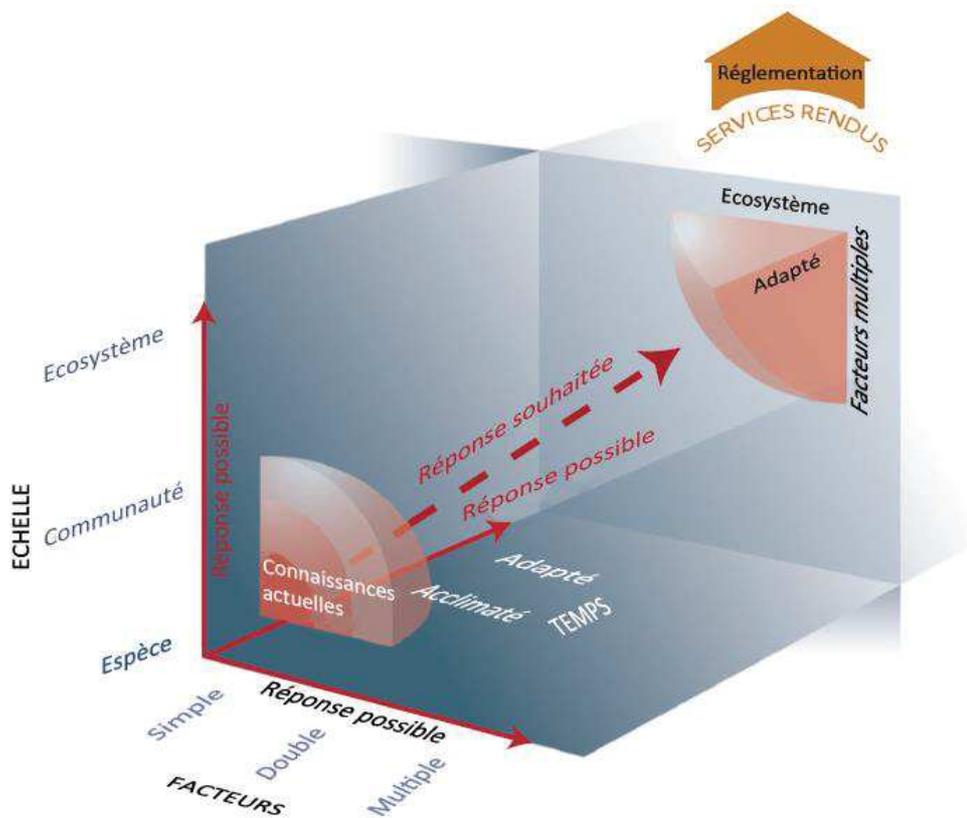


Figure 36 : Etat des connaissances actuelles et des connaissances à acquérir. Les flèches rouges représentent les éléments d'études à développer afin d'émettre des préconisations et des normes. Adapté de Riebesell et Gattuso (2015).

Afin d'apporter des éléments supplémentaires de réponse et également de développer une vision plus globale prenant en compte la forte variabilité du milieu naturel, les points suivant pourraient être développés :

- Expérimentations d'enrichissement en laboratoire sur du phytoplancton mono-spécifique pour identifier le ou les paramètres biogéochimiques des eaux de fond qui contrôle(nt) le développement des diatomées en surface (nitrate, phosphate, pH, certains métaux par exemple). A cet égard, un stage Master sera réalisé en janvier-juin 2016 dans le cadre du projet IMPALA ;
- Utilisation d'un modèle couplé physique-biogéochimie tel que le modèle BioEBUS, afin de simuler la réponse de la communauté planctonique suite à un rejet d'une eau profonde à plus long terme. Il conviendra par ailleurs d'adapter le modèle ROMS afin d'inclure une injection de traceurs passifs en continu. Ceci permettra d'estimer la dilution du panache lié au rejet d'eau profonde ;
- Etude des échelons trophiques supérieurs, et notamment du zooplancton.
- Etude de l'impact potentiel des rejets de biocides utilisés pour le nettoyage des échangeurs et canalisations de la centrale.

Conclusion et Perspectives

Au-delà des nombreuses études qui pourraient être réalisées, un moyen de s'affranchir des projections sur des échelles de temps et d'espace (Fig. 36 ; Riebesell et Gattuso, 2015) pour anticiper l'impact du fonctionnement de la centrale est de se mettre en situation à des échelles pertinentes. Un suivi en continu de la communauté phytoplanctonique et des paramètres qui exercent un contrôle sur le phytoplancton sera donc nécessaire lors de la mise en œuvre de la centrale pilote. Il constituera une base de référence de ce que pourrait être l'impact de l'implantation possible de centrales de plus grande envergure ou de fermes de centrales ETM dans le futur. Une définition des critères de suivi est donc essentielle pour quantifier les perturbations sur la communauté phytoplanctonique des rejets d'eau de fond d'une centrale ETM.

La Directive Cadre sur l'Eau (DCE) par exemple, qui permet un suivi de la qualité des eaux en Martinique fournit des valeurs de bon état écologique pour les eaux côtières de surface (premiers mètres de la colonne d'eau). La DCE a développé, en particulier, un indicateur « phytoplancton » sur la base de la biomasse photosynthétique ($\mu\text{g/L}$) et des indicateurs « physico-chimiques » sur celle de la température, la salinité, la turbidité, l'oxygène dissous, l'azote inorganique dissous et les phosphates. Les indicateurs fournis par la DCE pour la Martinique, pourraient ainsi être repris et adaptés afin d'évaluer l'état écologique de la couche de surface où le phytoplancton serait potentiellement impacté par le rejet d'eau profonde de la centrale ETM. Le suivi devra notamment se faire sur une couche de surface plus profonde, dans l'idéal sur l'ensemble de la couche euphotique en définissant des profondeurs clefs telles que celle du maximum de chlorophylle. L'indicateur phytoplancton devra par ailleurs être développé avec un suivi des différents groupes (cyanobactéries, diatomées...), voir différentes espèces (*Prochlorococcus*, *Synechococcus*). Un suivi régulier devra ainsi être mis en place avec par exemple :

- Une campagne mensuelle de mesures des paramètres physico-chimiques et biologiques ;
- Un mouillage avec des capteurs autonomes (température, salinité, ADCP).

Ce type de suivi pourrait rentrer dans le cadre des mesures de suivi et d'accompagnement que doit proposer le dépositaire du projet de l'implantation de la centrale ETM (Akuo Energy) au titre de l'Article R. 122-5 du Code de l'Environnement.

Les 195 pays signataires de l'Accord de Paris, ce 12 décembre 2015, reconnaissent que « les changements climatiques représentent une menace immédiate et potentiellement irréversible pour les sociétés humaines et la planète... ». Afin de contenir l'élévation de la température moyenne de la planète en dessous de 2 °C par rapport aux niveaux préindustriels, il convient plus que jamais de se tourner vers les énergies renouvelables. L'énergie bleue en particulier représente un enjeu majeur dans les années à venir pour respecter cet engagement d'ici 2020.

REFERENCES

- Andrade, C. A., and Barton, E. D. (2000). Eddy development and motion in the Caribbean Sea. *Journal of Geophysical Research, Oceans (1978–2012)*, 105(C11), 26191–26201.
- Aure, J., Strand, O., Erga, S. R., Strohmeier, T. (2007). Primary production enhancement by artificial upwelling in a western Norwegian fjord. *Marine Ecology-Progress Series*, 39–470 52.
- Avery, W. H., and Wu, C. (1994). *Renewable Energy From the Ocean: A Guide to OTEC*, Oxford University Press, p. 480.
- Baker, A. R., Adams, C., Bell, T. G., Jickells, T. D., Ganzeveld, L. (2013). Estimation of atmospheric nutrient inputs to the Atlantic Ocean from 50° N to 50° S based on large-scale field sampling: Iron and other dust-associated elements. *Global Biogeochemical Cycles*, 27(3), 755–767.
- Bell, J. D., Johnson, J. E., Hobday, A. J. (Eds.), (2011). *Vulnerability of tropical Pacific fisheries and aquaculture to climate change*. SPC FAME Digital Library.
- Bidigare, R. R., Ondrusek, M. E., Brooks, J. M. (1993). Influence of the Orinoco River outflow on distributions of algal pigments in the Caribbean Sea. *Journal of Geophysical Research: Oceans (1978–2012)*, 98(C2), 2259–2269.
- Bruland, K. W., and Lohan, M. C. (2003). *The Oceans and Marine Geochemistry*: Elderfield, H., ed.
- Cherubin, L. and Richardson, P. (2007). Caribbean current variability and the influence of the Amazon and Orinoco freshwater plumes. *Deep Sea Research, Part I*, 54, 1451–1473.
- Capone, D. G., and Hutchins, D.A. (2013). Microbial biogeochemistry of coastal upwelling regimes in a changing ocean. *Nature geoscience*, 6(9), 711–717.
- Chavez, F. P., Toggweiler, J. R. (1995). Physical estimates of global new production: the upwelling contribution. In: Summerhayes, C.P., Emeis, K.C., Angel, M.V., Smith, R.L., Zeitzschel, B. (Eds.), *Upwelling in the Ocean: Modern Processes and Ancient Records*. Wiley, Chichester, UK, pp. 313–320.
- Comfort, C. M., and Vega, L. (2011). Environmental assessment for ocean thermal energy conversion in Hawaii: Available data and a protocol for baseline monitoring. In *OCEANS 2011* (pp. 1–8). IEEE.

Conclusion et Perspectives

- Cullen, J. J., and Eppley, R. W. (1981). Chlorophyll maximum layers of the Southern-California Bight and possible mechanisms of their formation and maintenance. *Oceanologica Acta*, 4(1), 23–32.
- Cullen, J. J. (1982). The deep chlorophyll maximum: comparing vertical profiles of chlorophyll a. *Canadian Journal of Fisheries and Aquatic Sciences*, 39(5), 791–803.
- De Boyer Montégut, C., Madec, G., Fischer, A. S., Lazar, A., Iudicone, D. (2004). Mixed layer depth over the global ocean: An examination of profile data and a profile-based climatology. *Journal of Geophysical Research: Oceans (1978–2012)*, 109(C12).
- De La Broise, D., and Palenik, B. (2007). Immersed in situ microcosms: a tool for the assessment of pollution impact on phytoplankton. *Journal of experimental marine biology and ecology*, 341(2), 274–281.
- De La Broise, D., and Stachowski-Haberkorn, S. (2012). Evaluation of the partial renewal of in situ phytoplankton microcosms and application to the impact assessment of bentazon and dimethenamid. *Marine Pollution Bulletin*, 64(11), 2480–2488.
- Dugdale, R. C., and Goering, J. J. (1967). Uptake of new and regenerated forms of nitrogen in primary productivity. *Limnology and Oceanography*, 12 (2), 196–206.
- Dugdale, R. C. (1967). Nutrient limitation in the sea: dynamics, identification and significance. *Limnology and Oceanography*, 12, 685–695.
- Edenhofer, O., Pichs-Madruga, R., Sokona, Y., Seyboth, K., Kadner, S., Zwickel, T., ... and Matschoss, P. (2011). Renewable energy sources and climate change mitigation: Special report of the intergovernmental panel on climate change. Cambridge University Press.
- Edmond, J. M., Boyle, E. A., Grant, B., Stallard, R. F. (1981). The chemical mass balance in the Amazon plume I: The nutrients. *Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers*, 28(11), 1339–1374.
- Ekman, V. W. (1905). On the influence of the earth's rotation on ocean currents. *Ark. Mat. Astron. Fys.*, 2, 1-53.
- Escaravage, V., Prins, T. C., Smaal, A. C., Peeters, J. C. H. (1996). The response of phytoplankton communities to phosphorus input reduction in mesocosm experiments. *Journal of Experimental Marine Biology and Ecology*, 198, 55–79.
- Egge, J. K. and Aksnes, D. L., 1992. Silicate as regulating nutrient in phytoplankton competition. *Marine Ecology Progress Series*, 83, 281–289.

Conclusion et Perspectives

- Estrada, M., and Blasco, D. (1985). Phytoplankton assemblages in coastal upwelling areas. In *International Symposium on the Most Important Upwelling Areas off Western Africa (Cape Blanco and Benguela) (Vol. 1)*.
- Fan, W., Pan, Y., Liu, C. C. K., Wiltshire, J.C., Chen, C.-T. A., Chen, Y. (2015). Hydrodynamic design of deep ocean water discharge for the creation of a nutrient-rich plume in the South China Sea. *Ocean Engineering*, 108, 356–368.
- Fratantoni, D. M. (2001). North Atlantic surface circulation during the 1990's observed with satellite-tracked drifters *Journal of Geophysical Research*, 106(C10), 22067–22093.
- Fréon, P., Barange, M., Aristegui, J. (2009). Eastern boundary upwelling ecosystems: integrative and comparative approaches. *Progress in Oceanography*, 83(1), 1–14.
- Froelich, P. N., Atwood, D. K., Giese, G. S. (1978). Influence of Amazon River discharge on surface salinity and dissolved silicate concentration in the Caribbean Sea. *Deep Sea Research*, 25(8), 735–744.
- Garrison, A. V., Lamothe, B. P., Morman B. S., Plumlee B. G. (2010). Trace-metal concentrations in African dust: Effects of long-distance transport and implications for human health. In *Brisbane, Australia: World Congress on Soil Science Abstracts*.
- Gieskes, W. W. C., Kraay, G. W., Nontji, A., Setiapermana, D. (1988). Monsoonal alternation of a mixed and a layered structure in the phytoplankton of the euphotic zone of the Banda Sea (Indonesia): A mathematical analysis of algal pigment fingerprints. *Netherlands Journal of Sea Research*, 22(2), 123–137.
- Giraud, M., Boye, M., Garçon, V., Donval, A., de la Broise, D. (2016). Simulation of an artificial upwelling using immersed in situ phytoplankton microcosms. *Journal of Experimental Marine Biology and Ecology*, 475, 80–88.
- Gómez, R. A. (2014). Spectral Reflectance Analysis of the Caribbean Sea. *Geofísica Internacional* 53(4), 385–398.
- Grandelli, P., Rocheleau, G., Hamrick, J., Church, M. (2012). Modeling the Physical and Biochemical Influence of Ocean Thermal Energy Conversion Plant Discharges into their Adjacent Waters (No. DOE/EE0003638–1). Makai Ocean Engineering.
- Gruber, N. (2008). The marine nitrogen cycle: overview and challenges. *Nitrogen in the marine environment*, 1–50.
- Hellweger, F. L., and Gordon, A. L. (2002). Tracing Amazon river water into the Caribbean Sea. *Journal of Marine Research*, 60(4), 537–549.

Conclusion et Perspectives

- Handå, A., McClimans, T. A., Reitan, K. I., Knutsen, Ø., Tangen, K., Olsen, Y. (2014). Artificial upwelling to stimulate growth of non-toxic algae in a habitat for mussel farming. *Aquaculture Research*, 45, 1798–1809
- Hernandez-Guerra, A., Joyce, T.M. (2000). Water masses and circulation in the surface layers of the Caribbean at 66°W. *Geophysical Research Letters*, 27 (21), 3497–3500.
- Holligan, P. M., Williams, P. J. L., Purdie D. D., Harris, R. P. (1984). Photosynthesis, respiration and nitrogen supply of plankton populations in stratified, frontal and tidally mixed shelf waters. *Marine ecology Progress series*, 17, 201–213.
- Hutchins, D.A., Hare, C.E., Weaver, R.S., Zhang, Y., Firme, G.F., DiTullio, G.R., Alm, M.B., Riseman, S.F., Maucher, J.M., Geesey, M.E., Trick, C.G., Smith, G.J., Rue, E.L., Conn, J., Bruland, K.W. (2002). Phytoplankton iron limitation in the Humboldt current and Peru upwelling. *Limnology and Oceanography*, 47, 997–1011.
- International Energy Agency (2015). Key World Energy STATISTICS.
- IPCC, 2014: Climate Change 2014: Synthesis Report. Contribution of Working Groups I, II and III to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Core Writing Team, R.K. Pachauri and L.A. Meyer (eds.)]. IPCC, Geneva, Switzerland, 151 pp.
- Johns, W. E., Townsend, T. L., Fratantoni, D. M., Wilson, W. D. (2002). On the Atlantic inflow into the Caribbean Sea. *Deep-Sea Research I*, 49, 211–243.
- Jouanno, J., Sheinbaum, J., Barnier, B., Molines, J. M., Debreu, L., Lemarié, F. (2008). The mesoscale variability in the Caribbean Sea. *Part I: Simulations and characteristics with an embedded model. Ocean Modelling*, 23(3), 82-101.
- Kinard, W. F., Atwood, D. K., Giese, G. S. (1974). Dissolved oxygen as evidence for 18 C Sargasso Sea Water in the eastern Caribbean Sea. *In Deep Sea Research and Oceanographic Abstracts (Vol. 21, No. 1, pp. 79-82). Elsevier.*
- Kinder, T. H. (1983). Shallow currents in the Caribbean Sea and Gulf of Mexico as observed with satellite-tracked drifters. *Bulletin of Marine Science*, 33(2), 239–246.
- Krewitt, W., Nienhaus, K., Kleßmann, C., Capone, C., Stricker, E., Graus, W., Hoogwijk, M., Supersberger, N., Von Winterfeld, U., Samadi S. (2009). Role and Potential of Renewable Energy and Energy Efficiency for Global Energy Supply. *Climate Change 18/2009*, ISSN 1862–4359, Federal Environment Agency, Dessau-Roßlau, Germany, 336 pp.

Conclusion et Perspectives

- Kumar, A., Abouchami, W., Galer, S. J. G., Garrison, V. H., Williams, E., Andreae, M. O. (2014). A radiogenic isotope tracer study of transatlantic dust transport from Africa to the Caribbean. *Atmospheric Environment*, 82, 130–143.
- Levitus, S. (1982). Climatological atlas of the world ocean. *NOAA Prof. Pap.*, 13.
- Liang, N.-K. and H.-K. Peng (2005). A study of air-lift artificial upwelling. *Ocean Engineering*, 32(5–6), 731–745.
- Liu, H., Campbell, L., Landry, M. R., Nolla, H. A., Brown, S. L., Constantinou, J. (1998). Prochlorococcus and Synechococcus growth rates and contributions to production in the Arabian Sea during the 1995 Southwest and Northeast Monsoons. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 45(10), 2327–2352.
- Longhurst A.R. (2006). *Ecological Geography of the Sea*, Second Edition, Academic Press, 2 édition, ISBN 0124555217.
- Lovelock, J. E. and C. G. Rapley (2007). Ocean pipes could help the Earth to cure itself. *Nature*, 449(7161), 403–403.
- Lukas, R., and Lindstrom, E. (1991). The mixed layer of the western equatorial Pacific Ocean. *Journal of Marine Research*, 96, 3343–3357.
- Mackinson, B. L., Moran, S. B., Lomas, M. W., Stewart, G. M., Kelly, R. P. (2015). Estimates of micro-, nano-, and picoplankton contributions to particle export in the northeast Pacific. *Biogeosciences*, 12(11), 3429–3446.
- Maes, C., Ando, K., Delcroix, T., Kessler, W. S., McPhaden, M. J., Roemmich, D. (2006). Observed correlation of surface salinity, temperature and barrier layer at the eastern edge of the western Pacific warm pool. *Geophysical Research Letters*, 33(6).
- Mahaffey C., Björkman K. M., Karl D. M. (2012) Phytoplankton response to deep seawater nutrient addition in the North Pacific Subtropical Gyre. *Marine Biology and Ecology*, 460, 13–34.
- Mann, K., and Lazier, J. (2006). *Dynamics of marine ecosystems : biological-physical interactions in the oceans*, Wiley-Blackwell.
- Mawji, E., and GEOTRACES Group (2015). The GEOTRACES intermediate data product 2014. *Marine Chemistry*, 177, 1–8.
- McAndrew, P. M., Bjorkman, K. M., Church, M. J., Morris, P. J., Jachowski, N., Williams, P. J., Karl, D. M. (2007). Metabolic response of oligotrophic plankton communities to deep water nutrient enrichment. *Marine Ecology Progress Series*, 332, 63–75.

Conclusion et Perspectives

- McClimans, T. A., Handå, A., Fredheim, A., Lien E., Reitan, K. I. (2010). Controlled artificial upwelling in a fjord to stimulate non-toxic algae. *Aquacultural Engineering*, 42(3), 140–147.
- Metcalf, W. G. (1976). Caribbean Atlantic water exchange through Anegada-Jungfern Passage. *Journal of Geophysical Research*, 81(36), 6401–6409.
- Michaels, A. F. and Silver, M. W. (1988). Primary production, sinking fluxes, and the microbial food web. *Deep-Sea Research*, 35, 473–490.
- Mills, M.M., Ridame, C., Davey, M., La Roche, J., Geider, R. J. (2004). Iron and phosphorus co-limit nitrogen fixation in the eastern tropical North Atlantic. *Nature*, 429, 292–294.
- Morel, A., Claustre, H., Gentili, B. (2010). The most oligotrophic subtropical zones of the global ocean: similarities and differences in terms of chlorophyll and yellow substance. *Biogeosciences*, 7(10), 3139–3151.
- Morrison, J. M., and W. D. Nowlin, Jr. (1982). General distribution of water masses within the Eastern Caribbean Sea during the winter of 1972 and fall of 1973, *J. Geophys. Res.*, 87, 4207–4229.
- Moore, W. S., Sarmiento, J. L., Key, R. M. (1986). Tracing the Amazon component of surface Atlantic water using ²²⁸Ra, salinity and silica. *Journal of Geophysical Research*, 91(C2), 2574–2580.
- Montoya, J. P., Holl, C. M., Zehr, J. P., Hansen, A., Villareal, T. A., Capone, D. G. (2004). High rates of N₂ fixation by unicellular diazotrophs in the oligotrophic Pacific Ocean. *Nature*, 430, 1027–1031.
- Müller-Karger, F. E., McClain, C. R., Fisher, T. R., Esaias, W. E., Varela, R. (1989). Pigment Distribution in the Caribbean Sea: Observations from Space. *Progress in Oceanography*, 23, 23–64.
- National Oceanic and Atmospheric Administration (1981). Ocean thermal energy conversion final environmental impact statement. Office of Ocean Minerals and Energy. Charleston, SC.
- Nogueira, P., Domingues, R. B., Barbosa, A. B. (2014). Are microcosm volume and sample pre-filtration relevant to evaluate phytoplankton growth? *Journal of Experimental Marine Biology and Ecology*, 461(0), 323–330.
- Nozaki Y. (1997). A fresh look at element distribution in the North Pacific Ocean. *Eos Transaction*, 78(21), 221.

Conclusion et Perspectives

- Olson, R. J., Chisholm, S. W., Zettler, E. R., Altabet, M. A., Dusenberry, J. A. (1990a). Spatial and temporal distribution of prochlorophyte picoplankton in the North Atlantic Ocean. *Deep-Sea Research*, 37, 1033–1051.
- Olson, R. J., Chisholm, S. W., Zettler, E. R., Armbrust, E. V. (1990b). Pigments, size, and distribution of *Synechococcus* in the North Atlantic and Pacific Oceans. *Limnology and Oceanography*, 35, 45–58.
- Osborne, A. H., Haley, B., Hathorne, E. C., Flögel, S., Frank, M. (2014). Neodymium isotopes and concentrations in Caribbean seawater: tracing water mass mixing and continental input in a semi-enclosed ocean basin. *Earth and Planetary Science Letters*, 406, 174–186.
- Pailler, K., Bourlès, B., Gouriou, Y. (1999). The barrier layer in the western tropical Atlantic Ocean. *Geophysical Research Letters*, 26(14), 2069–2072.
- Pan, Y., Fan, W., Huang, T.-H., Wang, S.-L., Chen C.-T. A. (2015). Evaluation of the sinks and sources of atmospheric CO₂ by artificial upwelling. *Science of The Total Environment*, 511, 692–702.
- Pennington, J. T., Mahoney, K. L., Kuwahara, V. S., Kolber, D. D., Calienes, R., Chavez, F. P. (2006). Primary production in the eastern tropical Pacific: a review. *Progress in Oceanography*, 69(2), 285–317.
- Platt, T., Rao, D. S., Irwin, B. (1983). Photosynthesis of picoplankton in the oligotrophic ocean. *Nature*, 301, 702–704.
- Prospero, J. M., and Lamb, P. (2003). African droughts and dust transport to the Caribbean: climate change implications. *Science*, 302, 1024–1027.
- Prospero, J. M., F.-X. Collard, J. Molinié, and Jeannot A. (2014). Characterizing the annual cycle of African dust transport to the Caribbean Basin and South America and its impact on the environment and air quality. *Global Biogeochemical Cycles*, 29, 757–773.
- Rajagopalan, K., and Nihous, G. C. (2013). Estimates of global Ocean Thermal Energy Conversion (OTEC) resources using an ocean general circulation model. *Renewable Energy*, 50, 532–540.
- Richardson, P. L. (2005). Caribbean Current and eddies as observed by surface drifters. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 52(3), 429–463.
- Riebesell, U., and Gattuso, J. P. (2015). Lessons learned from ocean acidification research. *Nature Climate Change*, 5(1), 12-14.

Conclusion et Perspectives

Rogner, H.-H., F. Barthel, M. Cabrera, A. Faaij, M. Giroux, D. Hall, V. Kagramanian, S. Kononov, T. Lefevre, R. Moreira, R. Nötstaller, P. Odell, and M. Taylor (2000). Energy resources. In: World Energy Assessment. Energy and the Challenge of Sustainability. *United Nations Development Programme, United Nations Department of Economic and Social Affairs, World Energy Council, New York, USA, 508 pp.*

Sharples, J., Moore, M. C., Rippeth, T. P., Holligan, P. M., Hydes, D. J., Fisher, N. R., Simpson, J. H. (2001). Phytoplankton distribution and survival in the thermocline. *Limnology and Oceanography*, 46(3), 486–496.

Shelley, R. U., et al. (2012), Controls on dissolved cobalt in surface waters of the Sargasso Sea: Comparisons with iron and aluminum, *Global Biogeochem. Cycles*, 26, GB2020, doi:10.1029/2011GB004155.

Shepherd, J., Iglesias-Rodriguez, D., Yool, A. (2007). Geo-engineering might cause, not cure, problems. *Nature*, 449(7164), 781–781.

Sprintall, J., and Tomczak, M. (1992). Evidence of the barrier layer in the surface layer of the tropics. *Journal of Geophysical Research*, 97, 7305–7316.

Steven, D. M., and A. L. Brooks (1972). Identification of Amazon River water at Barbados, W. Indies by salinity and silicate measurements. *Marine Biology*, 14, 345–348.

Taguchi, S., Jones, D., Hirata, J.A., Laws, E.A. (1987). Potential effect of ocean thermal energy conversion (OTEC) mixed water on natural phytoplankton assemblages in Hawaiian waters. *Bulletin of Plankton Society of Japan*, 34(2), 125–142.

Takahashi, P.K., and Trenka, A. (1996). Ocean thermal energy conversion, John Wiley.

Uitz, J., Claustre, H., Morel, A., Hooker, S. B. (2006). Vertical distribution of phytoplankton communities in open ocean: An assessment based on surface chlorophyll. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 111(C8), 1978–2012.

Uitz, J., Claustre, H., Gentili, B., Stramski, D. (2010). Phytoplankton class-specific primary production in the world's oceans: seasonal and interannual variability from satellite observations. *Global Biogeochemical Cycles*, 24(3).

Van Oostende, N., Dunne, J. P., Fawcett, S. E., Ward, B. B. (2015). Phytoplankton succession explains size-partitioning of new production following upwelling-induced blooms. *Journal of Marine Systems*, 148, 14-25.

Conclusion et Perspectives

- Vidussi, F., Marty J.-C., Chiavérini, J. (2000). Phytoplankton pigment variations during the transition from spring bloom to oligotrophy in the Northwestern Mediterranean Sea. *Deep-Sea Research I*, 47: 423–445.
- Vidussi, F., Claustre, H., Manca, B. B., Luchetta, A., Marty, J. C. (2001), Phytoplankton pigment distribution in relation to upper thermocline circulation in the eastern Mediterranean Sea during winter. *Journal of Geophysical Research*, 106(C9), 19939–19956.
- White, A., Björkman, K., Grabowski, E., Letelier, R., Poulos, S., Watkins, B., Karl, D. (2010). An open ocean trial of controlled upwelling using wave pump technology. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 27(2), 385–396.
- Wilkerson, F. P., Lassiter, A. M., Dugdale, R. C., Marchi, A., Hogue, V. E. (2006). The phytoplankton bloom response to wind events and upwelled nutrients during the CoOP WEST study. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 53(25), 3023-3048.
- Worthington, L. V. (1959). The 18 water in the Sargasso Sea. *Deep Sea Research (1953)*, 5(2), 297–305.
- Wüst, G. (1964). Stratification and Circulation in the Antillean–Caribbean Basins, Part 1, Spreading and Mixing of the Water Types with an Oceanographic Atlas. *Columbia University Press, New York*.
- Wyrtki, K. (1963). The horizontal and vertical field of motion in the Peru Current. University of California Press.

Conclusion et Perspectives

Evaluation de l'impact potentiel d'un upwelling artificiel lié au fonctionnement d'une centrale à énergie thermique des mers sur le phytoplancton

Résumé

Dans le cadre de l'implantation d'une centrale pilote à énergie thermique des mers (ETM) prévue au large des côtes caribéennes de la Martinique d'ici 2020, ces travaux de thèse visent à évaluer les impacts potentiels de la décharge d'eau profonde en surface sur le phytoplancton. La centrale pilote offshore NEMO conçue par DCNS et mise en œuvre par Akuo Energy prévoit une production d'environ 10 MW. Les eaux froides et riches en nutriments pompées au fond et rejetées en surface par la centrale ETM avec un débit d'environ $100\,000\text{ m}^3\cdot\text{h}^{-1}$ devraient enrichir les eaux de surface du site d'étude, particulièrement pauvres en nitrate et phosphate. Deux campagnes de mesures sur le terrain à deux saisons contrastées (saison humide en juin 2014 et saison sèche en novembre 2013) ont permis d'apporter une description des différents paramètres physiques et biogéochimiques susceptibles d'induire une modification de la communauté phytoplanctonique. Une variabilité saisonnière marquée de la stratification et des paramètres biogéochimiques a été mise en évidence avec en saison humide une forte influence océanique (advection d'eaux originaires de l'Amazonie et de l'Orénoque) et atmosphérique (brumes des sables) enrichissant potentiellement la couche de surface en nutriments et en métaux traces. Des microcosmes in situ ont été développés afin de simuler le rejet d'eau de fond dans la couche de surface sous différents scénarios. De l'eau de surface prélevée dans le maximum de chlorophylle (45 m, où le phytoplancton est le plus abondant) et à la base de la couche euphotique (80 m, où le phytoplancton est présent en très faible abondance) a été enrichie avec un faible (2%) ou fort apport (10%) d'eau de fond (1100 m) et mise à incuber in situ pendant 6 jours. La production primaire a également été estimée dans le milieu naturel et dans les microcosmes. Ces expérimentations ont mis en évidence qu'un fort apport (10%) stimule le développement du micro-phytoplancton, des diatomées en particulier, au détriment des *Prochlorococcus*, tandis qu'un apport de 2% ne modifie que faiblement la communauté. La réponse des diatomées pourrait être liée à l'apport en nitrate et phosphate par les eaux profondes. La production primaire serait quant-à-elle dépendante de l'assemblage phytoplanctonique en présence, plutôt que de l'intensité de l'apport d'eau profonde. Enfin, les perturbations thermiques liées au rejet d'eau froide de fond ont été évaluées à partir du modèle numérique ROMS. Les seuils d'impact thermique de -3°C préconisés par la World Group Bank et de $-0,3^\circ\text{C}$ correspondant à 2% de dilution d'eau profonde ont été considérés. Même au seuil le plus bas ($-0,3^\circ\text{C}$), la surface impactée sur les premiers 150 m de la colonne d'eau était trop faible pour être détectable par la simulation, quelle que soit la profondeur du rejet. L'impact thermique lié au rejet d'eau froide devrait donc être négligeable, et elle serait limitée à moins de 3 km^2 . Ces travaux constituent la première étape indispensable dans la compréhension de ce que pourrait être l'impact de ce rejet sur l'écosystème à plus long terme.

Mots clés : upwelling artificiel, centrale à Energie Thermique des Mers (ETM), phytoplancton,

Evaluation of the potential impact of an artificial upwelling linked to the operation of a thermal energy plant of the seas on phytoplankton

ABSTRACT

As part of the implementation of an Ocean thermal energy conversion (OTEC) pilot plant planned off the Caribbean coast of Martinique by 2020, this thesis aims to assess the potential impacts of deep seawater discharge at the surface on the phytoplankton. The offshore pilot plant NEMO, designed by DCNS and implemented by Akuo Energy anticipates production of approximately 10 MW. The cold and nutrient-rich waters that are pumped in the bottom and discharged at the surface by the heat engine with a flow of roughly $100\,000\text{ m}^3\text{ h}^{-1}$ should enrich surface waters of the study site, which are particularly poor in nitrate and phosphate. Two campaigns of field measurements in two contrasting seasons (the dry season in November 2013 and the wet season in June 2014) have allowed the description of different physical and biogeochemical parameters that may induce changes in the phytoplankton community. Marked seasonal variability in stratification and biogeochemical parameters occurred, with strong oceanic influences (advection of waters from the Amazon and Orinoco) and atmospheric influences (African dust) potentially enriching the surface layer in nutrients and trace metals during the wet season. In situ microcosms were designed to simulate the discharge of bottom waters into the surface layer under different scenarios. Surface water collected at the chlorophyll maximum (45 m, where the phytoplankton is the most abundant), and at the base of the euphotic layer (80 m, where the phytoplankton is present, but in very low abundance) was enriched with either a weak (2%) or strong (10%) input of bottom waters (1100 m), and incubated for 6 days. Primary production was estimated in both the natural environment, and in the microcosms. These experiments have shown that high input (10%) stimulates the development of micro-phytoplankton, especially diatoms, to the detriment of *Prochlorococcus*. The response of diatoms could be linked to the input of nitrate and phosphate by the deep seawater. Primary production would be dependent on the composition of the phytoplankton assemblage rather than on the intensity of deep water discharge. Finally, thermal disturbances linked to the discharge of cold water at the surface were assessed using a numerical model (ROMS), which considered the thermal impact threshold of -3°C as recommended by the World Bank Group, and -0.3°C , corresponding to a 2% dilution with deep water. Even at the lowest threshold (-0.3°C), the area impacted in the first 150 m of the water column was too low to be detected by the simulation, regardless of the discharge depth. The thermal impact of cold water should therefore be negligible and limited to an area of less than 3 km^2 . This work provides the first critical step in understanding how bottom water discharge may impact the ecosystem in the longer-term.

Key words : artificial upwelling, Ocean Thermal Energy Conversion (OTEC), phytoplankton