

وزارة التعليم العالي والبحث العلمي

Ministère de l'Enseignement Supérieur et de la Recherche Scientifique

المدرسة الوطنية العليا للعلوم والبحر وتهيئة الساحل

Ecole Nationale Supérieure des Sciences de la Mer et de l'Aménagement du Littoral



MEMOIRE DE FIN D'ETUDE EN VUE DE L'OBTENTION DU DIPLOME
DE MAGISTER

OPTION : Géo-Risque et aménagement du littoral

Thème :

Etude de l'Acidification et de l'Oxygénation de la côte Algéroise:
Eté 2014.

Présenté par :

Mr. ZERROUKI Mohamed

Soutenu le 11/12/2014 devant le jury suivant :

Mr R. SEMROUD	Professeur (ENSSMAL)	Président du jury
Mlle F. LOUANCHI	Professeur (ENSSMAL)	Promotrice
Mme F. HOUMA-BACHARI	Professeur (ENSSMAL)	Examinatrice
Mme S. CHERNAI-HAMDI	Docteur (ENSSMAL)	Examinatrice
Mlle N. AIT AMEUR	Docteur (ENSSMAL)	Invitée

Promotion : 2014

Remerciements

Ce Mémoire a été réalisé au sein du Laboratoire de Conservation et Valorisation des Ressources Marines (LCVRM) de l'ENSSMAL à Sidi Fredj. Je tiens à remercier toutes les personnes qui m'ont permis de le réaliser dans les meilleures conditions.

Passionné par la nature depuis mon plus jeune âge, je suis très reconnaissant envers le Professeur LOUANCHI Ferial d'avoir proposé un sujet si intéressant et de m'avoir permis d'apporter ma modeste contribution à un sujet si sensible qu'est le réchauffement planétaire et la pollution marine, ainsi que de m'avoir si bien encadré, orienté et éclairé pour mener à bien ce travail.

Merci à Monsieur R. SEMROUD qui m'a fait l'honneur de présider le jury. Je remercie également Madame F. BACHARI et Madame S.CHERNAI-HAMDI d'avoir accepté d'examiner mon travail.

Je tiens à exprimer ma gratitude au docteur AIT AMEUR Nadira, qui durant ces dernières années m'a fait profiter de ses connaissances et de son expérience.

Je suis particulièrement reconnaissant à M. AIT KACI Malik et M^{lle}. KERAGHEL Mehdi pour leurs disponibilité, soutien, bonne humeur et collaboration.

Je n'oublie pas de remercier mes enseignants, qui tout au long du cycle d'études nous ont transmis leur savoir que nous considérons « l'or de la vie ».

J'exprime ma profonde reconnaissance à Monsieur MEKKI Azouz, Madame EDDALYA avec qui j'ai formé une belle équipe qui a démontré lors des sorties en mer beaucoup de rigueur et de vivacité.

Sans oublier toute l'équipe du club de plongée « RECIF » pour leur précieuse aide lors des sorties en mer.

Merci aux étudiants ingénieurs : Romaiassa, Fariza, Katia, Noura, Kahina, Sadjia, Toufik, Hossam.

Merci à tout mes amis : Housseyn, Ali, Amina,

Liste des figures

Figure 1-1: Sources des apports de nutriments dans le milieu marin et système simplifié montrant les effets d'eutrophisation produits par l'enrichissement de milieu marin (OSPAR)..8	8
Figure 1-2: Régulation des fluctuations naturelles de CO ₂ atmosphérique par les pompes de solubilité et biologiques. D'après Denman, et al., 2007.....11	11
Figure 1-4: Système du carbone et des carbonates. A : avant l'augmentation massive de la pCO ₂ . B : dans un contexte d'acidification des océans. Les flèches rouges montrent le déplacement de l'équilibre et la diminution de pH induite par l'augmentation des ions H ⁺ ...14	14
Figure 1-5: Changements de la pCO ₂ atmosphérique, du pH moyen à la surface des océans et de l'état de saturation de l'aragonite de l'océan Austral, en fonction des 6 scénarios définis par le SRES (de A1B à B2).Séries temporelles pour a) la pCO ₂ atmosphérique ; b) le pH moyen de l'océan de surface : c) l'état de saturation en aragonite moyen dans l'océan Austral (Plattner <i>et al.</i> 2001). IS92a : scénario antérieur au SRES. D'après Solomon <i>et al.</i> 2007.....19	19
Figure 2-1: Image satellitaire du bassin algérois.....21	21
Figure 2-2 : Variations du débit mensuel moyen (m ³ /s) au niveau de l'embouchure d'Oued Mazafran de 2003 à 2012.....22	22
Figure 2-3 : Variations du débit mensuel moyen (m ³ /s) au niveau de l'embouchure d'Oued El Harrach de 1999 à 2008.....23	23
Figure 2-4: Températures mensuelles entre 2001 et 2010 du bassin algérois(ONM, 2010) ...24	24
Figure 2-5 : tendance d'évolution des températures moyenne annuelle a la station de Dar Béida (T°C Max) de 1935 à 2013 (MATE 2013).25	25
Figure 2-6: Précipitations mensuelles entre 2001 et 2010 dans le bassin algérois(ONM, 2010)25	25
Figure 2-7 : Cumul sur les années hydrologique a la station de Dar el Béida de 1936 à 2010 (MATE 2013).....26	26
Figure 2-8: Ensoleillement mensuel entre 2001 et 2010 du bassin algérois(ONM, 2010).....26	26
Figure 2-9 : Sources potentielles de pollution dans la baie de Bou Ismail.....28	28
Figure 3-1 : Image satellitaire des trois baies, Bou Ismail, Alger et Zemmouri, et positionnement des stations.32	32
Figure 3-2 : Courbe d'étalonnage des salinités vraies en fonction des salinités mesurées pour les trois baies.34	34
Figure 3-3 : Echantillonnage de l'oxygène dissous, et aspect du flacon après fixation.....35	35
Figure 3-4: Résultats des tests de mesure d'alcalinité sur l'étalon CRM (batch 131).41	41
Figure 3-6: Courbe de titrage pour l'alcalinité totale : pH en fonction du volume ajouté.....43	43
Figure 3-7: Fonction de Gran en fonction du volume d'acide ajouté.....44	44
Figure 3-8 : Détermination du point équivalent par la méthode de Gran.....44	44

Figure 4-1 : Distribution horizontale de la température (°C) dans les eaux de surface de la baie de Bou Ismail.	49
Figure 4-2: Distribution horizontale de la température (°C) dans les eaux de fond de la baie de Bou Ismail.	49
Figure 4-3 : Distribution horizontale de la Salinité (PSU) dans les eaux de surface de la baie de Bou Ismail.	49
Figure 4-4 : Distribution horizontale de la Salinité (PSU) dans les eaux de fond de la baie de Bou Ismail.	49
Figure 4-5 : Distribution horizontale de l’oxygène dissous (µmol/kg) dans les eaux de surface de la baie de Bou Ismail.....	49
Figure 4-6 : Distribution horizontale de l’oxygène dissous (µmol/kg) dans les eaux de fond de la baie de Bou Ismail.....	49
Figure 4-7: Distribution horizontale de la Température (°C) dans les eaux de surface de la baie d’Alger.....	51
Figure 4-8 : Distribution horizontale de la Température (°C) dans les eaux de fond de la baie d’Alger.	51
Figure 4-9 : Distribution horizontale de la Salinité (PSU) dans les eaux de surface de la baie d’Alger.	51
Figure 4-10 : Distribution horizontale de la Salinité (PSU) dans les eaux de fond de la baie d’Alger.	51
Figure 4-11 : Distribution horizontale de l’Oxygène dissous (µmol.kg) dans les eaux de surface de la baie d’Alger.	51
Figure 4-12 : Distribution horizontale de l’Oxygène dissous (µmol.kg) dans les eaux de fond de la baie d’Alger.	51
Figure 4-13 : Distribution horizontale de la température (°C) dans les eaux de surface de la baie de Zemmouri.....	53
Figure 4-14 : Distribution horizontale de la température (°C) dans les eaux de fond de la baie de Zemmouri.....	53
Figure 4-15 : Distribution horizontale de la salinité (PSU) dans les eaux de surface de la baie de Zemmouri.....	53
Figure 4-16 : Distribution horizontale de la salinité (PSU) dans les eaux de fond de la baie de Zemmouri.....	53
Figure 4-17: Distribution horizontale de l’oxygène dissous (µmol/kg) dans les eaux de surface de la baie de Zemmouri.	53
Figure 4-18 : Distribution horizontale de l’oxygène dissous (µmol/kg) dans les eaux de fond de la baie de Zemmouri.	53

Figure 4-19: Distribution horizontale du pH dans les eaux de surface de la baie de Bou Ismail.	55
Figure 4-20 : Distribution horizontale du pH dans les eaux de fond de la baie de Bou Ismail.	55
Figure 4-21 : Distribution horizontale du AT ($\mu\text{mol/kg}$) dans les eaux de surface de la baie de Bou Ismail.	55
Figure 4-22 : Distribution horizontale du AT ($\mu\text{mol/kg}$) dans les eaux de surface de la baie de Bou Ismail.	55
Figure 4-23 : Distribution horizontale du TCO_2 ($\mu\text{mol/kg}$) dans les eaux de surface de la baie de Bou Ismail.	55
Figure 4-24: Distribution horizontale du TCO_2 ($\mu\text{mol/kg}$) dans les eaux de fond de la baie de Bou Ismail.	55
Figure 4-25 : Relation AT - S dans la baie de Bou Ismail.	56
Figure 4-26 : Distribution horizontale du pH dans les eaux de surface de la baie d'Alger.	58
Figure 4-27 : Distribution horizontale du pH dans les eaux de fond de la baie d'Alger.	58
Figure 4-28 : Distribution horizontale du AT ($\mu\text{mol/kg}$) dans les eaux de surface de la baie d'Alger.	58
Figure 4-29 : Distribution horizontale du AT ($\mu\text{mol/kg}$) dans les eaux de fond de la baie d'Alger.	58
Figure 4-30 : Distribution horizontale du TCO_2 ($\mu\text{mol/kg}$) dans les eaux de surface de la baie d'Alger.	58
Figure 4-31: Distribution horizontale du TCO_2 ($\mu\text{mol/kg}$) dans les eaux de fond de la baie d'Alger.	58
Figure 4-32 : Relation AT - S dans la baie d'Alger.	60
Figure 4-33 : Distribution horizontale du pH dans les eaux de surface de la baie de Zemmouri.	61
Figure 4-34 : Distribution horizontale du pH dans les eaux de fond de la baie de Zemmouri.	61
Figure 4-35 : Distribution horizontale d'AT ($\mu\text{mol/kg}$) dans les eaux de surface de la baie de Zemmouri.	61
Figure 4-36 : Distribution horizontale d'AT ($\mu\text{mol/kg}$) dans les eaux de fond de la baie de Zemmouri.	61
Figure 4-37 : Distribution horizontale de TCO_2 ($\mu\text{mol/kg}$) dans les eaux de surface de la baie de Zemmouri.	61
Figure 4-38 : Distribution horizontale de TCO_2 ($\mu\text{mol/kg}$) dans les eaux de fond de la baie de Zemmouri.	61

Figure 4-39 : Relation AT - S dans la baie de Zemmouri.	62
Figure 4-40 : Distribution horizontale de degré de saturation des eaux de surface on Oxygène dissous (%O ₂) dans la baie de Bou Ismail.	63
Figure 4-41 : Distribution horizontale de degré de saturation des eaux de fond on Oxygène dissous (%O ₂) dans la baie de Bou Ismail.	63
Figure 4-42 : Distribution horizontale de pCO ₂ (µmol/kg) dans les eaux de surface de la baie de Bou Ismail.	63
Figure 4-43 : Distribution horizontale de pCO ₂ (µmol/kg) dans les eaux de fond de la baie de Bou Ismail.	63
Figure 4-44 : Relation pCO ₂ - %O ₂ dans la baie de Bou Ismail.	64
Figure 4-45 : Relation pCO ₂ - pH _T dans la baie de Bou Ismail.	64
Figure 4-46 : Distribution horizontale de degré de saturation des eaux de surface on Oxygène dissous (%O ₂) dans la baie d'Alger.	65
Figure 4-47 : Distribution horizontale de degré de saturation des eaux de fond on Oxygène dissous (%O ₂) dans la baie d'Alger.	65
Figure 4-48 : Distribution horizontale de pCO ₂ (µmol/kg) dans les eaux de surface de la baie d'Alger.	65
Figure 4-49 : Distribution horizontale de pCO ₂ (µmol/kg) dans les eaux de fond de la baie d'Alger.	65
Figure 4-50 : Relation pCO ₂ - %O ₂ dans la baie d'Alger.	66
Figure 4-51 : Relation pCO ₂ - pH _T dans la baie d'Alger.	66
Figure 4-52 : Distribution horizontale de degré de saturation des eaux de surface on Oxygène dissous (%O ₂) dans la baie de Zemmouri.	67
Figure 4-53 : Distribution horizontale de degré de saturation des eaux de fond on Oxygène dissous (%O ₂) dans la baie de Zemmouri.	67
Figure 4-54 : Distribution horizontale de pCO ₂ (µmol/kg) dans les eaux de surface de la baie de Zemmouri.	67
Figure 4-55 : Distribution horizontale de pCO ₂ (µmol/kg) dans les eaux de fond de la baie de Zemmouri.	67
Figure 4-56 : Relation pCO ₂ - pH _T dans la baie de Zemmouri.	68
Figure 4-57 : Relation pCO ₂ - %O ₂ dans la baie de Zemmouri.	68
Figure 4-58 : Distribution horizontale du flux air-mer d'O ₂ de la baie de Bou Ismail.	69
Figure 4-59 : Distribution horizontale du flux air-mer de CO ₂ de la baie de Bou Ismail.	69
Figure 4-60 : Distribution horizontale du flux air-mer d'O ₂ de la baie d'Alger.	71
Figure 4-61 : Distribution horizontale du flux air-mer de CO ₂ de la baie d'Alger.	71

Figure 4-62 : Distribution horizontale du flux air-mer d'O ₂ de la baie de Zemmouri.	73
Figure 4-63: Distribution horizontale du flux air-mer de CO ₂ de la baie de Zemmouri.	73
Figure 4-64 : Distribution horizontale de la différence de pression de CO ₂ entre l'eau et l'air pour le bassin algérois en juin –juillet 2014	74
Figure 4-64 : Distribution horizontale de la différence de pression de CO ₂ entre l'eau et l'air pour le bassin algérois en juin –juillet 2014	74
Figure 4-66 : Distribution horizontale d'AT (μmol/kg) dans les eaux de surface du bassin Algérois	75
Figure 4-67 : Distribution horizontale de degré de saturation en Oxygène dans les eaux de surface du bassin Algérois.	75
Figure 4-68 : Evolution des moyennes des températures et de salinité observées dans la baie d'Alger durant ces quatre dernières années (avril 2011, mai 2012, juillet 2013 et juin 2014).	77
Figure 4-69 : Evolution des moyennes d'Alcalinité et de pH observées dans la baie d'Alger durant ces quatre dernières années (avril 2011, mai 2012, juillet 2013 et juin 2014).....	78
Figure 4-70 : Evolution des moyennes de pCO ₂ et de %O ₂ observées dans la baie d'Alger durant ces quatre dernières années (avril 2011, mai 2012, juillet 2013 et juin 2014).....	78
Figure 4-71: Distribution horizontale de la différence de pression de CO ₂ entre l'eau et l'air pour La baie d'Alger avril 2011.	80
Figure 4-72 : Distribution horizontale de degré de saturation en Oxygène dans les eaux de surface de la baie d'Alger avril 2011.....	80
Figure 4-73 : Distribution horizontale de la différence de pression de CO ₂ entre l'eau et l'air pour La baie d'Alger mai 2012.	80
Figure 4-74 : Distribution horizontale de degré de saturation en Oxygène dans les eaux de surface de la baie d'Alger mai 2012.....	80
Figure 4-75 : Distribution horizontale de la différence de pression de CO ₂ entre l'eau et l'air pour la baie d'Alger juillet 2013.	81
Figure 4-76 : Distribution horizontale de degré de saturation en Oxygène dans les eaux de surface de la baie d'Alger juillet 2013.....	81
Figure 4-77 : Distribution horizontale de la différence de pression de CO ₂ entre l'eau et l'air pour La baie d'Alger juin 2014.	81
Figure 4-78 : Distribution horizontale de degré de saturation en Oxygène dans les eaux de surface de la baie d'Alger juin 2014.....	81
Figure 4-79 : Evolution des moyennes des températures et de salinité observées dans la baie d'Alger durant ces trois dernières années (mai 2012, mai 2013 et juin 2014).	82
Figure 4-80 : Evolution des moyennes d'AT et de pH observées dans la baie d'Alger durant ces trois dernières années (mai 2012, mai 2013 et juin 2014).	82

Figure 4-81 :Evolution des moyennes des $p\text{CO}_2$ et de $\%O_2$ observées dans la baie d'Alger durant ces trois dernières années (mai 2012, mai 2013 et juin 2014).83

Listes des tableaux

Tableau 1: Débit des rejets d'eau usée dans la baie de Bou Ismail (Ministère de l'Aménagement de Territoire et de l'Environnement, 2006) (Inal, 2011)	28
Tableau 2: Les activités polluantes les plus importantes dans la baie de Bou Ismail (Ministère de l'Aménagement de Territoire et de l'Environnement, 2006) (Inal, 2011).....	29
Tableau 3 : Choix du type des flacons et des bouchons en fonction des paramètres mesurés.	33
Tableau 4: Tests de la Qualité de l'électrode avant et après les mesures de pH.	39
Tableau 5 : Facteurs influencent l'alcalinité ainsi que pH de l'eau de mer en zone cotiers (Copin-Montegut, 1996).....	48
Tableau 6 : Valeurs moyennes et extrêmes des sels nutritifs durant les trois dernières campagnes (2011, 2012 et 2013) dans la baie d'Alger.	79

Liste des abréviations

AMP	2-aminopyridine
ENSSMAL	Ecole Nationale Supérieure des Sciences de la Mer et de l'Aménagement du Littoral
GIEC	Groupe Intergouvernemental sur l'Evolution du Climat
LCVRM	Laboratoire de Conservation et Valorisation des Ressources Marines
ONM	Office National Météorologique
APPI	Agence pour la protection et la promotion du littoral de la wilaya d'Alger
ODV	Ocean Data View
SMOW	Standard Mean Ocean Water
TRIS	2-amino-2-hydroxymethyl-1,3-propanediol
CO₂	dioxyde de carbone
AT	Alcalinité total
TCO₂/DIC	Carbone Inorganique total
pH	Potentiel d'Hydrogène
pCO₂	Pression partielle deCO ₂
CaCO₃	Carbonates de calcium
Ω	Degré de saturation en carbonates de calcium

Sommaire

Remerciements.....	II
Liste des figures	III
Listes des tableaux	IX
Liste des abréviations	X
Sommaire	XI
Introduction	2
1 Généralités.....	5
1.1 Définition des zones côtières et des enjeux	5
1.1.1 Définition.....	5
1.1.2 Délimitation.....	5
1.1.3 Richesses.....	5
1.2 Les pressions anthropiques sur les écosystèmes côtiers.....	6
1.3 Eutrophisation	8
1.3.1 Définition.....	8
1.3.2 Surveillance de l'eutrophisation.....	8
1.4 Acidification et changement climatique	9
1.4.1 Rôle des océans dans le cycle du carbone.....	9
1.4.2 Respiration de l'océan côtier	11
1.4.3 Acidification des océans.....	13
1.4.4 Acidification des océans côtiers et l'autre problème de l'eutrophisation .	14
1.4.5 La surveillance des aspects chimiques de l'acidification des océans.....	15
1.4.6 Evènements passés d'acidification, Situation globale et prédiction	17
2 Zone d'étude.....	21
2.1 Description géographique et présentation du site	21
2.2 Réseau hydrographique	22
2.3 Climatologie.....	24
2.3.1 Température de l'air.....	24
2.3.2 Pluviométrie	25
2.3.3 Ensoleillement	26
2.3.4 Vent	26
2.4 Les sources potentielles de pollution dans le bassin algérois	27

2.4.1	Baie de Bou Ismail	27
2.4.2	Baie d'Alger	29
2.4.3	Baie de Zemmouri.....	30
3	Matériel et méthodes	32
3.1	Sortie en mer	32
3.2	Prélèvement	33
3.3	Mesure des paramètres physico-chimiques	33
3.3.1	Température et salinité	33
3.3.2	Oxygène dissous	34
3.3.3	Mesure du pH	37
3.3.4	Dosage de l'alcalinité totale	40
3.3.5	Les flux air-mer	45
4	Résultats et discussions	48
4.1.1	Baie de Bou Ismail	49
4.1.2	Baie d'Alger	51
4.1.3	Baie de Zemmouri	53
4.2	Système des carbonates	55
4.2.1	Baie de Bou Ismail	55
4.2.2	Baie d'Alger	58
4.2.3	Baie de Zemmouri.....	61
4.3	Pression partielle en carbone et le degré de saturation en oxygène	63
4.3.1	Baie de Bou Ismail	63
4.3.2	Baie d'Alger	65
4.3.3	Baie de Zemmouri	67
4.4	Flux air-mer de carbone et d'oxygène.....	69
4.4.1	Baie de Bou Ismail	69
4.4.2	Baie d'Alger	71
4.4.3	Baie de Zemmouri	73
4.5	Comparaison des flux de carbone entre les trois baies ($pCO_{2\text{eau}}-pCO_{2\text{air}}$) ...	74
4.6	Evolution des paramètres de système des carbonates et l'oxygénation.....	77
4.6.1	Baie d'Alger	77
4.6.2	Baie de Bou Ismail	82

Conclusion.....	85
Perspectives et recommandations	86
Bibliographie.....	88
Annexes	i

Introduction

Introduction

Les écosystèmes marins côtiers sont parmi les systèmes les plus importants de la planète aussi bien d'un point de vue écologique que socio-économique, produisant plus de 13 000 milliards de dollars de biens et services par an (Costanza *et al.* 1997). Ces écosystèmes abritent une grande diversité spécifique aux nombreuses fonctions écologiques (Harley *et al.* 2006). De nombreuses espèces d'intérêt commercial (ex : huitres, moules) s'y développent, engendrant des modifications écologiques des systèmes (Dumbauld *et al.* 2009). Avec des variations de pH journalières excédant parfois l'unité de pH dans certains habitats, les zones côtières présentent des patrons de pH beaucoup moins stables que l'océan ouvert et le concept d'acidification des océans est difficilement transposable directement à ces habitats (Duarte *et al.* 2013).

Cependant, dans les zones côtières, les interactions entre les processus hydrologiques, biologiques et géochimiques donnent lieu à des variations de la chimie des carbonates complexes, sur de multiples échelles de temps (Waldbusser & Salisbury 2013). Des apports d'eau douce contenant des nutriments, des produits d'érosion des sols influant sur l'alcalinité, des particules terrigènes ainsi que du carbone organique dissous influent sur les masses d'eau de la zone côtière et font varier dans l'espace et dans le temps la chimie des carbonates (Waldbusser & Salisbury 2013). Différents processus peuvent indépendamment impacter l'alcalinité des eaux côtières et la variation de pH (production primaire, échanges de CO₂), amenant à un découplage de la chimie des carbonates dans cette zone. Les apports de nutriments sont également susceptibles d'augmenter la production primaire en zone côtière, influant sur le cycle du carbone et de l'azote de façon journalière ou saisonnière (Aufdenkampe *et al.* 2011). Sur certaines côtes enfin, les remontées d'eaux profondes souvent saisonnières ("upwellings") entraînent une diminution du pH et de degré de saturation en CaCO₃ le long des côtes (Barton *et al.* 2012), induisant des événements d'acidification ponctuels dans ces habitats. En fonction de l'équilibre entre les quantités de CO₂ d'origine anthropique absorbées par les eaux côtières, l'export d'eau d'alcalinité différente, les variations en matière organique et les changements entre production primaire, respiration et calcification en lien avec les concentrations en nutriment, les écosystèmes côtiers supportent des périodes d'acidification ou d'alcalinisation à de multiples échelles de temps, indépendantes du phénomène global d'Acidification Océanique.

Dans un contexte scientifique où la quantité de publications concernant l'acidification des océans suit une croissance exponentielle, ce mémoire s'attache à étudier plus spécifiquement **l'Acidification et l'Oxygénation de la côte Algéroise : Eté 2014** ; dans le cadre d'un programme international: MERMEX « Marine Ecosystems Response in the Mediterranean Experiment » qui fait partie de MISTRALS « Mediterranean Integrated Studies at Regional And Local Scales » qui est un méta-programme international de recherches et d'observations interdisciplinaires et systématiques dédié à la compréhension du fonctionnement environnemental du bassin Méditerranéen sous la pression du changement global pour en prédire l'évolution future.

Ce travail se focalise dans le bassin Algérois (baie de Bou Ismail, Alger et Zemmouri), un intérêt a été porté à cette zone à cause du fait qu'elle soit :

- Une zone à forte démographie et présente des degrés d'anthropisation différents, particulièrement la Baie d'Alger, avec plusieurs pôles industriels, des terres agricoles qui s'y trouvent ainsi que les rejets d'eaux usées sans aucun traitement préalable.
- Il existe un historique de données sur le système des carbonates (comme les travaux de Bouzetine& Zerrouki. 2011, Djeridi&Mansouri. 2012, Zerrouki 2013 dans la baie d'Alger et Djaoudi & M'zyene. 2012, Djahnit&Yefsah, 2013 dans la baie de Bou-Ismail.

Notre travail s'est intéressé à l'étude de l'acidification et l'oxygénation de la côte Algéroise pendant l'été 2014, en étudiant :

- ✓ Les différents mécanismes qui contrôlent les échanges air-mer en CO₂ et O₂ ;
- ✓ Le comportement des trois baies vis à vis du CO₂ et O₂ (source ou puits pour l'atmosphère) ;
- ✓ L'état d'oxygénation des trois baies et l'influence des apports côtiers sur le système des carbonates et l'activité biologique.

Ce manuscrit est structuré comme suit :

- Dans le premier chapitre quelques généralités sur les écosystèmes côtiers (richesses et menaces) sont abordées, le changement climatique global, le flux air-mer du CO₂ en zone côtière et les paramètres qui le régissent, ainsi qu'un aperçu sur l'eutrophisation et les méthodes de suivie d'eutrophisation et d'acidification des océans.
- Le second chapitre est réservé à la présentation de la zone où s'est déroulée notre étude, avec ses réseaux hydrographiques, ses conditions climatiques et ses sources de pollution.
- En ce qui concerne le troisième chapitre « matériels et méthodes », il décrit les différents protocoles suivis pour l'analyse de chaque paramètre, et il présente les calculs d'erreurs et les différents tests de reproductibilité ainsi que la position géographique des différentes stations sélectionnées.
- Le quatrième chapitre « résultats et discussion » est réservé à la présentation et la discussion de tous les résultats obtenus, ainsi que leurs interprétations.
- Enfin, ces chapitres sont suivis d'une conclusion ainsi que des perspectives pour les travaux à venir.

Chapitre I

Généralités

1 Généralités

1.1 Définition des zones côtières et des enjeux

1.1.1 Définition

Zones d'interfaces entre systèmes (terre/mer, côte/large, colonne d'eau/sédiment), les zones côtières renferment des écosystèmes complexes, à l'égard aux multiples interactions entre facteurs physiques, chimiques et biologiques qui s'expriment à différentes échelles spatiales et temporelles. Elles comprennent une mosaïque d'habitats, en zones ouvertes ou en milieux semi fermés (estuaires, baies, fjords, golfes), dont de nombreux habitats littoraux remarquables (mangroves, marais salés, lagunes, côtes rocheuses), des habitats subtidiaux benthiques complexes (récifs coralliens, herbiers de phanérogames marines, forêts de macroalgues) ainsi qu'une multitude d'environnements sédimentaires (Christian, et al., 2007).

1.1.2 Délimitation

A ce jour, plusieurs systèmes de délimitations géographiques ont été proposés afin de borner les milieux côtiers. Ces délimitations sont en partie tributaires de la perception que se font les hommes politiques en charge de la gestion de ces milieux, notamment du rôle fonctionnel des écosystèmes et des interactions entre l'homme et le milieu (exploitation de la ressource, occupation de l'espace, ...etc.). Si les milieux côtiers sont définis de manière générale, comme étant associés au plateau continental. ils incluent les zones intertidales et subtidales), ils correspondent pour certains auteurs à la Zone Economique Exclusive (ZEE), c'est à dire aux masses d'eaux tombant sous la juridiction d'un état jusqu'à 200 milles nautiques vers le large (Halpern BS, 2008; Spalding et al, 2007). Pour d'autres auteurs, ces milieux se limitent à une zone localisée à moins de 100 km de la côte, ou dont la profondeur ne dépasse pas 100 m au-dessous du niveau de la plus basse mer d'équinoxe (définition du module d'observation du milieu côtier dans le programme international Global Ocean Observing System, GOOS)

1.1.3 Richesses

Bien qu'elles ne représentent qu'environ 8% de la surface globale des océans, les zones côtières sont pourtant parmi les plus productives et les plus riches au monde en terme de diversité biologique (Poore, et al., 1993; Burke, et al., 2001). Elles fournissent ainsi de multiples biens et services écosystémiques essentiels au bien-être et à la survie de la population humaine dont la valeur économique moyenne a été évaluée à environ 33 trillions(10^{12}) de dollars U.S. (Costanza, et al., 1997). Les environnements côtiers renferment ainsi 40% des biomasses marines, et procurent 90 à 95% des ressources marines exploitées à l'échelle mondiale. Ils assurent 25% de la production primaire mondiale, 80% de la production globale carbonatée, 50% de la dénitrification globale ou encore 90% de la minéralisation sédimentaire globale (EEA 2006). Ils contribuent ainsi de manière significative à la régulation de nombreux cycles biogéochimiques avec des retombées sur la machinerie climatique terrestre ou le recyclage de nombreux polluants. En plus de ces biens et services résultant de fonctions écologiques, les milieux côtiers offrent des voies maritimes privilégiées qui assurent le transport de 90% des marchandises du commerce international, ou participent à la protection des littoraux contre l'érosion. Enfin, il convient de mentionner que ces régions

ont une forte valeur culturelle pour de nombreuses sociétés humaines et sont très attractives pour le développement d'activités récréatives.

Actuellement, environ 60% de la population mondiale de la planète vit à moins de 100 km des côtes (Vitousek et al., 1997). A titre d'exemple, en Europe, le nombre d'habitants vivant à moins de 50 km des côtes a été estimé à environ 200 millions (Airoldi, et al., 2007).

Les estimations futures laissent présager que d'ici 2025, 75% de cette population vivra à proximité des côtes en réponse aux augmentations constantes (1) de la croissance démographique, (2) du fort taux de migration de la population humaine vers ces zones côtières plus riches et productives, (3) du développement croissant du tourisme, ainsi que (4) de l'intensification des activités anthropiques (Crowell, et al., 2007; Airoldi, et al., 2007)).

1.2 Les pressions anthropiques sur les écosystèmes côtiers

De par leur caractère attractif pour les populations humaines, les écosystèmes côtiers ont ainsi été soumis depuis longtemps à des dégradations d'origine anthropique.

Les principaux effets néfastes actuels de l'anthropisation sur les écosystèmes marins côtiers incluent ainsi la destruction ou la modification des usages des habitats benthiques, la dégradation de la qualité des eaux, la surexploitation des ressources marines et l'introduction d'espèces invasives. Toutefois, il est important de souligner que ces diverses perturbations varient fortement en fonction du degré d'anthropisation auquel l'écosystème est soumis, sachant que des perturbations de faible intensité peuvent avoir un effet 'bénéfique' pour l'écosystème. ('intermediate disturbance hypothesis', Connell 1978). Dans le cadre de ce paragraphe, nous insisterons au contraire sur les perturbations de moyennes à fortes intensité.

Bien que peu documentée en zones côtières en comparaison à des connaissances acquises en domaine continental, la destruction des habitats apparaît tout à fait spectaculaire pour certains habitats remarquables en zones côtières (Airoldi, et al., 2007). A titre d'exemple, ces mêmes auteurs citent que plus de 22 000 km² d'habitats côtiers européens ont été détruits au cours du temps alors que les surfaces artificielles ont augmenté d'environ 1 900 km² au cours du seul 20ème siècle. En Grande Bretagne, la mise en valeur de terres à des fins agricoles a touché au moins 85% des estuaires depuis l'époque romaine, ces estuaires ayant perdu entre 25 et plus de 80% de leurs zones intertidales ; ces milieux estuariens continuent de perdre aujourd'hui des surfaces à un taux de 0,2 à 0,7% par an, même lorsque ceux-ci font l'objet de mesures de protection reconnues au niveau international.

La pêche a provoqué de fortes diminutions des stocks pour de nombreuses espèces, voire dans les cas les plus extrêmes, l'effondrement total de ces espèces à fort intérêt commercial (Worm et al., 2006) et/ou à fort intérêt fonctionnel et structurel (Tegner et al., 1996). Parallèlement aux effets directs de la pêche sur les ressources exploitées, cette activité a également engendré de profonds changements dans la structure et le fonctionnement des réseaux trophiques pélagiques par l'élimination des prédateurs supérieurs (Pauly et al., 1998, Lynam et al., 2006). D'autre part, les engins de pêche utilisés, en particulier les engins traînants (ex : la drague, le chalut à perche) sont également responsables d'importantes dégradations du milieu (i.e. modification morphosédimentaire), ainsi que des communautés benthiques associées en terme de structure et de fonctionnalité (Currie & Parry, 1996 ; Callaway, Engelhard, Dann, Cotter,

& Rumohr, 2007). En mer du Nord, Callaway, et al., 2007 ont mis en évidence l'impact des activités de pêche sur la distribution spatiale des espèces, avec pour effet soit une réduction soit une prolifération, selon leur degré de tolérance face à ces pratiques humaines intenses. D'autre part, sur certaines aires de la mer du Nord, Hiddink, et al., (2006) ont observé une réduction de respectivement 56% et 21% des biomasses et de la production benthique secondaire.

L'aquaculture n'est pas sans effet sur les écosystèmes dans lesquels elle s'implante. Les conséquences environnementales de l'aquaculture sont multiples et incluent en particulier la dégradation ou la modification des habitats liées à l'installation des aménagements aquacoles, la production de déchets ou l'introduction d'espèces exotiques dans les cas les plus néfastes.

L'intensité des perturbations dépend néanmoins grandement du type de filière aquacole (Naylor et al. 2000) et de l'environnement hydro-sédimentaire (Hartstein, et al., 2004).

D'autre part, les activités aquacoles ont grandement contribué, de manière volontaire ou accidentelle, à l'introduction d'espèces exotiques, végétales ou animales, dont certaines ont pu proliférer et être à l'origine de problèmes écologiques et/ou socio-économiques, et que l'on qualifie alors d'espèces 'invasives'.

Selon le PNUE (Programme des Nations Unies pour l'Environnement), 80 % des pollutions marines sont d'origine terrestre et anthropique (PNUE, 2010). Ce sont les eaux usées domestiques, les plastiques, les rejets industriels, les pesticides et les engrais agricoles. Selon l'Organisation internationale des Nations Unies, la pollution marine est définie comme étant "l'introduction par l'homme, directement ou indirectement, de substances ou d'énergie dans le milieu marin (y compris les estuaires) occasionnant des effets néfastes tels que des nuisances envers les ressources biologiques comme l'eutrophisation (voir en 1.3), des risques pour la santé de l'homme, des entraves aux activités maritimes (y compris la pêche) (ONU, 2010).

Ainsi l'atmosphère constitue une autre source de pollution, en effet, depuis ces dernières décennies la planète a été soumise aussi à une pression environnementale globale en raison de profonds changements climatiques (GIEC, 2007). Au cours des cent dernières années (1906-2005), la température moyenne de la planète a ainsi augmenté de 0,74°C alors que les douze dernières années, entre 1995 et 2006, figurent parmi les années les plus chaudes jamais enregistrées depuis 1880 (GIEC, 2007). Face à cette augmentation des températures, diverses anomalies du système climatique ont également été constatées telles que (1) une élévation du niveau de la mer qui est estimée à un taux de 1,8 mm.an⁻¹ depuis 1961, (2) une réduction de la couverture de glace de mer qui se réduit de 2,7% par décennie dans l'océan Arctique, (3) une intensification des gradients de pressions atmosphériques qui amplifient la fréquence des vents et des cyclones, et (4) l'acidification de l'océan mondial (voir en 1.4) avec une diminution du pH océanique de 0,1 unité depuis le début de l'ère industrielle.

Au-delà des substances surveillées traditionnellement (métaux, organochlorés, pesticides, hydrocarbures), une préoccupation majeure concerne les effets éventuels de nombreuses autres substances chimiques telles que les produits à usages domestiques, les produits cosmétiques et pharmaceutiques (antibiotiques, hormones, stéroïdes). Ces substances sont qualifiées de contaminants émergents et se retrouvent en grande partie dans le milieu marin,

car les stations d'épuration, bien qu'elles se soient énormément améliorées sur le plan technique, n'ont pas été conçues pour éliminer ces molécules.

1.3 Eutrophisation

1.3.1 Définition

Une cause majeure de la dégradation de la qualité des eaux côtières est l'eutrophisation et l'augmentation de la production primaire micro ou macro-algale. Elles résultent de l'accroissement des concentrations en sels nutritifs dans la colonne d'eau provoqués par les rejets de produits fertilisants (ex : agriculture, élevage, apports industriels). Cette augmentation de la production primaire a pour effet de provoquer une élévation du flux de matière organique vers le compartiment benthique qui alimente l'activité microbienne et induit une hausse de la consommation en oxygène dissous à proximité du fond. Cette eutrophisation est à l'origine de crises hypoxiques voire anoxiques dont le nombre a augmenté exponentiellement au cours des dernières décennies (vaquer-sunyer, R; et durat, CM, 2008). Même si la démarche utilisée peut être critiquée, près de 400 systèmes côtiers sont considérés à ce jour comme anoxiques ('dead zones') couvrant une surface totale de plus de 245 000 km² (Diaz, et al., 2008). Les conséquences écosystémiques des événements hypoxiques ou anoxiques sont multiples et incluent entre autres (i) la compression des habitats de certains organismes pélagiques ou benthiques, (ii) des mortalités massives des taxons les plus sensibles, (iii) une modification des flux biogéochimiques à l'interface eau-sédiment, et (iv) une modification des flux énergétiques dans les réseaux trophiques.

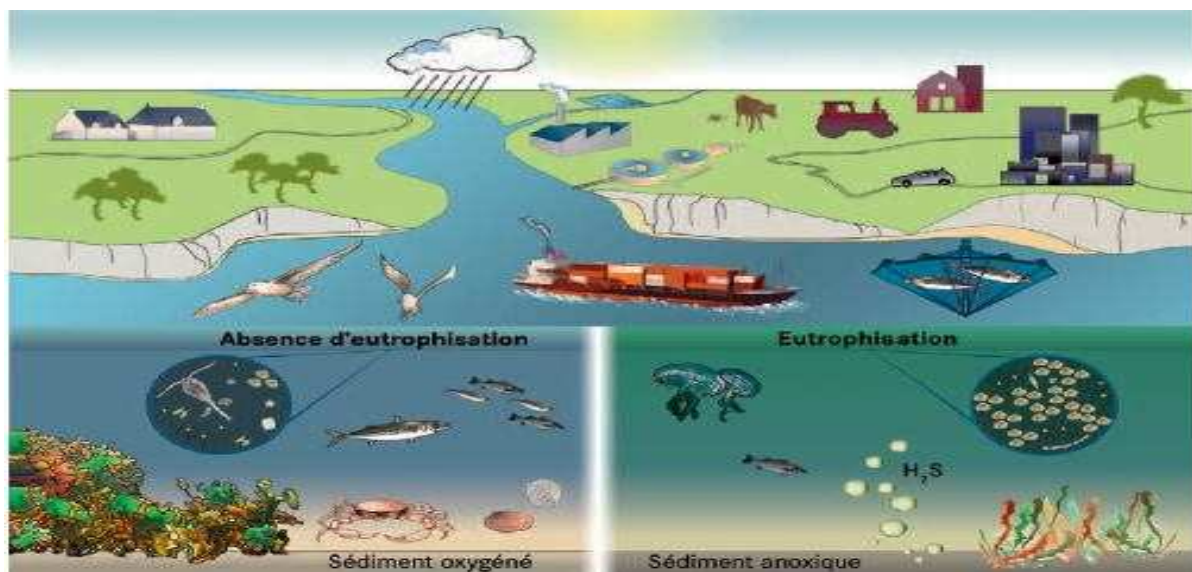


Figure 4-1: Sources des apports de nutriments dans le milieu marin et système simplifié montrant les effets d'eutrophisation produits par l'enrichissement de milieu marin (OSPAR)

1.3.2 Surveillance de l'eutrophisation

Selon la procédure commune de détermination de l'état d'eutrophisation de la zone maritime qui fournit un cadre permettant aux pays OSPAR (**Convention pour la protection du milieu marin de l'Atlantique du Nord-Est**) de caractériser de manière exhaustive et harmonisée les zones marines et de les classer en « zones à problème », « zones à problème

potentiel » et « zones sans problème » au regard de l'eutrophisation. Sa seconde application, portant sur la période 2001-2005, s'est limitée aux zones qui présentaient précédemment des problèmes d'eutrophisation ou aux zones sans problèmes qui causaient des préoccupations parce que leur état écologique risquait de se détériorer.

Elle établit des liens entre des indicateurs de l'enrichissement en nutriments et les effets directs et indirects de l'eutrophisation dans un programme de cause à effet intégré. Les applications de la procédure commune se sont concentrées, jusqu'à présent, sur l'évaluation de l'état et du changement d'état d'une zone dans le temps. Il faudra à l'avenir accorder une plus grande attention aux évaluations des tendances régionales des indicateurs individuels afin de pouvoir suivre les améliorations de l'état écologique.

Il s'agit des indicateurs d'efflorescences excessives d'algues nuisibles, de la perte et des modifications de la biodiversité (pour les macrophytes, le zoobenthos et le poisson) et de l'appauvrissement en oxygène. En raison de différence environnementale, liée par exemple à la salinité, tous les paramètres ne s'avèrent pas être des indicateurs faibles et pertinents de l'état d'eutrophisation dans chaque zone. Les indicateurs sont élevés s'ils dépassent l'écart acceptable, par rapport aux conditions ambiantes propres à une zone. L'application des indicateurs varie donc dans l'ensemble de la zone OSPAR et elle est également influencée par la disponibilité des données. Une zone est généralement considérée comme une zone à problème si un indicateur de l'enrichissement en nutriments et un indicateur d'effet d'eutrophisation sont élevés.

La surveillance des indicateurs est coordonnée dans l'ensemble de la zone OSPAR grâce à des normes méthodologiques convenues couvrant l'échantillonnage, l'analyse, la notification et l'assurance-qualité. Les travaux étayent la décision sur la qualité des eaux marines et côtières dans le cadre de la Directive cadre sur l'eau de l'UE et de la Directive cadre stratégie pour le milieu marin de l'UE.

1.4 Acidification et changement climatique

1.4.1 Rôle des océans dans le cycle du carbone

L'océan, est un réservoir majeur de carbone sur Terre, il joue un rôle essentiel dans la régulation du cycle global du carbone avec une absorption journalière estimée à 22 millions de tonnes de dioxyde de carbone (CO₂) (Feely , et al., 2008). Ainsi, la surface des océans absorbe chaque année environ un quart du CO₂ émis dans l'atmosphère par les activités d'origine anthropique (Sabine, et al., 2004).

A l'interface air-mer, la diffusion du CO₂ atmosphérique dans l'océan est facilitée par la différence de la pression partielle en CO₂ ($p\text{CO}_2$) entre l'océan et l'atmosphère. La solubilité et la distribution du CO₂ dans les océans dépend de nombreux facteurs physico-chimiques comme la température, la salinité ou le régime de turbulence mais aussi de facteurs biologiques (activité photosynthétique, processus biogénique de calcification). Une fois le CO₂ dissous dans les eaux de surface, il est ensuite transporté horizontalement et verticalement à travers les couches de l'océan par des processus biologiques et chimiques comme (i) la pompe de carbone organique, (ii) la pompe de solubilité et (iii) la contre-pompe

des carbonates, ces deux dernières étant souvent associées sous le nom de pompe biologique (Denman, et al., 2007 in Solomon, et al., 2007) (Figure 2).

(i) La pompe biologique est gouvernée par les processus de photosynthèse du phytoplancton marin qui convertit le DIC en matière organique. Ce processus est limité par la disponibilité de la lumière et des nutriments et n'a donc lieu que dans la couche photique des océans. Le CO_2 atmosphérique dissous dans les océans et capté par la photosynthèse alimente le flux de carbone organique particulaire (COP) vers l'océan profond à la mort du phytoplancton ou par intégration dans le réseau trophique. Ce cycle maintient le gradient vertical de concentration en DIC avec des valeurs plus élevées en profondeur et moins élevées à la surface (Harfmann, et al., 2009). Alors que la majorité du carbone organique produit dans la couche de surface est recyclée sous forme de CO_2 après broutage par le zooplancton, 30 % s'enfonce dans les eaux plus profondes avant d'être reconverti en CO_2 par les bactéries marines. Sur la totalité de la matière organique formée en zone photique, seulement 0,1 % de carbone organique environ atteint le fond des océans où il est stocké dans les sédiments (Feely, et al., 2001).

(ii) La pompe de solubilité en plus de l'absorption ou du dégagement de CO_2 dus aux processus biologiques, les changements de solubilité du CO_2 gazeux peuvent modifier les concentrations de CO_2 dans les océans et l'atmosphère sus-jacente. La pompe de solubilité témoigne du rapport de la solubilité du CO_2 à la température (la solubilité est d'autant plus grande que l'eau est froide) et de la stratification thermique de l'océan (Follows, M et al., 2003). La pompe de solubilité est un autre mécanisme important contrôlant l'inventaire du carbone océanique. La circulation thermohaline à grande échelle est entraînée par la formation d'eau profonde à haute latitude, où l'eau dense et froide coule et s'enfonce dans les bassins océaniques profonds. Comme ces masses d'eau profondes sont formées sous les mêmes conditions de surface que celles favorisant la solubilité du dioxyde de carbone, elles contiennent une forte concentration de DIC, accumulé en surface, qui est alors transporté vers le fond des océans lorsque la masse d'eau coule.

(iii) La contre-pompe des carbonates est, contrairement aux deux autres pompes, source de CO_2 . Le processus de calcification biogénique généré par les espèces calcifiantes du plancton – principalement coccolithophores et ptéropodes – émet du CO_2 lors de la formation de la coquille calcaire dans l'océan de surface. A l'inverse de la pompe biologique qui séquestre du CO_2 dans les océans, la contre pompe des carbonates consomme du DIC mais libère du CO_2 . A la mort des organismes, les tests calcaires coulent dans la colonne d'eau et s'agrègent sur les fonds marins. La redissolution du CaCO_3 est alors un puits de CO_2 , qui peut être ramené vers la surface par les processus de remontées d'eaux profondes appelés upwelling (Denman, et al., 2007).

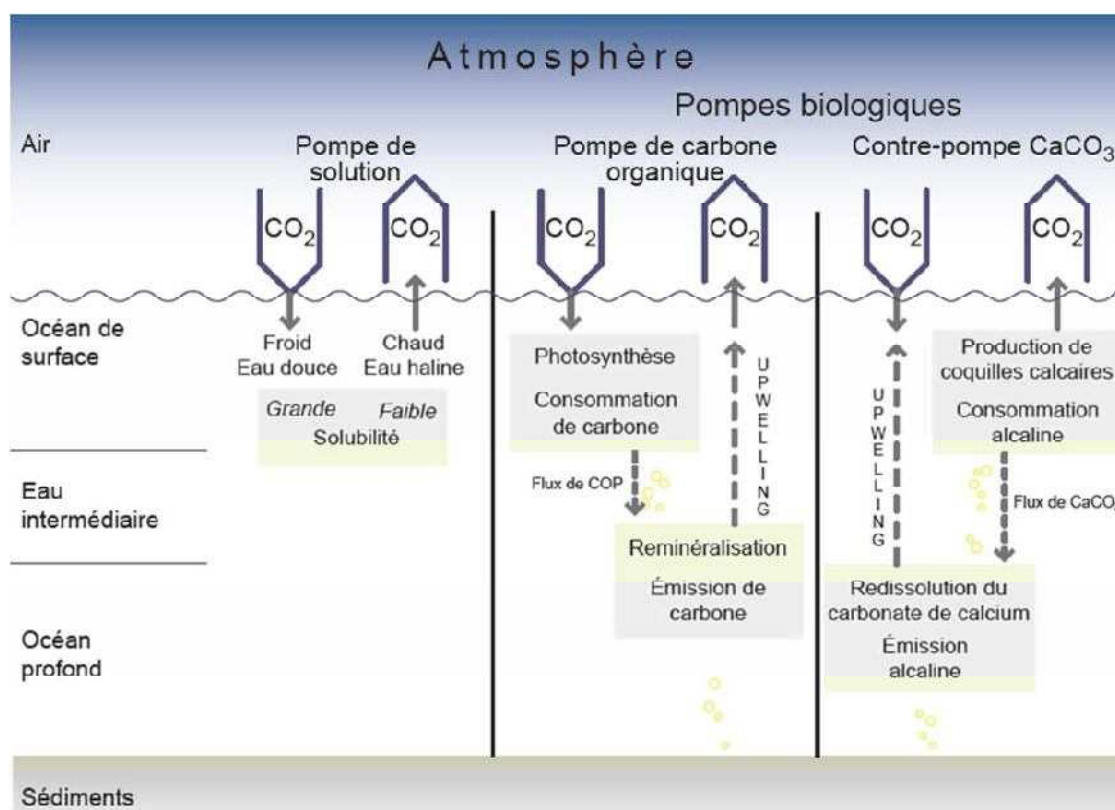


Figure 1-2: Régulation des fluctuations naturelles de CO₂ atmosphérique par les pompes de solubilité et biologiques. D'après Denman, et al., 2007

1.4.2 Respiration de l'océan côtier

Les échanges air-mer en CO₂ sont des processus lents qui dépendent de la pression partielle de ce gaz, ainsi que de la température qui définit la solubilité du gaz et sa vitesse de transfert. Le flux de transfert de gaz peut être dirigé de l'atmosphère vers la mer (puits de CO₂) ou inversement de la mer vers l'atmosphère (source).

Les zones côtières jouent un rôle important dans les cycles biogéochimiques du carbone, car elles reçoivent d'énormes quantités d'intrants upwelling et fluviaux de carbone et d'éléments nutritifs, et maintiennent une grande activité biologique disproportionnée par rapport à leur surface relative.

Tsunogai et al. (1999) ont mesuré des flux de CO₂ à l'interface air-mer en mer de Chine de l'ordre de $-8 \text{ mmol C m}^{-2} \text{ j}^{-1}$. Par convention, un flux négatif signifie un flux vers l'océan. Extrapolé à toute la zone côtière, cela revient à $80 \text{ Tmol C an}^{-1}$ puisé par l'océan côtier (contre $140 \text{ Tmol C an}^{-1}$ pour l'océan ouvert, voir plus haut). Ces auteurs ont avancé le terme de "continental shelf pump", à savoir la pompe du plateau continental. Depuis, (Frankignoulle, et al., 2001 et Thomas, et al., 2004) ont mesuré des valeurs légèrement inférieures mais toujours nettement significatives de l'ordre de -2 à $-8 \text{ mmol C m}^{-2} \text{ j}^{-1}$ dans le Golfe de Gascogne, la côte est nord-américaine (Middle Atlantic Bight) et la mer du nord, respectivement. Toutefois, ces études ne concernent que des pentes continentales dans les régions tempérées. En effet, le travail de Cai et al. (2003) au large des côtes de la Géorgie suggère que les plateaux continentaux situés à des latitudes subtropicales seraient des sources

des CO₂ vers l'atmosphère. La diversité de l'écosystème côtier cité plus haut implique des mesures dans des systèmes variés :

- Upwellings (Goyet et al., 1998 ; Borges & Frankignoulle 2002 ; Friederich et al., 2002)
- Estuaires (Cai & wang 1998 ; Frankignoulle, et al., 1998 ; Raymond et al.2000 ; Abril & Borges 2004)
- Plumes de dilution (Borges& Frankignoulle et al. 1996 ; Gattuso et al. 1997 ; ohde & Van Woosik 1999 ; Bates et al. 2001)
- Mangroves (Borges, et al., 2003)
- Marais salants (Wang & Cai 2004), etc.

Les résultats, depuis ceux de Frankignoulle et al. sur des mesures de 1992 et 1993 jusqu'à ceux de Gypens, et al., (2011) sur des simulations de 1994 à 2004, dans la sous-région marine Manche-mer du Nord qui correspond à la Manche et le sud de la mer du Nord (la Baie Flamande) mettent en évidence des variations saisonnières fortes du flux air-mer de CO₂.

A l'échelle du secteur tout entier, un cycle saisonnier apparaît.

La zone est successivement, par rapport au CO₂ atmosphérique :

- Au printemps, un puits important (forte production primaire à cause de l'efflorescence du phytoplancton), de taux entre 1,2 et 20,2 mmol.m⁻².jour⁻¹, soit entre 0,44 et 7,38 mol.m⁻².an⁻¹;
- En été, une source faible (augmentation de la température de surface, ce qui diminue le coefficient de solubilité du CO₂ dans l'eau de mer, et début de la dégradation de la matière organique produite au printemps) ;
- En automne, une source importante (forte dégradation de la matière organique) ;
- En hiver, un puits faible.

De manière générale, cette sous-région marine se comporte comme une source de CO₂ atmosphérique en été et en automne et comme un puits en hiver et au printemps. A l'échelle annuelle, elle semble avoir un comportement relativement neutre.

Les travaux d'Aït-Ameur *al.*(2006), constituent la première description de la distribution du $\Delta p\text{CO}_2$ ($p\text{CO}_2$ eau- $p\text{CO}_2$ air) et des flux air-mer dans les eaux de surface du golfe du Lion au cours des mois de février, mai, juin et septembre 2001. Le rôle de cette zone côtière comme source ou puits de CO₂ pour l'atmosphère est influencé par les apports du Rhône. Le golfe du Lion est en moyenne, sur l'ensemble des campagnes, une faible source de CO₂ pour l'atmosphère (+17,7 mmol/m /jour) mais se comporte comme un puits de CO₂ en mai (-3,3 mmol/m /jour) et juin (-10,8 mmol/m /jour) suite à une forte production primaire consécutive à un enrichissement des eaux de surface en sels nutritifs par les apports du Rhône.

Une synthèse des mesures à travers le monde de la pression partielle de CO₂ ($p\text{CO}_2$) faite par Chen-Tung Arthur Chen et al en 2010 indique que la plupart des étagères ouvertes dans les régions tempérées et hautes latitudes sont sous saturées par rapport à l'atmosphère en CO₂ pendant toutes les saisons, bien que les étagères de basses latitudes semblent être sursaturées. La plupart des estuaires et les zones intérieures littorales d'autre part sont sursaturés par rapport à l'atmosphère en CO₂.

A l'heure actuelle, du fait du faible nombre de mesures disponibles et de la grande diversité des écosystèmes côtiers, il n'est pas possible de donner une valeur globale du flux net de CO₂ entre l'atmosphère et l'océan côtier (Frédéric Gazeau 2010).

Une grande part de l'incertitude de l'estimation du flux de CO₂ est attribuée au calcul de ce coefficient. Il dépend principalement de l'état de turbulence de l'interface air-mer, et que ce soit en océan ouvert ou en zone côtière, il a été paramétrisé en fonction de la vitesse du vent considéré comme le principal générateur de turbulence à la surface. Toutefois, Raymond & Cole (2001) ont mis en évidence que cette paramétrisation du coefficient d'échange pouvait varier en fonction de la géomorphologie du site concerné (système ouvert ou fermé). Afin de fournir des estimations de flux de CO₂ faibles au niveau de la zone côtière, il devient impératif de diminuer la marge d'erreur due à l'estimation du coefficient d'échange.

De plus, pour réaliser ces budgets de CO₂, il est nécessaire de connaître la quantité de carbone inorganique dissous (DIC) transporté par les revirées et susceptible d'être dégazé au niveau de l'océan côtier (estuaires principalement) et estimé la production nette des écosystèmes côtiers (Frédéric Gazeau 2010).

En conclusion, que ce soit à partir de mesures directes de *p*CO₂ ou d'extrapolation des paramètres métaboliques (production/respiration, précipitation/dissolution de carbonate de calcium) gouvernant le flux net biologique entre l'atmosphère et l'océan côtier, il est très difficile de quantifier le rôle de la zone côtière dans le cycle global du carbone, plusieurs approches peuvent être utilisées pour préciser ce rôle :

(1) Augmenter les mesures de *p*CO₂ dans le domaine côtier et calculer les flux tout en affinant l'estimation du coefficient d'échange,

(2) Augmenter les mesures de production/respiration de matière organique au moyen des méthodes d'incubation classique,

(3) Utiliser de nouvelles méthodes permettant d'estimer la production nette des écosystèmes côtiers à de plus grandes échelles spatiales et temporelles et (4) quantifier de façon plus précise le rôle et la calcification au niveau du cycle du carbone côtier.

1.4.3 Acidification des océans

Depuis le milieu du 18^{ème} siècle et l'avènement de l'ère industrielle, la concentration en CO₂ atmosphérique n'a cessé d'augmenter passant de 280 µatm dans les années 1850 à 400 µatm fin 2013 (<http://co2now.org/>). Cette augmentation est principalement causée par le développement important des activités humaines comme la combustion d'énergies fossiles, l'industrialisation et la déforestation (Sabine, et al., 2004). L'augmentation de la concentration en CO₂ est l'une des causes d'un phénomène bien connu, le réchauffement climatique qui entraîne une augmentation globale de la température terrestre et des océans par augmentation de l'effet de serre. Un deuxième phénomène moins connu est causé par cette augmentation du CO₂ atmosphérique : l'acidification des océans (AO). Il résulte d'un changement dans l'équilibre chimique des océans engendré par l'augmentation de la *p*CO₂ atmosphérique.

D'après la loi de Henry, une augmentation de la concentration en CO₂ atmosphérique entraîne une augmentation correspondante de *p*CO₂ à la surface des océans. Cette absorption accrue de

CO_2 augmente à la fois la concentration des ions HCO_3^- et H^+ (Figure 1-3, A). La concentration en ions H^+ régit directement le pH marin et une augmentation de leur concentration entraîne une diminution du pH via la relation $\text{pH} = -\log [\text{H}^+]$. Cette diminution de pH engendrée par l'augmentation de la $p\text{CO}_2$ atmosphérique est le phénomène appelé **“acidification des océans”**. L'acidification pourrait être plus drastique sans le pouvoir tampon des carbonates. Une partie des ions H^+ libérés se combine en effet aux ions CO_3^{2-} dans l'eau de mer pour se transformer en ions HCO_3^- , tamponnant ainsi la diminution du pH (Figure 1-3, B). Ce pouvoir tampon induit directement une diminution de la disponibilité des ions CO_3^{2-} . La diminution de la concentration en ions carbonates entraîne une influence sur les processus de calcification et fait remonter l'horizon de saturation des carbonates en direction de la surface.

Le pH actuel de l'océan de surface, d'environ 8,1, a déjà diminué de 0,1 unité depuis la fin de la période préindustrielle (Solomon, et al., 2007; Gattuso, J; et Lavigne, H, 2009) et l'acidité de l'océan de surface a augmenté de 30 % (Dupont, et al., 2013). Sur cette même période, l'état de saturation des carbonates a diminué de 20 % et l'horizon de saturation est remonté d'environ 80 à 200 mètres dans les océans (Feely, et al., 2004).

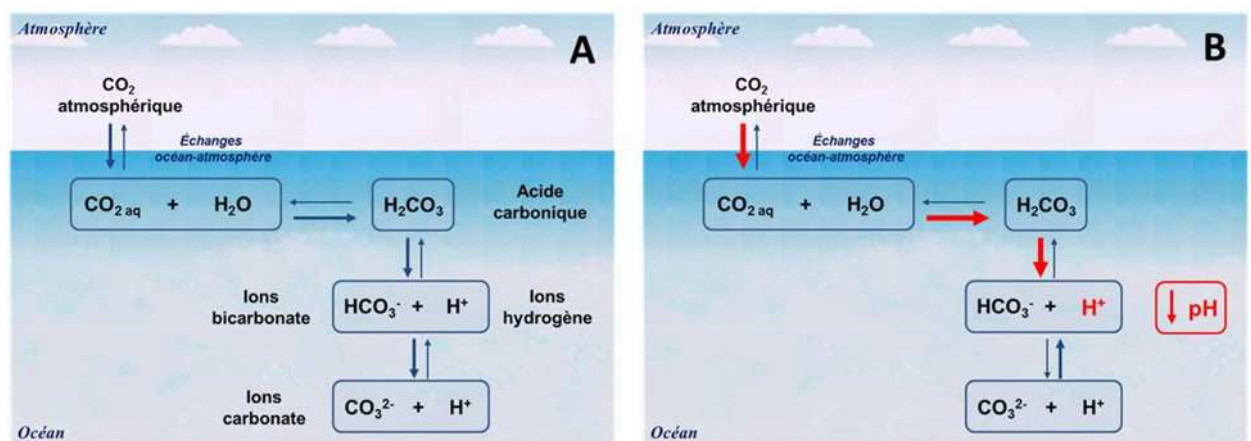


Figure 1-3: Système du carbone et des carbonates. A : avant l'augmentation massive de la $p\text{CO}_2$. B : dans un contexte d'acidification des océans. Les flèches rouges montrent le déplacement de l'équilibre et la diminution de pH induite par l'augmentation des ions H^+ .

1.4.4 Acidification des océans côtiers et l'autre problème de l'eutrophisation

L'augmentation de la charge de nutriments dans les eaux côtières provoque l'accumulation de la biomasse algale. La dégradation microbienne de cette matière organique diminue les niveaux d'oxygène et contribue à l'hypoxie avec production du sulfure d'hydrogène (SH_2), du méthane (CH_4), de l'ammoniac (NH_3).

Une deuxième conséquence, souvent négligée de la dégradation microbienne de la matière organique est la production de dioxyde de carbone (CO_2), provoquant l'abaissement du pH de l'eau de mer (Ryan B. Wallace et al, 2014). Une série d'autres processus et fonctions biologiques risque également d'être affectée par cet abaissement de pH (Jean-Pierre Gattuso et Lina Hansson, 2011). Par ailleurs, il importe de considérer que la teneur en ions

d'hydrogène et la diminution de l'oxygène dissous affectent de nombreux processus biogéochimiques, tels que le ratio ammoniac / ammonium disponible étayant la production primaire et la solubilité des métaux traces (Cai, et al., 2011).

D'après une étude publiée dans la revue *Environmental Science and Technology*, en combinant ses effets avec ceux du CO₂ d'origine atmosphérique, cette source de pollution accélérerait considérablement l'acidification des eaux côtières (William Sunda, 2012). Ils provoquent de véritables hot spots d'acidification. Les deux sources de CO₂ combindraient leurs effets et pourraient, à terme, engendrer une baisse du pH marin de 0,25 à 1,1 unité. Cette chute non négligeable dépendrait de la température et de la salinité des masses d'eaux concernées (Quentin Mauguit, Futura-Sciences, 2012).

En se basant sur la concentration actuelle en CO₂ atmosphérique et en projetant les quantités de gaz qu'émettront les micro-organismes dans le futur, l'acidité actuelle de l'eau de mer pourrait, d'ici quelques années, être multipliée par 2 dans des eaux chaudes et fortement salées. Plus surprenant, ce facteur atteindrait une valeur de 12 au sein des milieux côtiers froids présentant une faible salinité (Quentin Mauguit, Futura-Sciences 2012).

1.4.5 La surveillance des aspects chimiques de l'acidification des océans

Selon la Commission OSPAR (protégé l'atlantique du Nord-Est et ses ressources) dans son accord de 2014, on peut évaluer le degré d'acidification des océans en analysant des espèces de minéraux carbonatés à coquilles d'aragonite et de calcite. Il n'est pas possible actuellement de recommander une approche minimale fiable appliquée à la surveillance (telle que le dosage du pH à la fin de l'hiver juste avant les éclosions printanières au cours des études liées à l'eutrophisation). Ceci est dû au fait que l'on ne dispose généralement pas de données assez exactes et précises pour pouvoir évaluer le degré d'acidification. Il faudrait encourager, à ce stade, le recueil de données de base pour étudier les différences régionales et temporelles au cours de l'année. Il convient de noter que les travaux sur l'acidification des océans complètent l'étude et les prévisions budgétaires des inventaires marins de CO₂ et des flux air-mer. La planification des deux activités devrait être coordonnée.

L'analyse des espèces de carbonate dans l'eau de mer a pour but:

1. De surveiller la distribution spatiale des teneurs des espèces de carbonate au sein de la zone maritime. (dans les zones côtières, des observations marines de très bonne qualité devront éventuellement être conjuguées à une surveillance systématique des principaux apports fluviaux) ;
2. De déterminer les tendances du degré d'acidification des océans d'origine anthropique en surveillant le pH, d'autres paramètres du système des carbonates et la saturation en minéraux carbonatés pendant des périodes s'étendant sur plusieurs années;
3. De fournir des informations sur la résolution spatiale et temporelle suffisantes pour pouvoir étayer la détermination des impacts biologiques et les risques écologiques futurs grâce à des observations directes et l'utilisation de modèles numériques.

1.4.5.1 Surveillance aux fins des objectifs 1 et 2

La surveillance des paramètres de carbonate dans les mers côtières devra être réalisée le long de gradients de salinité afin de déterminer l'échelle des influences locales résultant des variations des apports riverains d'espèces de carbonate. De même, la surveillance des mers épicontinentales devra être assez étendue pour prendre en compte les apports et les caractéristiques océanographiques de chaque région, en particulier l'afflux des eaux océanique sur le plateau continental.

Les rapports AT–salinité dans une zone côtière peuvent fournir des informations sur les processus internes et externes impliqués dans la régularisation des teneurs en AT, telles que la variabilité des apports fluviaux et la dénitrification. Un rapport linéaire indique que le mélange physique constitue le processus prédominant régularisant les teneurs en AT, alors qu'un rapport non linéaire indique l'influence supplémentaire de processus chimiques et/ou biologiques. Plusieurs sources d'eau douce ou d'eau offshore pourraient rendre plus complexes les diagrammes de mélange AT–salinité et la variabilité temporelle des teneurs en AT des sources pourrait ajouter à ce rapport une dispersion et une variabilité supplémentaire.

La stratégie de surveillance des tendances temporelles devrait garantir que des données suffisantes sont recueillies afin de confirmer que des teneurs hivernales maximales en DIC sont relevées au cours d'une année donnée.

Toutes les données sur le carbonate devront être notifiées en même temps que les données correspondantes sur la salinité et la température *in situ* de l'échantillon car les valeurs *in situ* de $p\text{CO}_2$ et de pH sont sensibles, aux changements de température en particulier. La normalisation des données à une salinité particulière peut permettre de déterminer si une modification des teneurs est liée à une modification des propriétés de la masse d'eau.

Après l'échantillonnage, les paramètres sous-jacents devront être examinés afin d'évaluer le niveau d'activité algale au moment de l'échantillonnage (par exemple chlorophylle *a* et oxygène dissous) en ce qui concerne les cycles quotidiens et annuels de production et de décomposition pour évaluer la barre d'erreur devant être attribuée aux données lorsqu'elles sont incluses dans des études des tendances temporelles.

Dans le cas de la surveillance de l'acidification des océans dans les eaux offshore, les zones essentielles sont notamment les eaux arctiques et les habitats vulnérables tels que les coraux d'eau froide.

Des mesures sont requises pour les eaux de surface car elles peuvent être utilisées pour le calcul de l'accumulation de carbone anthropique dans l'eau (par exemple Tanhua *et al.*, 2007).

1.4.5.2 Surveillance aux fins de l'objectif 3

La surveillance réalisée aux fins de l'objectif 3 a pour but de déterminer les endroits où l'on relève des effets biologiques dus à l'acidification des océans. Dans le cadre de l'objectif 3, la stratégie d'échantillonnage pour le système des carbonates devrait être liée à des études orientées sur la biologie, par exemple des études de coraux, de mollusques et de stades embryonnaires de la vie de certains groupes d'organismes. Il y a lieu d'obtenir, sur le plan

biologique, des données sur la variation spatiale et temporelle du système des carbonates des eaux entourant les organismes potentiellement sensibles particuliers. L'étude des espèces commerciales pouvant être affectées est également importante car cette démarche peut avoir des impacts financiers ainsi qu'écologiques.

1.4.5.3 Méthode d'échantillonnage et du dosage

La surveillance devra considérer les quatre espèces de carbonates analysables (Dickson, 2010), analysées à titre de carbone inorganique dissous total (DIC), alcalinité totale (AT), pression partielle de dioxyde de carbone ($p\text{CO}_2$) (dissous) et teneurs en ions d'hydrogène mesurées en tant que pH (Dickson, et al., 2007). Les paramètres sous-jacents suivants sont nécessaires au calcul des teneurs individuelles définitives des composantes des systèmes des carbonates, qui ne sont pas analysées directement, telles que la teneur en ions de carbonate (CO_3^{2-}).

L'équilibre chimique du système des carbonates a fait l'objet d'études approfondies (voir Dickson, 2010) et les équilibres ont été quantifiés avec précision de telle sorte que si deux composantes du système sont analysées, les deux autres peuvent être calculées avec un niveau d'erreur connu qui varie selon le choix de la paire et les niveaux des teneurs qui ont été étudiés (Hydes *et al.*, 2010). Un logiciel qui a fait ses preuves (par exemple CO_2SYS et SEACARB) permet de réaliser les calculs requis.

Les Parties devront, avant de mettre en place une surveillance à long terme, entreprendre des dosages de grande ampleur afin de définir les niveaux de variabilité pour l'ensemble de leurs zones maritimes avant de définir un programme minimal efficace pour les observations dans ces zones. Cette démarche devra prendre en compte, et être coordonnée avec, les projets d'autres parties contractantes et leurs propres programmes existants pour la surveillance d'autres paramètres (l'eutrophisation étant l'activité complémentaire la plus probable).

Les orientations sur la surveillance s'alignant sur les lignes directrices existantes de la surveillance de l'eutrophisation. Dans le cas de l'évaluation parallèle des flux air-mer pour la détermination des flux air-mer annuels, une surveillance du $p\text{CO}_2$ tout au long de l'année devra être réalisée en visitant régulièrement, au moins une fois par mois, les sites des zones représentatives (à déterminer à partir des modèles numériques).

Des méthodes de détermination des quatre espèces de carbonate sont décrites de manière détaillée dans Dickson *et al.* (2007). Les méthodes préférées sont: (i) AT: la titration à base d'acide avec point final calculé par « Gran fit »; (ii) DIC: ajout d'acide phosphorique avec quantification du CO_2 évolué par coulométrie; (iii) échantillons de $p\text{CO}_2$ prélevés en route: équilibrage du flux gazeux avec l'eau de surface et détermination de la fraction moléculaire équilibrée de CO_2 dans le flux gazeux par spectrométrie à infrarouge à une pression gazeuse connue.

1.4.6 Evènements passés d'acidification, Situation globale et prédiction

Actuellement, la concentration en CO_2 atmosphérique est la plus élevée que la planète ait connu depuis 800 000 ans, fluctuant jusqu'en 1850 entre 180 et 300 μatm (Luthi, et al., 2008).

Cependant, des phénomènes d'Acidification Océanique se sont déjà produits au cours des temps géologiques, à des périodes critiques de l'histoire de la Terre.

Sur les 300 derniers millions d'années, 7 périodes majeures durant lesquelles des phénomènes d'AO sont suspectés, ont été recensées (Honisch, et al., 2012) avec à chaque fois des impacts sur les espèces marines. L'exemple géologique se rapprochant le plus des concentrations actuelles en CO_2 atmosphérique est le Maximum Thermique Paléocène Eocène il y a 55 millions d'années.

Cet évènement est caractérisé par des rejets important de CO_2 dans l'atmosphère, une diminution conjointe du pH et la saturation (Ω) en CaCO_3 , une remontée de 2 km de l'horizon de l'état de saturation des carbonates (Zachos, et al., 2005) et une augmentation rapide de la température de la surface des océans de 5 à 9°C sur une période de 1000 à 2000 ans (Speijer, et al., 2012). Les archives sédimentaires et des changements majeurs dans les fossiles indiquent que les modifications des conditions physico-chimiques des océans à cette période ont engendré d'importants changements dans les communautés planctoniques marines et ont particulièrement touché les foraminifères benthiques (Speijer, et al., 2012).

Bien que des similarités existent entre ces différentes périodes d'AO, aucun évènement passé ne correspond aux futures projections en termes de déséquilibres de la chimie des carbonates. En effet, la diminution critique de Ω prédite pour les années à venir résulte de la rapidité de l'augmentation des émissions de CO_2 sur les dernières années et dans le futur. Dans les évènements passés, des quantités importantes de CO_2 ont été libérées dans l'atmosphère mais sur un pas de temps beaucoup plus long, à une vitesse beaucoup plus lente.

De ce fait, le déséquilibre de la balance des carbonates engendré par l'augmentation de la $p\text{CO}_2$ a été régulé par une augmentation des ions CO_3^{2-} provenant de la dissolution du CaCO_3 stocké dans les fonds océaniques et de l'érosion des sols continentaux, influant sur l'alcalinisation des eaux océaniques. Dans ces conditions de lente augmentation de la $p\text{CO}_2$, la diminution du pH et la saturation en CaCO_3 des eaux océaniques sont des processus découplés (Honisch, et al., 2012), ce qui n'est pas le cas dans le contexte actuel d'AO engendré par une augmentation très rapide de la $p\text{CO}_2$, 30 à 100 fois plus rapide que dans les précédents évènements géologiques (Bijma, et al., 2013).

Suivant les scénarios d'augmentation des émissions de CO_2 dans l'atmosphère prédite dans le *Special Report on Emission Scenario* (SRES) (Nakicenovic, et al., 2000) et rapportés par l'Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC) dans son 4ème rapport, la $p\text{CO}_2$ atmosphérique pourrait atteindre 730 à 1020 μatm d'ici 2100. Selon les prévisions, le pH océanique en 2050 sera plus bas qu'il ne l'a été depuis environ 20 millions d'années. En effet, l'augmentation de la $p\text{CO}_2$ aurait pour conséquence une diminution de pH de 0,11 à 0,35 unité pH pour 2100 (Solomon, et al., 2007) qui pourrait atteindre 0,77 unité d'ici 2300 (Caldeira, et al., 2003). En parallèle, une diminution de la concentration en ions CO_3^{2-} de 30 %, et par conséquent une diminution de degré de saturation en CaCO_3 (Orr, et al., 2005), ferait remonter l'horizon de saturation de l'aragonite (une des formes de CaCO_3) à une vitesse de 4 mètres par an (Bijma, et al., 2013), l'amenant jusqu'à la surface sous les hautes latitudes Sud de l'océan Austral d'ici à 2100 (Figure 1-4).

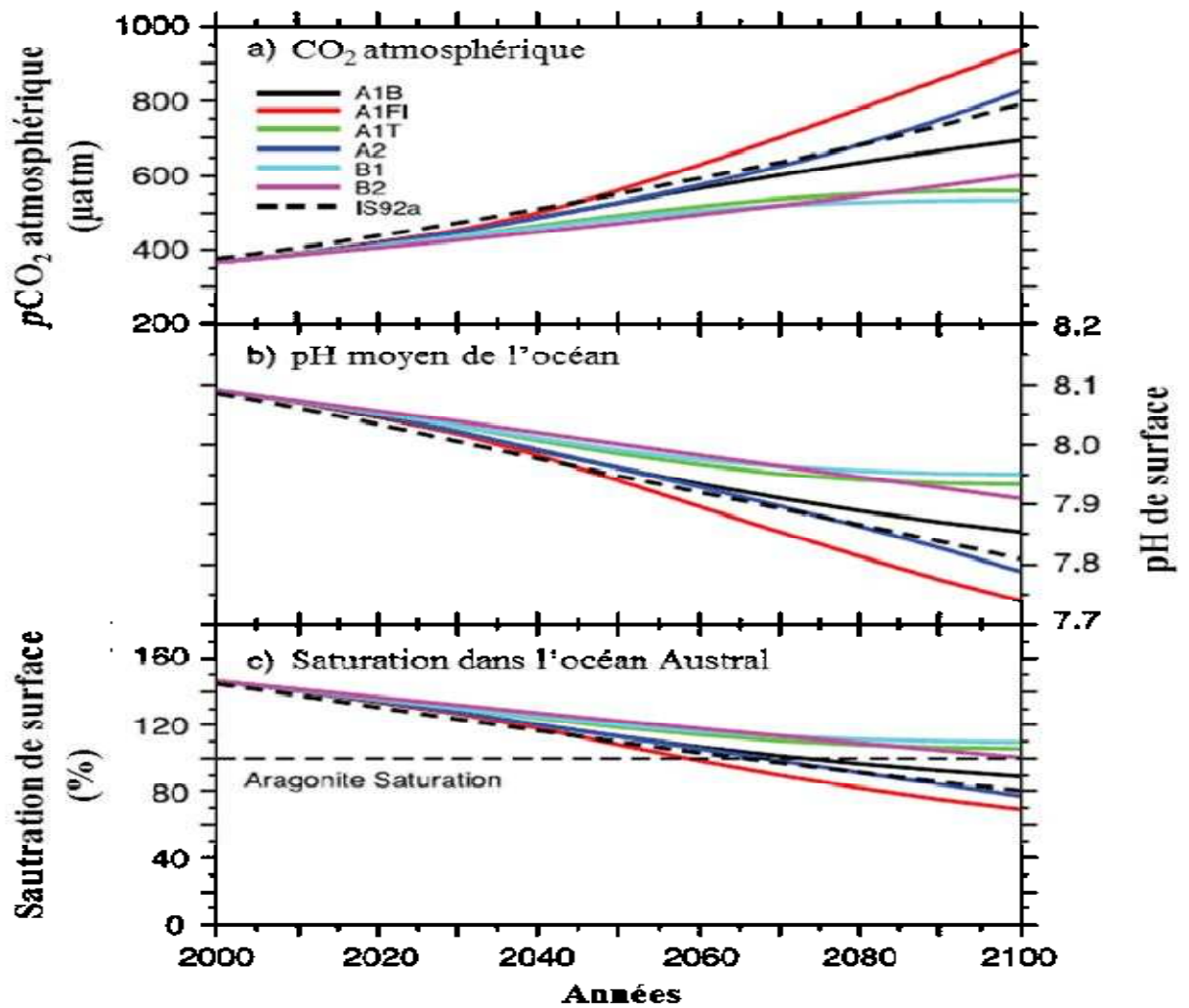


Figure 1-4: Changements de la $p\text{CO}_2$ atmosphérique, du pH moyen à la surface des océans et de l'état de saturation de l'aragonite de l'océan Austral, en fonction des 6 scénarios définis par le SRES (de A1B à B2). Séries temporelles pour a) la $p\text{CO}_2$ atmosphérique ; b) le pH moyen de l'océan de surface ; c) l'état de saturation en aragonite moyen dans l'océan Austral (Plattner *et al.* 2001). IS92a : scénario antérieur au SRES. D'après Solomon *et al.* 2007.

Chapitre II

Zone d'étude

2 Zone d'étude

2.1 Description géographique et présentation du site

Notre zone d'étude se situe au centre du littoral algérien (figure 2-1), dans le secteur géographique de l'agglomération algéroise avec la capitale Alger comme élément central. Elle couvre le littoral des wilayas de Tipaza, d'Alger et de Boumerdès, et plus spécialement l'espace côtier allant du Mont Chenoua (2°25' E et 36°38'N) à Cap Djinet. Ce bassin algérois apparaît comme un ensemble de trois baies où les caractéristiques physiques et chimiques diffèrent en relation avec leurs morphologies et l'importance des apports et des activités urbaines, industrielles et agricoles.

- La baie d'Alger est située dans la partie centrale de la côte algéroise. Elle s'inscrit en creux dans la plaine de Mitidja de forme semi-circulaire d'une superficie approximative de l'ordre de 180 Km², délimitée par deux caps, la Pointe Pescade (Rais Hamidou) à l'ouest et le cap Matifou (Bordj El- Bahri)
- La baie de Bou Ismail présente une superficie de 509 km², avec un linéaire côtier de plus de 48 km. Elle est orientée du Sud Est au Nord Est.
- La baie de Zemmouri El-Bahri se situe à l'est immédiat de la baie d'Alger. Très largement ouverte vers le Nord, elle s'étale sur une cinquantaine de kilomètres. L'oued Isser constitue le principal émissaire. Le plateau continental, très étroit, occupe entre 2 et 6 kms de largeur. Il est entaillé par deux canyons sous-marins fortement encaissés débouchant sur de vastes vallées sous-marines, comme le canyon d'Alger et celui du cap.

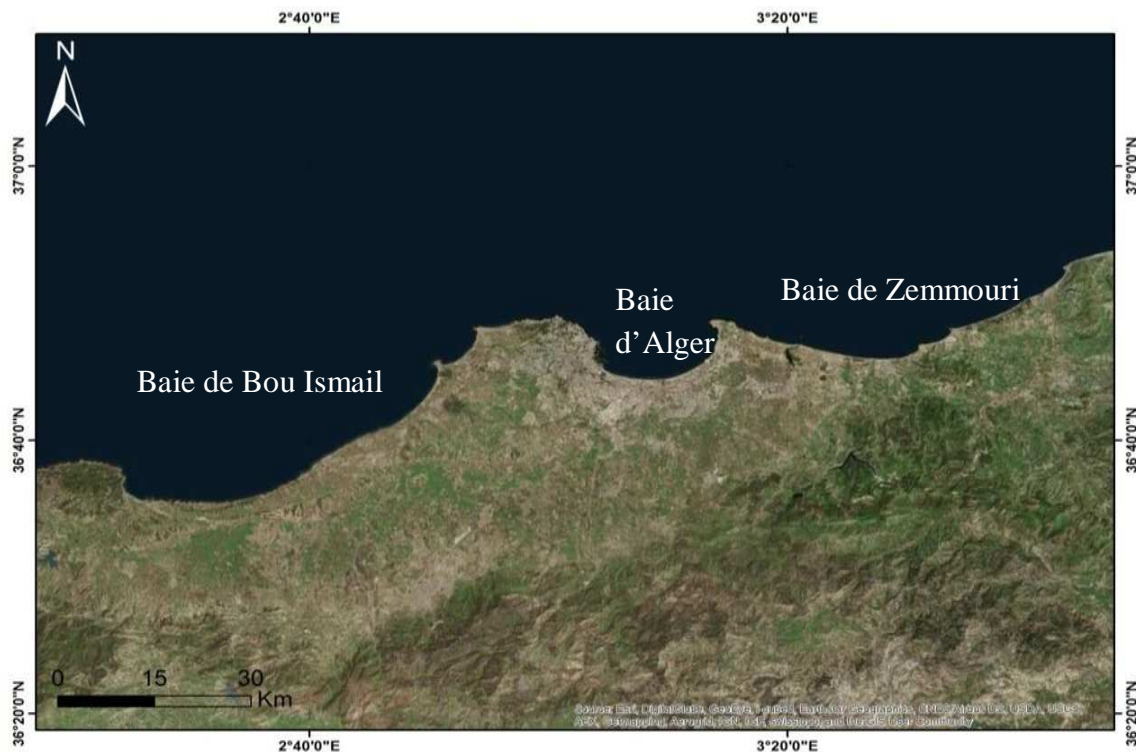


Figure 2-1: Image satellitaire du bassin algérois.

2.2 Réseau hydrographique

Utilisés comme déversoirs naturels d'eaux usées (domestiques, industrielles et agricoles), les Oueds constituent l'un des principaux vecteurs des polluants en mer. Ils interviennent de très près sur la nature des fonds et les paramètres physico-chimiques de la zone de l'embouchure, et conditionnent de la sorte l'abondance et la diversité de ses peuplements. Tous les Oueds de la zone d'étude traversent la plaine de la Mitidja du Sud vers le Nord, contournant les obstacles qu'ils rencontrent, avant de se jeter dans la mer.

- Trois Oueds débouchent dans la Baie de Bou Ismail :

Oued Nador : situé dans la partie occidentale, il draine, à partir des Oueds Bouyersen, Bouardoun et Meurad, tous les apports solides du massif du Chenoua. D'un débit de $0,89 \text{ m}^3/\text{s}$ et s'étendant sur 230 km^2 (Braïk, 1989), il débouche sous forme d'un collecteur dans la petite Baie du Chenoua, entre Djebel Chenoua et Tipaza (ANRH, 2013).

Oued Béni Messous : avec son débit réduit ($0,245 \text{ m}^3/\text{s}$) (Braïk, 1989), il ne participe que faiblement à l'enrichissement de cette baie. S'alimente à partir du massif de la Bouzaréah, il sera chargé essentiellement de résidus d'origine urbaine récoltés lors de son transit pour déboucher sur les plages des Dunes et d'El Djamilia.

Oued Mazafran : c'est l'Oued le plus important de la baie de Bou Ismail par ses rejets et son débit, il draine un bassin de 1900 km^2 (partie Ouest de la Mitidja) (Braïk, 1989) et débouche sur la mer au niveau d'une petite plage sablonneuse à 30 km d'Alger, entre Zéralda et Douaouda. Son débit annuel est estimé entre 1969 et 2013 à $5,77 \text{ m}^3/\text{s}$ (ANRH, 2013). Il est caractérisé par des crues fortes et rapides en hiver-printemps qui augmentent la turbidité de la zone par la remise en suspension de substrat fin (Pauc, 1989). Trois Oueds secondaires lui sont afférents : Bou-Roumi, Chiffa et Djer.

D'après des données de l'ANRH (2014), les débits moyens pluriannuels sont en augmentation, de $1,75 \text{ m}^3/\text{s}$ (2003) à $11,92 \text{ m}^3/\text{s}$ (2012).

Le débit suit ainsi un cycle saisonnier avec des valeurs maximales en hiver et minimales en été. Sur le plus long terme, le débit montre une tendance nette à l'augmentation (figure 2-2) avec des valeurs plus au moins élevées suivant un cycle pluriannuel. Ces augmentations pourraient être liées aux variations climatiques agissant à l'échelle régionale.

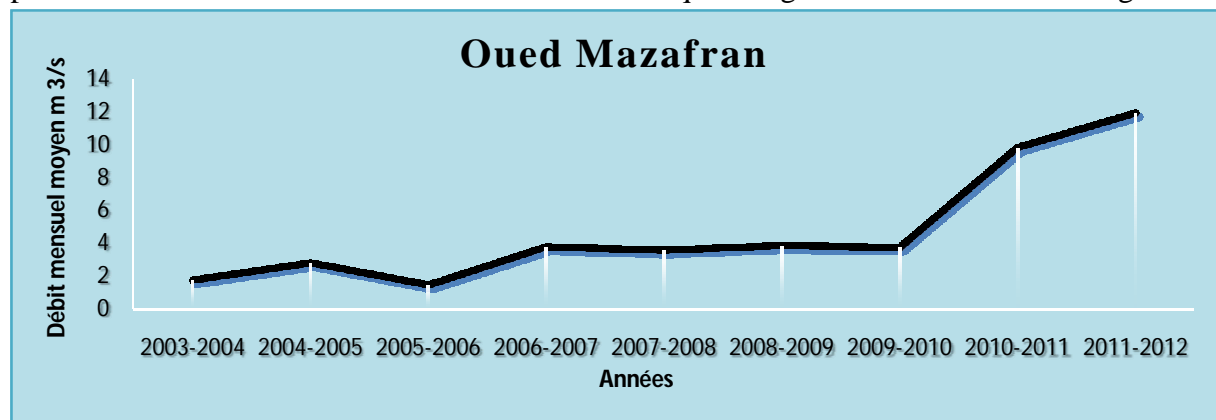


Figure 2-2 : Variations du débit mensuel moyen (m^3/s) au niveau de l'embouchure d'Oued Mazafran de 2003 à 2012 (ANRH 2014).

- La baie d'Alger est caractérisée par les Oueds suivants :

Oued El-Harrach: le bassin versant d'Oued El-Harrach présente une superficie de 970 km² et une altitude moyenne de 830 m; ce bassin est caractérisé par de fortes dénivelées, une végétation peu dense et une faible pluviométrie. A ces facteurs s'ajoute le caractère torrentiel qui se manifeste par une forte érosion et un important alluvionnement.

Le débit suit ainsi un cycle saisonnier avec des valeurs maximales en hiver et minimales en été (parfois on observe un assèchement total en amont pendant l'été). Sur le plus long terme, le débit montre une variation d'une année à l'autre (figure 2-3) avec des valeurs plus ou moins élevées suivant un cycle pluriannuel. Ces variations pourraient être liées aux variations climatiques agissant à l'échelle régionale.

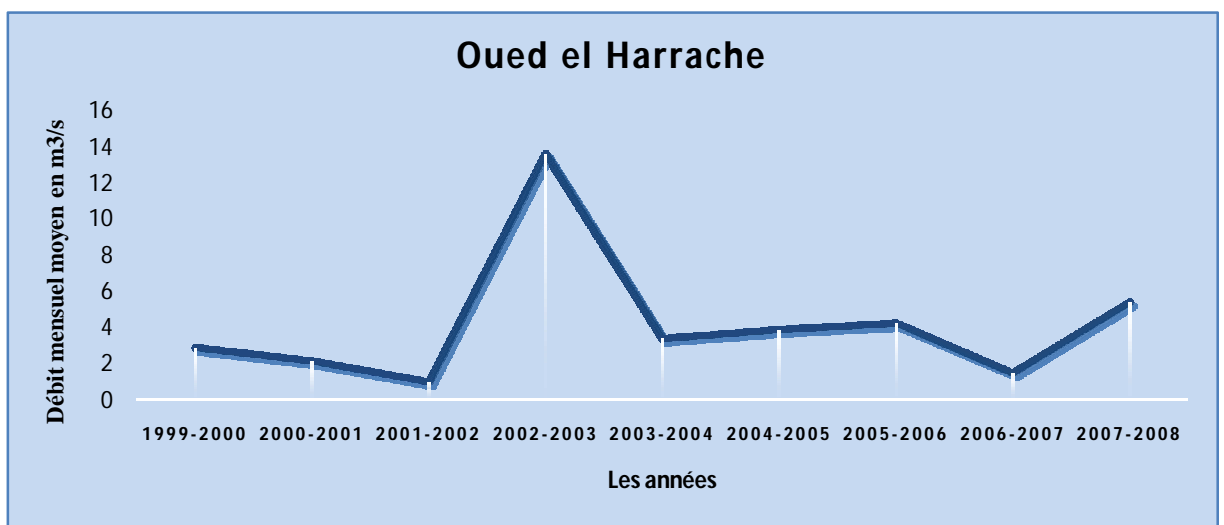


Figure 2-3 : Variations du débit mensuel moyen (m³/s) au niveau de l'embouchure d'Oued El Harrach de 1999 à 2008 (ANRH, 2014).

Oued El-Hamiz: il prend source dans l'Atlas blidéen avant de traverser la plaine de la Mitidja. La superficie du bassin versant de Oued El-Hamiz est de l'ordre de 160 km². La présence du barrage El-Hamiz a réduit considérablement les apports terrigènes dans la baie d'Alger.

- Deux Oueds importants caractérisent la baie de Zemmouri, à savoir :

Oued Réghaïa: c'est l'oued le plus important de la région Est d'Alger, long de 5500 m et large de 10 m avec une profondeur de 17 m. Son bassin versant couvre 75 km² dont 25 km² sont constitués d'un territoire monticuleux, le reste étant une plaine inclinée vers la mer. Il est alimenté par deux affluents, à savoir l'Oued Guesbai et l'Oued Berraba. Oued El Biar prend naissance aux environs de la zone industrielle Rouiba – Réghaïa et traverse une grande partie des champs pour aller se déverser au niveau du lac.

Oued Isser: le plus important, il prend naissance dans les monts du Titteri dans une assez large vallée alluviale qui est le siège d'une nappe importante et très exploitée, drainant la partie occidentale de la chaîne du Djurdjura, les collines Chaab et El Ameurs et la vallée de Isser.

2.3 Climatologie

Le bassin algérois se caractérise par un climat méditerranéen tempéré. Il est connu par ses longs étés chauds et secs. Les hivers sont doux et humides, la neige est rare mais pas impossible. Les pluies sont abondantes et peuvent être diluviennes. Il fait généralement chaud surtout de la mi-Juillet à la mi-Août. Les données utilisées dans ce travail nous ont été fournies par l'Office National Météorologique d'Alger (Dar El Beida) et concernent les années 2001 à 2010.

2.3.1 Température de l'air

La courbe des moyennes de température mensuelle entre 2001 et 2010, montre que le mois le plus froid est Janvier, le plus chaud étant Août (figure 2-4). Les valeurs moyennes minimales pour la période considérée, sont respectivement 11,1°C et 26,3°C, ce qui donne une amplitude de variations thermiques de 15,2°C (ONM, 2010).

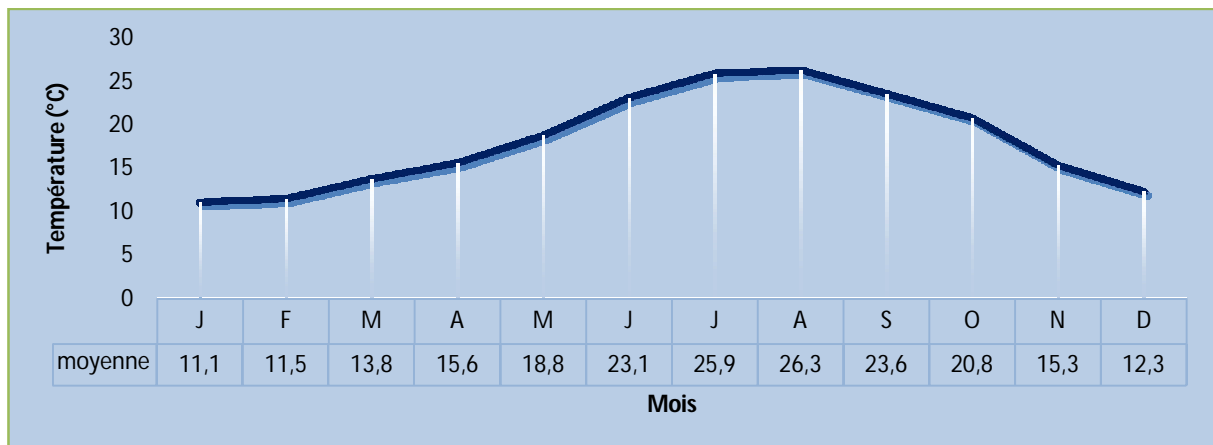


Figure 2-4: Températures mensuelles entre 2001 et 2010 du bassin algérois(ONM, 2010)

Les moyennes annuelles se répartissent aux alentours de 17,4°C et 18,7°C (ONM, 2010).

L'observation des données enregistrées à la station de Dar El Bida montre une Tendance significative à la hausse de 0,07°C pour les Températures minimales et 0,14°C pour les Température maximales par décennie depuis 1936(Figure 2-5).Tendance s'accélégrant depuis 1970(CMI).

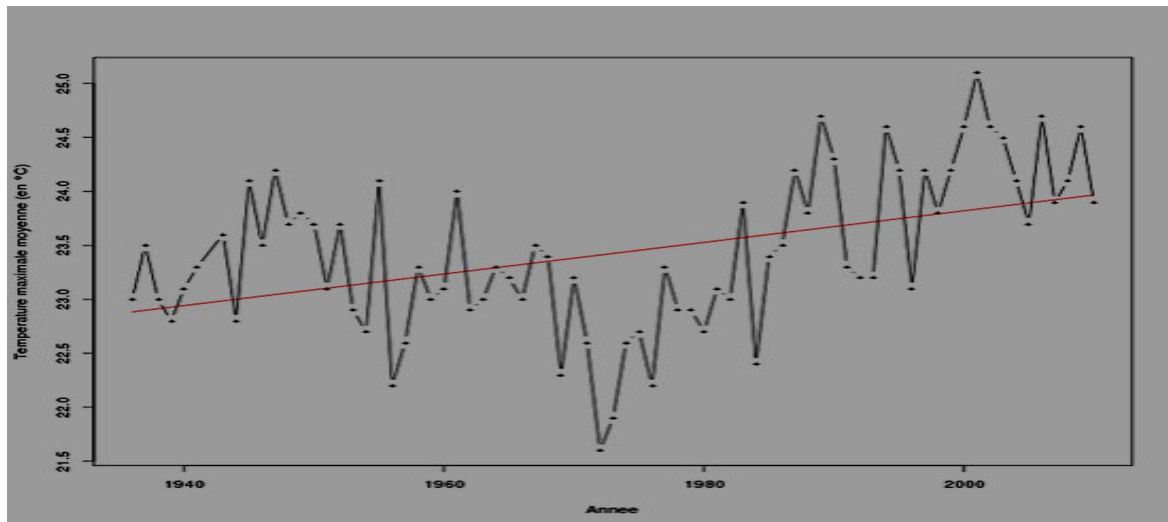


Figure 2-5 : tendance d'évolution des températures moyennes annuelles à la station de Dar Béida (T°C Max) de 1935 à 2013 (MATE 2013).

2.3.2 Pluviométrie

La période pluvieuse se situe surtout de Novembre à Mars, mais elle commence fréquemment en Septembre. Elle correspond à la saison hivernale. La hauteur moyenne annuelle est de 801 mm en 2007 (figure 2-6)(ONM, 2010). Les précipitations importantes ont pour conséquence directe le grossissement des Oueds augmentant les apports d'eau douce dans les trois baies.

La fréquence et l'abondance des pluies varient selon les années et les mois. Entre Janvier 2001 et Décembre 2010, la quantité maximale est tombée en Novembre 2007, avec 250,1 mm et la quantité minimale en Juillet 2010 et Août 2005 avec une valeur de 0,1 mm (ONM, 2010).

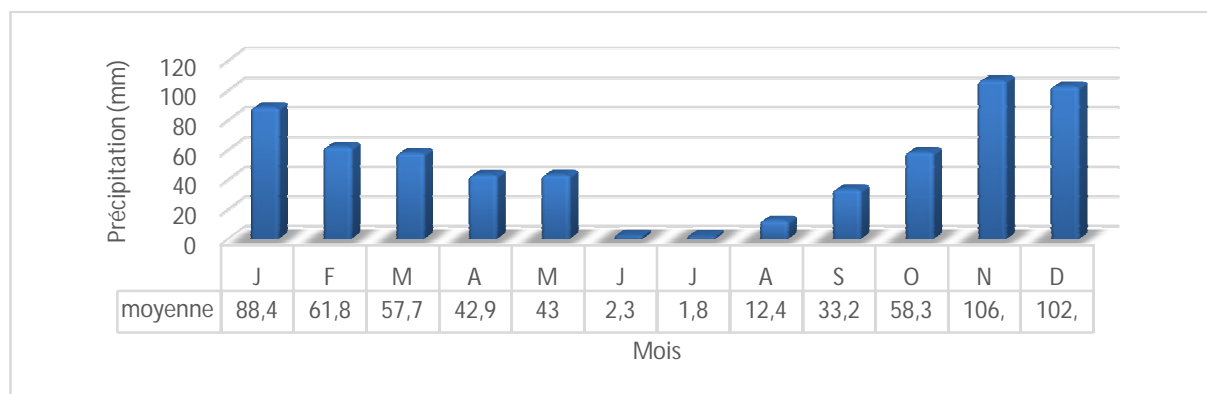


Figure 2-6: Précipitations mensuelles entre 2001 et 2010 dans le bassin algérois(ONM, 2010)

A la station météorologique de Dar el Bida les années sont considérées comme sèche si le cumul est inférieur à 567 mm d'où on observe une tendance légère à la baisse qui n'est pas significative(Figure 2-7)

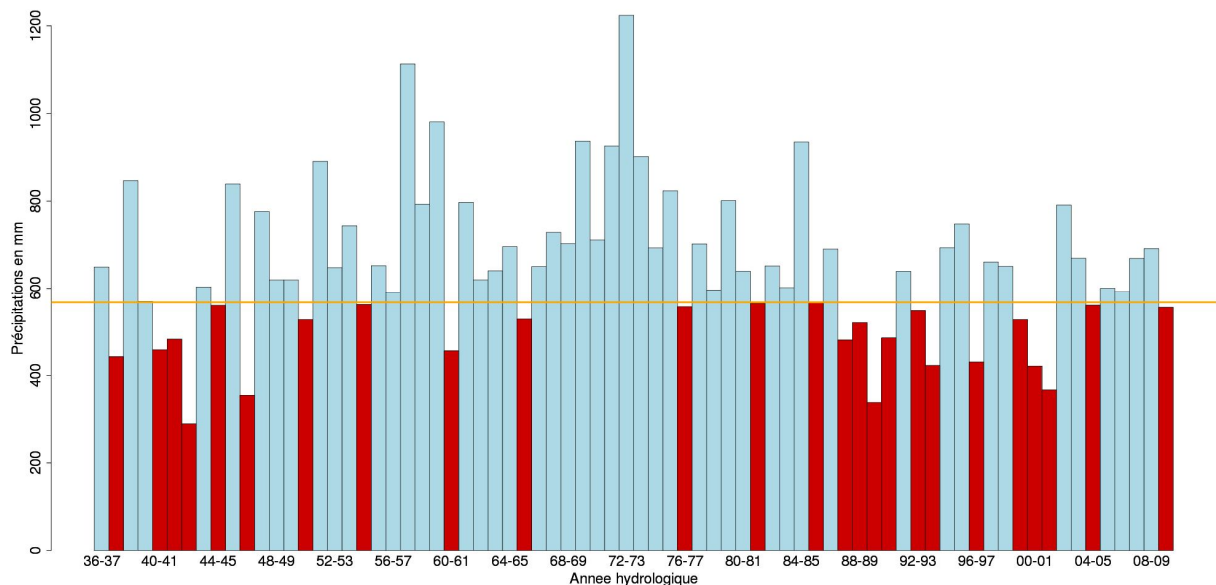


Figure 2-7 : Cumul sur les années hydrologique a la station de Dar el Béida de 1936 à 2010, en rouge : Cumul de précipitation inférieur à la moyenne ; en bleu : cumul de précipitation supérieur à la moyenne. (MATE 2013).

2.3.3 Ensoleillement

L'ensoleillement minimal en hiver, croît progressivement jusqu'en Juillet où l'insolation est maximale avec une durée moyenne de 326,6 heures (figure 2-8)(ONM, 2010). Après cette période, il diminue jusqu'au mois de Décembre où l'insolation est minimale avec une durée de 157,2 heures (figure 2-8). La durée moyenne annuelle d'ensoleillement enregistrée pendant dix ans (2001, 2010), a été de 2806,76 heures (ONM, 2010).

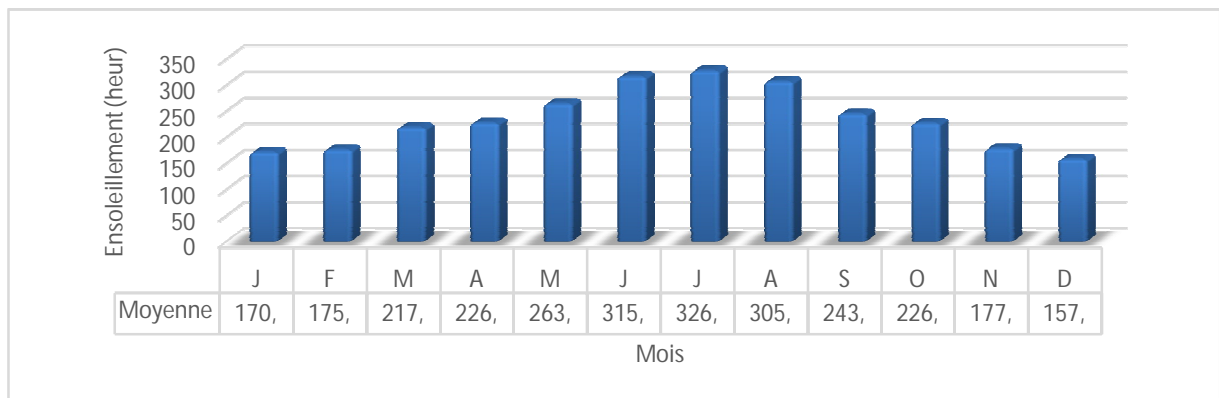


Figure 2-8: Ensoleillement mensuel entre 2001 et 2010 du bassin algérois(ONM, 2010)

2.3.4 Vent

D'une manière globale, une prédominance des vents NNW et NE est observée (Leclaire, 1972). L'hiver est caractérisé par une agitation quasi permanente au cours de laquelle les vents dominants proviennent des directions comprises entre NW et NNW. La saison estivale est relativement plus calme ou peu agitée, les vents du secteur NE et E étant dominants (Braïk, 1989). Pour cette année les statistiques des vents montre une dominance des vents NNW (figure 2-9).

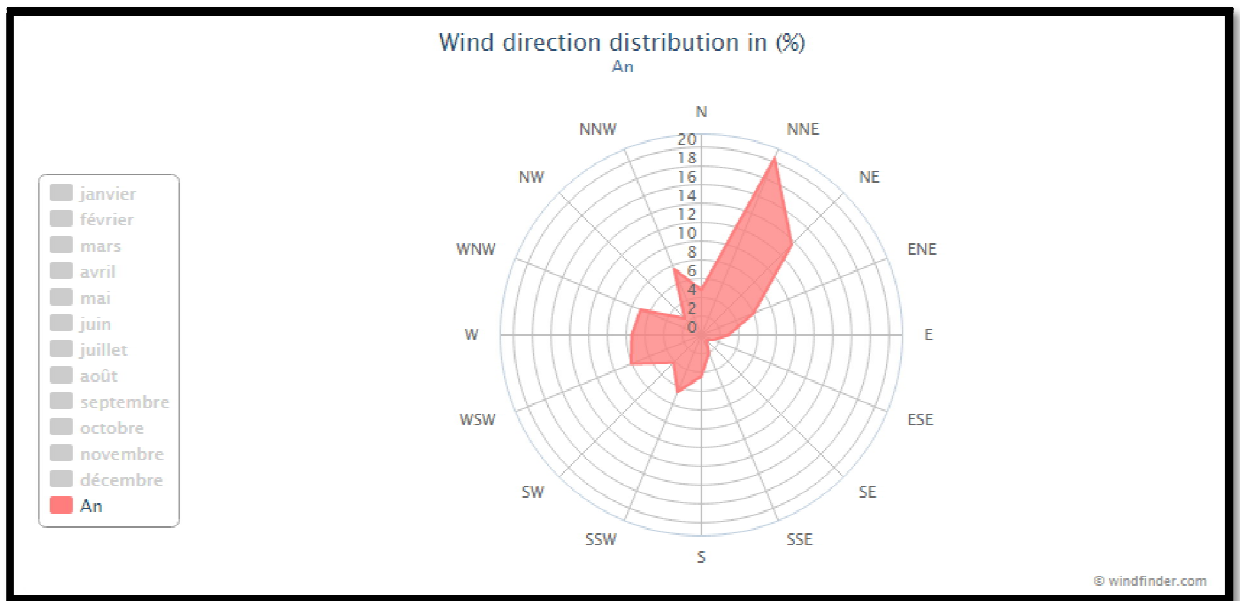


Figure 2-9 : statistique des vents à port d'Alger pour l'année 2014 (Windfinder, 2014).

2.4 Les sources potentielles de pollution dans le bassin algérois

2.4.1 Baie de Bou Ismail

La baie de Bou Ismail se distingue par sa vocation touristique, activités industrielles et agricoles importantes.

D'après l'ANIREF (2013), la population de la wilaya de Tipaza où se trouve la baie de Bou Ismail est de 630.183 habitants (fin 2012), soit une densité de 369 habitants par Km², ces données statistique nous donnent une vision sur les pollutions potentielles :

- Eaux usées domestiques de zones urbaines.
- Agglomération des complexes touristiques.
- Thalassothérapie à Sidi Fredj
- Ports localisés sur les côtes de la baie :
 - Port de Bou Haroun
 - Port de Khemisti
 - Port de Tipaza
 - Port de Sidi Fredj

Pour la baie de Bou Ismail, la fringe côtière est soumise principalement aux rejets domestiques des villes et des complexes touristiques qui se déversent directement dans le milieu naturel sans aucun traitement au préalable dans la plupart des cas s'accroissant en période estivale. Ajoutant à cela les rejets d'eaux usées véhiculées par les oueds qui traversent les centres urbains et qui se déversent en mer, drainant les eaux de ruissellement des terres agricoles, des effluents urbains et industriels (L.E.M., 1998).

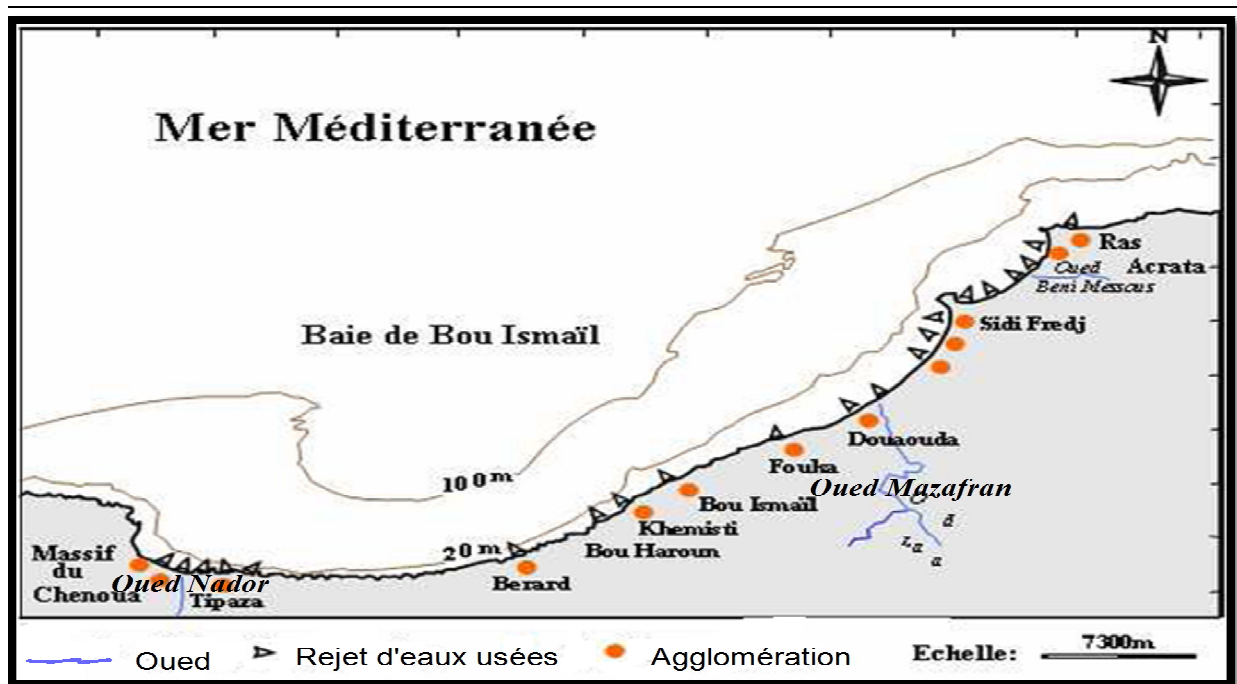


Figure 2-9 : Sources potentielles de pollution dans la baie de Bou Ismail (MATE, 2006).

L'intensification de l'agriculture, répondant aux besoins d'une densité de population de plus en plus croissante, accentue la pollution chimique par les engrais, très utilisés dans la région, en raison de son sol sableux à argilo-siliceux, dont 50% sont directement lessivés vers la mer selon la direction de l'agriculture. Il faut signaler aussi que la baie a été sujette à de nombreux aménagements côtiers qui causent de notables dégâts sur les herbiers et les communautés benthiques par les remblayages incessants et l'apport de matériaux et produits artificiels.

La pollution en baie de Bou-Ismaïl a depuis longtemps été de type domestique car les eaux usées rejetées dans la baie provenaient principalement des agglomérations et des villes côtières ainsi que des complexes touristiques (surtout en période estivale).

Tableau 1: Débit des rejets d'eau usée dans la baie de Bou Ismail (Ministère de l'Aménagement de Territoire et de l'Environnement, 2006).

Communes	Nombre de rejets	Débit (m ³ .j ⁻¹)	Lieu de rejet
Bou-Ismaïl	9	4000	Mer
Bou-Haroun	4	320	Mer
Khemisti	6	400	Oued Khemisti et Mer
Fouka	5	3600	Mer
Douaouda	5	1600	Oued Mazafran et Mer
Tipaza	8	7140	Mer

Tableau 2: Les activités polluantes les plus importantes dans la baie de Bou Ismail (Ministère de l'Aménagement de Territoire et de l'Environnement, 2006).

Dénomination de l'unité	Nature de l'activité	Nature de la pollutiongénérée
SARL RESITECK	Production de peinture bâtiments	Apports importants de métaux lourds, huiles et lubrifiants
ALUFER ALUMINAL	Métallurgie	Chutes d'Aluminium et poussières de Fer
SARL PROCHIMAL	Fabrication des produits d'entretiens	Eaux usées chargées d'éléments chimique, rejets de savons
PLASTRAM	Transformation plastique	Eaux de nettoyage
PFIZER	Fabrication produits vétérinaires	Eaux usées chargées d'éléments chimiques
IMPRIMERIE SHELLIA	Utilisation importante d'encre	Déversement des encres avec les eaux domestiques
TONIC EMBALLAGE	Fabrication de boîte, gobelet	Rejet d'eaux usées domestiques, chutes de cartons, papiers, colorants, matières plastiques
TERRA CERAMIQUE	Production céramique et poteries	Lessivages d'argiles vers la mer

2.4.2 Baie d'Alger

Les constructions illicites et les bidonvilles (surtout avec la migration vers le Nord et le séisme de Zemmouri du 21 Mai 2003) sur la côte algéroise déversent les eaux usées et les déchets ménagers directement en mer. Les eaux usées urbaines renferment des matières en suspension, des matières dissoutes (sels minéraux et substances organiques diverses), des matières minérales, des déchets végétaux, toutes sortes de micro polluants (hydrocarbures, détergents et des bactéries en quantités considérables).

Le littoral d'Alger compte 109 rejets en plus des 24 rejets du port d'Alger pour un volume global journalier de 401.155 m³/j (PAC, 2005).

Pour la baie d'Alger, Tout le long de son pourtour et plus particulièrement dans sa partie Ouest reçoit les rejets urbains, industriels et portuaires de l'agglomération algéroise et des communes environnantes. En effet, le grand Alger forme l'une des plus grandes unités urbaines et industrielles du pays. Celle-ci déverse ses eaux usées urbaines et industrielles directement (émissaires urbains) ou indirectement (oued El-Harrach et le port d'Alger).

2.4.3 Baie de Zemmouri

Au niveau de la baie de Zemmouri se déversent une multitude d'Oueds de nature et d'importances variables, ceux-ci entraînent des apports plus ou moins importants le long des côtes de la baie.

Ces apports actuels peuvent provenir de deux systèmes différents :

- Le système Est : qui est celui de l'Oued Isser, un des plus importants d'Algérie, à grand bassin versant transportant sur une grande distance des matériaux variables (débris solides) : vases, limons, minéraux solides et légers, matières organiques...
- Le système Ouest : qui est celui des petits Oueds côtiers situés à l'Ouest de ZEMMOURI-EL-BEHRI (courbet marine) : O.BOUDOUAOU, O.CORSO, O.BOUMERDES et O.SAFSAF, à débits moins importants et de cours réduit, mais drainant principalement des régions à faciès cristallins d'où des apports (surtout pour les deux derniers oueds) de sables à minéraux variés.

En plus de ces différents matériaux que drainent ces Oueds, des apports en déchets urbains et industriels se déversent en mer soit par les égouts qui débouchent directement sur la mer soit par l'intermédiaire des Oueds surtout après le séisme de Boumerdès (21 Mai 2003), avec la multiplication des bidonvilles sur tout le littoral de Boumerdès à Zemmouri engendrant plus de sources de pollution à la mer.

Chapitre III

Matériel et méthodes

3 Matériel et méthodes

3.1 Sortie en mer

Afin d'obtenir une vue sur l'effet des changements physiques et chimiques induits par des facteurs anthropiques et le changement climatique dans le bassin Algérois dans le cadre du projet MERMEX (Marine Ecosystems Response in the Mediterranean EXperiment) (<http://mERMEX.com.univ-mrs.fr/>). Les prélèvements ont été effectués dans les trois baies du bassin algérois à bord de l'embarcation de l'association « RECIFS » :

- Baie de Bou Ismail (22 juin 2014) : Temps ensoleillé, avec une température de l'air maximale de 26°C et minimale de 21°C. Mer calme pendant toute la journée. Neuf (09) stations ont été effectuées (Figure 3-1) ;
- Baie d'Alger (27 juin 2014) : Temps ensoleillé, avec une température de l'air maximale de 28°C et minimale de 18°C. Mer calme pendant toute la journée. Huit (08) stations ont été effectuées (Figure 3-1) ;
- Baie de Zemmouri (05 juillet 2014) : Temps ensoleillé, avec une température de l'air maximale de 32°C et minimale de 21°C. Mer calme le matin, et agitée début d'après-midi. Six (06) stations ont été effectuées (Figure 3-1).

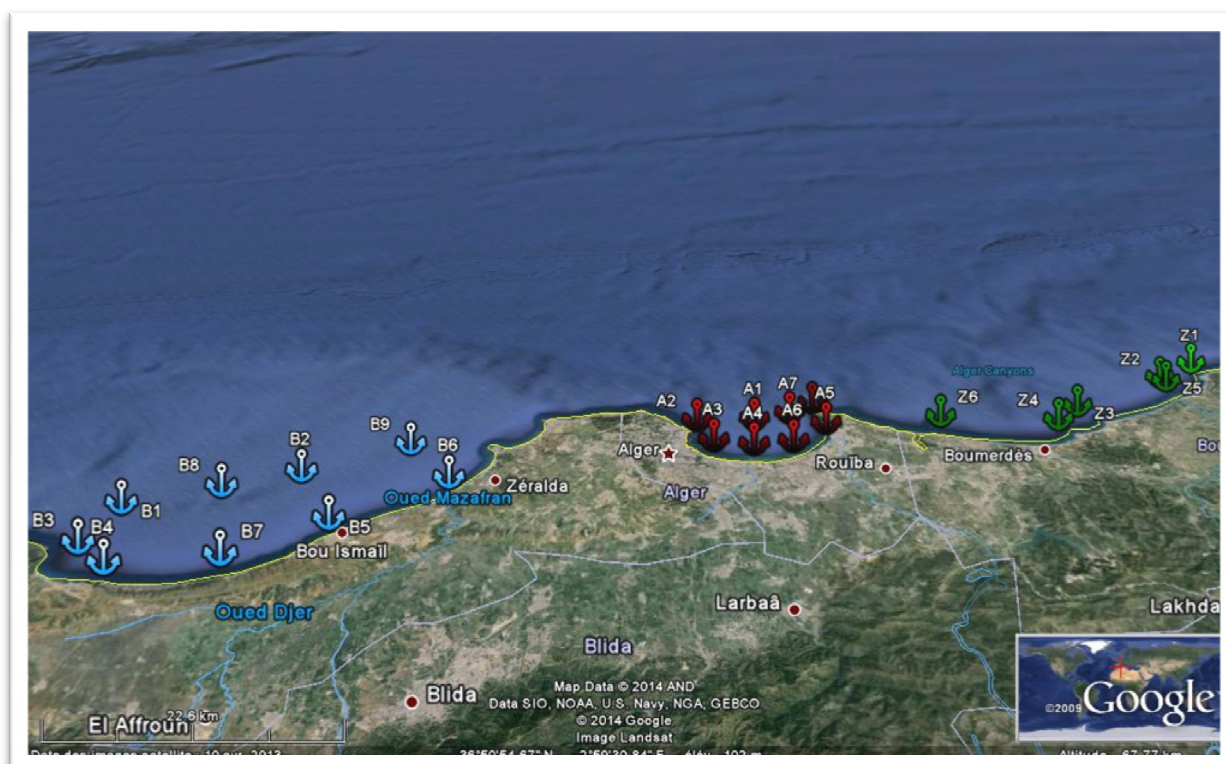


Figure 3-1 : Image satellitaire des trois baies, Bou Ismail, Alger et Zemmouri, et positionnement des stations.

Coordonnées géographiques des stations réalisées ainsi que leurs profondeurs maximales, les profondeurs de prélèvements et les doublons effectués sont données dans l'annexe 1.

3.2 Prélèvement

Lors des sorties en mer, les prélèvements d'eau ont été réalisés à l'aide d'une bouteille de prélèvement de type Niskin d'une capacité de 5l pourvue d'un lest et d'un messenger. Les prélèvements d'eau ont été destinés pour l'analyse des paramètres suivants :

Température, salinité, pH, oxygène dissous, sels nutritifs, chlorophylle, alcalinité, ainsi que le phytoplancton et le zooplancton.

Afin d'éviter toute contamination, notamment par les gaz, l'ordre d'échantillonnage doit être respecté, en commençant par : l'oxygène dissous, l'alcalinité, le pH, la température, la salinité, les sels nutritifs et enfin la chlorophylle. Le port des gants est obligatoire pendant le prélèvement.

Le tableau suivant présente toutes les caractéristiques des flacons utilisés en fonction des paramètres mesurés :

Tableau 3 : Choix du type des flacons et des bouchons en fonction des paramètres mesurés.

Paramètre	Matériel	Bouchage	Volume (ml)
Oxygène	Verre (transparent)	Rodage normalisé avec des bouchons à doigt	Environ 280 ml
Alcalinité	Verre borosilicaté	polyéthylène	500 ml
pH	Plastique	Plastique, à vis	Environ 125ml
Sels nutritifs Chlorophylle Phytoplancton	Plastique	A vis, sans joint	Environ 300ml

Avant les sorties en mer, tout le flaconnage a été préparé et conditionné (lavé à l'eau du robinet, puis à l'eau acidulée (0,1 N), ensuite à l'eau bidistillée, séché à l'étuve et numéroté).

3.3 Mesure des paramètres physico-chimiques

3.3.1 Température et salinité

Les mesures de température et de salinité sont faites in-situ à l'aide d'un conductimètre de terrain de type (WTW) de 0,1 psu de précision, qui affiche en même temps la valeur de la température et celle de la salinité.

Pour effectuer ces mesures, l'électrode du conductimètre est plongée directement dans la bouteille de prélèvement, juste après l'échantillonnage de l'oxygène dissous, l'alcalinité et le pH. Le conductimètre est calibré avant chaque sortie avec des solutions de NaCl à salinités connues (33, 34, 35,36, 37 g/kg).

La calibration du conductimètre sert à corriger les valeurs de salinité mesurées lors de la sortie, à partir de la fonction de la courbe d'étalonnage des salinités vraies en fonction des salinités mesurées (figure 3-2).

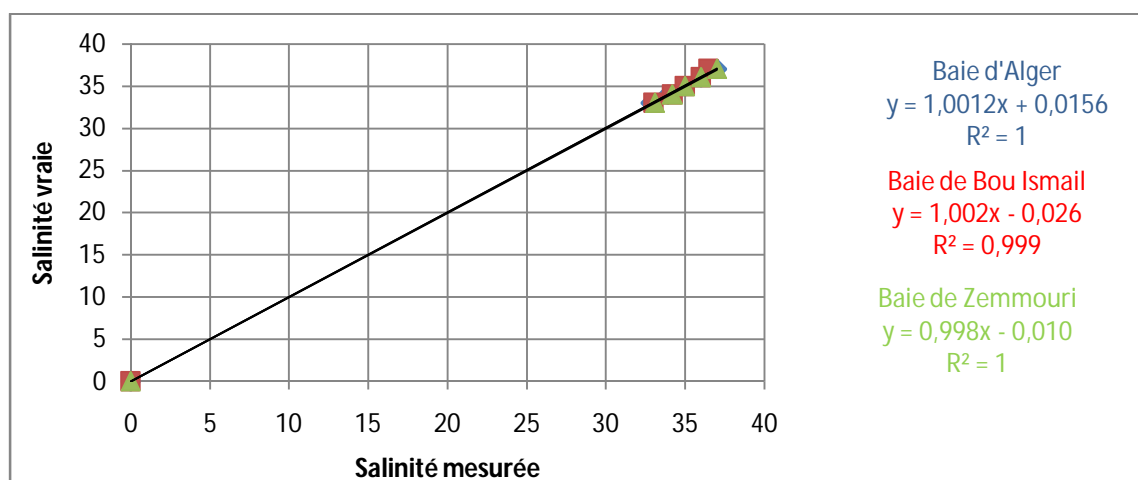


Figure 3-2 : Courbe d'étalonnage des salinités vraies en fonction des salinités mesurées pour les trois baies.

3.3.2 Oxygène dissous

L'oxygène dissous est un paramètre important du milieu, qui gouverne la majorité des processus biologiques des écosystèmes aquatiques.

3.3.2.1 Principe de la méthode

La méthode utilisée pour la mesure de l'oxygène dissous est celle proposée par Winkler (1888). Elle exploite la capacité d'un sel de manganèse à réagir en milieu fortement basique avec l'oxygène dissous de l'échantillon. En abaissant le pH de cette réaction, les ions iodure préalablement ajoutés dans le réactif, vont produire de l'iode. Ce dernier composé est dosé par une solution étalonnée de thiosulfate. Le détail des réactions d'oxydo-réduction ainsi que les méthodes de préparation du thiosulfate et les réactifs sont représentées dans (l'annexe 2).

3.3.2.2 Prélèvement

Des mesures de précaution sont prises lors du prélèvement, afin d'éviter tout contact entre l'échantillon et l'atmosphère. Pour cela il est nécessaire de refaire le prélèvement en cas d'ouverture de la bouteille lors de sa remontée. L'échantillonnage pour l'analyse de l'oxygène dissous doit impérativement être effectué dès la remontée de la bouteille Niskin, et avant tout autre prélèvement. La difficulté réside dans le remplissage du flacon de prélèvement, au cours duquel des bulles d'air risquent de rester emprisonnées s'il est effectué un remplissage trop turbulent, ce qui aura pour conséquence de fausser les résultats. C'est notamment pour ces raisons qu'il est important de remplir le flacon à partir du fond et en débordement à l'aide d'un tuyau en silicone. Après échantillonnage, l'oxygène est immédiatement fixé avec 2ml du réactif 1 ($MnCl_2$), ensuite 2ml du réactif 2 ($NaOH, NaI$). (Figure 3-3).



Figure 3-3 : Echantillonnage de l'oxygène dissous, et aspect du flacon après fixation.

3.3.2.3 Principe du dosage

L'analyse des échantillons est effectuée par titrimétrie avec détection du point d'équivalence par une méthode potentiométrique avec utilisation d'un titrateur automatique (Schott TitroLine à burette automatique). Cet appareil est muni d'une électrode Redox de mesure, ainsi qu'un agitateur magnétique pour assurer l'homogénéisation de la solution à titrer.

3.3.2.4 Mode de dosage

Le dosage de l'oxygène est effectué dès le retour au laboratoire, (après minimum 6h du moment de prélèvement). Le mode de dosage est décrit dans l'Annexe 2.

La concentration de l'oxygène dissous est calculée par l'équation suivante :

$$O_2 \text{ (mol/l)} = \frac{Nt * (Veq - b)}{(Vf - Vr) * 4} \quad (\text{éq 1})$$

Nt : titre du thiosulfate (mol/l).

Veq : volume de thiosulfate consommé par l'échantillon pour la titration (ml).

b : blanc chimique (ml)

V_f : volume du flacon d'échantillonnage (ml).

V_r : volume de réactifs introduits (R1 + R2) (ml).

3.3.2.5 Détermination du blanc chimique et le titre de Thiosulfate

Vu que c'est une solution instable, avant chaque série de dosage d'oxygène, le thiosulfate est titré trois fois régulièrement afin de déterminer sa concentration et le blanc des

réactifs utilisés (influence des impuretés contenues dans les réactifs) avant chaque série de dosage et à chaque nouvelle préparation de réactifs.

- Mesurer dans une éprouvette 100ml d'eau distillée, puis le transvaser dans un bécher.
- Ajouter 3 ml du réactif 3 (acide sulfurique), 2ml du réactif 2 (Solution basique d'iodure NaI) et 2 ml du réactif 1 (Chlorure de manganèse $MnCl_2$).
- Ajouter 1ml de solution de KIO_3 à 0,1N.
- Titrer immédiatement par le thiosulfate. Soit V_{eq1} le volume au point d'équivalence et V_f le volume total de thiosulfate ajouté.
- Ajouter à nouveau 1 ml de KIO_3 à 0,1N, et titrer. Soit V_2 le volume au point d'équivalence pour la deuxième addition de KIO_3 .

La différence ($B = V_{eq1} - V_{eq2}$) donne la valeur du blanc chimique, avec $V_{eq2} = V_2 + (V_f - V_{eq1})$.

Si le blanc est positif, les réactifs contiennent de l'iode.

Si le blanc est négatif, des impuretés contenues dans les réactifs piègent l'iode contenu dans le KIO_3 ajouté.

La concentration de thiosulfate est déterminée comme suit :

$$N_{thio} (mol.l^{-1}) = \frac{N_{KIO_3} * V_{KIO_3}}{V_{thio} - B} \quad (\text{éq 2})$$

V_{thio} : volume moyen de thiosulfate (ml). (Obtenu par la moyenne des volumes de thiosulfate V_{eq1} ajouté dans chaque test).

V_{KIO_3} : volume de KIO_3 utilisé pour la standardisation (ml).

N_{KIO_3} : concentration de KIO_3 (mol/l).

N_{thio} : concentration de thiosulfate (mol/l).

B : blanc chimique (ml).

3.3.2.6 Test de reproductibilité

Pour évaluer la méthode d'échantillonnage ainsi que la régularité lors de la manipulation, on a effectué plusieurs doublons sur des stations à des profondeurs différentes. La moyenne des écarts entre les doublons pour chaque baie est la suivante :

- Baie de Bou Ismail : pour 5 doublons, la moyenne est de $0,58 \pm 0,29 \mu mol.l^{-1}$.
- Baie d'Alger : pour 3 doublons, la moyenne est de $3,46 \pm 1,38 \mu mol/l$.
- Baie de Zemmouri : pour 2 doublons, la moyenne est de $1,64 \pm 1,42 \mu mol/l$.

Les calculs des erreurs relatives sont présentés dans l'Annexe 2. Dans le cas où l'erreur sur le volume des réactifs ajouté n'est pas prise en considération, la moyenne des erreurs calculée sur l'oxygène sera de :

- Baie d'Alger : $1,055\% \pm 0,0003$;
- Baie de Zemmouri : $0,98\% \pm 0,0002$;
- Baie de Bou Ismail : $1,052\% \pm 0,00065$.

L'ajout des réactifs pour la fixation de l'oxygène a été fait à l'aide de seringues de 0,2 ml de précision, afin de minimiser l'erreur sur le volume total de l'échantillon, il est recommandé d'utiliser un autre système plus précis.

3.3.2.7 Calcul de l'UAO

Le calcul de l'UAO (Utilisation Apparente de l'Oxygène) est donné par l'équation suivante :

$$\text{UAO } (\mu\text{mol.kg}^{-1}) = [\text{O}_2]^* - [\text{O}_2] \quad (\text{éq 3})$$

Avec :

[O₂] : concentration de l'oxygène mesuré dans l'eau de mer en $\mu\text{mol.kg}^{-1}$.

[O₂]*: l'oxygène à saturation en $\mu\text{mol.l}^{-1}$, calculé en fonction de la température en degré Kelvin et de la salinité, à partir du polynôme de Weiss (1970) (voir Annexe 2).

3.3.2.8 Le pourcentage d'oxygène dissous

Le pourcentage d'oxygène dissous par rapport à la saturation se calcule selon l'équation suivante (Aminot, et al., 1983):

$$O_2\% = \frac{\text{Concentration mesurée d'oxygène dissous}}{\text{Solubilité (oxygène à saturation)}} * 100 \quad (\text{éq 4})$$

$O_2\% > 100\%$: eau sursaturée en O₂.

$O_2\% = 100\%$: eau saturée en O₂.

$O_2\% < 100\%$: eau sous-saturée en O₂.

3.3.3 Mesure du pH

L'échantillonnage du pH a été fait après celui de l'oxygène et de l'alcalinité, dans des petits flacons en plastique. L'échantillon est immédiatement fixé en injectant 100 μ l de chlorure de mercure saturé (HgCl₂), et conservé dans le frigo à 4°C. Lors de la mesure du pH, les flacons sont mis dans un bain thermostaté avec le tampon TRIS.

3.3.3.1 Appareillage

Le pH est mesuré à l'aide d'un pH-mètre de type WTW, muni d'une électrode de pH combinée, d'une précision de 0,001 unité de pH, et 0,1mV de potentiel, et une précision de 0,1°C sur la température.

3.3.3.2 Etalonnage de l'appareil

Avant chaque mesure de pH, il est nécessaire de faire un étalonnage de l'appareil, (puisque la réponse de l'électrode de verre ne suit pas toujours rigoureusement la loi de Nernst (pente= $\Delta E/\Delta pH = 2,303 RT/F$), pour cela il est nécessaire d'effectuer un contrôle

avec deux solutions étalons à pH connu, pH=4 et pH= 7, et évaluer chaque jours **la qualité de l'électrode**.

Mais la difficulté de la mesure du pH en milieu marin consiste dans le fait que l'eau de mer a une force ionique (environ 0,7 mV), et il en résulte une variation du potentiel de jonction lorsque l'on passe d'un électrolyte dilué, à un concentré comme l'eau de mer.

Les mesures de pH ne sont donc correctes que si la solution de pH inconnu ne diffère pas trop de la solution étalon, en particulier du point de vue ionique.

Pour cela une correction secondaire selon Dickson (1994) doit être faite à l'aide d'une solution étalon TRIS à salinité connue proche de celle des échantillons (voir Annexe 3).

Le TRIS sert à corriger les valeurs du pH mesuré par l'électrode. Son pH varie selon la température et sa salinité. Le pH du TRIS est calculé par la formule proposée par Dickson (1994) :

$$\text{pH}(s) = \frac{11997 + 3,7669 * S + 0,00178 * S^2}{T} - 381,3088 - 0,011634 * S + 67,63163 \ln T - 0,121538T - \log(1 - 0,00106 * S) \quad (\text{éq 5})$$

pH(s) : pH du TRIS préparé.

S : salinité en g/kg du tampon.

T: température en degré Kelvin.

3.3.3.3 La qualité de l'électrode

Pour évaluer la qualité de l'électrode, deux méthodes sont possibles :

A- En utilisant les deux solutions étalon à pH=4 et à pH=7

On calcule la qualité de l'électrode par l'équation suivante :

$$\text{Qualité de l'électrode} = \frac{\text{pente calculée}}{\text{pente théorique}} * 100 \quad (\text{éq 6})$$

Pente calculée = ($\Delta E / \Delta \text{pH}$), qui s'affiche sur le pH mètre vers la fin de l'étalonnage.

ΔE : la différence de potentiel entre la solution standard à pH = 7 et celle à pH = 4.

ΔpH : la différence entre le pH mesuré de la solution à pH = 7 et celle à pH = 4.

Pente théorique ou pente idéale de Nernst = $RT \ln 10 / F$ (R : constante des gaz parfaits, T : température (K), F : constante de Faraday = 96500 cb)

La valeur de l'erreur doit être comprise entre 99,7% et 100,3% pour que la qualité de la sonde de pH soit acceptable.

B- En utilisant les deux solutions étalon de DICKSON à salinité proche de l'eau de mer (l'AMP et le TRIS)

Dans ce deuxième cas, La pente calculée est donnée par l'équation suivante :

$$\text{pente calculée} = \frac{E_{AMP} - E_{TRIS}}{pH_{TRIS} - pH_{AMP}} \quad (\text{éq 7})$$

Avec :

- E_{AMP} : différence de potentiel dans la solution AMP.
- E_{TRIS} : différence de potentiel dans la solution TRIS.
- pH_{AMP} : pH de l'AMP calculé par l'équation de Dickson (1994) en fonction de la température et de la salinité comme suit :

$$pH_{AMP} = (111,35 + 5,44875 * S) * \frac{1}{T (K^{\circ})} + 41,6775 - 0,015683 * S - 6,20815 \\ * \ln(T(K^{\circ})) - \log_{10}(1 - 0,00106 * S)$$

- pH_{TRIS} : pH du TRIS calculé en fonction de la température et la salinité par l'équation 5.

Pour la préparation des solutions AMP et Tris se référer à l'Annexe 3.

La réponse de l'électrode peut ainsi être calculée par l'équation suivante :

$$\text{Qualité de l'électrode} = \left(\frac{\text{pente calculée}}{\text{pente théorique}} - 1 \right) * 100 \quad (\text{éq 8})$$

La valeur obtenue ne doit pas dépasser les 0,3%.

Le tableau 4 présente les résultats obtenus lors de l'évaluation de la qualité de l'électrode avant et après les mesures de pH.

Tableau 4: Tests de la Qualité de l'électrode avant et après les mesures de pH.

	Méthode (Tris-AMP)	Méthode (étalons pH ₄ et pH ₇)
Avant l'analyse	0,10%	99,89%
Après l'analyse	0,08%	99,91%

3.3.3.4 Mesure du pH

Le pH est un paramètre qui est influencé par la température, c'est pour cette raison que les échantillons et le TRIS doivent être à la même température, et ce par le biais d'un bain thermostaté. Comme cela a été mentionné auparavant, le pH-mètre doit être étalonné avant chaque série de mesure.

La mesure se fait comme suit :

- Plonger l'électrode dans le TRIS, en mentionnant la valeur du pH, la différence de potentiel ainsi que la température.
- Sans la rincer, (juste en essuyant), on introduit l'électrode de pH dans les échantillons, et on mentionne ainsi la valeur du pH, la différence de potentiel, et la température.

Vérifier toujours que le TRIS et les échantillons soient à la même température.

La valeur de pH des échantillons est calculée par rapport au TRIS d'après la formule de Dickson (1994) :

$$\text{pH}(x) = \text{pH}(s) + \frac{E_s - E_x}{R * T * \text{Ln}10/F} \quad (\text{éq } 9)$$

pH (x) : pH de l'échantillon.

pH (s) : pH du tampon TRIS calculé à la température de mesure.

E_s : Différence de potentiel mesuré pour le tampon Tris en (V).

E_x : Différence de potentiel mesuré pour l'échantillon de l'eau de mer en (V).

R : Constante des gaz parfaits ($R=8.3143 \text{ J.K}^{-1}.\text{mol}^{-1}$).

T : Température en Kelvin.

F : Constante de faraday ($96\,487 \text{ C.mol}^{-1}$).

3.3.4 Dosage de l'alcalinité totale

L'échantillonnage pour le dosage de l'alcalinité est réalisé directement après celui de l'oxygène dissous, dans des flacons en verre borosilicaté de 500 ml. L'échantillon est immédiatement fixé avec 100µl de chlorure de mercure (HgCl₂), et est conservé au frais.

Comme pour l'oxygène lors de l'échantillonnage il faut éviter toute contamination avec l'air atmosphérique, les flacons sont donc remplis abondamment. Les dosages ont été effectués 2 mois après les sorties sur terrain.

3.3.4.1 Principe

Cette méthode consiste à acidifier un volume connu (100 ml) d'échantillon d'eau de mer par un titrant (HCl 0,1 N) jusqu'à obtention d'un pH égale à 3. Ainsi les valeurs du pH sont déterminées après chaque addition du titrant et le point d'équivalence est calculé par linéarisation de la fonction de Gran entre pH 4,5 et 3. La préparation du titrant et du blanc est représentée dans l'annexe 4.

3.3.4.2 Etalonnage de la mesure de l'alcalinité

Afin de corriger les mesures d'alcalinité, on a utilisé les standards CRM (étalons de référence certifiés) pour la mesure du système des carbonates, qui a une salinité de 33,621PSU avec une alcalinité totale de $2241,35 \pm 1,11 \mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$ ($2289,44 \mu\text{mol}\cdot\text{l}^{-1}$). Lors du dosage, l'acide HCl a été changé pour chaque baie, les résultats des tests sur les flacons standards CRM (chaque flacon a été dosé 3 fois) sont présentés dans la figure 3-4.

Pour chaque acide HCl, on fait trois tests de mesure d'alcalinité sur les standards CRM, on calcule la moyenne entre les trois mesures et on calcule l'écart par rapport à la valeur vraie du standard (BATCH 131), cet écart sert à corriger les mesures d'alcalinité des échantillons des effets de l'utilisation de la cellule ouverte et de l'exactitude de la concentration de l'acide HCl.

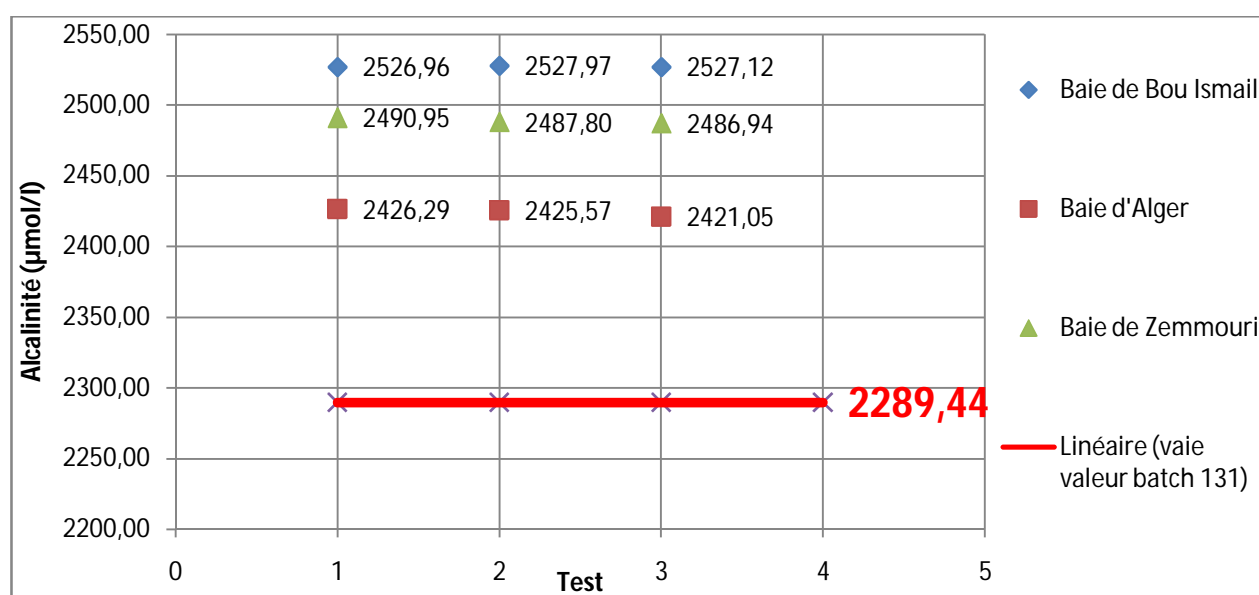


Figure 3-4: Résultats des tests de mesure d'alcalinité sur l'étalon CRM (batch 131).

3.3.4.3 Procédé de dosage

- ❖ Mesurer 100 ml de l'échantillon à l'aide d'une éprouvette graduée (sauf pour les échantillons de la baie de Zemmouri on a utilisé une fiole de 100 ml) et transvaser dans un bécher de 250 ml.
- ❖ Introduire un barreau magnétique, une électrode de pH (d'une précision de 0,001 unité de pH) et noter le pH de départ.
- ❖ Sous agitation modérée, ajouter de l'acide en commençant par des incréments de 0,5 ml dans l'échantillon, dès que la valeur du pH avoisine les 4,5 ; ajouter des incréments de 0,02 ml tout en notant le pH.
- ❖ Arrivé à pH égal à 3, suffisamment d'acide est ajouté, et le dosage est terminé, la courbe de titrage peut être tracée.

Afin d'obtenir une bonne précision et une bonne reproductibilité, il faut avoir suffisamment de points (30 à 45) dans la courbe de Gran.

3.3.4.4 Tests de reproductibilité

Avant de commencer les dosages des échantillons prélevés, différentes mesures ont été effectuées sur des échantillons d'eau de mer fixée au chlorure de mercure, afin de tester la reproductibilité et d'optimiser la méthode de dosage. (Les résultats des tests sont représentés dans le tableau de l'annexe 4).

3.3.4.5 Expression des résultats

L'alcalinité totale (AT) est définie selon (Dickson, et al., 2007) comme suit :

$$AT = [\text{HCO}_3^-] + 2[\text{CO}_3^{2-}] + [\text{B}(\text{OH})_4^-] + [\text{OH}^-] + [\text{HPO}_4^{2-}] + 2[\text{PO}_4^{3-}] + [\text{SiO}(\text{OH})_3^-] + [\text{NH}_3] + [\text{HS}^-] + \dots - [\text{H}^+]_F - [\text{HSO}_4^-] - [\text{HF}] - [\text{H}_3\text{PO}_4] - \quad (\text{éq } 10)$$

Au point équivalent on aura (Dickson, et al., 2007):

$$[\text{H}^+]_F + [\text{HSO}_4^-] + [\text{HF}] + [\text{H}_3\text{PO}_4] = [\text{HCO}_3^-] + 2[\text{CO}_3^{2-}] + [\text{B}(\text{OH})_4^-] + [\text{OH}^-] + [\text{HPO}_4^{2-}] + 2[\text{PO}_4^{3-}] + [\text{SiO}(\text{OH})_3^-] + [\text{NH}_3] + [\text{HS}^-] \quad (\text{éq } 11)$$

Si on ignore les espèces mineures dans cette équation, la concentration des ions hydrogène C_{H^+} est donnée par l'équation suivante (Dickson, et al., 2007):

$$C_{H^+} = [\text{H}^+]_F + [\text{HSO}_4^-] + [\text{HF}] + [\text{H}_3\text{PO}_4] - [\text{HCO}_3^-] - 2[\text{CO}_3^{2-}] - [\text{B}(\text{OH})_4^-] - [\text{OH}^-] - [\text{HPO}_4^{2-}] - 2[\text{PO}_4^{3-}] - [\text{SiO}(\text{OH})_3^-] - [\text{NH}_3] - [\text{HS}^-] \quad (\text{éq } 12)$$

Avant l'ajout de l'acide à l'échantillon d'eau de mer, la concentration des ions H^+ est donnée par (Dickson, 1981):

$$[\text{H}^+] = -AT \quad (\text{éq } 13)$$

- $[\text{H}^+]$: concentration des ions H^+ .
- **AT**: alcalinité totale de l'échantillon.

Après l'ajout de l'acide à l'échantillon d'eau de mer (Figure 3-6), la concentration des ions H^+ à n'importe quel point lors de la titration est donnée par :

$$[\text{H}^+] = \frac{[\text{HCl}] * V_{\text{HCl}} - AT * V_0}{V_0 + V_{\text{HCl}}} \quad (\text{éq } 14)$$

- $[\text{H}^+]$: concentration des ions H^+ au cours de la titration.
- **[HCl]**: la concentration de l'acide HCl.
- **V_{HCl}**: volume de l'acide HCl ajouté.
- **V₀**: volume de l'échantillon. ; **AT**: alcalinité totale de l'échantillon.

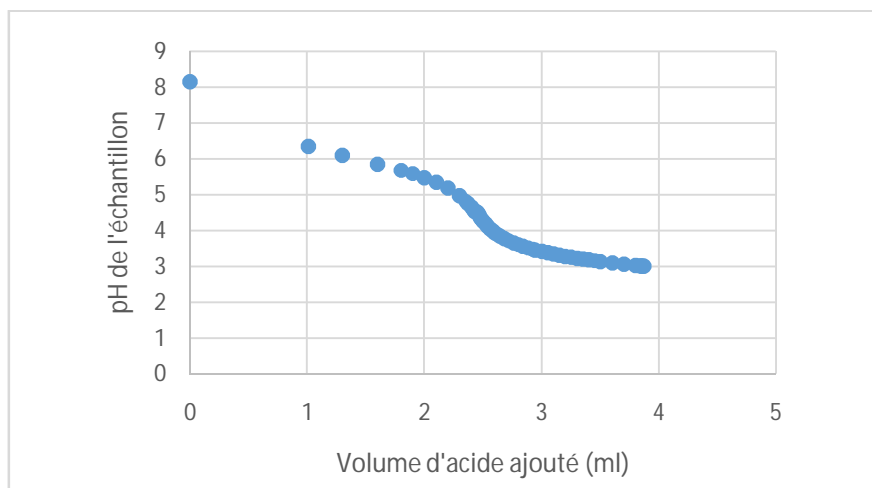


Figure 3-5: Courbe de titrage pour l'alcalinité totale : pH en fonction du volume ajouté.

3.3.4.6 Fonction de Gran

Les données de titrage peuvent être traitées en utilisant une fonction modifiée de Gran. Au-delà du point équivalent, la courbe de titrage (la concentration en ions hydrogène en fonction du volume d'acide ajouté) est une droite. L'extrapolation de cette portion rectiligne de pH 4,5 et 3,0 permet de déterminer sur la courbe le point (V_{eq}) correspondant à l'AT de l'échantillon.

Selon Copin-Montegut (1996), Gran (1952) a considéré qu'au-delà du point d'équivalence, la concentration en ions HCO_3^- devient rapidement négligeable comme le sont déjà depuis longtemps les autres espèces CO_3^{2-} , $B(OH)_4$ et OH^- .

A partir de l'équation (14), la concentration des ions H^+ à tout moment du dosage est donnée par :

$$[H^+] = 10^{-pH} = \frac{(C_{HCl} * V_{HCl}) - (AT * V_0)}{V_0 + V_{HCl}} \quad (\text{éq } 15)$$

$$(V_0 + V_{HCl}) * 10^{-pH} = (C_{HCl} * V_{HCl}) - (AT * V_0) \quad (\text{éq } 16)$$

$$G = (V_0 + V_{HCl}) * 10^{-pH} \quad (\text{éq } 17)$$

- **G** : la fonction de Gran, est donc égale au nombre de protons libres en solution.
- **V_0** : volume initial de l'échantillon.
- **V_{HCl}** : volume de l'acide ajouté.

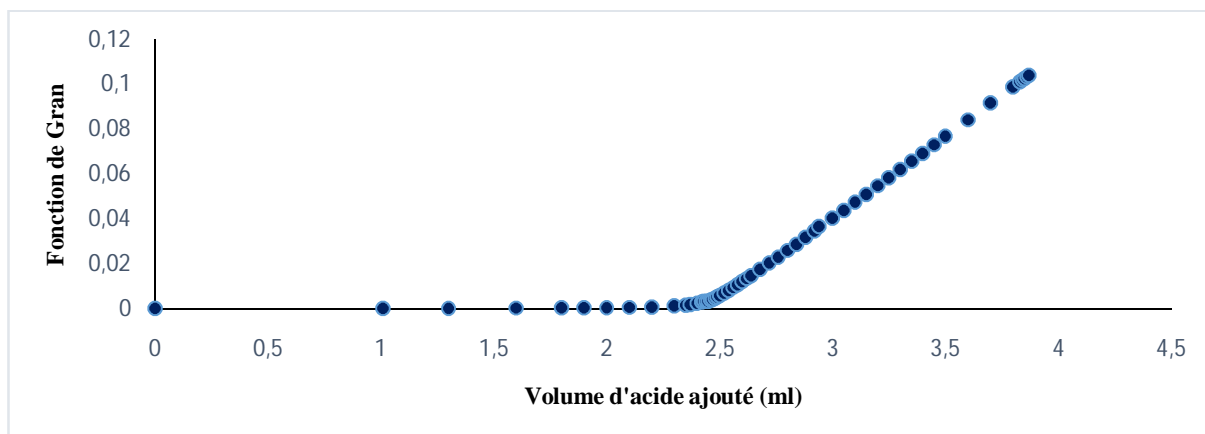


Figure 3-6: Fonction de Gran en fonction du volume d'acide ajouté.

L'extrapolation à l'origine de la droite permet de déterminer V_{eq} , volume d'acide nécessaire pour neutraliser l'alcalinité totale initiale .

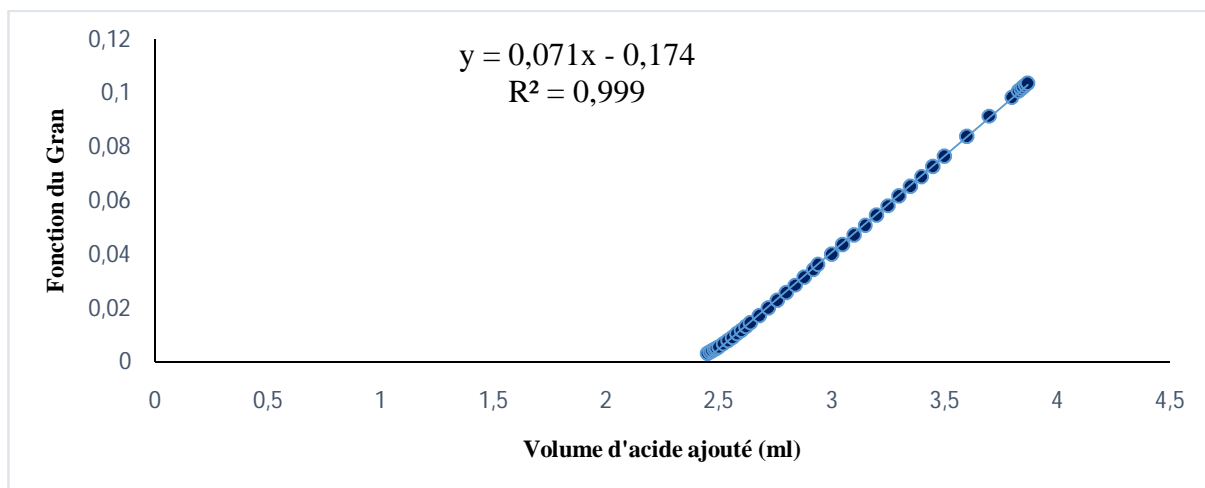


Figure 3-7 : Détermination du point équivalent par la méthode de Gran

A ce point on a $G=0$ donc on aura : $(C_{HCl} * V_{eq}) - (AT * V_0) = 0$ (éq 18)

Donc : $AT = \frac{V_{eq}}{V_0} * [HCl] \dots$ (éq 19) Avec : $V_{eq} = \frac{b}{a}$ (éq 20)

- **AT** : alcalinité totale.
- **V_{eq}** : volume d'acide nécessaire pour neutraliser l'alcalinité totale initiale.
- **[HCl]** : le titre de l'acide.
- **a&b** : respectivement la pente et l'ordonné à l'origine de la fonction de Gran (Figure 3-8).

3.3.4.7 Calcul mathématique régissant l'équilibre des carbonates

Le système des carbonates contient plusieurs inconnus, parmi eux, quatre seulement sont mesurables en pratique, à savoir le pH, l'alcalinité totale AT, la pression partielle en CO₂ et le carbone inorganique dissous TCO₂ (Copin-Montégut, 1996). Dans ce travail, on a mesuré le pH et l'AT, et on a calculé les paramètres suivants : [H⁺], alcalinité des carbonates AC, [HCO₃⁻], [CO₃²⁻], TCO₂, [CO₂*], *f*_{CO₂}.

Le calcul de ces paramètres est effectué à partir du pH et AT déjà mesurés et les concentrations de sels nutritifs (phosphates, silicates et ammonium), et les constantes de dissociations de Mehrbach (1973) mais en échelle totale du pH selon Lueker et al (2000), à l'aide du programme FORTRAN développé au sein de l'équipe IMBM du LCVRM de l'ENSSMAL. Les équations sont indiquées dans l'annexe 3.

3.3.5 Les flux air-mer

3.3.5.1 Calcul de flux total d'oxygène

Le flux total d'oxygène est calculé à la surface, à partir de la relation suivante (Wanninkhof, 1992) :

$$F_{O_2} = K_T * 0,24 * \rho * ([O_2] - [O_2^*]) \dots (\text{éq 21})$$

- *F*_{O₂}: Flux air-mer d'oxygène en mmol/m/j.
- ρ : Densité en kg/l.
- [O₂]: Concentration d'oxygène mesurée en $\mu\text{mol.kg}^{-1}$.
- [O₂*]: Solubilité d'oxygène calculée en $\mu\text{mol.kg}^{-1}$.
- 0,24: Facteur de conversion de cm.h⁻¹ en m.j⁻¹.
- *K*_T: Coefficient d'échange gazeux en cm.h⁻¹ calculée selon Wanninkhof (1992) avec :

$$K_T = f * u^2 * \sqrt{\left(\frac{589}{Sc}\right)} \dots (\text{éq 22})$$

- *f* : Facteur de proportionnalité (*f*= 0,31).
- *u* : Vitesse de vent en m.s⁻¹.
- Sc : Nombre de Schmidt, il est calculé selon Wanninkhof (1992) avec :

$$Sc = A - BT + CT^2 - DT^3$$

- T : Température mesurée en °C.
- A, B, C et D : Coefficients expérimentés et utilisés pour le calcul du nombre de Schmidt dans l'eau de mer pour l'oxygène dissous (annexe 2).

3.3.5.2 Calcul de flux total de dioxyde de carbone

Le flux total de dioxyde de carbone est calculé à la surface, à partir de la relation fondamentale de (Wanninkhof, 1992) :

$$F_{CO_2} = K_T * 0,24 * \rho * \alpha_{CO_2} (p_{CO_2(mer)} - p_{CO_2(air)}) \dots \text{(éq 23)}$$

- F_{O_2} : Flux air-mer de dioxyde du carbone en $\text{mmol.m}^{-2}.\text{j}^{-1}$.
- ρ : Densité en kg/l .
- α_{CO_2} : Coefficient de solubilité du CO_2 en $\mu\text{mol/kg}/\mu\text{atm}$.
- $p_{CO_2(mer)}$: Pression partielle de CO_2 de la couche de surface en μatm .
- $p_{CO_2(air)}$: Pression partielle de CO_2 de l'air en μatm . (394,44 μatm , NOAA).
- 0,24: Facteur de conversion.
- K_T : Coefficient d'échange gazeux en cm.h^{-1} calculée selon Wanninkhof (1992) avec :

$$K_T = f * u^2 * \sqrt{\left(\frac{660}{Sc}\right)}$$

- f : Facteur de proportionnalité. $f= 0,31$.
- u : vitesse de vent en m.s^{-1} .
- Sc : Nombre de Schmidt, il est calculé selon Wanninkhof (1992) avec :

$$Sc = A - BT + CT^2 - DT^3 \dots \text{(49)}$$

- T : Température mesurée en $^{\circ}\text{C}$.
- A, B, C et D : Coefficients expérimentés et utilisés pour le calcul du nombre de Schmitt dans l'eau de mer pour l'oxygène dissous (annexe 2).

Remarque :

La répartition spatiale des résultats obtenus est effectuée à l'aide d'un logiciel de traitement de données *Ocean Data View* (2013).

Chapitre IV

*Résultats et
discussions*

4 Résultats et discussions

Les résultats de mesure des paramètres physicochimiques obtenus lors des sorties sur terrain dans les trois baies sont reportés sur les tableaux dans l'Annexe 5 sous forme de valeurs moyennes et extrêmes.

Pour bien comprendre les processus se déroulant dans la zone côtière, nous rappelons les principaux facteurs influençant le système des carbonates (pH, AT)

Tableau 5 : facteurs influençant l'alcalinité ainsi que le pH de l'eau de mer en zone côtière (Copin-Montegut, 1996)

	Diminution d'AT	Pas de changement d'AT	Augmentation d'AT
Diminution du pH	Calcification : consommation de CO_3^{2-} et libération de CO_2 « contre pompe des carbonates »	Respiration et dégradation de la matière organique : consommation d' O_2 et libération de CO_2	Parfois les apports côtiers selon leurs nature : avec une diminution de la salinité
Augmentation du pH	/	Photosynthèse : consommation de CO_2 et libération d' O_2	Dissolution des carbonates calcium : consommation de CO_2 et libération du CO_3^{2-}

En réalité la calcification est indissociable de l'activité photosynthétique car elle nécessite un apport d'énergie. Puisque la formation du carbone organique provoque une baisse de la pCO_2 , tandis que la formation du $CaCO_3$ provoque une augmentation de la pCO_2 , le rapport *photosynthèse/respiration* est d'après (Copin-Montegut, 1996) est d'environ **0,6**.

4.1 Hydrologie des baies

4.1.1 Baie de Bou Ismail

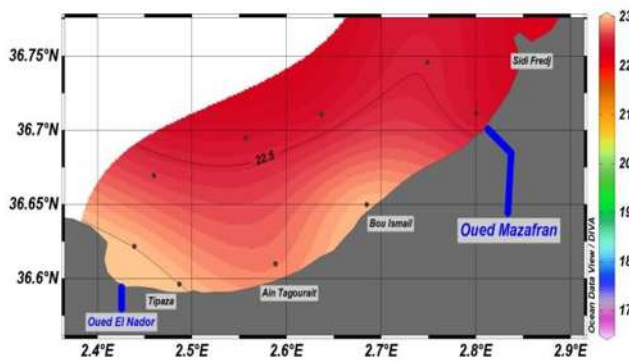


Figure 4-1 : Distribution horizontale de la température (°C) dans les eaux de surface de la baie de Bou Ismail.

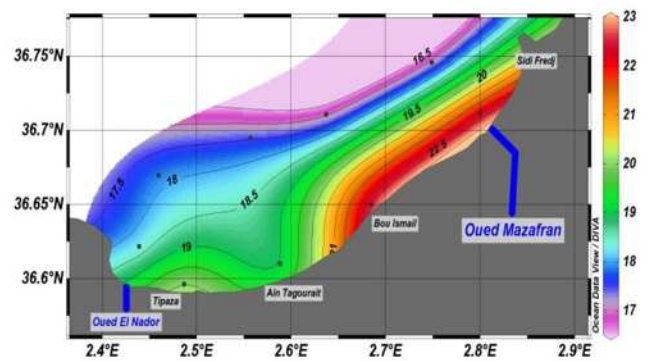


Figure 4-2: Distribution horizontale de la température (°C) dans les eaux de fond de la baie de Bou Ismail.

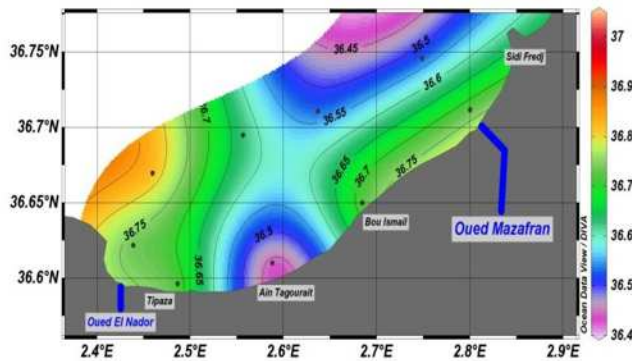


Figure 4-3 : Distribution horizontale de la Salinité dans les eaux de surface de la baie de Bou Ismail.

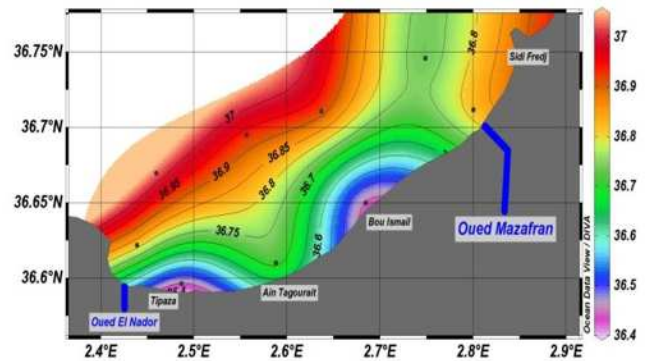


Figure 4-4 : Distribution horizontale de la Salinité dans les eaux de fond de la baie de Bou Ismail.

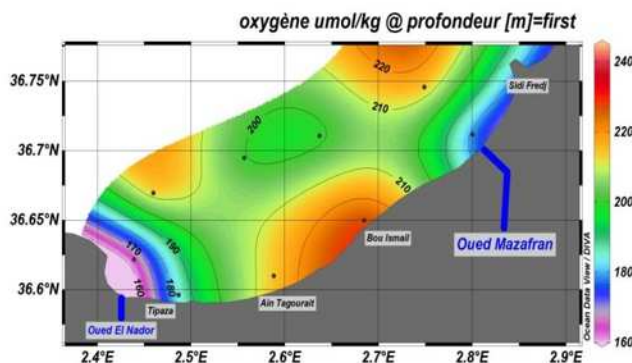


Figure 4-5 : Distribution horizontale de l'oxygène dissous ($\mu\text{mol/kg}$) dans les eaux de surface de la baie de Bou Ismail.

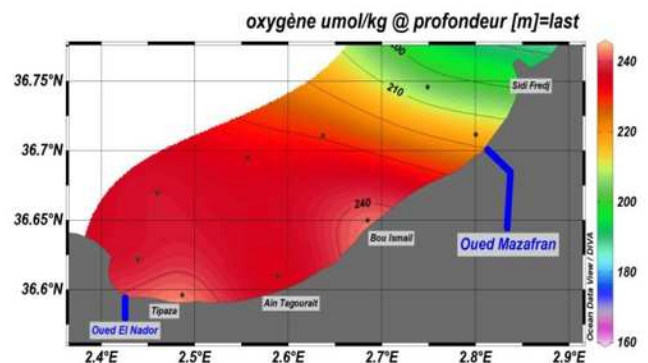


Figure 4-6 : Distribution horizontale de l'oxygène dissous ($\mu\text{mol/kg}$) dans les eaux de fond de la baie de Bou Ismail.

Les valeurs de température « *in situ* » observées dans la baie de Bou Ismail varient entre 16,9 et 23°C avec une moyenne de $21,02 \pm 1,79^\circ\text{C}$. De façon générale, les températures mesurées reflètent les températures saisonnières de l'air en relation avec les conditions météorologiques de la région (23,1°C en moyenne pour le mois de Juin, 26°C le jour du prélèvement ONM) (voir annexe 5, figure température/précipitations 2014). Dans la couche de surface, il n'y a pas de variation notable de température et on observe un gradient décroissant surface - fond (figure 4-1 et figure 4-2).

Les valeurs de la salinité « *in situ* » observées dans la baie de Bou Ismail, varient dans un intervalle compris entre 36,42 et 37,02 avec une moyenne de $36,68 \pm 0,14$.

En surface, la salinité varie peu (36,42 à 36,82), on ne voit pas vraiment l'influence des apports d'eaux douces des deux oueds Mazafran et Nadour (figure 4-3). Les valeurs les plus faibles en salinité sont observées en face des grandes agglomérations (Bou Haroun, Bou Ismail et Tipaza) ce qui est probablement dû aux apports des eaux usées douces. On peut noter aussi une augmentation de la salinité avec la profondeur jusqu'à un maximum de 37,02 dans les eaux du large de la baie de Bou Ismail qui correspondent aux températures les plus faibles (16,9 et 18,9°C), ce sont probablement des eaux de sub-surface méditerranéennes, provenant d'une résurgence côtière. (Figure 4-4 et figure 4-2).

En effet, la salinité des eaux méditerranéennes est plus élevée par rapport aux eaux atlantiques qui présentent une salinité de 36,15 à 36,18 au détroit de Gibraltar (Obaton, 1998). On est donc en présence d'une eau de mélange soumise à une influence des conditions météorologiques (forte évaporation) et localement influencée par les apports côtiers saisonniers.

Les valeurs de l'oxygène dissous observées dans la baie de Bou Ismail varient entre $161,9 \mu\text{mol.kg}^{-1}$ et $242,8 \mu\text{mol.kg}^{-1}$ avec une moyenne de $215,6 \pm 15,5 \mu\text{mol.kg}^{-1}$.

En surface, les plus faibles valeurs d'oxygène dissous sont observées au niveau des embouchures des deux oueds Mazafran et Nadour ce qui pourrait être dû à la consommation d'oxygène pour la dégradation de la matière organique (Figure 4-5). Au centre de la baie et en face de la ville de Bou Haroun les teneurs observées sont plus élevées, ce qui est dû probablement à une prolifération de phytoplancton qui profitent des apports des eaux usées domestiques de la ville riches en sels nutritifs et les températures chaudes des eaux.

Au fond, les eaux sont très bien oxygénées et présentent un gradient décroissant d'Est en Ouest. Cette oxygénation peut s'expliquer par la présence des Herbiers à Posidonie (PAC, 2006) et l'hydrodynamisme qui fait diffuser l'oxygène dans toute la baie (figure 4-6).

4.1.2 Baie d'Alger

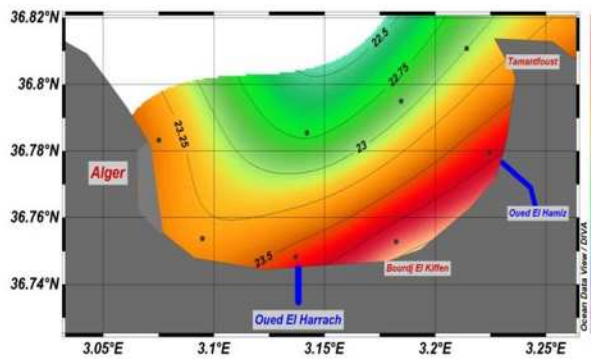


Figure 4-7: Distribution horizontale de la Température (°C) dans les eaux de surface de la baie d'Alger.

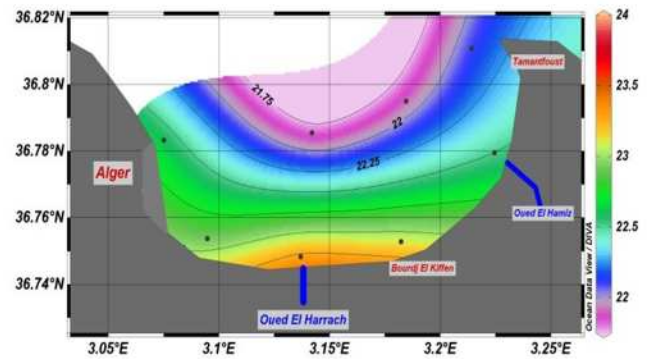


Figure 4-8 : Distribution horizontale de la Température (°C) dans les eaux de fond de la baie d'Alger.

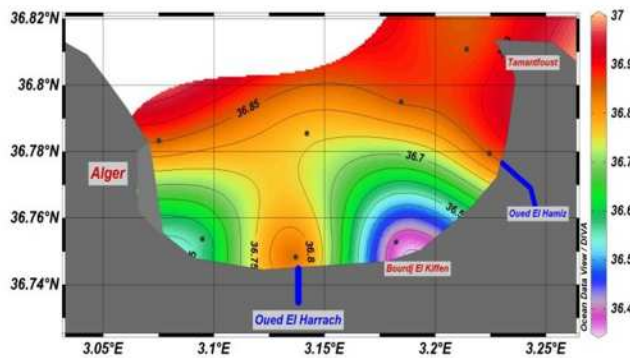


Figure 4-9 : Distribution horizontale de la Salinité (PSU) dans les eaux de surface de la baie d'Alger.

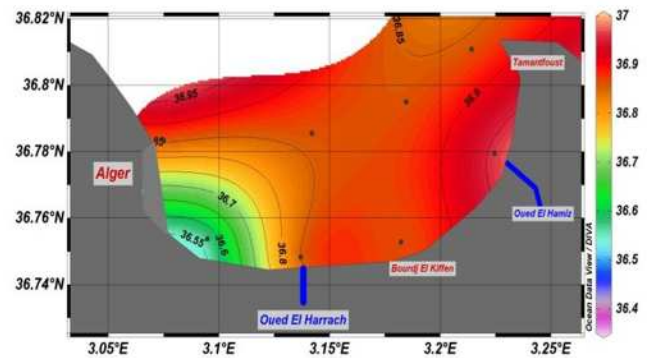


Figure 4-10 : Distribution horizontale de la Salinité (PSU) dans les eaux de fond de la baie d'Alger.

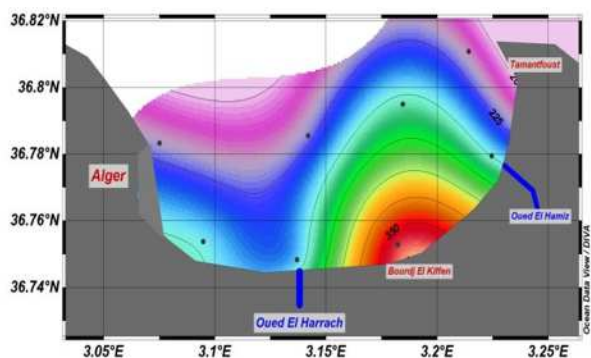


Figure 4-11 : Distribution horizontale de l'Oxygène dissous (µmol.kg) dans les eaux de surface de la baie d'Alger.

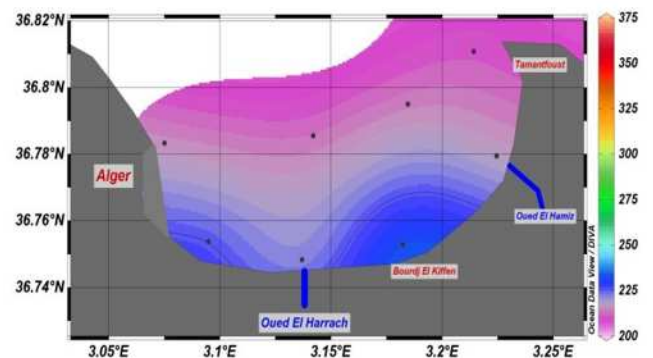


Figure 4-12 : Distribution horizontale de l'Oxygène dissous (µmol.kg) dans les eaux de fond de la baie d'Alger.

Les valeurs de température sont comprises entre 21,8°C (centre de la baie et à proximité du fond) et 23,9°C (en face de la ville de Bourdj El Kiffen), la moyenne des températures est de 22,87 ±0,60°C. Ces valeurs reflètent les conditions météorologiques du mois de prélèvement.

Les valeurs de température, que ce soit en surface ou au fond, présentent un faible gradient décroissant de la côte vers le large. Les températures les plus élevées sont enregistrées au niveau de la côte (peuvent être dues au contact des eaux douces plus chaudes et au faible hydrodynamisme). Les températures les plus basses sont enregistrées en profondeur (figure 4-8) avec un minimum de 21,8 °C mesuré à la station 1 au centre de la baie.

La salinité au niveau de la baie d'Alger présente une faible variation, entre 36,29 en face de la ville de Bourdj El Kiffen en surface (figure 4-9)(présence d'apports d'eaux usées douces voir carte des points de rejets APPL figure 2-10) et 36,89 au niveau de l'embouchure de oued el Hamiz en profondeur (figure 4-10), avec une moyenne de 36,71 ± 0,14. Cette faible variation peut être due à la diminution du débit des eaux douces des deux oueds El Harrach et Hamiz pendant la période estivale.

Les gammes de températures (21,8-23,9°C) et de salinité (36,29-36,89) observées, sont plus élevées par rapport aux eaux atlantiques qui présentent une salinité de 36,15 à 36,18 au détroit de Gibraltar (Obaton, 1998). On est donc en présence d'une eau de mélange soumise à une influence des conditions météorologiques (forte évaporation) et localement influencée par les apports côtiers saisonniers.

Au niveau de la baie d'Alger, les teneurs en oxygène dissous présentent de faibles fluctuations sauf pour la zone en face de la ville de Bourdj El Kiffen (figure 4-11) où on observe un pic en surface (366,58 μmol/kg), qui pourrait être dû à une prolifération de phytoplancton favorisée par l'augmentation des températures durant la période d'été et l'apport des eaux usées domestiques (même constat qu'en face de la ville de Bou Ismaïl). Les valeurs les plus faibles sont enregistrées plus au large en face du port de Tamantfoste dans les eaux proches du fond (210,75 μmol/kg).

4.1.3 Baie de Zemmouri

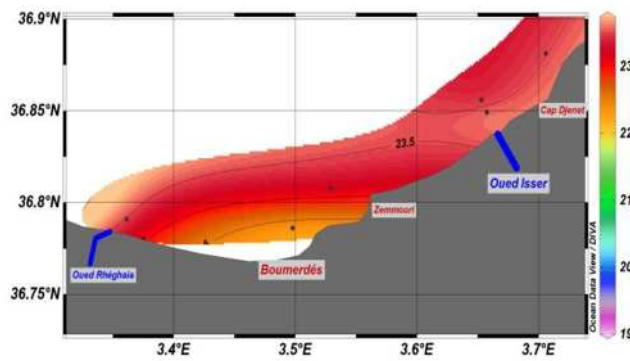


Figure 4-13 : Distribution horizontale de la température (°C) dans les eaux de surface de la baie de Zemmouri.

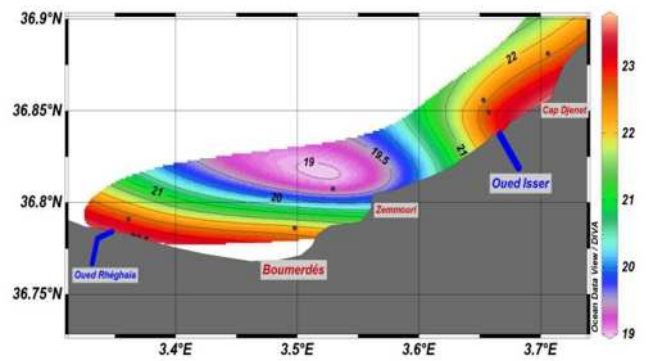


Figure 4-14 : Distribution horizontale de la température (°C) dans les eaux de fond de la baie de Zemmouri.

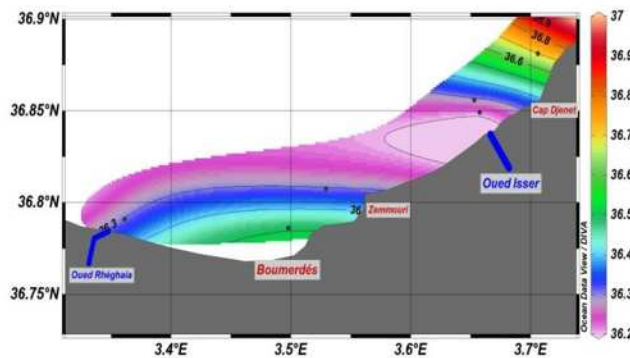


Figure 4-15 : Distribution horizontale de la salinité dans les eaux de surface de la baie de Zemmouri.

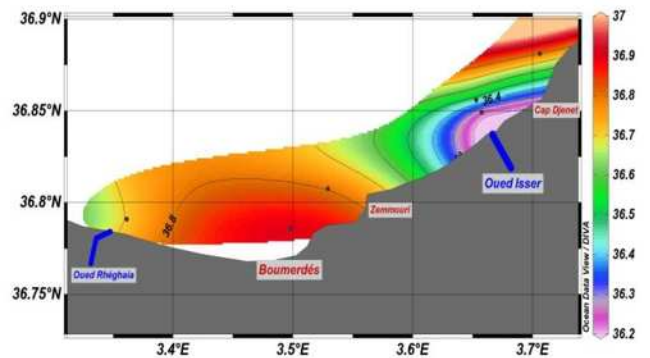


Figure 4-16 : Distribution horizontale de la salinité dans les eaux de fond de la baie de Zemmouri.

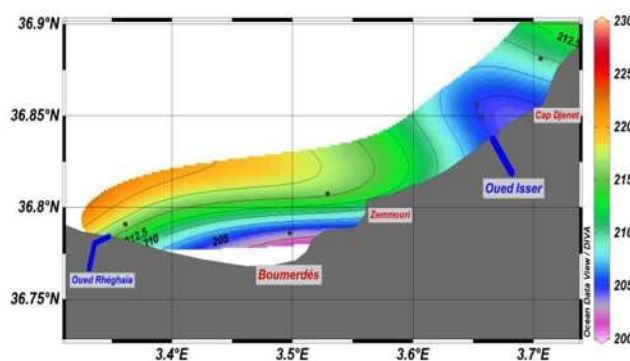


Figure 4-17 : Distribution horizontale de l'oxygène dissous (µmol/kg) dans les eaux de surface de la baie de Zemmouri.

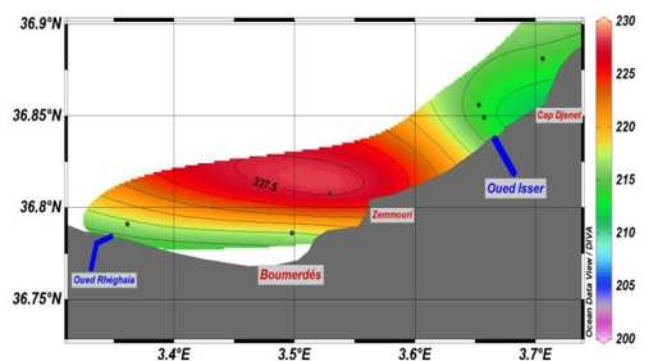


Figure 4-18 : Distribution horizontale de l'oxygène dissous (µmol/kg) dans les eaux de fond de la baie de Zemmouri.

La température présente de faibles variations au niveau de la baie de Zemmouri, les valeurs maximales (23,4°C à 23,6°C) sont observées à côté de Cap Djenet (figure 4-13) et en face de oued Isser, et la valeur minimale (19°C) est observée à côté du canyon de Zemmouri proche du fond (55m)(figure 4-14).

Pour les mesures « *in situ* » de salinité dans la baie de Zemmouri il n'y a pas une grande variabilité, les valeurs enregistrées sont comprises entre 36,2 et 36,9, l'influence des apports d'eaux douces des deux oueds Isseret Reghaia sur la couche de surface est bien visible, on observe une continuité de couche superficielle peu salée qui raccorde les deux oueds Isser et Reghaia (figure 4-15).

Les valeurs moyennes de la teneur en oxygène dissous des eaux de la baie de Zemmouri fluctuent entre 208,1 $\mu\text{mol/L}$ et 234,4 $\mu\text{mol/L}$. Les teneurs les plus faibles sont obtenues dans les eaux de surface en face de oued Isser et la ville de Boumerdès, ce qui pourrait être lié à la consommation d'oxygène pour la dégradation de la matière organique provenant de oued Isser et des traces d'eaux usées de la ville de Boumerdès (surtout avec l'existence des bidonvilles après le séisme de 21 Mai 2003). Les teneurs les plus élevées sont obtenues à 55m de profondeur proche du canyon de Zemmouri ce qui est dû probablement à l'hydrodynamisme (figure 4-18).

4.2 Système des carbonates

4.2.1 Baie de Bou Ismail

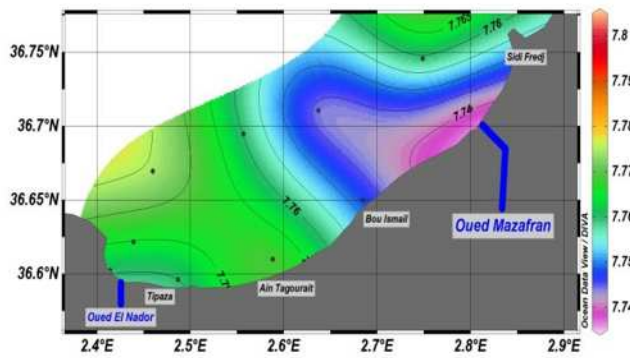


Figure 4-19: Distribution horizontale du pH dans les eaux de surface de la baie de Bou Ismail.

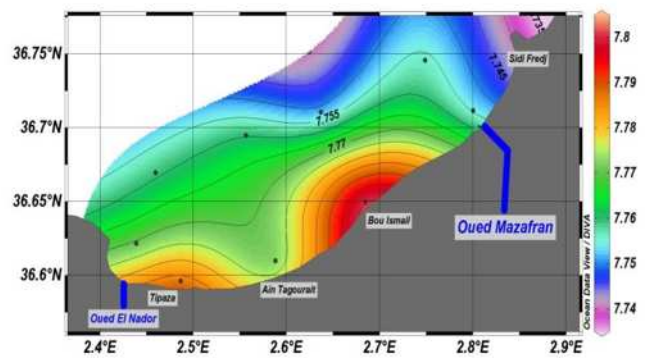


Figure 4-20 : Distribution horizontale du pH dans les eaux de fond de la baie de Bou Ismail.

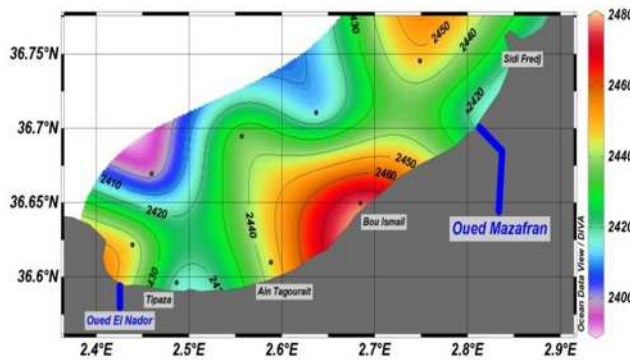


Figure 4-21 : Distribution horizontale de l'AT ($\mu\text{mol/kg}$) dans les eaux de surface de la baie de Bou Ismail.

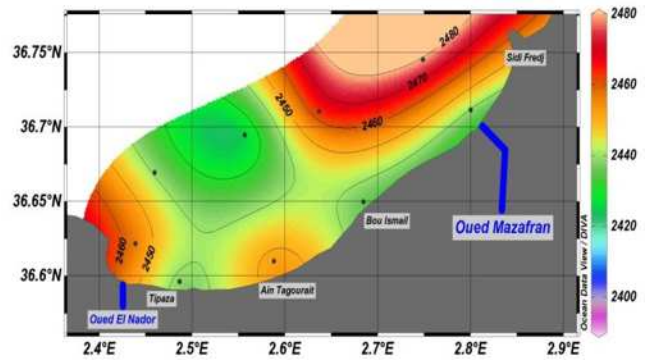


Figure 4-22 : Distribution horizontale de l'AT ($\mu\text{mol/kg}$) dans les eaux de fond de la baie de Bou Ismail.

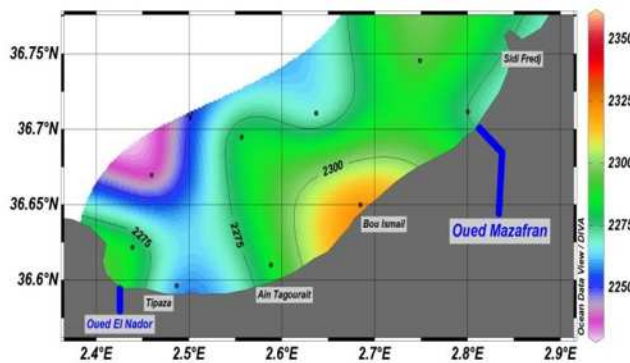


Figure 4-23 : Distribution horizontale du TCO_2 ($\mu\text{mol/kg}$) dans les eaux de surface de la baie de Bou Ismail.

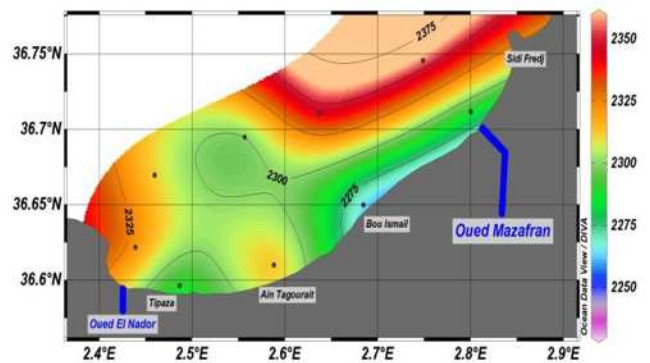


Figure 4-24: Distribution horizontale du TCO_2 ($\mu\text{mol/kg}$) dans les eaux de fond de la baie de Bou Ismail.

Le pH_T de la baie de Bou Ismail apparaît relativement homogène, Les valeurs de pH_T observées varient dans un intervalle compris entre 7,7393 et 7,8017 (avec une température moyenne de $21^{\circ}C \pm 2,17$).

Les valeurs de l'alcalinité totale observées dans la baie de Bou Ismail varient entre $2395,16 \mu\text{mol.kg}^{-1}$ et $2479,43 \mu\text{mol.kg}^{-1}$, avec une moyenne de $2439,28 \pm 20,26 \mu\text{mol.kg}^{-1}$. Pour le TCO_2 , les valeurs sont comprises entre $2234,35 \mu\text{mol.kg}^{-1}$ et $2356,73 \mu\text{mol.kg}^{-1}$ (au large de oued Mazafran), la distribution de TCO_2 suit la distribution de l'AT dans les eaux de fond et de surface.

Il existe peu d'informations empiriques publiées sur la dynamique du pH océanique mesuré directement à des latitudes tempérées et moyennes. La colonne d'eau de la mer Méditerranée, est plus chaude et plus alcaline que celle des océans ouverts, avec, potentiellement, une diminution de pH plus importante que celle de l'océan Atlantique, et une saturation presque complète de la colonne d'eau qui pourrait subsister pendant de nombreuses années (Impacts of acidification on biological, chemical and physical systems in the Mediterranean and Black Seas. N° 36 in CIESM Workshop Monographs, 2008).

Au niveau de oued Mazafran on observe de faibles valeurs d'alcalinité et de pH_T associées à de faibles teneurs en oxygène contrairement à la zone en face oued el Nadour, où on observe de fortes teneurs en alcalinité et de pH_T associées à des teneurs faibles en oxygène, ce qui pourrait être dû à la nature différente des apports de ces deux oueds.

La distribution de l'alcalinité dans l'océan ouvert, est principalement fonction de la salinité et des facteurs physiques qui régulent la salinité: les mouvements des masses d'eau, le mélange, l'évaporation et les précipitations. Les variations d'alcalinité à salinité constante sont essentiellement dues à des phénomènes biologiques mais près des embouchures des fleuves elles peuvent être dues à des apports fluviaux (Broecker, W. S. et T.-H. Peng., 1982). La figure 4-25 montre bien qu'au niveau de la baie de Bou Ismail, il n'y a pas de corrélation entre la salinité et l'alcalinité, on observe des variations d'alcalinité à salinité constante, cela peut être dû à l'influence des apports côtiers et à l'activité biologique.

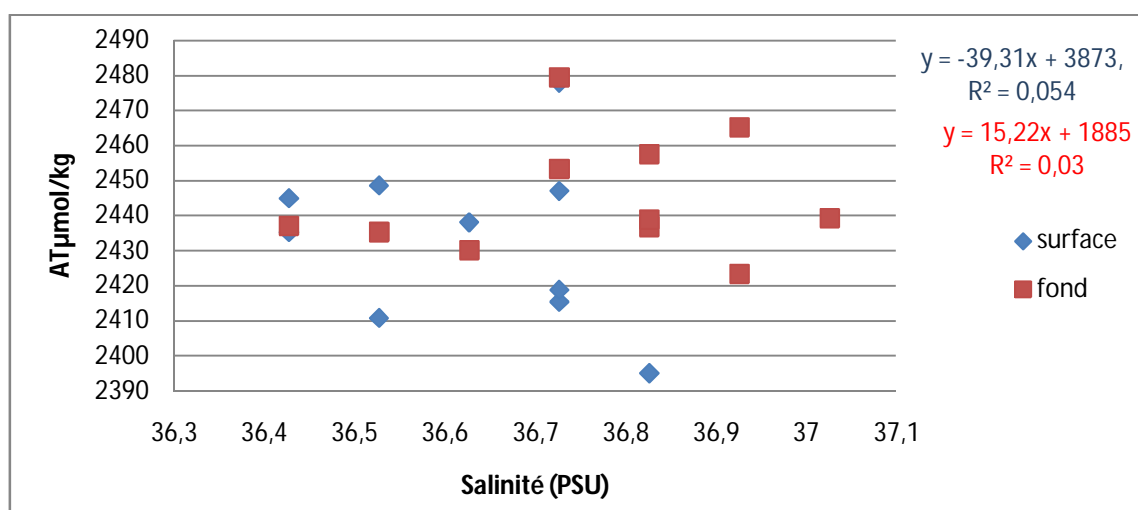


Figure 4-25 : Relation AT - S dans la baie de Bou Ismail.

Dans les eaux de surface et en face la ville de Bou Ismail, on observe un pic d'alcalinité (figure 4-21) associé à un pic d'oxygène dissous (figure 4-5), et une légère diminution de pH_T avec une faible salinité (figure 4-3).

Au fond de la baie et pour les stations du large, l'AT augmente d'Ouest en Est avec une légère influence du oued Mazafran, le pH_T suit inversement l'AT dans cette région (figure 4-20 et figure 4-22). Les valeurs de pH_T observées au fond sont plus faibles que celles observées en surface sauf dans la partie ouest et proche de la côte, où ces valeurs sont plus élevées et où une bonne oxygénation est observée, ce phénomène pourrait s'expliquer par la photosynthèse (herbiers à posidonie) qui consomme le CO_2 et qui fait augmenter le pH_T .

4.2.2 Baie d'Alger

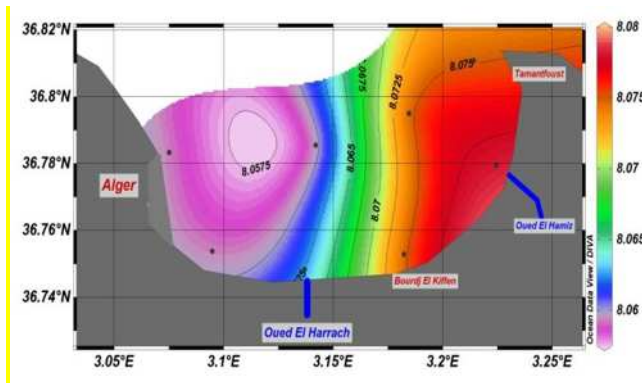


Figure 4-26 : Distribution horizontale du pH dans les eaux de surface de la baie d'Alger.

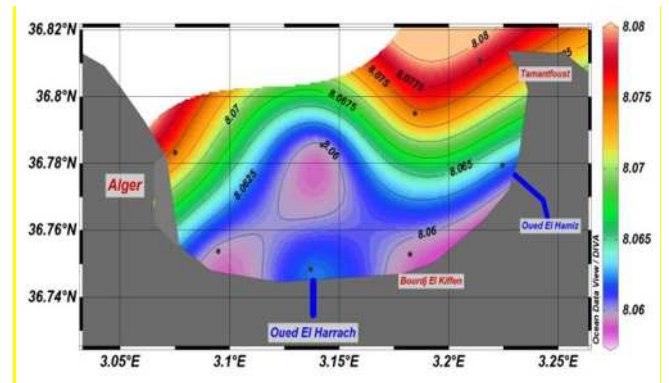


Figure 4-27 : Distribution horizontale du pH dans les eaux de fond de la baie d'Alger.

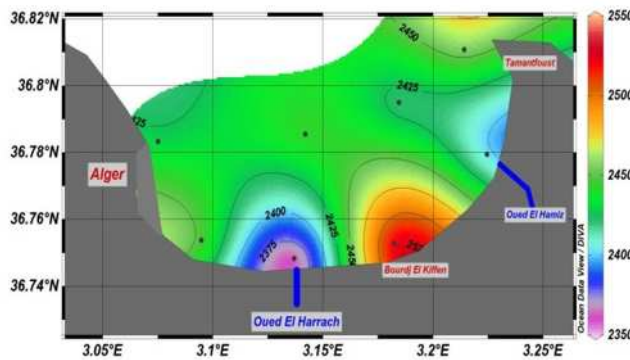


Figure 4-28 : Distribution horizontale de l'AT ($\mu\text{mol/kg}$) dans les eaux de surface de la baie d'Alger.

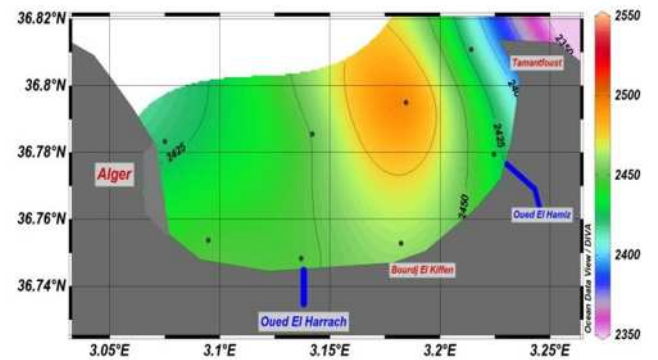


Figure 4-29 : Distribution horizontale de l'AT ($\mu\text{mol/kg}$) dans les eaux de fond de la baie d'Alger.

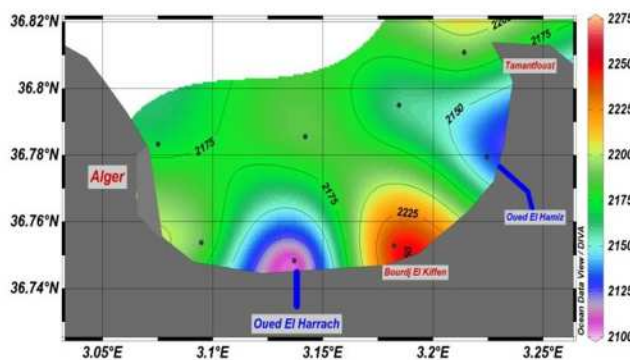


Figure 4-30 : Distribution horizontale du TCO_2 ($\mu\text{mol/kg}$) dans les eaux de surface de la baie d'Alger.

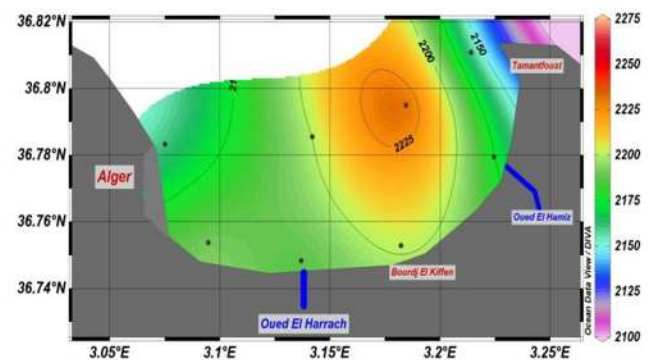


Figure 4-31: Distribution horizontale du TCO_2 ($\mu\text{mol/kg}$) dans les eaux de fond de la baie d'Alger.

La distribution du pH_T dans la baie d'Alger présente une faible variation, avec une moyenne de $7,995 \pm 0,008$, un maximum de 7,978 observé en face de oued Hamiz et un minimum de 7,955 au fond et au centre de la baie. Les valeurs d'AT sont comprises entre

2356,15 $\mu\text{mol/kg}$ et 2525,38 $\mu\text{mol/kg}$, avec une moyenne de $2442,95 \pm 37,59$ $\mu\text{mol/kg}$ pour l'ensemble des stations. Les valeurs de TCO_2 sont comprises entre 2100,1 $\mu\text{mol/kg}$ et 2250 $\mu\text{mol/kg}$ avec une moyenne de $2183,11 \pm 36,08$ $\mu\text{mol/kg}$. La distribution de TCO_2 suit la distribution de l'AT dans les eaux de fond et de surface.

Ces valeurs d'alcalinité et de TCO_2 dans la baie d'Alger présentent plus de variabilités par rapport aux valeurs observées dans la baie de Bou Ismail pour cette année. Dans les eaux de surface de la ville de Bourdj El Kiffen, l'alcalinité est très élevée et dépasse les 2500 $\mu\text{mol/kg}$.

On observe un léger gradient décroissant de pH_T en surface d'est en ouest de la baie (figure 4-26) avec une bonne oxygénation de la partie Est (figure 4-11) produit de la photosynthèse qui consomme le CO_2 et fait augmenter légèrement le pH_T dans cette région. La distribution du pH dans les eaux profondes (figure 4-27) suit presque la même distribution que les eaux de surface, sauf pour la région située en face de la ville de Bourdj El Kiffen et oued el Hamiz où le pH est plus acide au fond, ceci pourrait être lié à la reminéralisation de la matière organique et la libération de CO_2 et aussi la diminution de la photosynthèse par rapport à la surface.

En profondeur, l'AT varie peu sauf au niveau de la station située au large de Tamntfouste où on observe un pic d'alcalinité de 2495,75 $\mu\text{mol/kg}$. Les valeurs de l'AT à la surface présentent plus de variabilités avec de plus faibles valeurs en face des deux oueds et de plus fortes valeurs au niveau de la ville de Bourdj El Kiffen.

En face de oued el Harrach et Hamiz, l'alcalinité est faible avec un pH_T légèrement plus acide en face de oued el Harrach qu'en face de oued El Hamiz, cela pourrait être lié au fait que les apports de oued el Harrach sont plus importants par rapport à ceux de oued el Hamiz et au fait que la zone en face de oued el Hamiz est plus oxygénée (figure 4-28).

En face la ville de Bourdj el Kiffen où on observe le minimum de salinité, l'alcalinité est très élevée avec une forte oxygénation des eaux de surface (même cas que les eaux en face de la ville de Bou Ismail mais avec une teneur d' O_2 plus importante, un pH_T moins acide, et une alcalinité plus importante).

La figure 4-32 (AT-S) montre qu'il n'y a pas de corrélation entre l'AT et la salinité et que l'AT dans les eaux de la baie d'Alger est influencée par les apports côtiers et l'activité biologique d'où on enregistre différentes valeurs d'alcalinité pour la même salinité.

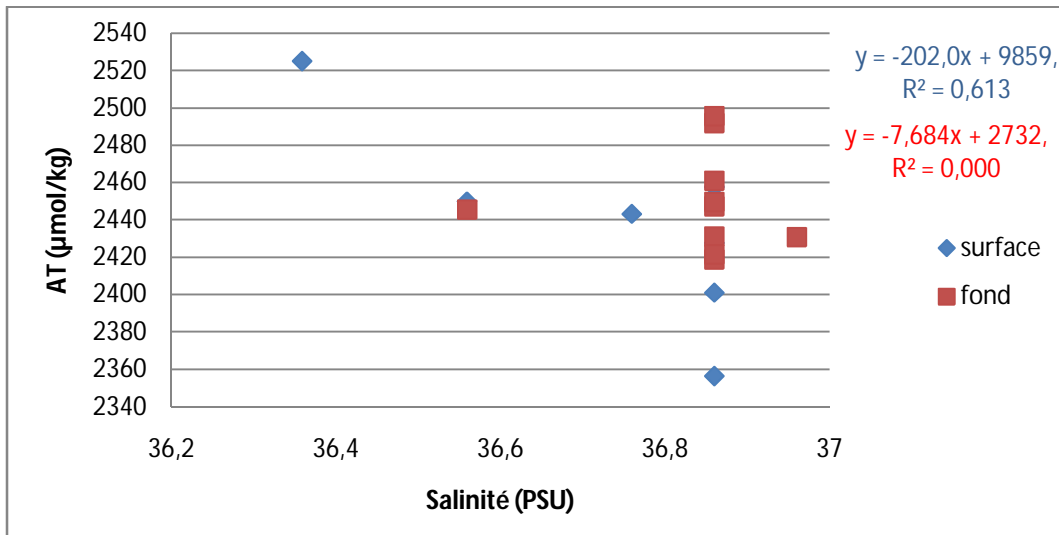


Figure 4-32 : Relation AT - S dans la baie d'Alger.

4.2.3 Baie de Zemmouri

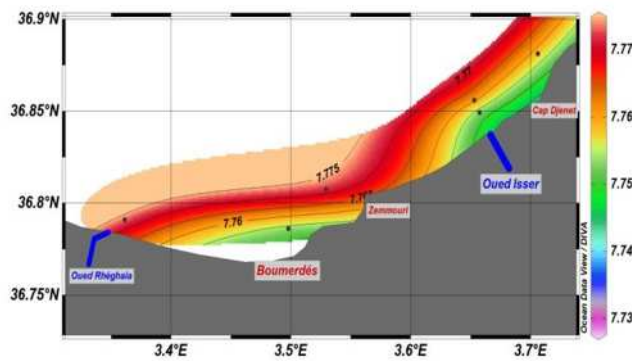


Figure 4-33 : Distribution horizontale du pH dans les eaux de surface de la baie de Zemmouri.

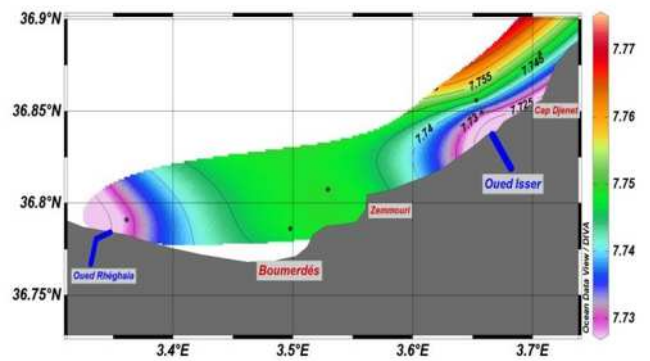


Figure 4-34 : Distribution horizontale du pH dans les eaux de fond de la baie de Zemmouri.

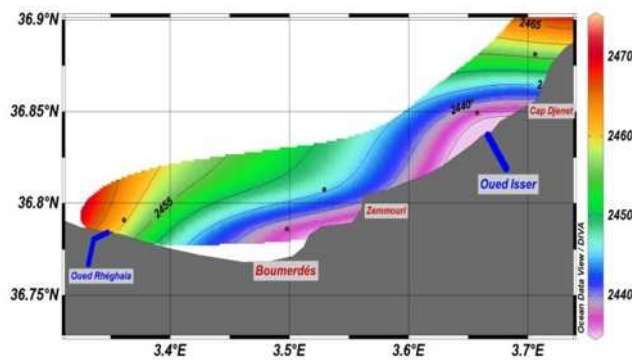


Figure 4-35 : Distribution horizontale de l'AT ($\mu\text{mol/kg}$) dans les eaux de surface de la baie de Zemmouri.

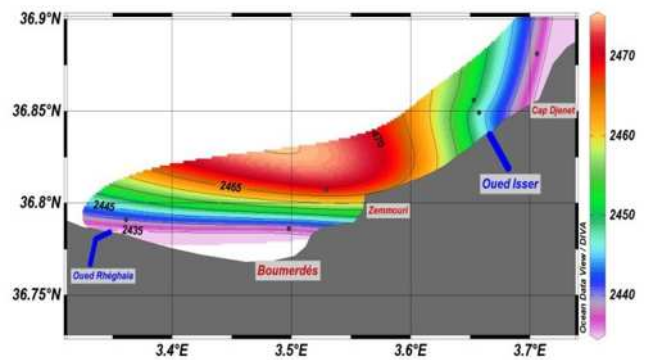


Figure 4-36 : Distribution horizontale de l'AT ($\mu\text{mol/kg}$) dans les eaux de fond de la baie de Zemmouri.

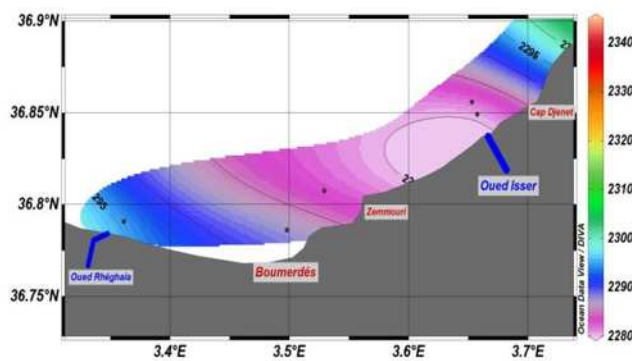


Figure 4-37 : Distribution horizontale de TCO_2 ($\mu\text{mol/kg}$) dans les eaux de surface de la baie de Zemmouri.

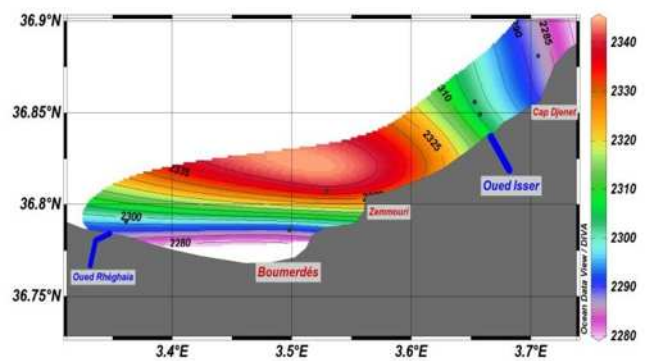


Figure 4-38 : Distribution horizontale de TCO_2 ($\mu\text{mol/kg}$) dans les eaux de fond de la baie de Zemmouri.

Le pH_T varie étroitement autour d'une moyenne de $7,75 \pm 0,014$ (pour des températures moyennes de $22,6 \pm 1,2^\circ C$). Les valeurs d'AT dans la baie de Zemmouri présentent une faible variation, elles sont comprises entre $2435,92 \mu mol/kg$ et $2470,89 \mu mol/kg$, avec une moyenne de $2445,58 \pm 11,14 \mu mol/kg$ pour l'ensemble des stations.

Le minimum des valeurs de pH et d'alcalinité se situe en face des deux oueds Isser et Réghaia. L'influence de oued Isser sur toute la colonne d'eau est bien notable, elle se traduit par une alcalinité et un pH_T faibles, contrairement aux eaux de surface en face de oued Réghaia qui présentent des valeurs de pH_T et d'AT plus élevées et une bonne oxygénation (figure 4-17). Cette diminution d'acidité pourrait être lié à la consommation de CO_2 par la photosynthèse.

Au centre de la baie, les eaux sont légèrement influencées par les apports des eaux usées de la ville de Boumerdès ce qui se traduit par de faibles valeurs de pH_T .

Bien que la baie de Zemmouri est très ouverte, l'alcalinité présente un comportement non conservatif par rapports à la salinité, la figure 4-39 montre qu'il y n'a pas de corrélation entre la salinité et l'alcalinité, donc comme pour les deux autre baies l'alcalinité est influencée par l'activité biologique et les apports côtiers.

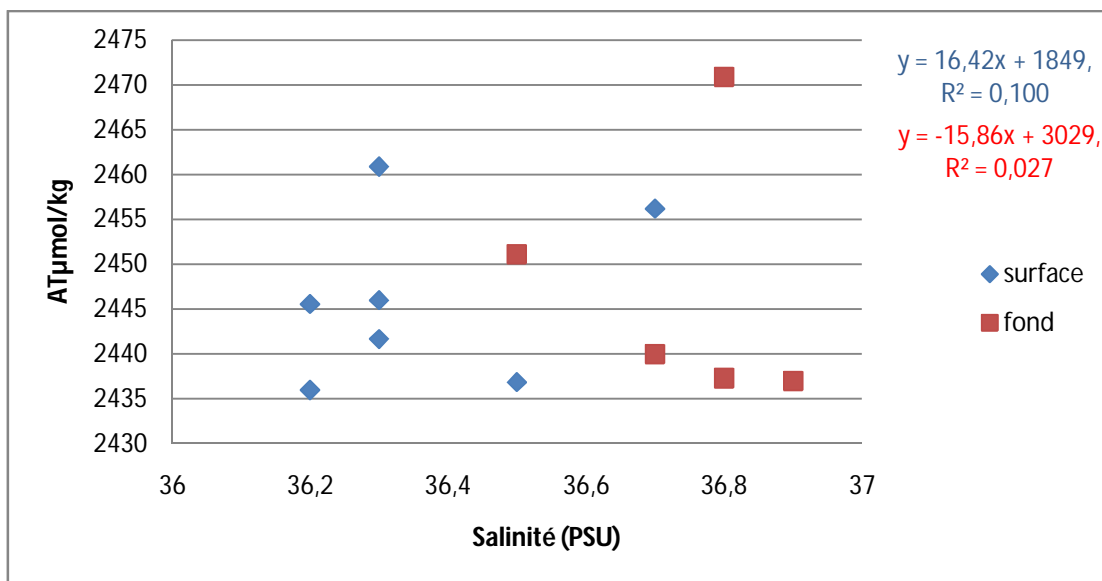


Figure 4-39 : Relation AT - S dans la baie de Zemmouri.

4.3 Pression partiel en carbone et le degré de saturation en oxygène

4.3.1 Baie de Bou Ismail

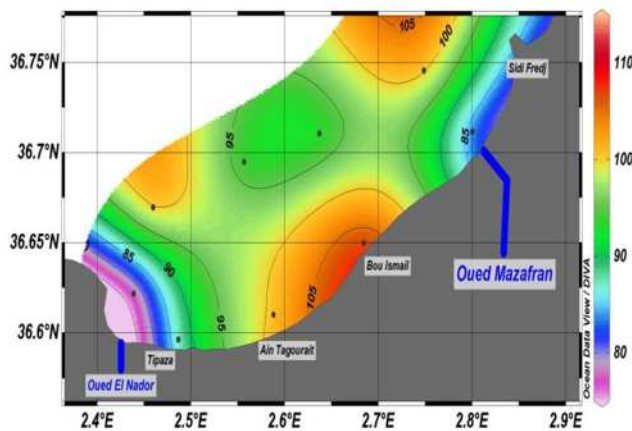


Figure 4-40 : Distribution horizontale de degré de saturation des eaux de surface on Oxygène dissous (%O₂) dans la baie de Bou Ismail.

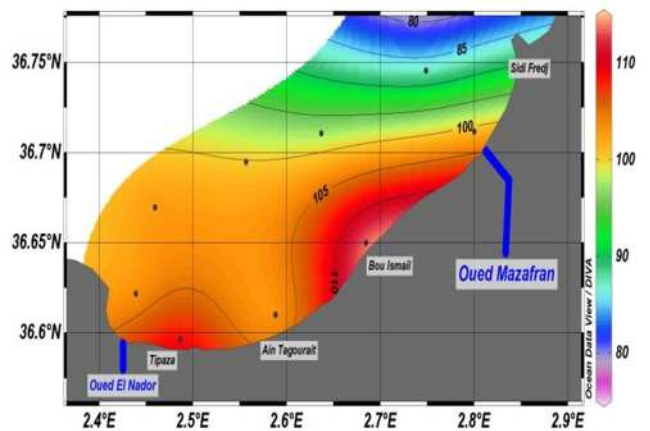


Figure 4-41 : Distribution horizontale de degré de saturation des eaux de fond on Oxygène dissous (%O₂) dans la baie de Bou Ismail.

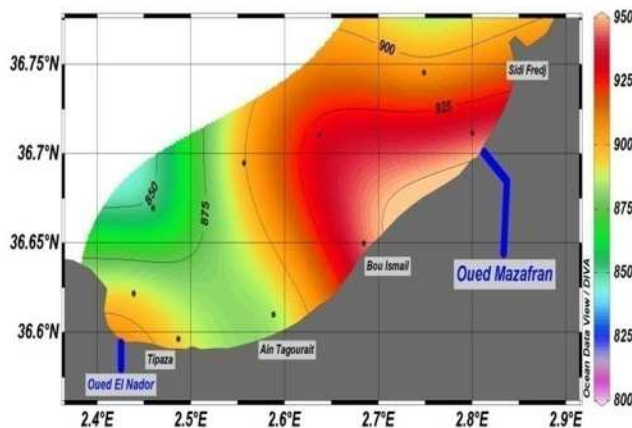


Figure 4-42 : Distribution horizontale de pCO₂ (µatm) dans les eaux de surface de la baie de Bou Ismail.

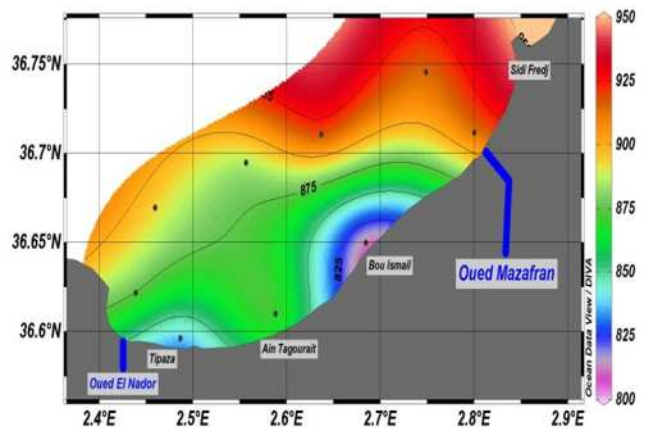


Figure 4-43 : Distribution horizontale de pCO₂ (µatm) dans les eaux de fond de la baie de Bou Ismail.

Le pCO₂ dans la baie de Bou Ismail présente une très grande variabilité, il suit inversement le pH_T (voir graphe 4-45), les minimums de pCO₂ sont observés dans les eaux proches du fond et en face de la ville de Bou Ismail (807,74 µmol/kg) et la ville de Tipaza, accompagnés par un maximum de saturation en oxygène (113,5%). D'une façon générale, le pCO₂ au fond de la baie de Bou Ismail suit inversement la distribution de la saturation en oxygène dissous (graphe 4-44). On peut distinguer deux zones, une zone Ouest bien saturée et même sur saturée en oxygène avec des teneurs moins importantes en pCO₂ due à la production non calcifiante des herbiers à posidonie (Anthony, et al., 2013), et une zone Est influencée probablement par les apports de oued Mazafran avec des teneurs importantes en pCO₂ et des eaux sous saturées en oxygène dissous (figure 4-41 et figure 4-43).

En surface, la zone en face de oued Mazafran se caractérise par des eaux bien enrichies en CO₂ et sous saturées en oxygène, en face de l'oued el Nadour, on peut dire que les apports de ce dernier sont moins carbonatés que ceux de oued Mazafran d'où on observe des eaux moins saturées en oxygène et moins enrichie en CO₂ par rapport à la zone en face de oued Mazafran (figure 4-40 et 4-42).

En face de la ville de Bou Ismail où le minimum de salinité est observé, les eaux sont bien chargées en CO₂ et sur saturées en oxygène et présentent une alcalinité très forte, en effet dans cette zone qui présente une forte activité photosynthétique indissociable de une activité calcifiante ce qui explique la bonne oxygénation et qui fait augmenter le pCO₂ par rapport aux autres régions de la baie malgré que l'AT reste élevée à cause des apports côtiers ;c'est la « contre pompe des carbonates» influencé par les apports côtiers et le pH faible.

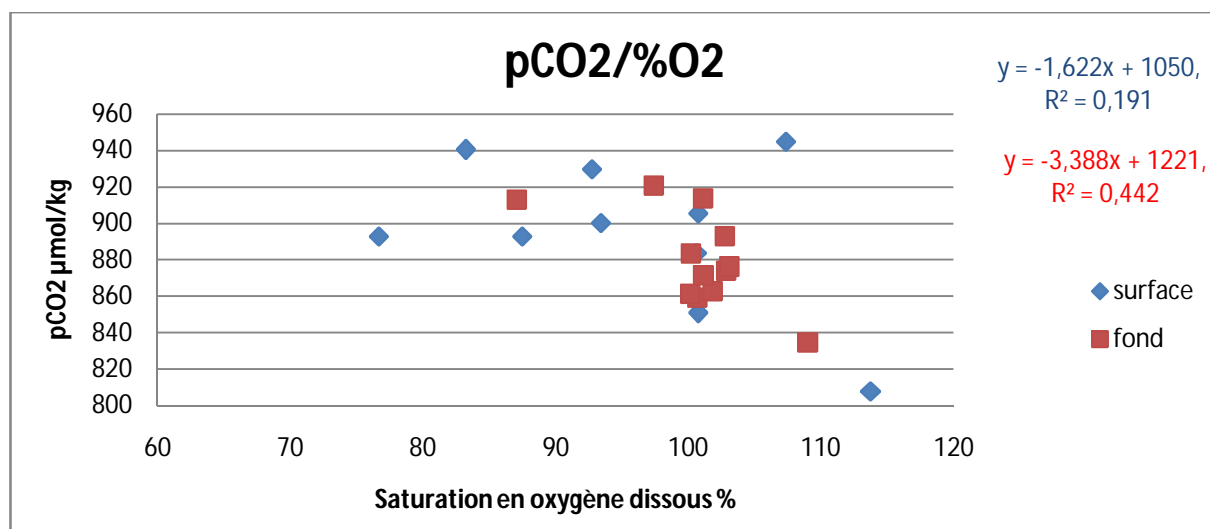


Figure 4-44 : Relation pCO₂ - %O₂ dans la baie de Bou Ismail.

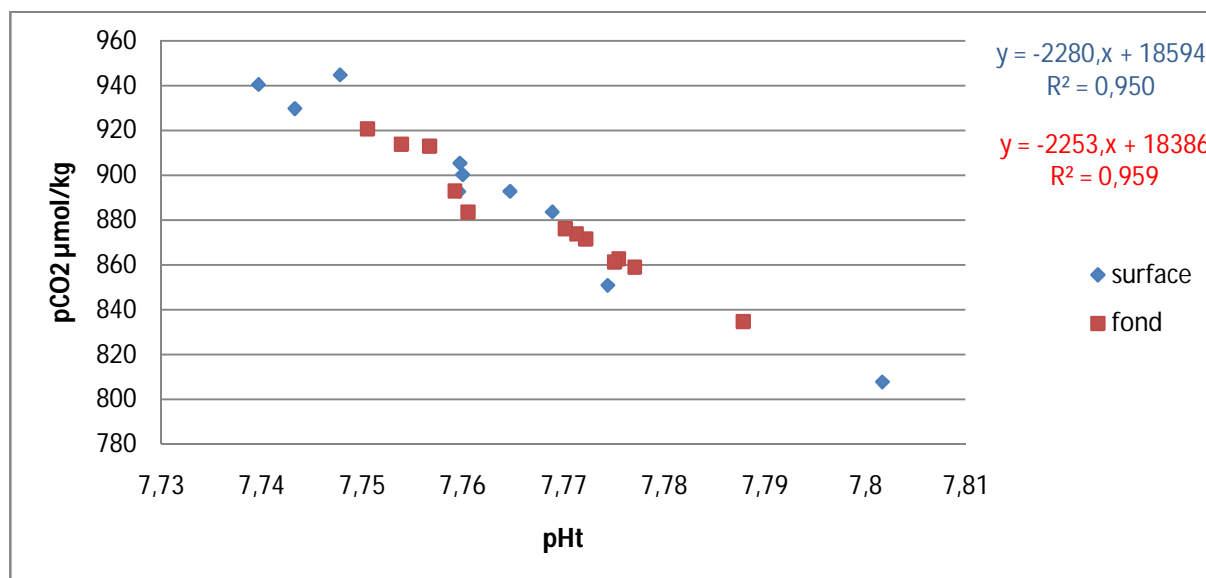


Figure 4-45 : Relation pCO₂ - pH_T dans la baie de Bou Ismail.

4.3.2 Baie d'Alger

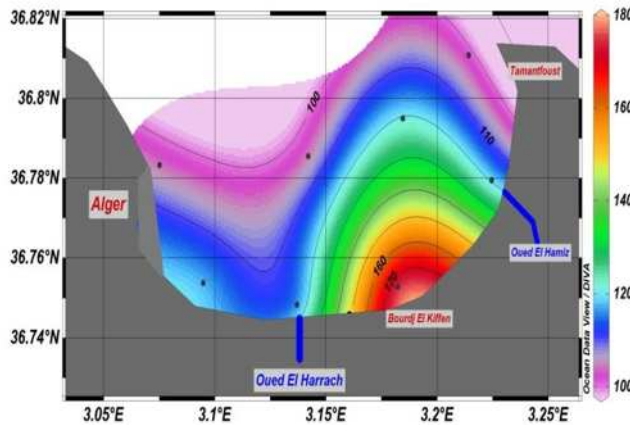


Figure 4-46 : Distribution horizontale de degré de saturation des eaux de surface on Oxygène dissous (%O₂) dans la baie d'Alger.

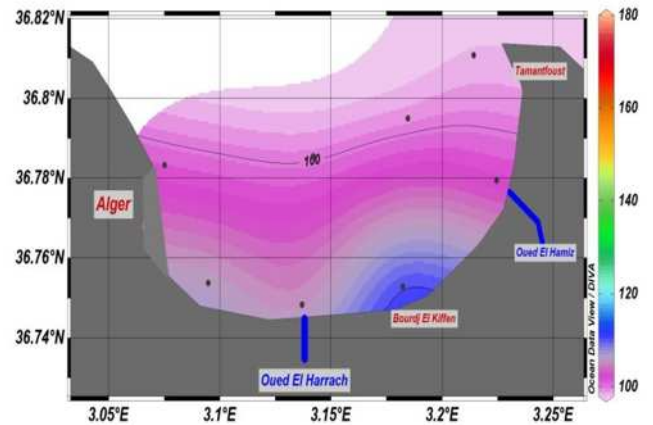


Figure 4-47 : Distribution horizontale de degré de saturation des eaux de fond on Oxygène dissous (%O₂) dans la baie d'Alger.

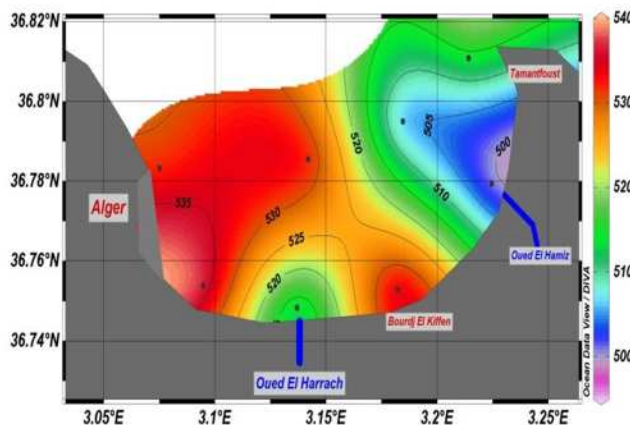


Figure 4-48 : Distribution horizontale de pCO₂ (µatm) dans les eaux de surface de la baie d'Alger.

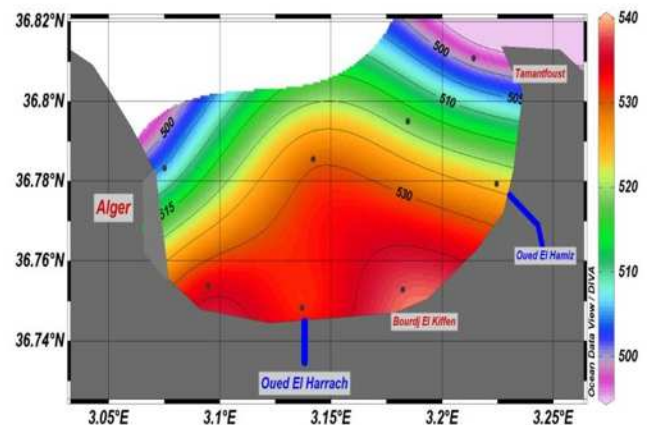


Figure 4-49 : Distribution horizontale de pCO₂ (µatm) dans les eaux de fond de la baie d'Alger.

Le pCO₂ dans la baie d'Alger présente une faible variation avec une moyenne de 523,18±14,00 µatm. La pCO₂ dans cette baie ne suit pas la variation du pH_T (figure 4-51), surtout en surface où on observe les minimums en pCO₂ en face de oued el Hamiz (500,58µmol/kg) avec un panache vers le large, et juste en face de oued el Harrach (512,09µmol/kg). Ces faibles teneurs sont associées à des eaux sur-saturées en oxygène dissous (120 %), ceci pourrait être dû à la consommation de CO₂ par la photosynthèse (ce qui fait augmenter la teneur d'O₂) et probablement à une faible activité calcifiante.

Entre les oueds el Hamiz et el Harrach et en face de la ville de Bourdj el kiffen, on observe un pic de sur saturation en oxygène (180%) avec des teneurs fortes en pCO₂ et d'AT (même cas que la ville de Bou Ismail mais avec des eaux plus oxygénées, AT plus élevée et des pCO₂ moins importants). Les apports côtiers dans cette région, où on observe le minimum de salinité, stimulent fortement la photosynthèse. Ceci est associé à une activité de calcification (augmentant ainsi légèrement le pCO₂ par rapport aux autres régions de la baie).

Ces deux phénomènes de calcification et de photosynthèse s'étendent vers le centre et l'ouest de la baie jusqu'à la ville d'Alger (sauf au niveau de l'embouchure de oued El Harrach) avec des degrés de saturation moins importants et des teneurs en pCO₂ plus élevées, ce qui pourrait s'expliquer par la diminution de l'activité photosynthétique.

Au fond, la distribution de pCO₂ suit inversement celle du pH_T (figure 4-51). Les eaux de fond sont entièrement à la saturation (100%) en oxygène. La distribution de pCO₂ est homogène dans toute la baie sauf sur les deux extrémités Est et Ouest où les eaux sont moins acides et le pCO₂ plus faible, ces deux zones sont moins saturées à la surface donc probablement il y a moins d'export de la matière organique vers le fond qui pourra produire par décomposition plus de CO₂.

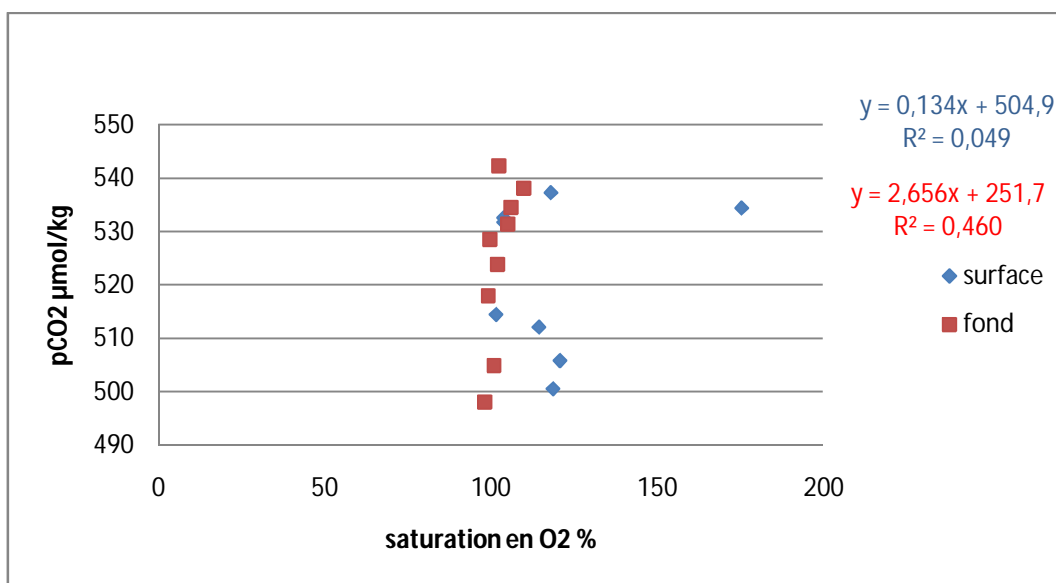


Figure 4-50 : Relation pCO₂ - %O₂ dans la baie d'Alger.

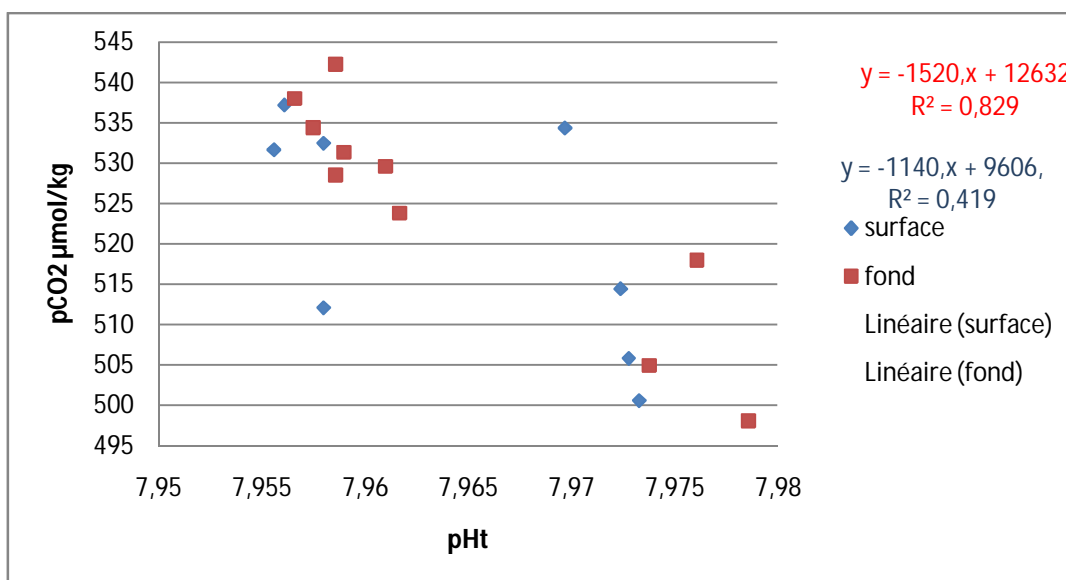


Figure 4-51 : Relation pCO₂ - pH_T dans la baie d'Alger.

4.3.3 Baie de Zemmouri

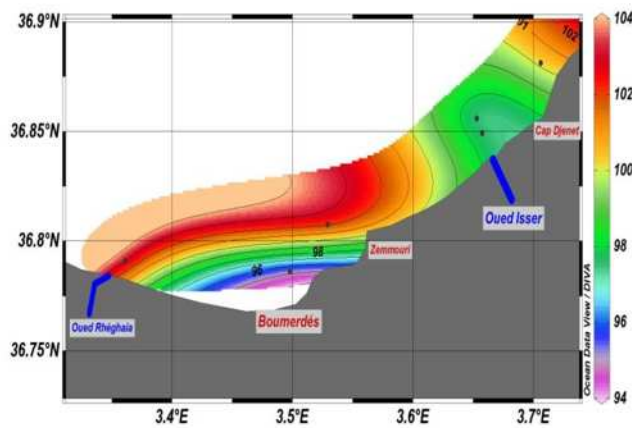


Figure 4-52 : Distribution horizontale de degré de saturation des eaux de surface on Oxygène dissous (%O₂) dans la baie de Zemmouri.

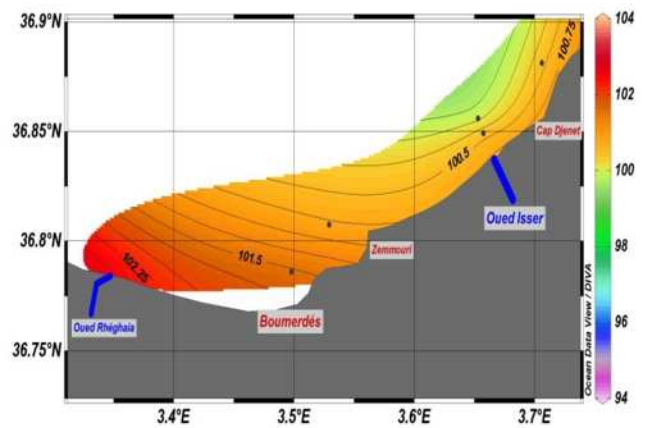


Figure 4-53 : Distribution horizontale de degré de saturation des eaux de fond on Oxygène dissous (%O₂) dans la baie de Zemmouri.

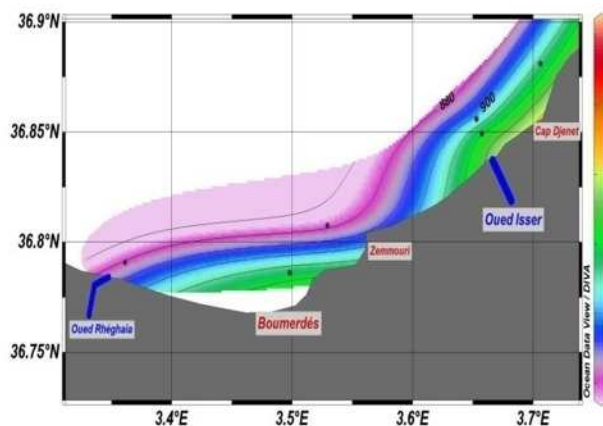


Figure 4-54 : Distribution horizontale de pCO₂ (µatm) dans les eaux de surface de la baie de Zemmouri.

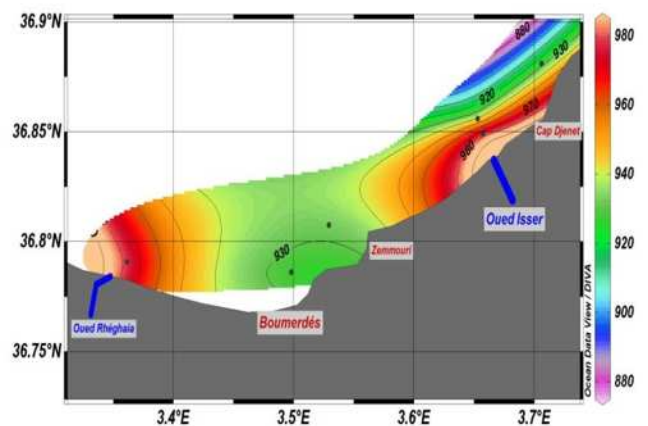


Figure 4-55 : Distribution horizontale de pCO₂ (µatm) dans les eaux de fond de la baie de Zemmouri.

Le pCO₂ dans la baie de Zemmouri présente une très grande variabilité où on observe un gradient croissant surface fond, il suit inversement le pH_T (voir graphe 4-56), les maximums de pCO₂ sont observés dans les eaux proches du fond et en face les deux oued Réghaia et Isser, avec une meilleur oxygénation des eaux en face oued Reghaia résultent de la présence des herbiers a posidonie (PAC 2006).

En surface, on observe une gradient décroissant cote-large avec des teneurs plus élevés dans les eaux de surface en face de oued Isser et la ville de Boumerdès, ce qui pourrait être lié à la consommation d'oxygène pour la dégradation de la matière organique provenant de oued Isser et des traces d'eaux usées de la ville de Boumerdès (surtout avec l'existence des bidonvilles après le séisme de 21 Mai 2003). En face oued Réghaia les eaux sont bien

oxygénés avec une diminution des teneurs de $p\text{CO}_2$ ce qui due probablement a la photosynthèse.

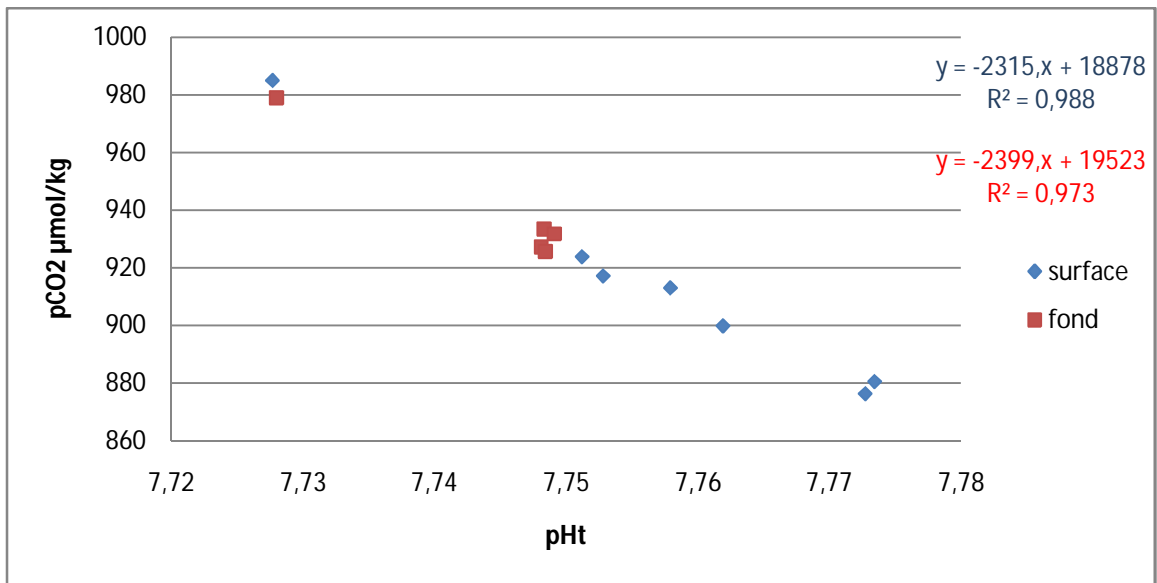


Figure 4-56 : Relation $p\text{CO}_2$ – pH_T dans la baie de Zemmouri.

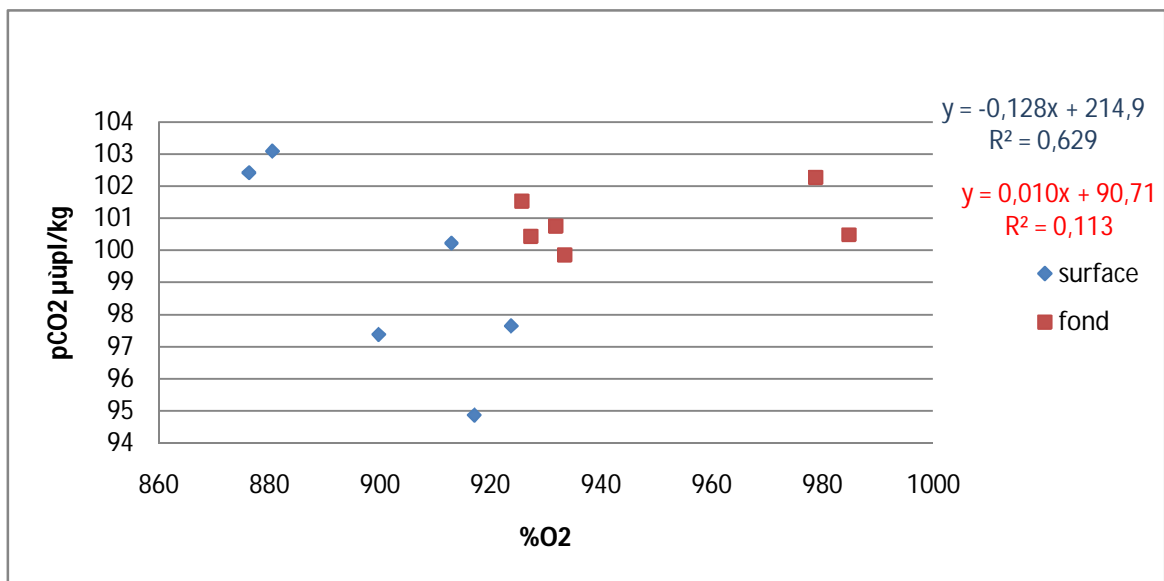


Figure 4-57 : Relation $p\text{CO}_2$ - %O₂ dans la baie de Zemmouri.

4.4 Flux air-mer de carbone et d'oxygène

4.4.1 Baie de Bou Ismail

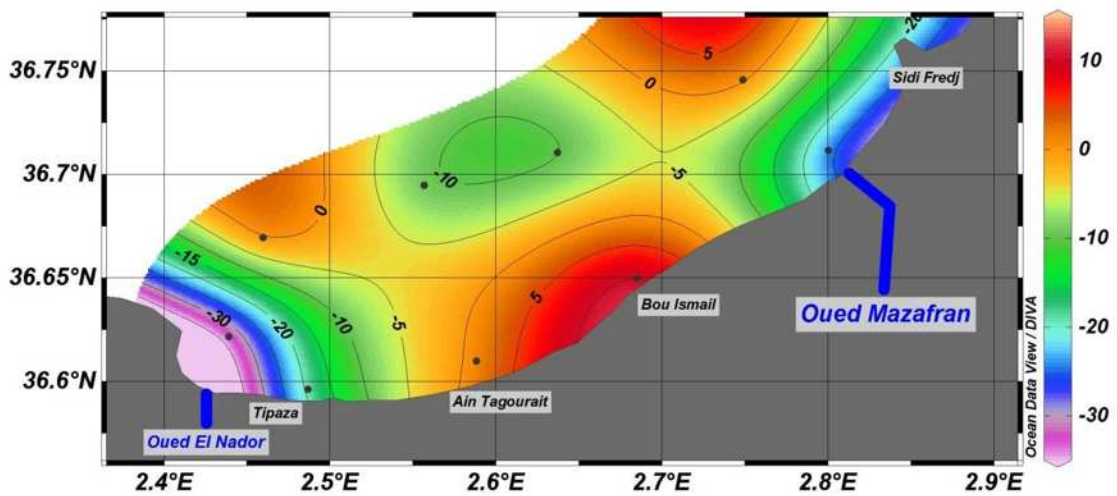


Figure 4-58 : Distribution horizontale du flux air-mer d'O₂ de la baie de Bou Ismail.

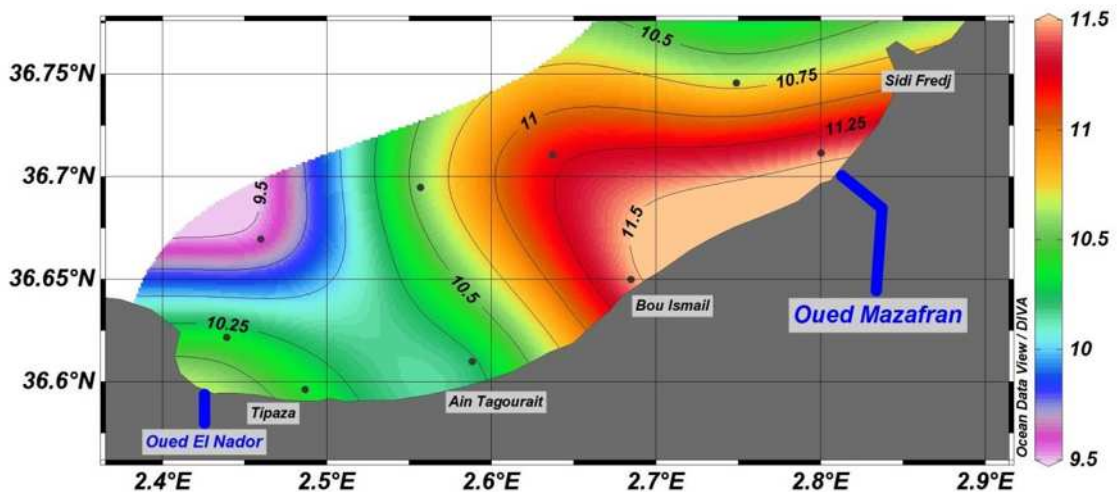


Figure 4-59 : Distribution horizontale du flux air-mer de CO₂ de la baie de Bou Ismail.

Les valeurs des flux air-mer d'O₂ (F_{O_2}) observées dans la baie de Bou Ismail varient entre $-34,55 \text{ mmol.m}^{-2}.\text{jr}^{-1}$ et $11,91 \text{ mmol.m}^{-2}.\text{jr}^{-1}$ avec une moyenne de $-9,34 \pm 14,57 \text{ mmol.m}^{-2}.\text{jr}^{-1}$, par contre les valeurs des flux air-mer de CO₂ (F_{CO_2}) observées varient entre $9,53 \text{ mmol.m}^{-2}.\text{jr}^{-1}$ et $11,47 \text{ mmol.m}^{-2}.\text{jr}^{-1}$ avec une moyenne de $10,65 \pm 0,63 \text{ mmol.m}^{-2}.\text{jr}^{-1}$.

Les valeurs calculées des flux air-mer en CO₂ montrent clairement que la baie de Bou Ismail se comporte comme une importante source de CO₂ pour l'atmosphère (ce qui est due aux faibles valeurs observées en pH_T), avec des comportements source ou puits très variable sur le flux d'O₂.

En face des deux oueds Mazafran et Nador, les puits d'oxygène sont associés à des sources de CO₂ (avec des intensités variables en fonction de la nature et des débits des oueds),

le comportement de source de CO_2 est probablement dû à la dégradation de la matière organique apportée par ces deux oueds.

En face de la ville de Bou Ismail, la source de CO_2 est associée à une source d' O_2 , cela est dû à la présence d'une forte activité photosynthétique en surface, avec une activité de calcification qui produit plus de CO_2 , ce qui amplifie légèrement le flux sortant de CO_2 dans cette zone. (Suykens, et al., 2010) puis (Harlay, et al., 2011) rapportent que la calcification liée à l'efflorescence des coccolithophoridés a la possibilité de diminuer l'absorption de CO_2 (en augmentant la pression partielle de CO_2 dans l'eau) mais que ce phénomène n'est pas suffisant pour renverser la direction du flux. Dans notre cas si les coccolithophoridés sont responsables de cette calcification et sachant que la baie de Bou Ismail a déjà un comportement de source de CO_2 donc l'activité calcifiante va accentuer ce rôle de source de CO_2 .

4.4.2 Baie d'Alger

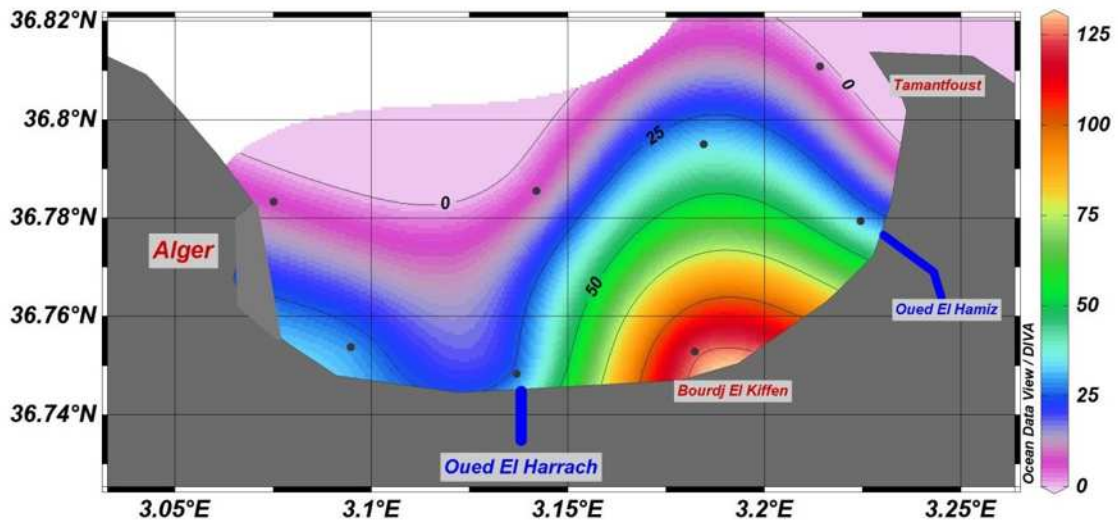


Figure 4-60 : Distribution horizontale du flux air-mer d'O₂ de la baie d'Alger.

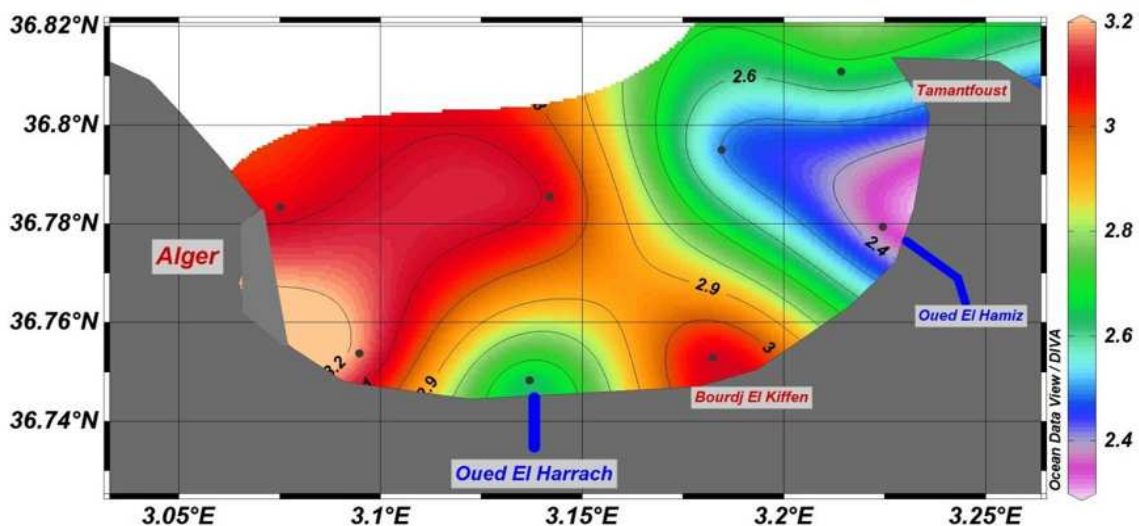


Figure 4-61: Distribution horizontale du flux air-mer de CO₂ de la baie d'Alger.

Les valeurs calculées des flux air-mer en CO₂ et O₂ montrent clairement que la baie d'Alger se comporte comme une source d'O₂ parfois très importante (au niveau de la côte), et comme une source de CO₂ pour l'atmosphère sur la totalité de la baie. Les valeurs des flux air-mer d'O₂ (F_{O₂}) observées varient entre 2,5 mmol.m⁻².jr⁻¹ et 125,49 mmol.m⁻².jr⁻¹ avec une moyenne de 32,48 ± 39,63 mmol.m⁻².jr⁻¹, par contre les valeurs des flux air-mer de CO₂ (F_{CO₂}) observées varient entre 2,33 mmol.m⁻².jr⁻¹ et 3,82 mmol.m⁻².jr⁻¹ avec une moyenne de 2,82 ± 0,33 mmol.m⁻².jr⁻¹.

Sur les stations plus au large de la baie, l'intensité des flux CO₂ et O₂ est plus ou moins inversée, pour les stations proches de la côte et en face des deux oueds, on observe les minimums de flux de CO₂ avec d'importants flux d'O₂ ce qui est dû probablement aux faibles apports en matière organique par ces deux oueds en été, à la dominance de la photosynthèse.

En face de Bourdj el kiffen on observe un pic de flux d' O_2 accompagné par un important flux de CO_2 (même cas que les eaux en face de la ville de Bou Ismail mais avec un F_{O_2} plus important et un F_{CO_2} moins important), ce qui est dû probablement à l'explosion de l'activité photosynthétique au niveau de cette station, et à une faible activité calcifiante probablement des coccolithophoridés (le cas du bloom de juillet 2013 dans la baie d'Alger, APPL 2014) ce qui intensifie le flux de CO_2 .

En face la ville d'Alger jusqu'au centre de la baie, le flux de CO_2 augmente avec une diminution de flux d' O_2 ce qui est probablement dû à la diminution de l'activité photosynthétique qui s'exprime par la diminution de pH_T (figure 4-26) et l'augmentation de pCO_2 .

4.4.3 Baie de Zemmouri

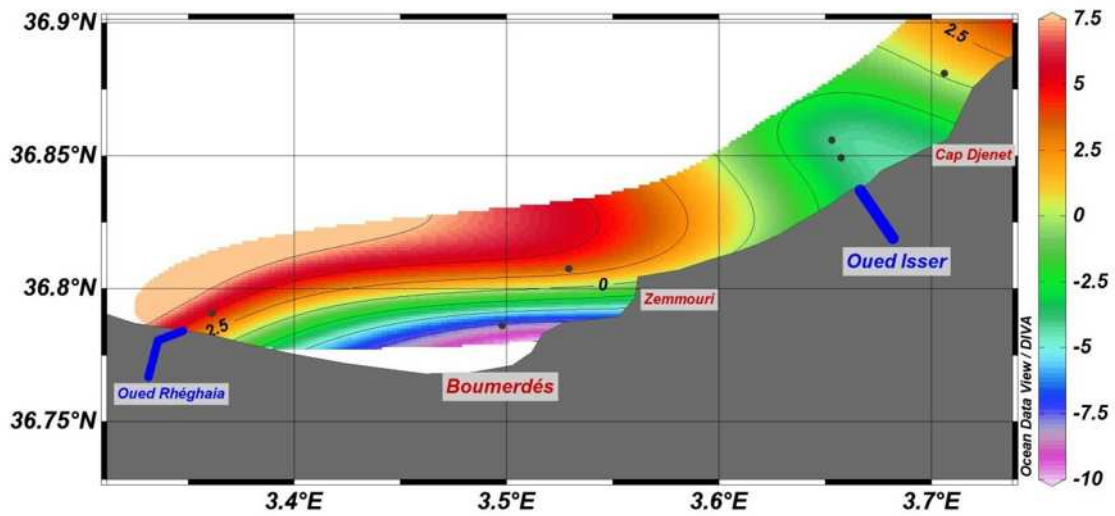


Figure 4-62 : Distribution horizontale du flux air-mer d'O₂ de la baie de Zemmouri.

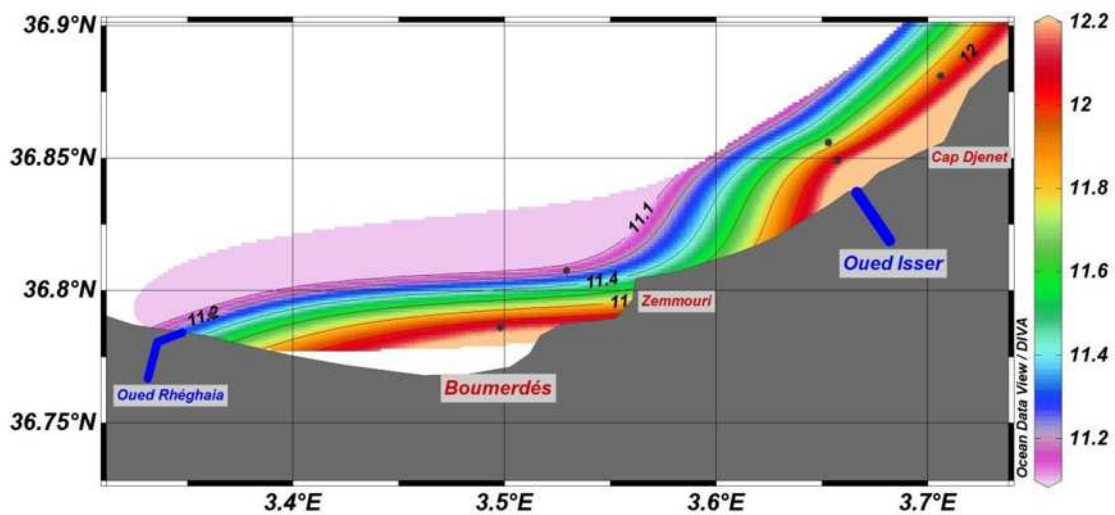


Figure 4-63: Distribution horizontale du flux air-mer de CO₂ de la baie de Zemmouri.

Les valeurs des flux air-mer d'O₂ (F_{O_2}) observées dans la baie de Zemmouri varient entre $5,1 \text{ mmol.m}^{-2}.\text{jr}^{-1}$ et $-8,43 \text{ mmol.m}^{-2}.\text{jr}^{-1}$ avec une moyenne de $-1,20 \pm 5,26 \text{ mmol.m}^{-2}.\text{jr}^{-1}$, par contre les valeurs des flux air-mer de CO₂ (F_{CO_2}) observées varient entre $11,11 \text{ mmol.m}^{-2}.\text{jr}^{-1}$ et $12,18 \text{ mmol.m}^{-2}.\text{jr}^{-1}$ avec une moyenne de $11,7 \pm 0,47 \text{ mmol.m}^{-2}.\text{jr}^{-1}$.

Les valeurs calculées des flux air-mer en CO₂ présentent de faibles variations et montrent clairement que la baie de Zemmouri se comporte comme une importante source de CO₂ pour l'atmosphère avec des comportements source ou puits très variables pour l'oxygène.

Dans la partie Est et centrale de la baie et en face de oued Isser et la ville de Boumerdès l'important flux de CO₂ est associé à un puits d'oxygène, ce qui est dû probablement à la dégradation de la matière organique déversée dans cette zone côtière. Dans la partie ouest de la baie et à côté de oued Réghaia, le flux de CO₂ est légèrement faible par rapport à la zone en

face oued Isser, par contre cette zone se comporte comme une source d'oxygène ce qui peut être relié à la dominance de la photosynthèse non calcifiante avec la présence des Herbiers à posidonie (PAC 2006), et aussi au faible débit et la nature différente des apports de Oued Réghaia par rapport à oued Isser.

4.5 Comparaison des flux de carbone entre les trois baies ($p\text{CO}_{2\text{eau}} - p\text{CO}_{2\text{air}}$)

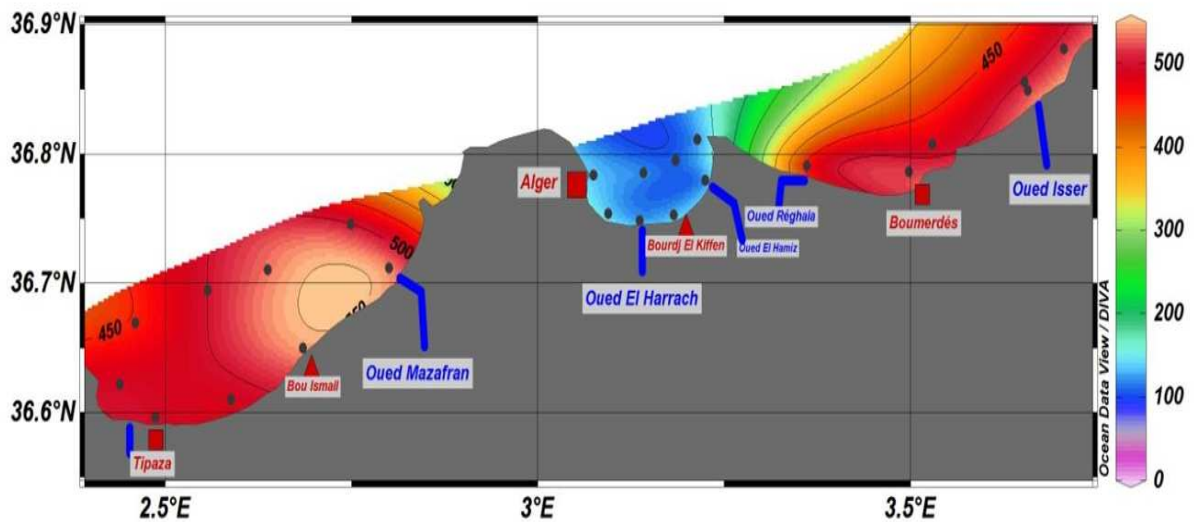


Figure 4-64 : Distribution horizontale de la différence de pression de CO_2 entre l'eau et l'air pour le bassin algérois en juin –juillet 2014.

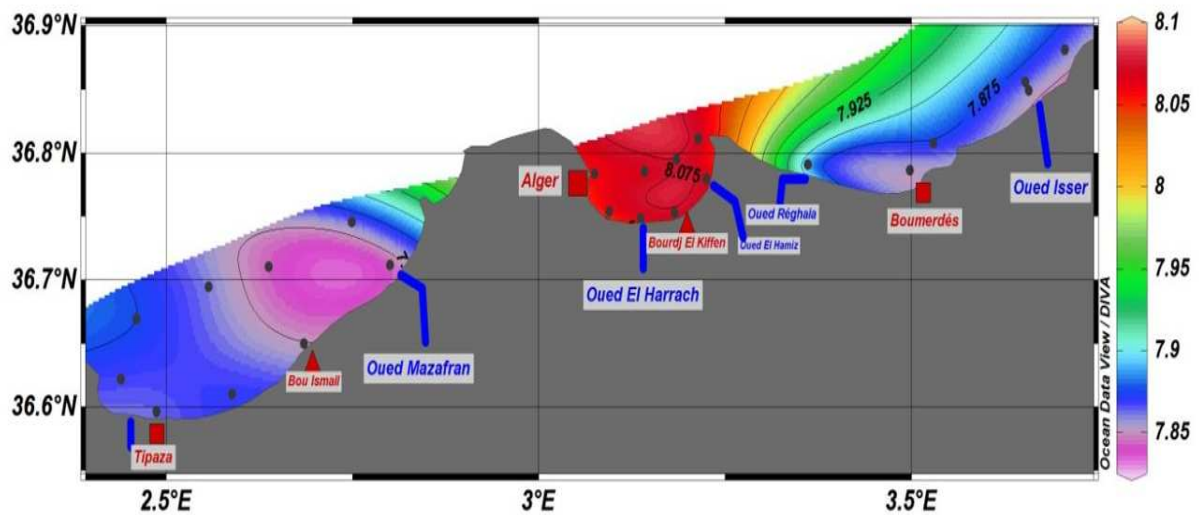


Figure 4-65 : Distribution horizontale de pH dans les eaux de surface du bassin algérois en juin –juillet 2014.

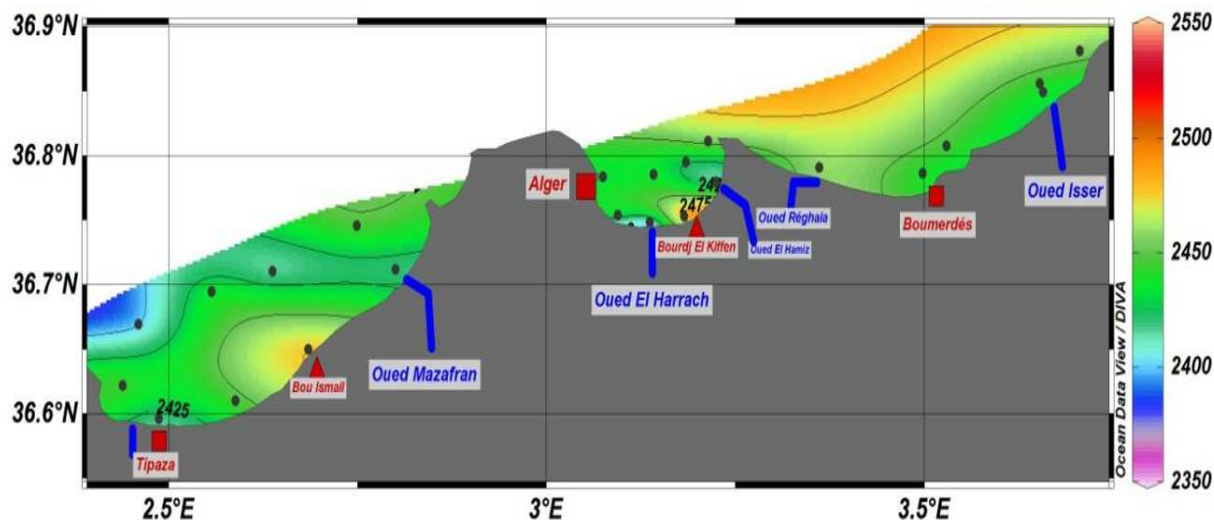


Figure 4-66 : Distribution horizontale d'AT ($\mu\text{mol/kg}$) dans les eaux de surface du bassin Algérois.

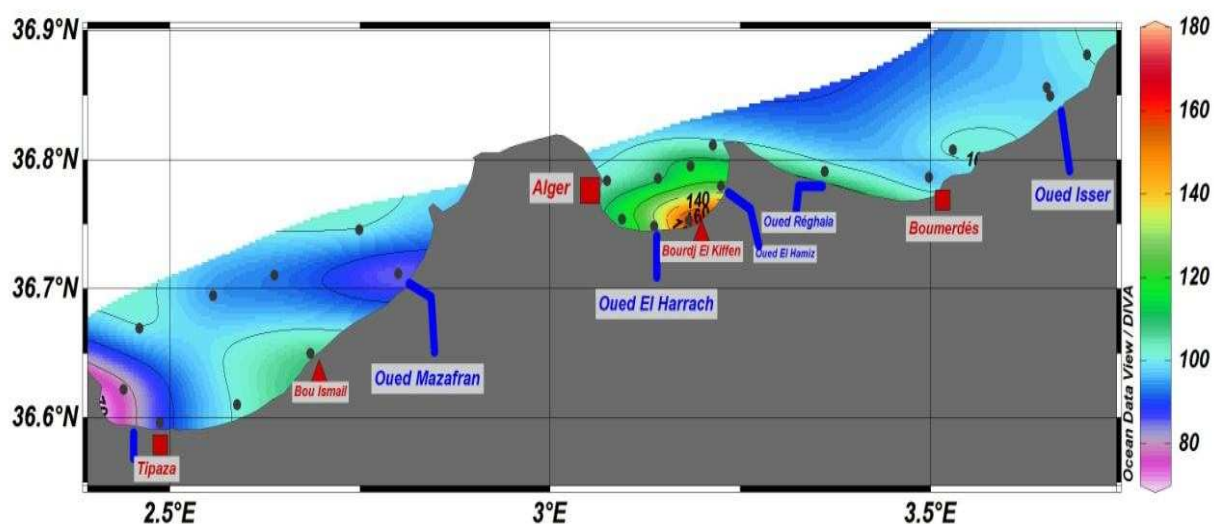


Figure 4-67 : Distribution horizontale de degré de saturation en Oxygène (%) dans les eaux de surface du bassin Algérois.

La distribution horizontale de la différence de pression partielle de CO_2 entre les eaux de surface et l'atmosphère en juin-juillet 2014 (figure 4-65) montre clairement que le bassin algérois se comporte comme une importante source de CO_2 pour l'atmosphère.

Les maximums de flux de CO_2 sont observés dans la baie de Zemmouri et Bou Ismail, en face des deux grands oueds Isser et Mazafran, ce qui pourrait être dû à l'augmentation de pCO_2 induite par la dégradation de la matière organique apportée par ces deux derniers et la diminution de pH.

La baie d'Alger présente l'écart le plus faible entre le pCO_2 (eau) et pCO_2 (air) avec une oxygénation très importante (figure 4-67) et un pH moins acide (figure 4-65) par rapport aux deux autres baies. Cela est dû à l'intensification de la photosynthèse en surface favorisée par l'augmentation de la température, les apports en eaux usées domestiques (surtout en face de la

ville de Bourdj el kiffen) et la morphologie de la baie qui se présente comme une cuve et favorisant les blooms phytoplanctoniques, augmentant localement le pH_T dans cette baie à une moyenne de 7,96 par rapport aux deux autres baies (baie de Bou Ismail : 7,76 - baie de Zemmouri : 7,75). Les apports de nutriments sont également susceptibles d'augmenter la production primaire en zone côtière, influant sur le cycle du carbone et de l'azote de façon journalière ou saisonnière (Aufdenkampe, et al., 2011).

Même avec la légère augmentation de pH_T dans la baie d'Alger (conséquence de la biologie et l'hydrodynamisme), les valeurs de pH_T dans le bassin algérois restent faibles par rapport à ce qu'on observe en surface dans le reste de la Méditerranée, environ 7,85 à 8 dans le bassin Algérien pour des profondeurs entre 0 à 500m (Campagne Météor N84 3, 2011).

D'après (Barton, et al., 2012), Sur certaines côtes, les remontées d'eaux profondes souvent saisonnières ("upwellings") entraînent une diminution du pH et de Ω le long des côtes, induisant des événements d'acidification ponctuels dans ces habitats. En fonction de l'équilibre entre les quantités de CO_2 d'origine anthropique absorbées par les eaux côtières, l'export d'eau d'alcalinité différente, les variations en matière organique et les changements entre production primaire, respiration et calcification en lien avec les concentrations en nutriments, les écosystèmes côtiers supportent des périodes d'acidification ou d'alcalinisation à de multiples échelles de temps, indépendantes du phénomène global d'Acidification des Océans (AO).

Le long de la pente continentale algérienne, c'est le seul effet Coriolis qui conditionne l'instabilité de l'écoulement des eaux atlantique, connu désormais sous le nom de courant algérien (Millot, et al., 2005). Lorsqu'il est déstabilisé, ce courant entraîne la formation de tourbillons anticycloniques d'abord de taille réduite (quelques dizaines de kilomètres), qui sont associés à un phénomène d'upwelling sur leur bord sud-ouest et qui se propagent vers l'est à une vitesse de quelques kilomètres par jour. Ces tourbillons pouvant atteindre des diamètres de près de 300 kilomètres (certains ayant même été bloqués entre la pente algérienne et les Baléares) et s'étendre jusqu'au fond (> 2 000 m) (Millot, 2013).

Dans le bassin algérois ces phénomènes de résurgences côtières sont fréquents, Boulahdid et al, en 2003 et 2009 ont observé une résurgence dans la baie d'Alger et la baie de Bou Ismail, ainsi que Bouzetine et Zerrouki (Avril 2011) qui ont observé des signes de résurgence au centre de la baie d'Alger.

En plus, l'alcalinité dans les trois baies présente un comportement non conservatif par rapport à la salinité (figures 4-25, 4-32 et 4-39), avec une bonne saturation en oxygène dans les trois baies (sauf en face de oued Nadour et Mazafran), résultant d'une forte activité photosynthétique indissociable de l'activité calcifiante ce qui fait intensifier le flux de CO_2 et probablement diminuer l'AT.

L'évidence expérimentale indique qu'il existe de grandes variations dans les besoins en CO_2 , la sensibilité et le métabolisme des divers groupes taxonomiques de phytoplancton, et souligne le fait que certains groupes, tels les coccolithophoridés calcifiants, pourraient bénéficier plus que d'autres de l'augmentation actuelle du CO_2 atmosphérique, par rapport aux diatomées non-calcifiants (Riebesell, U., 2004). Par exemple, *Emiliania huxleyi* fait généralement preuve d'un taux de photosynthèse plus élevé en réponse à une hausse de CO_2 et Diminution des taux de calcification de 40% liée à une hausse de pCO_2 chez *Emiliania huxleyi*, aussi bien en laboratoire qu'à l'état naturel (Wolf-Gladrow, et al., 1999). Ce qui va modifier le rapport **photosynthèse/calcification**.

Cela nous amène à dire que cette forte source de CO₂ et ce faible pH_T est la résultante de plusieurs facteurs :

- Les résurgences côtières avec leurs eaux plus acides et des pCO₂ très élevés.
- Les apports d'eaux usées douces chargées de matière organique et parfois alcalins.
- Les équilibres entre photosynthèse, respiration et calcification.
- Les conditions climatiques qui font augmenter la température des eaux de surface et modifient la spéciation de la chimie des carbonates et favorisent les blooms phytoplanctoniques.

4.6 Evolution des paramètres du système des carbonates et de l'oxygénation

4.6.1 Baie d'Alger

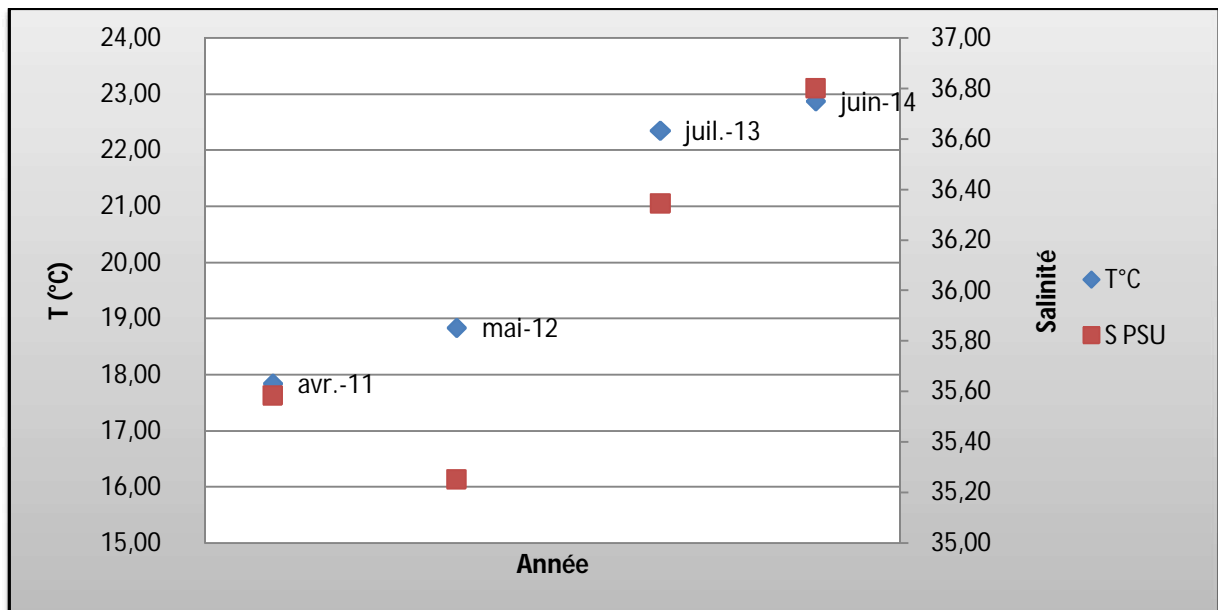


Figure 4-68 : Evolution des moyennes des températures et de salinité observées dans la baie d'Alger durant ces quatre dernières années (avril 2011, mai 2012, juillet 2013 et juin 2014, voir Annexe 5).

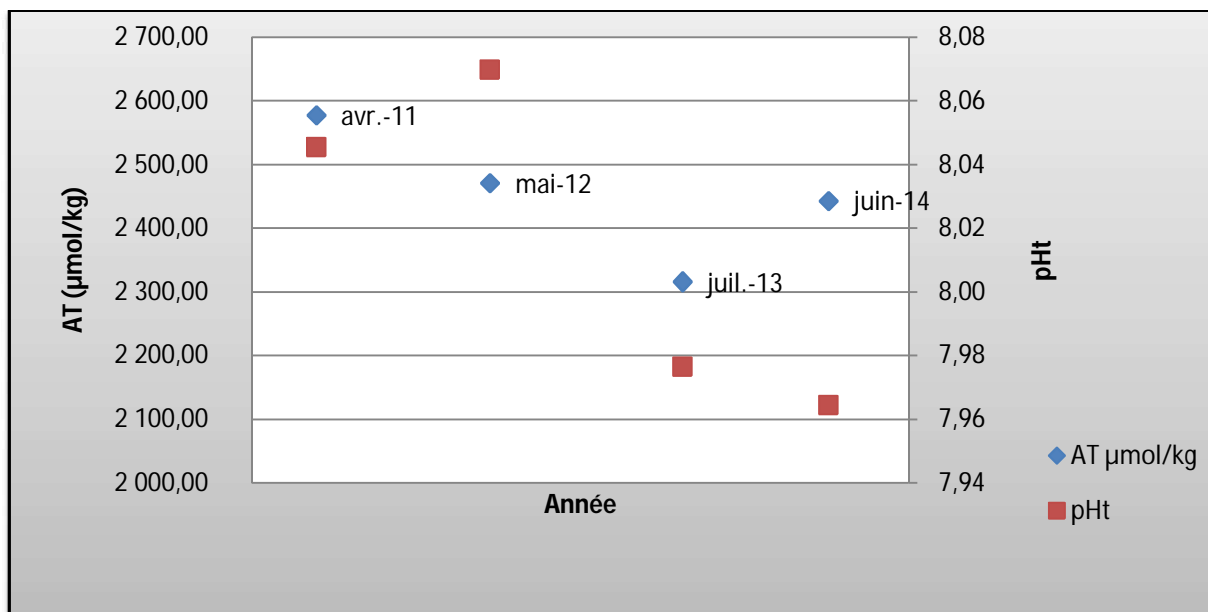


Figure 4-69 : Evolution des moyennes d'Alcalinité et de pH observées dans la baie d'Alger durant ces quatre dernières années (avril 2011, mai 2012, juillet 2013 et juin 2014, voir Annexe 5).

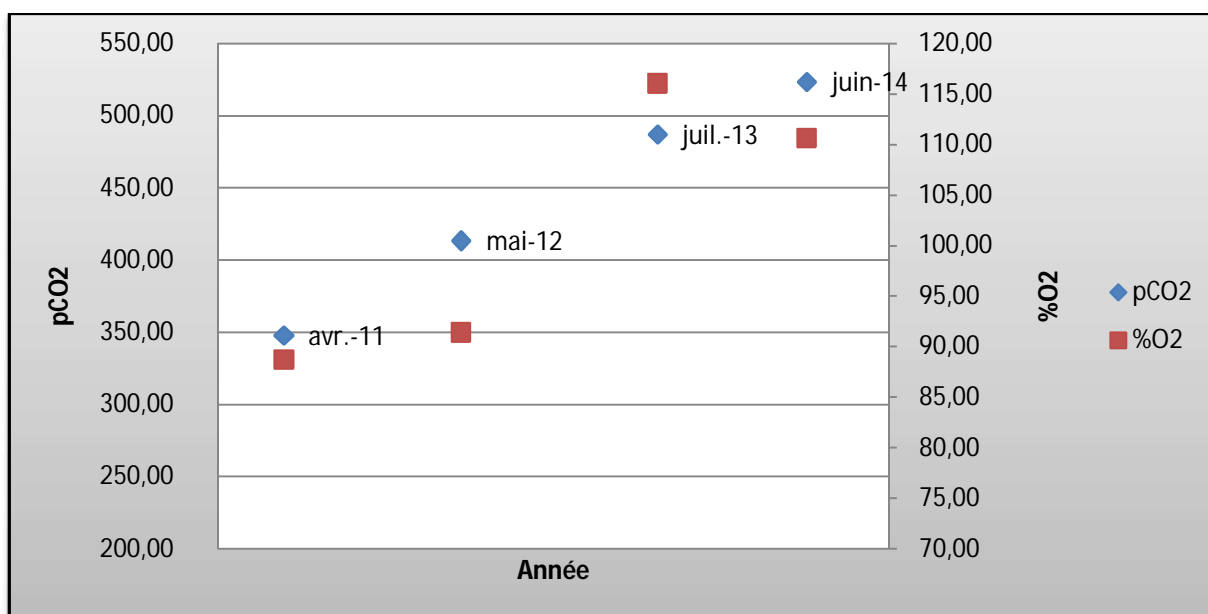


Figure 4-70 : Evolution des moyennes de pCO₂ et de %O₂ observées dans la baie d'Alger durant ces quatre dernières années (avril 2011, mai 2012, juillet 2013 et juin 2014, voir Annexe 5).

Au niveau de la baie d'Alger, les travaux antérieurs montrent bien qu'il y a une relation entre l'alcalinité des eaux et les précipitations qui augmentent les apports côtiers. En fait pour les années 2011, 2012 et 2014 les précipitations sont plus importantes au mois d'Avril, Mai et Juin (voir les graphes précipitations 2014, 2012 et 2011. Annexe 5). On enregistre des teneurs moyennes en alcalinité totale plus élevées même par rapport à ce qu'on observe à la surface

de la Méditerranée (figure 4-69), cela est probablement dû aux acides humiques ou à la nature carbonatée du terrain.

Pour juillet 2013 où les prélèvements ont été effectués après une longue période de sécheresse (voir le graphe de précipitations 2013. Annexe 5) les teneurs moyennes d'alcalinité sont les plus faibles.

Dans la baie d'Alger dès que la température des eaux dépasse les 20°C en moyenne et que le taux d'ensoleillement augmente (voir le graphe Annexe 5), on observe une intensification de l'activité photosynthétique à la surface de l'eau (Juillet 2013 et Juin 2014) qui se traduit par une sursaturation en O₂ des eaux de la baie d'Alger, malheureusement on a peu de données de sels nutritifs pour conclure sur l'effet des apports de ces derniers sur l'activité photosynthétique mais les données montrent que pour le bloom de fin Juillet 2013, des pic très élevés en phosphore et en azote ont été observés (voir le tableau 6).

Tableau 6 : valeurs moyennes et extrêmes des sels nutritifs durant les trois campagnes de (2011, 2012 et 2013) dans la baie d'Alger.

	Avril 2011		Mai 2012		Juillet 2013	
	PO ₄ μmol/l	N μmol/l	PO ₄ μmol/l	N μmol/l	N μmol/l	PO ₄ μmol/l
Max	0,62	0,36	0,53	1,22	2,26	4,25
Min	0,26	0,03	0,40	0,44	0,53	0,03
moyenne	0,39	0,16	0,48	0,83	1,40	0,48
écart type	0,05	0,07	0,02	0,15	0,55	1,04

Pour les valeurs de pH observées durant ces quatre dernières années on observe une tendance à l'acidification (voir le graphe 4-69) (bien que les dernières années on observe des eaux plus saturées en oxygène), qu'on ne peut pas confirmer car les observations ne sont pas effectuées à la même période et dans des conditions similaires.

Les flux air-mer dans la baie d'Alger présentent des variabilités d'une année à une autre et même au sein de la même période, d'où on observe pour les années 2011, 2012 et 2013 les deux phénomènes sources-puits mais avec des intensités et une distribution très variables.

En avril 2011 la partie proche de la côte faisait office de puits de CO₂ contrairement à la partie plus au large de la baie qui elle, jouait le rôle de source de CO₂ (figure 4-71) avec des eaux sous-saturées en oxygène sur la totalité des eaux de surface (figure 4-72). Ceci est dû probablement aux forts apports côtiers plus alcalins qui font modifier l'équilibre des systèmes des carbonates proche de la coté (d'où ce puits de CO₂), et aussi dans la même année Bouzetine et Zerrouki ont observé des signes de résurgence au centre de la baie ce qui peut alimenter les eaux de la baie par des eaux de fond plus acides ce qui peut expliquer le rôle de source de CO₂ au large.

En mai 2012 on observe le contraire de ce qui avait en avril 2011 (figure 4-73), la zone proche de la côte a réagi comme étant une source de CO₂ et la zone plus au large a réagi

comme un puits. Dans cette période les précipitations étaient moins importantes qu'en avril 2011 et on n'observe pas de résurgence, donc la zone proche de la côte est source de CO₂ probablement à cause de la dégradation de la matière organique diverse dans cette baie d'où on observe une diminution de la saturation des eaux en oxygène proche de la cote (figure 4-74).

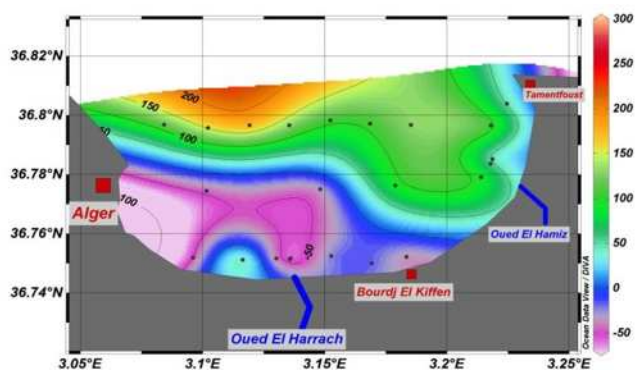


Figure 4-71: Distribution horizontale de la différence de pression de CO₂ entre l'eau et l'air pour La baie d'Alger Avril 2011.

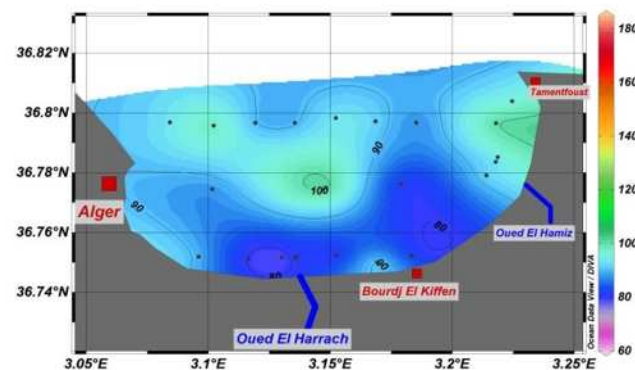


Figure 4-72 : Distribution horizontale de degré de saturation en Oxygène dans les eaux de surface de la baie d'Alger Avril 2011.

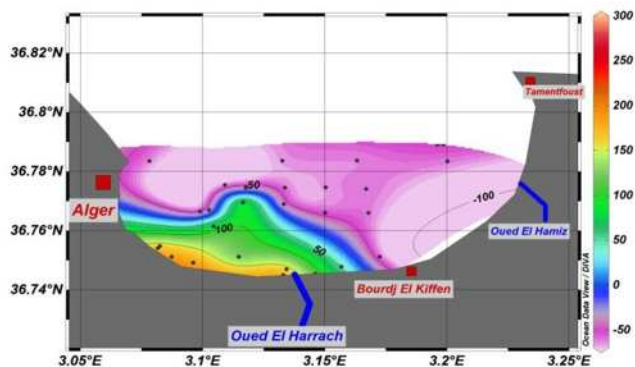


Figure 4-73 : Distribution horizontale de la différence de pression de CO₂ entre l'eau et l'air pour La baie d'Alger Mai 2012.

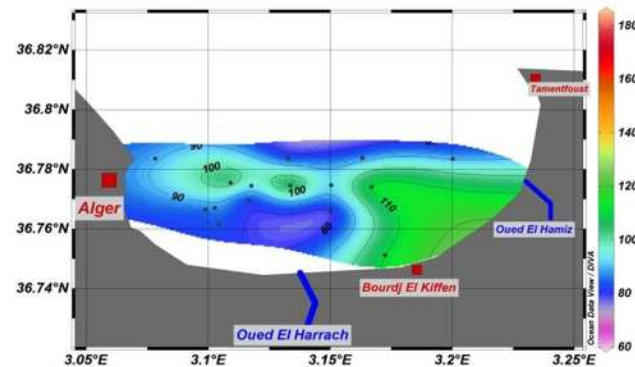


Figure 4-74 : Distribution horizontale de degré de saturation en Oxygène dans les eaux de surface de la baie d'Alger Mai 2012.

En juillet 2013, pendant la période de bloom (figure 4-79) de cocolithophoridés (APPL 2014) des puits de CO₂ sont observés en face des deux oueds Hamiz et el Harrach avec des pics de saturation en oxygène dissous (figure 4-79) ce qui est dû à la prolifération de phytoplancton et l'activité photosynthétique qui consomme le CO₂.

En juin 2014 la baie a réagi dans sa totalité comme une source de CO₂ pour l'atmosphère, avec des eaux bien saturées en O₂, résultat de l'activité biologique (calcification) et de l'hydrodynamisme dans cette baie.

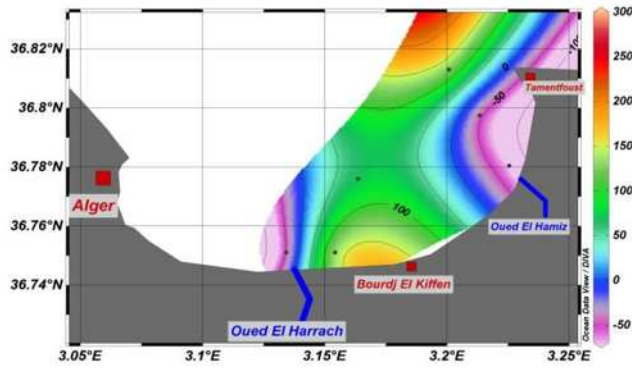


Figure 4-75 : Distribution horizontale de la différence de pression de CO₂ entre l'eau et l'air pour La baie d'Alger Juillet 2013.

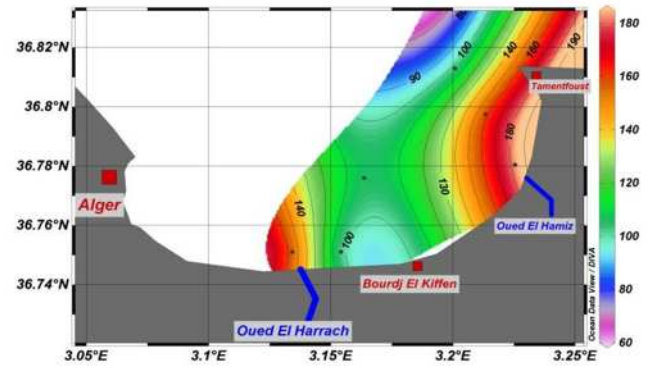


Figure 4-76 : Distribution horizontale de degré de saturation en Oxygène dans les eaux de surface de la baie d'Alger Juillet 2013.

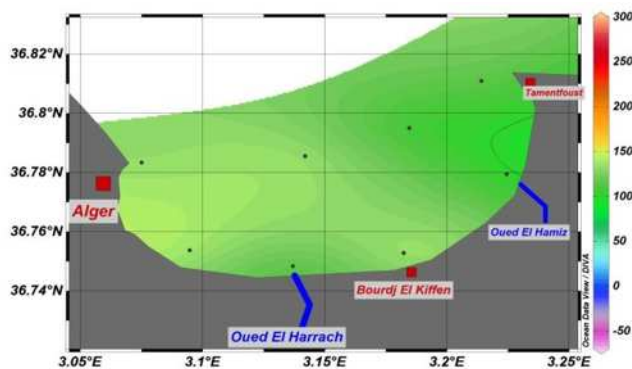


Figure 4-77 : Distribution horizontale de la différence de pression de CO₂ entre l'eau et l'air pour La baie d'Alger Juin 2014.

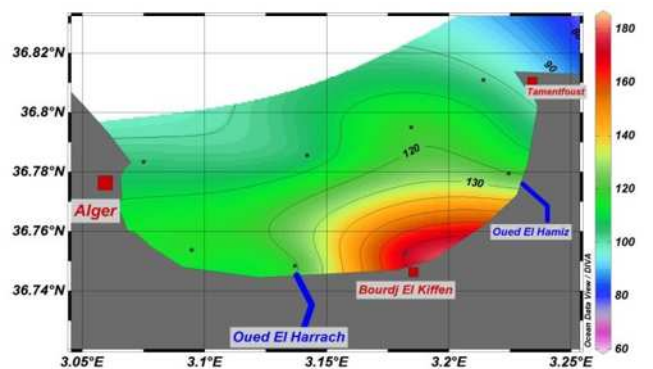


Figure 4-78 : Distribution horizontale de degré de saturation en Oxygène dans les eaux de surface de la baie d'Alger Juin 2014.



Figure 4-79 : Bloom de coccolithophoridés dans la partie ouest de la baie d'Alger (juillet-août 2013).

4.6.2 Baie de Bou Ismail

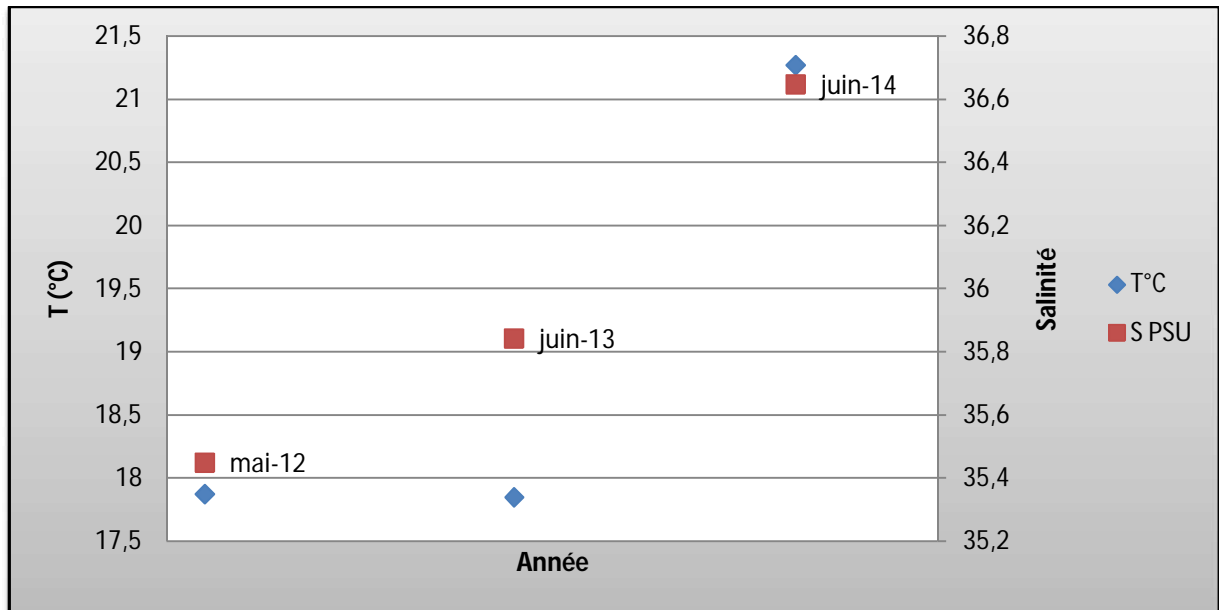


Figure 4-79 : Evolution des moyennes des températures et de salinité observées dans la baie de Bou Ismail durant ces trois dernières années (mai 2012, mai 2013 et juin 2014)

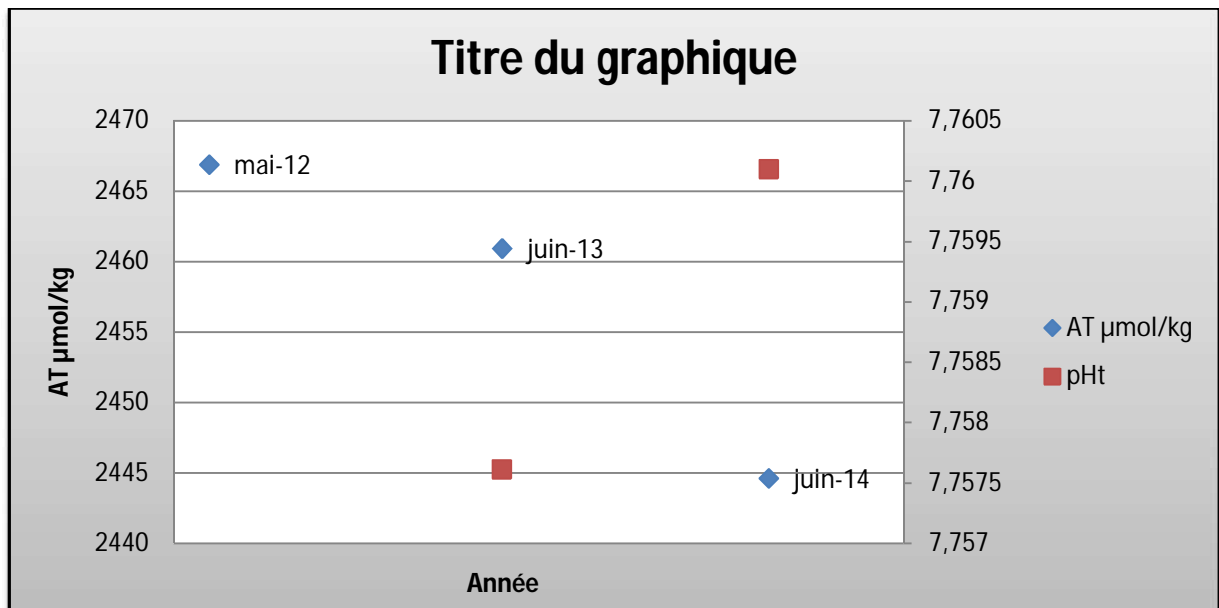


Figure 4-80 : Evolution des moyennes d'AT et de pH observées dans la baie de Bou Ismail durant ces trois dernières années (mai 2012, mai 2013 et juin 2014 voir Annexe 5).

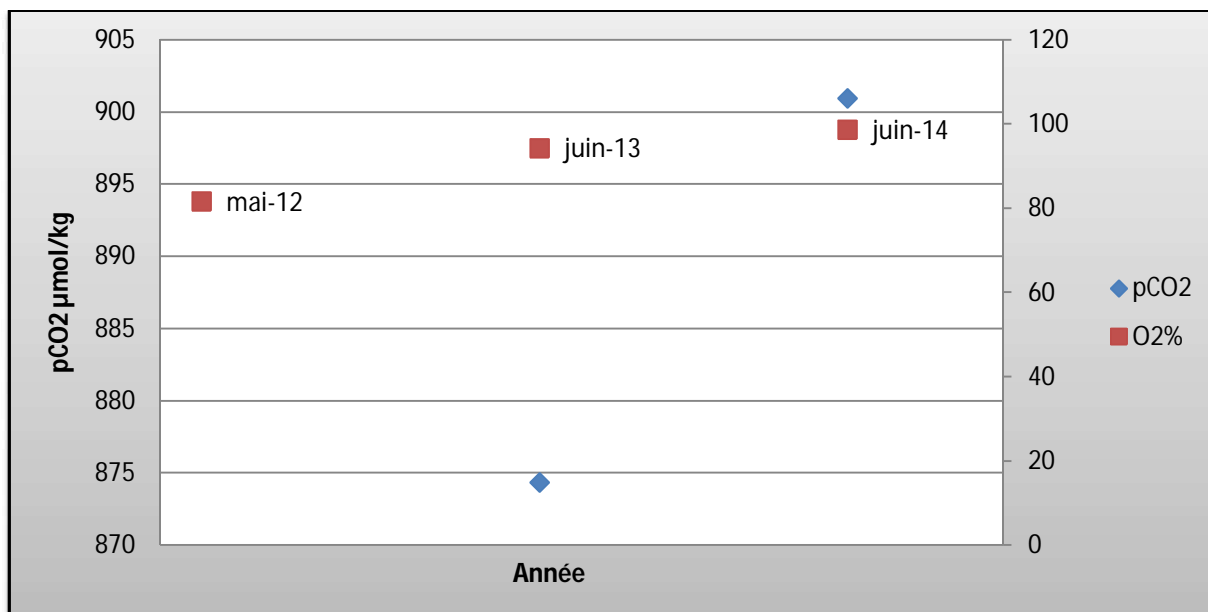


Figure 4-81 : Evolution des moyennes des pCO₂ et de %O₂ observées dans la baie de Bou Ismail durant ces trois dernières années (mai 2012, mai 2013 et juin 2014).

Dans la zone en face de oued Mazafran, les travaux antérieurs ne montrent pas qu'il y a une relation entre l'alcalinité des eaux et les précipitations, l'alcalinité moyenne dans cette région pour les périodes Mai 2012, Mai 2013 et Juin 2014 ne montre pas de variations notables même avec les précipitations qui sont variables d'une année à l'autre. On enregistre des teneurs moyennes en alcalinité totale comparables à ceux que l'on observe à la surface de la Méditerranée, ce qui pourrait être dû à la stabilité des apports de oued Mazafran dans la période de prélèvement malgré les faibles précipitations.

Dans cette région de la baie de Bou Ismail, on n'observe pas de bloom phytoplanctonique important, les eaux sont pour les trois périodes de prélèvement en moyenne sous-saturées en oxygène dissous et les teneurs de pCO₂ sont très élevées. Ce qui est dû probablement à la dégradation de la matière organique apportée par l'oued Mazafran et les résurgences Côtières qui alimentent les eaux de surface en eaux de fond plus acides et plus alcalines, ce qui explique le comportement source de cette région de la baie pour ces dernières années.

Conclusion

Conclusion

Au terme de ce travail, qui a porté sur l'étude de l'acidification et l'oxygénation de la côte Algéroise pendant l'été 2014, nous sommes arrivés à certaines conclusions, nous citons :

Les maximums de flux de CO₂ sont observés dans la baie de Zemmouri et Bou Ismail, à proximité des deux grands oueds Isser et Mazafran, les apports de ces deux derniers génèrent localement des perturbations physiques (création de fronts entre les masses d'eau), et biologiques, par les apports d'eaux chargées en matière organique, la dégradation de cette dernière favorise davantage la production du CO₂, ce qui perturbe localement le pH et l'alcalinité des milieux.

La présence d'importants blooms phytoplanctoniques au niveau de la baie d'Alger, favorisés par sa richesse en sels nutritifs apportés par les eaux domestiques et son faible hydrodynamisme, réduit l'intensité du flux de CO₂ et augmente le degré de saturation en O₂.

L'existence probable d'upwellings côtiers dans le bassin Algérois qui provoquent une acidification locale suite à la remontée d'eau du fond plus acide diminuant ainsi le pH, ceci permet de créer des micro-environnements chimiques dans lesquels la diminution globale de pH prévue dans un contexte d'Acidification Océanique n'est pas du tout maintenue.

La totalité du bassin Algérois jouait le rôle de source de CO₂ pour l'atmosphère pendant l'été 2014.

Le concept général d'Acidification Océanique décrit pour l'océan ouvert est difficilement applicable pour le bassin Algérois, de par la variabilité de la chimie des carbonates et les nombreux facteurs physico-chimiques qui s'y combinent et interagissent avec les communautés benthiques et pélagiques :

- L'influence de la production primaire (souvent associé à une activité calcifiante) notamment à proximité des rejets d'eaux usées domestiques ;
- activité photosynthétique non calcifiante des herbiers à posidonie qui diminue le degré d'acidité des eaux de fond ;
- L'impact probable de l'acidification locale résultant des remontées d'eau profonde plus acide qui s'accompagne par un enrichissement du milieu en sels nutritifs ;
- Les apports côtiers qui influencent (localement et différemment selon leurs natures) le pH (cas de l'oued Isser et Mazafran) et l'alcalinité (le cas des eaux en face la ville de Bou Ismail et Bourdj El Kiffen) ;
- L'influence des conditions météorologiques et l'hydrodynamisme qui favorisent le développement des blooms phytoplanctoniques.

Cela confirme que le bassin Algérois est sensible aux changements climatiques et à la solubilisation des gaz atmosphériques.

Perspectives et recommandations

Pour améliorer la compréhension à la fois du système des carbonates et des échanges air-mer en CO_2 et O_2 au niveau du bassin Algérois, on propose :

- Une meilleure couverture spatiale vers le large et un échantillonnage dans les Oueds qui permettrait d'améliorer les relations entre les différents paramètres mesurés et les apports côtiers.
- Une étude des courants au niveau de chaque baie. Cela rendrait possible la compréhension de la dynamique des eaux et donc le déplacement des polluants.
- L'identification des espèces de phytoplancton ainsi que les dosages de la chlorophylle et les sels nutritifs permettraient d'estimer la production primaire et de mettre en évidence l'influence de l'activité biologique sur le système des carbonates.
- Un suivi à long terme du phénomène de résurgences dans la baie Algéroise.
- L'extrapolation des relations établies pendant notre période d'échantillonnage (juin-juillet) sur tous les mois de l'année, devrait être validée par des mesures pour chaque mois afin de tenir compte de la variabilité mensuelle des différents paramètres en relation avec les conditions météorologiques.
- Réaliser un suivi de l'eutrophisation et de l'acidification dans le bassin Algérois, avec des points de prélèvement périodiques et l'adoption et l'homogénéisation des protocoles de mesures recommandés et reconnus par la communauté scientifique, afin d'aboutir à des résultats corrects et comparables, permettant de définir les variations naturelles et d'évaluer les problèmes d'acidification et d'eutrophisation.

Bibliographie

Bibliographie

- GOYET, C. et AIT-AMEUR, N. (2006).** Distribution and transport of natural and anthropogenic CO₂ in the Gulf of Cadiz. *Deep-Sea Research II*. Elsevier Ltd. Vol. 53, pp. 1329–1343.
- AIROLDI, L. et BECK, M. (2007).** Loss, status and trends for coastal marine habitats of Europe. *Oceanography and Marine Biology: an Annual Review*, 45:345-405.
- AMINOT, A et CHAUSSEPIED, M. (1983).** *Manuel des analyses chimiques en milieu marin*. Paris : CNEXO.
- AMINOT, A. et CHAUSSEPIED, M. (1983).** *Manuel des analyses chimiques en milieu marin*. Paris : CNEXO.
- AMINOT, A. et KEROUEL, R. (2007).** *Dosage automatique des nutriments dans les eaux marine*. France : IFREMER.
- AMINOT, A. et KEROUEL, R. (2004).** *Hydrologie des Ecosystèmes Marins : Paramètres et Analyses*. France : Ifremer.
- ANIREF. (2013).** *Rubrique Monographique Wilaya: Wilaya de TIPAZA*. Alger : Agence Nationale d'Intermédiation et de Régulation Foncière.
- ANRH. (2013).** *Agence Nationale des Ressources Hydrauliques*. Alger : ANRH.
- ANTHONY, KN (2013).** *Benthic buffers and boosters of ocean acidification on coral reefs*. s.l. : Biogeosciences Discussions. 10: 1831-1865.
- AUFDENKAMPE, AK. (2011).** Riverine coupling of biogeochemical cycles between land, oceans, and atmosphere. s.l. : *Frontiers in Ecology and the Environment*. 9: 53-60.
- BARTON, A. (2012).** The Pacific oyster, *Crassostrea gigas*, shows negative correlation to naturally elevated carbon dioxide levels: Implications for near-term ocean acidification effects. s.l. : *Limnology & Oceanography*. 57: 698-710.
- BEGOVIC, M. (2001).** *Contribution à l'Étude du Système des Carbonates en Méditerranée- Distribution et variation Spatio-Temporelle de la pression Partielle de CO₂ dans les Eaux Superficielle du Bassin Liguro-Provençal. Thèse de Doctorat. Océanographie, Météorologie, Envi*. Paris : Université Paris VI, 2001.
- BENZOHR, M. et MILLOT, C. (1995).** Characteristics and circulation of the surface and intermediate water masses off Algeria. *Elsevier Science*. Pergamon, 1995, Vol. 42, 10.
- BERLAND, B R., BONIN, D.J., et MAESTRINI, S.Y., (1980).** Azote ou Phosphore? Considérations sur le "paradoxe nutritionnel" de la mer méditerranée. *Océanologica Acta*. Vol. 3, 1.
- BIJMA, J., PÖRTNER, H.-O., YESSON, C., ROGERS, A.D., (2013).** Climate change and the oceans – what does the future hold? *Mar. Pollut. Bull.*, 74, 495-505.

BILLEN, G., GARNIER, J., SERVAIS, P., BRION, N., FICHT, A., EVEN, S., BERTHE, T. et POULIN, M., (1999). « L'oxygène : un témoin du fonctionnement microbiologique. » Programme Scientifique SeineAval (éditeur), Seine Aval, IFREMER (Plouzané), vol. 5, p. 32.

BORGES, A.V., et Frankignoulle, M., (2003). Distribution of surface carbon dioxide and air-sea exchange in the English channel and adjacent areas. *Journal of Geophysical Research*. Vol. 108.

BOULAHIDJ, M., (1987). *Analyse des sels nutritifs dans le milieu marin: Etude du mélange des masses d'eau et de l'oxydation de la matière organique dans l'océan.Th.:Géochimie fondamentale.* Paris : Université de Paris VII.

BRAIK, D.J., (1989). *Etude de la dynamique sédimentaire devant Bou Ismail - Sédimentologie-Problèmes d'érosion du littoral-Aménagement. thèse Magistrale en Géologie.* Alger : U.S.T.H.B., p. 174.

BREWER, P.G., et RILEY, J.P., (1965). The automatic determination of nitrate in sea water. *Deep-Sea Research*. Vol. 12, pp. 765-772.

BROECKER, W.S., et PENG, T.-H., (1982). *Tracers in the Sea.* New York : Lamont-Doherty Earth Obs.

CAI, W.-J., X. HU, W.-J. HUANG, M. C. MURRELL, J. C. LEHRTER, S. E. LOHRENZ, W.-C. CHOU, W. ZHAI, J. T. HOLLIBAUGH, Y. WANG, P. ZHAO, X. GUO, K. GUNDERSEN, M. DAI et G.-C. GONG (2011). 'Acidification of subsurface coastal waters enhanced by eutrophication.' *Nature Geosci* 4(11): 766-770, doi:10.1038/ngeo1297 (*Lohrenz-03*).

CALDEIRA, K., et WICKETT, M., (2003). Anthropogenic carbon and ocean pH. *Nature*. 425:365-365.

CALLAWAY, R., ENGELHARD, G. H., DANN, J., COTTER, J., AND RUMOHR, H. (2007). A century of North Sea epibenthos and trawling: comparison between 1902-1912, 1982-1985 and 2000. *Marine Ecology-Progress Series* 346: 27-43.

CAPEL, B., (1998). *Alcalinité, saturation et eaux de chaux.* [Document] France : Copyright/

CAULET, J., (1972). *Les Sédiments Organogènes de Précontinent Algérien.* PARIS : MUSEUM.

CHRISTIAN, R., et MAZZILLI, S., (2007). *Defining the coast and sentinel ecosystems for coastal observations of global change.* *Hydrobiologia*. 577: 55-70..

COLLIGNON, J., (1991). *Ecologie et biologie marines: Introduction à l'halieutique.* Paris : MASSON.

COPIN-MONTEGUT, G., (1996). *Chimie de l'Eau de Mer.* Paris : Institut Océanographique.

COSTANZA, R., (1997). The value of the world's ecosystem services and natural capital. *Nature*, 387:253-260.

- CURRIE, D., et PARRY, G., (1996).** Effects of scallop dredging on a soft sediment community: a large-scale experimental study. *Marine Ecology. Progress Series.* 134:131-150.
- DENMAN, K.L., BRASSEUR, G., CHIDTHAISONG, A., CIAIS, P., COX, P.M., DICKINSON, R.E., HAUGLUSTAINE, D., HEINZE, C., HOLLAND, E., JACOB, D., LOHMANN, U., RAMACHANDRAN, S., DA SILVA DIAS, P.L., WOFSY, S.C., ZHANG X., (2007).** Couplings Between Changes in the Climate System and Biogeochemistry.. In: S. Solomon, D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor, H.L. Miller (eds.), *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change.* Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- DIAZ, R., et ROSENBERG, R., (2008).** Spreading dead zones and consequences for marine ecosystems. *Science.* 321:926-929.
- DICKSON , A.G., (1981).** An exact definition of total alkalinity and a procedure for the estimation of alkalinity and total inorganic carbon from titration data. *Deep-Sea Research.* Pergamon Press, Vol. 28A, 6, pp. 609-623.
- DICKSON , A.G., ET MILLERO, F.J., (1987).** A comparison of the equilibrium constants for the dissociation of carbonic acid in seawater media. *Deep-Sea Research.* Pergamon Press, Vol. 34, 10.
- DICKSON, A.G., et RILEY, J.P., (1979).** The estimation of acid dissociation constants in sea water media from potentiometric titrations with strong base. *Elsevier Scientific Publishing Company, Amsterdam.* Marine Chemistry, Vol. 7.
- Dickson, A.G., Andrew, G., (1993).** pH buffers for sea water media based on the total hydrogen ion concentration scale. *Deep-Sea Research.* Pergamon Press, Vol. 40, 1.
- DICKSON, A.L., SABINE, C.L., et CHRISTIAN , J.R., (2007).** *Guide to best practices for ocean CO2 measurements. version 3.* Sidney, British Columbia : North Pacific Marine Science Organization.
- DICKSON, A.G., ANDREW, G., SABINE, C.L., et CHRISTIAN , J.R., (2007).** *Guide to best practices for ocean CO2 measurements. version 3.* Sidney, British Columbia : North Pacific Marine Science Organization.
- Dupont, S., et Portner, H.O., (2013).** A snapshot of ocean acidification research. *Marine Biology.* 160:1765-1771.
- EISLER, R., (2012).** *Oceanic acidification: A comprehensive overview.* New York : CRC Press.
- Feely, R.A., Sabine, C.L., Hernandez-Ayon, J.M., Ianson, D., Hales, B., 2008.** Evidence for upwelling of corrosive "acidified" water onto the continental shelf. *Science*, 320, 1490-1492.

FEELY, R. A., TAKAHASHI, T., WANNINKHOF, R., MCPHADEN, M. J., COSCA, C. E., SUTHERLAND, S. C., et CARR M., (2006). Decadal variability of the air-sea CO₂ fluxes in the equatorial Pacific Ocean, *J. Geophys. Res.*, 111, C08S90, doi:10.1029/2005JC003129.

FRANKIGNOULLE, M., et BORGES, A.V., (2001). European continental shelf as a significant sink for atmospheric carbon dioxide. *Global Biogeochemical Cycles*. Vol. 15, 3, pp. 569-576.

GATTUSO, J., et LAVIGNE, H., (2009). Approaches and software tools to investigate the impact of ocean acidification. *s.l. : Biogeosciences*, 6, 2121-2133.

GIEC. (2007). Consensus scientifique sur le changement climatique. *Groupe d'Expert Intergouvernemental sur l'évolution du Climat*.

GOMEZ, F., (2000). Distribution and flux of dissolved nutrients in the strait of Gibraltar and its relationships to microphytoplankton biomass. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*. 2000, 51, pp. 439-449.

Grau, G., (2000). *Apport de l'observation et de la mesure spatiale à la connaissance des océans*. Paris : OCEANIS.

HALPERN, B.S., WALBRIDGE, S., SELKOE, K.A., KAPPEL, C.V., MICHELI, F., D'AGROSA, C., BRUNO, J.F., CASEY, K.S., EBERT, C., FOX, H.E., FUJITA, R., HEINEMANN, D., LENIHAN, H.S., MADIN, E.M.P., PERRY, M.T., SELIG, E.R., SPALDING, M., STENECK, R., WATSON, R., (2008). A global map of human impact on marine ecosystems. *Science*. 319: 948-952..

HANSSON, I., (1973). A new set of acidity constants for carbonic acid and boric in sea water. *Deep-Sea Research*. Pergamon Press, Vol. 20.

HARFMANN, M., et SCHELLNHUBER, H.J., (2009). Oceanic acidification affects marine oxygen holes. *Proceedings of the National Academy of Sciences*. 106:3017-3022.

HARTSTEIN, N., et ROWDEN, A., (2004). Effect of biodeposits from the mussel culture on macroinvertebrate assemblages at sites of different hydrodynamic regime. *Marine Environmental Research*.

HO, M-M., (2006). Global Warming is happening. *Institute of Science in Society*. ISIS.

HO, M-W., (2009). Warming oceans starved of oxygen. *Institute of Science in Society*. ISIS.

Impacts of acidification on biological, chemical and physical systems in the Mediterranean and Black Seas. N° 36 in CIESM Workshop Monographs. CIESM. 2008. Monaco : s.n., 124 pages.

INAL, A., (2011). *Les métaux traces dans les sédiments de la baie de Bou Ismail: surveillance de la pollution et étude des processus géochimiques. Mémoire de Magister: Gestion et surveillance de l'environnement marin et littoral*. Alger : ENSSMAL.

JACQUES, G., et SAUGIER, B., (2008). *Les puits de carbone*. Paris : LAVOISIER.

GATTUSO, J-P., et HANSSON, L., (2011). *Ocean Acidification*. 978-0-19-959109-1.

- KELLER, C., BOURRIE, G., et VEDY, J.C., (1987).** Formes de l'alcalinité dans les eaux gravitaires influence des métaux lourds contenus dans des composts. *Science du sol*. Vol. 25, 1, pp. 17-29.
- KHOO, K H., (1977).** Determination of hydrogen ion concentrations in sea water from 5 to 40 degree C: standard potentials at salinities from 20 to 40%. *Analytical Chemistry*, Vol. 49, 1, pp. 29-34.
- LACAZE, J-C., (1996).** *L'eutrophisation des eaux marines et continentales*. Paris : ellipses.
- LE HIR, P., et Jacinto, R-S., (2001).** *Courants, Vagues et Marées : Les Mouvements de l'Eau*. France : IFREMER.
- LE MENN, M., (2007).** *Instrumentation et métrologie en océanographie physique*. Paris : Lavoisier.
- LECLAIRE, L., (1972).** *La Sédimentation Holocène Sur le Versant Méridional du Bassin Algéro-Baléares*. Paris : MUSEUM.
- LLOYD, J., (2008).** *Planète Météo -Climat- Phénomènes- Prévisions*. Royaume-Uni : Parragon.
- LUEKER., TIMOTHY, J., DICKSON, A.G., et KEELING, C.D., (2000).** Ocean pCO₂ calculated from dissolved inorganic carbon, alkalinity, and equations for K₁ and K₂: validation based on laboratory measurements of CO₂ in gas and seawater at equilibrium. *Elsevier*. Marine chemistry, Vol. 70.
- MAIER-REIMER, E., MIKOLAJEWICZ, U., et WINGUTH, A., (1996).** Future ocean uptake of CO₂: interaction between ocean circulation and biology. *Climate Dynamics*. Springer-Verlag, 1996, Vol. 12.
- MEHRBACH, C., (1973).** *Measurement of the apparent dissociation constants of carbonic acid in seawater at atmospheric pressure*.th: *Oceanography*. New York : Oregon State University.
- MILLERO, F-J., (1995).** Thermodynamics of the carbon dioxide system in the oceans. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. Vol. 44, pp. 661-677.
- MILLERO, F-J., (2013).** *Chemical Oceanography*. New York : CRC Press.
- MILLOT, C., et TAUPIER-LETAGE, I., (2005).** Circulation in the Mediterranean Sea.
- MILLOT, C., (1989).** La circulation générale en méditerranée occidentale. *Annales de géographie*, 549.
- MURPHY, P. P., HARRISON, D. E., FEELY, R. A., TAKAHASHI, T. T., WEISS, R. F. et GAMMON, R. H. (1998).** Variability of delta pCO₂ in the subarctic North Pacific: A comparison of results from four expeditions. *Tellus*, 50B, 185-204
- NAKICENOVIC, N., (2000).** Special report on emissions scenarios: a special report of working groupe III of the intergovernmental panel on climate change. *Pacific Northwest National Laboratory, Richland, WA, (US), Environnement Molecular. Sciences Laboratory (US)*.

- OBATON, D., (1998).** *Circulation et modélisation de la Méditerranée occidentale et du Golf de Lion: synthèse des connaissances et des travaux existants.* Brest : Ifremer.
- ONKEN, R., ET SELLSCHOPP, J., (2001).** Water masse and circulation between the eastern algerian basin and the strait of sicily in octobre 1996. *Oceanologica Acta* . Vol. 24, 2.
- ONM. 2010.** *Office National Météorologique.* Alger.
- PARK, K-P., (1969).** Oceanic CO2 system: An evaluation of ten methods of investigation. *Limnology and Oceanography.* Vol. 14, 2, pp. 179-186.
- PAUC, H., (1989).** L'Intrusion saline et la dynamique des matériaux en suspension au contact fluvio-marin: Regime de crue et regime d'etiage dans l'Oued Mazafran (Ouest Algérois). *Elsevier science publishers. Marine Geology.* Vol. 87, pp. 95-102.
- PILSON, M.E.Q., (2013).** *An introduction to the chemistry of the sea.* New York : Cambridge University Press.
- POORE, G., et WILSON, G., (1993).** Scientific correspondence: marine species richness (with reply to R.M. May). s.l. : Nature, 361, 597-8.
- RAMETTE, R-W., CULBERSON, C-H., et BATES, R-G., (1977).** Acid-base properties of tris (hydroxymethy) aminomethane (tris) buffers in sea water from 5 to 40 degree C. *Analytical Chemistry,* Vol. 49, 6.
- RIEBESSELL, U., (2004).** Effects of CO2 enrichment on Marine Phytoplankton. s.l. : Journal of Oceanography, Vol 60:719–729.
- RODIER, J., LEGUBE, B., et MERLET, N., (2009).** *L'analyse de l'eau.* Paris : DUNOD.
- ROY-BARMAN, M., et JEANDEL, C., (2011).** *Géochimie Marine: Circulation Océanique, Cycle de Carbone et Changement Climatique.* Paris : Vuibert.
- Stumm, W., et Morgan, J J., (1970).** *Aquatic chemistry.* Wiley. 1, p. 583.
- TAMBON, A., ET THOMAS, A., (2009).** *Géochimie : Géodynamique et cycles.* Paris : DUNOD.
- TESTOR, P. (2002).** Etude lagrongienne de circulations turbillonnaires de submésos et mésoéchelle en méditerranée occidentale sur la base d'observations et de simulations numériques: phénoménologie et interaction avec la circulation générale. *th:Océanographie physique.* Paris : Paris 6.
- THOMAS, H., (2004).** Rapide decline of the CO2 buffering capacity in the North Sea and implications for the North Atlantic ocean. *Global Biogeochemical Cycles,* Vol. 21, GB4001.
- VAQUER-SUNYER, R., et DUARTE, C-M., (2008).** Thresholds of hypoxia for marine biodiversity. Proc. s.l. : Proc. Natl. Acad. Sci. USA, 105: 15452–15457.
- WEISS, R.F., (1970).** The solubility of nitrogen, oxygen and argon in water and sea water. *Deep-Sea Research.* Pergamon, Vol. 17, pp. 721-735.
- WILLIAMS, R.G., et FOLLOWS, M.J., (2011).** *Ocean Dynamics and the Carbon Cycle.* New York : Cambridge.

Annexes

Annexes

Annexe 1 : Coordonnées géographiques des stations réalisées

Tableau: Coordonnées géographiques des stations réalisées ainsi que leurs profondeurs maximales, les profondeurs de prélèvements et les doublons effectués dans la baie de Bou Ismail.

N° de Station	Latitude	Longitude	Profondeur maximale (m)	Profondeur de prélèvement (m)	Doublons effectué	Lieu
1	36°40'10"N	2°27'35"E	50	1	réplicas sur l'alcalinité	Large Oued Nador
				10		
				50	Réplicas sur les sels nutritifs	
2	36°42'38"N	2°38'14"E	50	1	Réplicas sur l'alcalinité et l'oxygène dissous	Milieu de la baie
				10	Réplicas sur l'oxygène et les sels nutritifs	
				50		
3	36°37'18"N	2°26'21"E	40	1		Face Oued Nador
				40	Réplicas sur l'oxygène dissous	
4	36°35'44"N	2°28'37"E	19	1	Réplicas sur l'alcalinité	kouâli
				19	Réplicas sur les sels nutritifs	
5	38°36'59"N	2°41'05"E	5	1		Bou Ismail
				5		
6	36°42'06"N	2°48'01"E	10	1		Face Oued Mazafran
				10		
7	36°36'30"N	2°35'18"E	30	1		
				30	Réplicas sur les sels nutritifs	
8	36°41'27"N	2°33'25"E	50	1	Réplicas sur l'alcalinité, l'oxygène dissous, pH et les sels nutritifs	
				10	Réplicas sur l'alcalinité et silicate	
				50		
9	36°44'54"N	2°44'56"E	50	1		Large Oued Mazafran
				10		
				50	Réplicas sur les sels nutritifs	

Tableau: Coordonnées géographiques des stations réalisées ainsi que leurs profondeurs maximales, les profondeurs de prélèvements et les doublons effectués dans la baie d'Alger.

N° de Station	Latitude	Longitude	Profondeur maximale (m)	Profondeur de prélèvement (m)	Doublons effectué	Lieu
1	36°47'8''N	3°8'30''E	40	1	Répliques sur l'alcalinité	Centre de la baie
				20	Répliques sur les sels nutritifs	
				40	Répliques sur l'oxygène dissous	
2	36°46'59''N	3°4'30''E	27	1	Répliques sur les sels nutritifs	En face le port d'Alger
				27		
3	36°45'13''N	3°5'41''E	12	1	Répliques sur l'oxygène dissous	En face El Hamma
				12	Répliques sur l'alcalinité	
4	36°44'53''N	3°8'13''E	9	1	Répliques sur les sels nutritifs	En face oued El Harrach
				9		
5	36°46'46''N	3°13'27''E	10	1	Répliques sur l'alcalinité	En face oued El Hamiz
				10		
6	36°45'10''N	3°10'56''E	9	1	Répliques sur l'oxygène dissous	En face la ville de Bourdj El Kiffen
				9		
7	36°47'42''N	3°11'4''E	30	1	Répliques sur l'alcalinité	Au centre de la baie d'Alger
				10	Répliques sur les sels nutritifs	
				30		
8	36°48'39''N	3°12'50''E	20	1	Répliques sur l'oxygène dissous	En face la ville de Tamantfoust
				20	Répliques sur l'alcalinité	

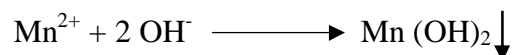
Tableau 7: Coordonnées géographiques des stations réalisées ainsi que leurs profondeurs maximales, les profondeurs de prélèvements et les doublons effectués dans la baie de Zammouri.

N° de Station	Latitude	Longitude	Profondeur maximale (m)	Profondeur de prélèvement (m)	Doublons effectué	Lieu
1	36°52'52''N	3°42'22''E	15	1		En face Cap Djanet
				15	Répliques sur l'oxygène dissous	
2	36°51'21''N	3°39'11''E	20	1	Répliques sur l'oxygène dissous	Plus au large de oued Isser
				20		
3	36°50'47''N	3°39'27''E	5	1	Répliques sur les sels nutritifs	En face la ville de Zemmouri
				5		
4	36°48'26''N	3°31'45''E	55	1	Répliques sur l'alcalinité	En face la ville de Boumerdès
				55	Répliques sur l'oxygène dissous	
5	36°47'10''N	3°29'52''E	30	1		En face oued Isser
				30	Répliques sur les sels nutritifs	
6	36°47'26''N	3°21'40''E	15	1		En face oued Reghaia
				15	Répliques sur l'alcalinité	

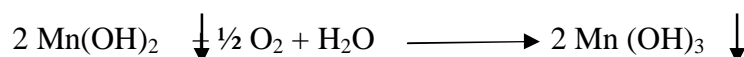
Annexe 2 : oxygène dissous**Réactions chimiques d'oxygène**

Réactions chimiques pour le dosage de l'oxygène dissous (Aminot, et al., 1983) :

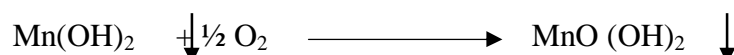
On ajoute Mn^{2+} à l'échantillon que l'on précipite à l'aide d'une base forte :



L'oxygène dissous est fixé par le précipité quand Mn passe à des degrés d'oxydation supérieure (III et IV) :



et:



Quand l'oxygène dissous est complètement fixé, on ajoute de l'acide pour dissoudre le précipité et Mn repasse à l'état d'oxydation II en oxydant I^{-} en I_2 (solution I^{-} a été mise au début) :



et:



En présence de l'excès d'iodure il s'établit l'équilibre :



L'iode libéré est dosé par le thiosulfate :



Deux moles de $S_2O_3^{2-}$ pour doser 1 mole d' I^{-} libérée par $\frac{1}{2}$ mole d'oxygène.

Quatre moles de $Na_2S_2O_3$ (consommé) sont équivalentes à une mole d'oxygène (dans l'échantillon)

Réactifs d'oxygène**Réactif 1 : Solution de chlorure de manganèse ($MnCl_2$)**

Dissoudre 600g de $MnCl_2 \cdot 4H_2O$ de 98 % de pureté dans 600ml d'eau distillée et ajuster à 1l. Cette solution se conserve indéfiniment dans des bouteilles en verre ou en plastique. Dose à utiliser : 3 ml par environ 280 ml d'échantillon.

Réactif 2 : Solution basique d'iodure (NaI)

Dissoudre 600g d'Iodure de sodium de 98% de pureté dans 300 ml d'eau Milli-Q. Dissoudre en chauffant 320g de soude (NaOH) de 97% de pureté, dans 400ml d'eau Milli-Q. Mélanger ces deux solutions en versant rapidement la solution de (NaOH) dans la solution de NaI et ajuster à un litre.

Cette solution se conserve indéfiniment à température ambiante et à renouveler dès qu'elle prend une coloration brunâtre.

Dose à utiliser : 3 ml par environ 280 ml d'échantillon

Réactif 3 : Acide sulfurique (H₂SO₄)

Dans de l'eau distillée environ 700ml, ajouter lentement 280 ml d'acide sulfurique à 96-98% de pureté. Laisser refroidir et ajuster à 1 litre. (La réaction est exotherme).

Transférer cette solution dans un flacon bien hermétique, et est à conserver indéfiniment à température ambiante.

Dose à utiliser : 3 ml par environ 280 ml d'échantillon

Solution de thiosulfate (0.02 N)

Dissoudre 4,96 g de Na₂S₂O₃,5 H₂O à 99% de pureté dans un litre d'eau distillée. Cette solution se conserve à température ambiante et à l'abri de la lumière. Cette solution est instable et doit être préparée tous les 15 jours, même si elle est titrée avec le KIO₃.

Solution étalonne de KIO₃ (0.1 N)

Sécher à 105°C pendant 1 heure du KIO₃ à 99.85 % de pureté, laisser refroidir au dessiccateur et peser exactement 3,567 g et le dissoudre dans un litre d'eau distillée. Cette solution se conserve à l'abri de la lumière et dans des flacons hermétiques.

Préparation des flacons

Les flacons pour les échantillons d'oxygène dissous sont préalablement laver et peser de la manière suivante :

- numéroter chaque flacon ainsi que son bouchon.
- Laver les flacons à l'eau de robinet, puis à l'eau acidulée à deux reprises, et les rincer abondamment à l'eau distillée, puis les sécher à l'étuve pendant 24 h.
- Retirer les de l'étuve et les laisser revenir à température ambiante avant de les boucher.
- Peser 3 fois les flacons vides après les avoir bien essuyé avec un papier absorbant non pelucheux, pour avoir le (P1).
- Les remplir d'eau distillée et les boucher sans emprisonner de bulle d'air, puis les essuyer parfaitement avec un papier absorbant non pelucheux.
- Peser, et recommencer l'opération de remplissage et de pesée 2 fois, pour avoir le (P2).

Calculer le volume pour chaque pesée d'après la relation :

$$V \text{ (ml)} = (P_2 \text{ (g)} - P_1 \text{ (g)}) / \rho_t \text{ (g.cm}^{-3}\text{)}$$

- **V** : volume du flacon d'oxygène (ml).
- **P₁** : le poids du flacon vide avec le bouchon (g).
- **P₂** : le poids du flacon rempli avec le bouchon (g).
- **ρ_t** : la masse volumique de l'eau distillée à la température t (°C).

Conservation des flacons

Après la sortie (le soir), les flacons sont conservés à l'obscurité au laboratoire pour éviter le dessèchement du rodage et les variations de température.

Pour éviter toute entrée d'air dans les flacons, on a immergé complètement les flacons sous l'eau. Pour commencer le dosage, il faut attendre au minimum 6 heures après l'échantillonnage.

Mode de dosage

Le dosage se fait comme suit :

- Rejeter 10 ml d'échantillon (le surnageant) pour permettre l'addition du titrant, à l'aide d'une micropipette de 10 000 μ mol.
- Ajouter 3 ml du réactif 3(Acide sulfurique) dans le flacon d'oxygène, mettre le barreau magnétique délicatement, et activer l'agitation.
- Introduire l'électrode et le distributeur de titrant dans le flacon, et passer au dosage de l'échantillon par le thiosulfate, en surveillant le point d'équivalence (décoloration de l'échantillon).

A la fin du dosage le volume ajouté de thiosulfate est affiché sur le titroline.

Calcul des erreurs

Calcul de la précision sur l'étalon :

$$\delta[KIO_3] = [KIO_3] * \sqrt{\left(\frac{\delta m}{m}\right)^2 + \left(\frac{\delta M}{M}\right)^2 + \left(\frac{\delta V}{V}\right)^2} \dots (\text{éqAx 1})$$

- $\delta[KIO_3]$: incertitude sur la concentration du KIO_3 .
- $[KIO_3]$: concentration du KIO_3 (0,1 N).
- m : masse de KIO_3 (3,567 g de 99,7 à 100%) utilisé pour la préparation de l'étalon.
- δm : précision sur la pesée (précision de la balance $\pm 0,0001$ g).
- M : masse molaire de KIO_3 (214 g/mol).
- δM : précision sur la masse molaire ($\pm 0,02$ g/mol).
- V : volume de la solution préparée (1 l).
- δV : est la précision de la fiole utilisée ($\pm 0,004$ ml).

Calcul de l'erreur sur le titrant ($Na_2S_2O_3$)

Après les trois tests d'étalonnage, on aura une moyenne sur le volume de thiosulfate (V_m) et un écart type (δV_m) sur le volume d'acide ajouté lors du dosage. On aura aussi une moyenne et un écart type sur la concentration de thiosulfate ($[Na_2S_2O_3]_m$). L'erreur sur la concentration de thiosulfate est égale à :

$$\delta[Na_2S_2O_3] = [Na_2S_2O_3] * \sqrt{\left(\frac{\delta[KIO_3]}{[KIO_3]}\right)^2 + \left(\frac{\delta V_{[KIO_3]}}{V_{[KIO_3]}}\right)^2 + \left(\frac{\delta V_m}{V_m}\right)^2} \dots (\text{éqAx 2})$$

- $\delta[Na_2S_2O_3]$: incertitude sur la concentration de thiosulfate.
- $[Na_2S_2O_3]$: la concentration de thiosulfate déterminée à partir du dosage du KIO_3 (la moyenne entre les trois tests).
- $\delta[KIO_3]$: erreur sur la concentration de l'iodate de potassium calculée à partir de l'équation (éq Ax 1)
- $[KIO_3]$: la concentration de l'iodate de potassium.
- $\delta V_{[KIO_3]}$: erreur sur le volume de la pipette utilisé.
- $V_{[KIO_3]}$: le volume de KIO_3 titré (1 ml).
- δV_m : l'écart-type sur le volume de thiosulfate ajouté après deux tests d'étalonnage (annexe 1).
- V_m : la moyenne sur les volumes de thiosulfate utilisé pour titrer le KIO_3 .

Erreur sur la concentration d'oxygène

$$\delta[O_2] = [O_2] * \sqrt{\left(\frac{\delta[Na_2S_2O_3]}{[Na_2S_2O_3]}\right)^2 + \left(\frac{\delta V_{[Na_2S_2O_3]}}{V_{[Na_2S_2O_3]}}\right)^2 + \left(\frac{\delta V}{V}\right)^2 + \left(\frac{\delta V_f}{V_f}\right)^2} \dots (\text{éqAx 3})$$

- $\delta[O_2]$: erreur sur la concentration en oxygène dissous.
- $[O_2]$: concentration en oxygène dissous de l'échantillon.
- $\delta[Na_2S_2O_3]$: erreur sur la concentration de thiosulfate calculée à partir de l'équation (éq Ax 2)
- $[Na_2S_2O_3]$: la concentration de thiosulfate déterminée à partir du dosage du KIO_3 .
- $\delta V_{[Na_2S_2O_3]}$: erreur sur le volume de thiosulfate ajouté (ml). (Erreur sur la burette automatique 0,01ml).
- $V_{[Na_2S_2O_3]}$: volume de thiosulfate ajouté pour titrer l'échantillon (ml).
- δV_f : erreur associée au volume des flacons d'oxygène (0,01ml).
- V_f : volume des flacons d'oxygène (ml).

Solubilité de l'oxygène dissous

D'après Frank J. Millero (2013), la solubilité des gaz (concentration en $\mu\text{mol.Kg}^{-1}$) dans l'eau de mer a été mise en équation par (Weiss, 1970):

$$\ln C_{O_2}^* = A_1 + A_2 * \left(\frac{100}{T}\right) + A_3 * \ln\left(\frac{T}{100}\right) + A_4 * \left(\frac{T}{100}\right) + S * [B_1 + B_2 \left(\frac{T}{100}\right) + B_3 * \left(\frac{T}{100}\right)^2]$$

$C_{O_2}^*$: Solubilité de l'oxygène en $\mu\text{mol.kg}^{-1}$.

S : Salinité de l'eau de mer (g.kg^{-1}).

T : température absolue de l'eau : $T \text{ (K)} = \theta \text{ (}^\circ\text{C)} + 273,15$. Avec : $\theta \text{ (}^\circ\text{C)}$ la température potentielle calculée par la formule de Bryden (1973) adoptée par l'UNESCO (1983) :

$$\theta \text{ (}^\circ\text{C)} = T - (((A_1 * T + A_2) * T + A_3) * p + ((B_1 * T + B_2) * (S - 35)) + ((C_1 * T + C_2 * T + C_3 * T + D_1 * p + E_1 * T + E_2 * S - 35 + F_1 * T + F_2 * T + F_3 * T + G_1))$$

θ : température potentielle en $^\circ\text{C}$.

T : température mesurée de l'eau en $^\circ\text{C}$.

P : pression à une profondeur Z. ($p = Z/10$)

$A_1, A_2, A_3, B_1, B_2, C_1, C_2, C_3, D_1, E_1, E_2, F_1, F_2, F_3, G_1$: constants.

Constantes de la formule du calcul de la température potentielle

Constantes	A_1	A_2	A_3	B_1	B_2
Valeurs	$-2,1687 * 10^{-16}$	$1,8676 * 10^{-14}$	$-4,6206 * 10^{-13}$	$2,7759 * 10^{-12}$	$-1,1351 * 10^{-10}$
Constantes	C_1	C_2	C_3	D_1	E_1
Valeurs	$-5,4481 * 10^{-14}$	$8,733 * 10^{-12}$	$-6,7795 * 10^{-10}$	$1,8741 * 10^{-8}$	$-4,2393 * 10^{-8}$
Constantes	E_2	F_1	F_2	F_3	G_1
Valeurs	$1,8932 * 10^{-6}$	$6,6228 * 10^{-10}$	$-6,836 * 10^{-8}$	$8,5258 * 10^{-6}$	$3,5803 * 10^{-5}$

Tableau: Les constantes de l'équation de solubilité pour l' O_2 ($P=1 \text{ atm}$ et $100\% \text{ d'humidité}$)

Gaz	A_1	A_2	A_3	A_4	B_1	B_2	B_3
O_2	- 173,9894	255,5907	146,4813	-22,2040	- 0,037362	0,016504	-0,0020564

La densité de l'eau de mer

D'après Millero et Poisson (1981) (Dickson, et al., 2007) :

$$\rho_{SW} (\text{kg.m}^{-3}) = \rho_{SMOW} (\text{kg.m}^{-3}) + AS + BS^{1.5} + CS^2$$

Avec :

$$\begin{aligned} \rho_{SMOW} (\text{kg.m}^{-3}) &= 999,842594 + (6,793952 * 10^{-2} * T) - (9,095290 * 10^{-3} * T^2) \\ &+ (1,001685 * 10^{-4} * T^3) - (1,120083 * 10^{-6} * T^4) + (6,536332 * 10^{-9} * T^5) \end{aligned}$$

$$A = (8,24493 * 10^{-1}) - (4,0899 * 10^{-3} * T) + (7,6438 * 10^{-5} * T^2) - (8,2467 * 10^{-7} * T^3) + (5,3875 * 10^{-9} * T^4)$$

$$B = (-5,72466 * 10^{-3}) + (1,0227 * 10^{-4} * T) - (1,6546 * 10^{-6} * T^2)$$

$$C = 4,8314 * 10^{-4}$$

T : température en °C.

S : salinité en psu.

Constantes de Schmidt

$$Sc = A - BT + CT^2 - DT^3$$

Où :

- T : température mesurée en °C.
- A, B, C et D : Coefficients expérimenté et utilisés pour le calcul du nombre de Schmidt dans l'eau de mer pour l'oxygène dissous.

Gaz	A	B	C	D
O ₂	1953,4	128,00	3,9918	0,050091
CO ₂	2073,1	125,62	3,6276	0,043219

Annexe 3 : potentiel d'hydrogène

Préparation du TRIS et AMP

Le TRIS et l'AMP sont des solutions tampon (eau de mer artificielle) à une salinité connue (35g/kg) décrit par Dickson (1994) :

Tableau: Composition de la solution tampon de pH (TRIS) de salinité 35(Dickson, et al., 2007)

Constituent	Moles	Masse (g)
NaCl	0.38762	22.6525
KCl	0.01058	0.7888
MgCl ₂	0.05474	11.1292
CaCl ₂	0.01075	1.5805
Na ₂ SO ₄	0.02927	4.1575
HCl	0.04000	3.3123 ml
2-amino-2-hydroxymethyl-1,3-propanediol (TRIS)	0.08000	9.6912
2-aminopyridine	0.08000	7.6048

Le TRIS et AMP sont préparés dans un litre d'eau distillée et conservé au froid à 4°C dans des flacons en verre.

Mode opératoire :

- Mettre une quantité suffisante de NaCl dans un four à moufle à 110°C pendant 2 heures, après dans le dessiccateur pour éviter tout l'humidité de l'air.
- Mettre une quantité suffisante de KCl dans un four à moufle à 110°C pendant 2 heures, après dans le dessiccateur pour éviter tout l'humidité de l'air.
- Mettre une quantité suffisante de Na₂SO₄ dans un four à moufle à 110°C pendant 2 heures, après dans le dessiccateur pour éviter tout l'humidité de l'air.
- Peser tous les masses présentées dans le tableau 11 avec précision.
- Sur une balance de 0.01 g de précision, peser 1 kg d'eau distillée.
- A l'aide d'un agitateur, dissoudre tous les masses présentées dans le tableau 11 sauf le 2-aminopyridine dans une fiole jaugé de 1 l et compléter avec tous le volume de 1 kg d'eau distillée pour obtenir le TRIS.
- A l'aide d'un agitateur, dissoudre tous les masses présentées dans le tableau 11 sauf le 2-amino-2-hydroxyméthyl-1,3-propanediol (TRIS) dans une fiole jaugé de 1 l et compléter avec tous le volume de 1 kg d'eau distillée pour obtenir l'AMP.

Annexe 4 : Alcalinité

Préparation du titrant HCl

Le dosage de l'alcalinité se fait par l'acide fort (HCl). Pour préparer HCl à 0.1 N :

- Prélever 8.28 ml d'acide chlorhydrique concentré à 37 % de pureté et de 1.19 de densité.
- Le verser sur un fond d'eau distillée dans une fiole de 1 l, compléter jusqu'au trait de jauge.
- Ajouter 35 g de NaCl.
- Procéder un dégazage avec l'ultrason.

Tests de répétabilité sur l'eau de mer :**Tableau :** Testes de repitabilité des dosages d'alcalinité

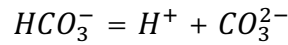
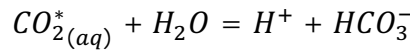
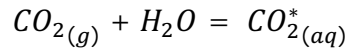
baie	Date	Test 1	Test 2	Moyenne	Ecart
Baie de Bou Ismail	27/08/2014	2448,31	2442,79	2445,55	2,76
	31/08/2014	2481,33	2487,89	2484,61	3,28
	01/09/2014	2470,03	2473,57	2471,8	1,77
	02/09/2014	2448,90	2442,58	2445,74	3,16
	03/09/2014	2458,31	2450,45	2454,38	3,93
	04/09/2014	2419,90	2427,78	2423,84	3,94
Baie d'Alger	06/09/204	2548,27	2553,52	2550,89	-5,26
	07/09/2014	2647,83	2643,96	2645,90	3,87
	08/09/2014	2638,89	2635,95	2637,42	2,93
	09/09/2014	2655,99	2659,95	2657,97	-3,96
	10/09/2014	2628,61	2633,71	2631,16	-5,10
	11/10/2014	2651,98	2648,06	2650,02	3,91
	14/09/2014	2671,97	2676,33	2674,15	-4,36
Baie de Zemmouri	/	2717,43	2716,90	2717,16	0,53
	/	2697,50	2697,74	2697,62	-0,24

Tableau : Tests de répétabilité sur les doublons effectués lors du l'échantillonnage.

Baie	Station	Prof de pélèvement	Echantillon 1	Echantillon 2	Ecart
Baie d'Alger	St 1	1	2636,68	2631,75	4,92
	St1	30	2637,37	2632,75	4,61
	St 4	9	2631,71	2628,18	3,52
	St 7	10	2632,66	2634,34	1,68
Baie de Zemmouri	St 4	1	2695,13	2693,47	1,66

Equations de calcul du système des carbonates avec pH et AT comme données

Système des carbonates :



Les constants d'équilibre:

$$K_0 = \frac{[CO_{2(aq)}^*]}{f_{CO_2}}$$

$$K_1 = \frac{[H^+] + [HCO_3^-]}{[CO_{2(aq)}^*]}$$

$$K_2 = \frac{[H^+] + [CO_3^{2-}]}{[HCO_3^-]}$$

$$K_{eau} = [H^+] * [OH^-]$$

$$AC = [HCO_3^-] + 2 [CO_3^{2-}]$$

À partir du pH et de l'AT on peut calculer :

$$[H^+] = 10^{-pH}$$

$$AC = AT - ([B(OH)_4^-] + [HPO_4^{2-}] + 2[PO_4^{3-}] + [SiO(OH)_3^-] + [OH^-] - [H^+] - [HSO_4^-] - [H_3PO_4])$$

$$[HCO_3^-] = \frac{AC * [H^+]}{2K_2 + [H^+]}$$

$$[CO_3^{2-}] = \frac{AC * K_2}{2K_2 + [H^+]}$$

$$[CO_2^*] = \frac{AC * [H^+]^2}{K_1 * ([H^+] + 2K_2)}$$

$$TCO_2 = [CO_2^*] + [HCO_3^-] + [CO_3^{2-}]$$

$$f_{CO_2} = \frac{[CO_2^*]}{K_0}$$

Les concentrations des espèces non-carbonates ($[B(OH)_4^-]$, $[HSO_4^-]$, $[HF]$, $[OH^-]$, $[H^+]$, $[NH_3]$, $[SiO(OH)_3^-]$) qui contribuent à l'alcalinité totale sont calculées en utilisant les expressions de conservation de la masse, et leurs constantes de dissociation (Dickson, et al., 2007) :

$$[B(OH)_4^-] = \frac{B_T}{(1 + [H^+]/K_B)}$$

$$[HSO_4^-] = \frac{S_T}{(1 + K_S/[H^+]_F)}$$

$$[H_3PO_4] = \frac{P_T * [H^+]^3}{([H^+]^3 + K_{1P} * [H^+]^2 + K_{1P} * K_{2P} * [H^+]^2 + K_{1P} * K_{2P} * K_{3P})}$$

$$[HPO_4^{2-}] = \frac{P_T * K_{1P} * K_{2P} * [H^+]}{([H^+]^3 + K_{1P} * [H^+]^2 + K_{1P} * K_{2P} * [H^+]^2 + K_{1P} * K_{2P} * K_{3P})}$$

$$[PO_4^{3-}] = \frac{P_T * K_{1P} * K_{2P} * K_{3P}}{([H^+]^3 + K_{1P} * [H^+]^2 + K_{1P} * K_{2P} * [H^+]^2 + K_{1P} * K_{2P} * K_{3P})}$$

$$[H^+]_F = \frac{[H^+]}{(1 + S_T/K_S)}$$

$$[OH^-] = \frac{K_{eau}}{[H^+]}$$

$$[NH_3] = NH_T / \frac{1 + [H^+]}{K_{NHT}}$$

$$[SiO(OH)_3^-] = \frac{Si_T}{(1 + [H^+]/K_{Si})}$$

Avec :

$$B_T = [B(OH)_4^-] + [B(OH)_3]$$

$$S_T = [HSO_4^-] + [SO_4^{2-}]$$

K_{eau} : Constante d'équilibre de l'eau.

K_B : Constante d'équilibre des borates.

K_P : Constante d'équilibre des phosphates.

K_S : Constante d'équilibre des sulfates.

K_{Si} : Constante d'équilibre des silicates.

K_{NH_3} : Constante d'équilibre d'ammonium.

B_T : La teneur totale des borates.

S_T : La teneur totale des sulfates.

Si_T : La teneur totale des silicates.

NH_T : La teneur totale des azoté.

Equations de calcul des constantes d'équilibre

Les constantes d'équilibre des espèces carbonatées, données par Mehrbach (1973) mais en échelle totale du pH selon Lueker et al (2000) sont (Lueker, et al., 2000) :

$$pK_1 = (3633,86/T) - 61,2172 + (9,6777 * \ln T) - (0,011555 * S) + (0,0001152 * S^2)$$

$$pK_2 = (471,78/T) + 25,929 - (3,16967 * \ln T) - (0,01781 * S) + (0,0001122 * S^2)$$

$$\ln K_0 = \left(93,4517 * \left(\frac{100}{T} \right) \right) - 60,2409 + \left(23,3585 \ln \left(\frac{T}{100} \right) \right) + S * [0,023517 - \left(0,023656 * \left(\frac{T}{100} \right) \right) + \left(0,0047036 * \left(\frac{T}{100} \right)^2 \right)]$$

Les constantes d'équilibre des espèces non-carbonatées (Dickson, et al., 2007) :

$$\begin{aligned} \ln K_S = & \frac{-4276,1}{T} + 141,328 \\ & - (23,093 \ln T) + \left(\left(\frac{-13856}{T} + 324,57 - (47,986 \ln T) \right) \right. \\ & * \left(\frac{19,924 * S}{1000 - 1,005 * S} \right)^{1/2} + \left(\frac{35474}{T} - 771,54 \right. \\ & \left. + 114,723 \ln T \right) * \left(\frac{19,924 * S}{1000 - 1,005 * S} \right) - \left(\frac{2698}{T} * \left(\frac{19,924 * S}{1000 - 1,005 * S} \right)^{3/2} \right) \\ & \left. + \left(\frac{1776}{T} * \left(\frac{19,924 * S}{1000 - 1,005 * S} \right)^2 \right) + \ln(1 - 0,001005 * S) \right) \\ \ln K_B = & \frac{-8966,9 - (2890,53 * S^{1/2}) - (77,942 * S) + (1,728 * S^{3/2}) - (0,0996 * S^2)}{T} \\ & + (148,0248 + (137,1942 * S^{1/2}) + (1,62142 * S)) \\ & + (-24,4344 - (25,085 * S^{1/2}) - (0,2474 * S)) \ln T + 0,053105 * S^{1/2} * T \end{aligned}$$

Les constantes d'équilibre des espèces non-carbonatées (Millero, 1995) :

$$\begin{aligned} \ln K_{1P} = & \frac{-4576,752}{T} + 115,525 - 18,453 * \ln T + \left(\frac{-106,736}{T} + 0,69171 \right) * S^{1/2} \\ & + \left(-\frac{0,65643}{T} - 0,01844 \right) * S \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} \ln K_{2P} = & \frac{-8814,715}{T} + 172,0883 - 27,927 * \ln T + \left(\frac{-160,34}{T} + 1,3566 \right) * S^{1/2} \\ & + \left(\frac{0,37335}{T} - 0,05778 \right) * S \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} \ln K_{3P} = & \frac{-3070,75}{T} - 18,141 + \left(\frac{17,27039}{T} + 2,81197 \right) * S^{1/2} + \left(\frac{-44,99486}{T} - 0,09984 \right) \\ & * S \end{aligned}$$

$$\ln K_{Si} = \frac{-8904,2}{T} + 117,385 - 19,334 * \ln T + \left(\frac{-458,79}{T} + 3,5913 \right) * \left(\frac{19,924 * S}{10000 - 1,005 * S} \right)^{1/2} + \left(\frac{188,74}{T} - 1,5998 \right) * \left(\frac{19,924 * S}{10000 - 1,005 * S} \right) + \left(\frac{-12,1652}{T} + 0,07871 * \left(\frac{19,924 * S}{10000 - 1,005 * S} \right)^2 \right) + \ln (1 - 0,001005 * S)$$

La constante d'équilibre de l'eau (Millero, 1995) :

$$\ln K_{eau} = \frac{-13847,26}{T} + 148,9652 - (23,6521 * \ln T) + \left(\frac{118,67}{T} - 5,977 + (1,0495 * \ln T) \right) * S^{1/2} - (0,01615 * S)$$

T : température en Kelvin.

S : salinité de l'eau de mer.

Annexe 5 : Résultats et discussions

Les résultats de mesure des paramètres physicochimiques obtenus lors des la sorties sur terrain dans les trois baies sont reportés sur les tableaux dans ci-dessous sous forme de valeurs moyennes et extrêmes.

La baie de Bou Ismail

Tableau : Les paramètres hydrologiques dans la baie de Bou Ismail.

	Température (°C)	Salinité (psu)	Oxygène dissous (µmol/kg)	UAO (µmol/kg)	O ₂ %
Moyenne	21,01	36,69	215,63	3,44	98,39
Maximum	23	37,02	242,82	49,20	113,75
Minimum	16,9	36,42	161,94	-29,3	76,69
Ecart-type	1,86	0,14	15,57	13,91	6,41

Tableau : Les paramètres de system de carbonates dans la baie de Bou Ismail.

	pH	AT (µmol/kg)	TCO ₂ (µmol/kg)	pCO ₂ (µatm)	F _{CO₂} (m mol/m ² /jr)	F _{O₂} (mm ol/m ² /jr)
Moyenne	7,86	2439,28	2290,93	886,85	10,65	-9,34
Maximum	7,9	2479,43	2359,73	944,72	11,47	11,01
Minimum	7,83	2395,16	2234,35	807,74	9,53	-34,55
Ecart-type	0,01	14,53	21,62	26,43	0,48	11,46

La baie d'Alger**Tableau :**Les paramètres hydrologiques dans la baie d'Alger.

	Température (°C)	Salinité (psu)	Oxygène dissous ($\mu\text{mol/kg}$)	UAO ($\mu\text{mol/kg}$)	O ₂ %
Moyenne	22,87	36,79	234,08	-22,27	110,61
Maximum	23,9	36,95	366,58	4,03	175,48
Minimum	21,8	36,35	210,75	-157,68	98,12
Ecart-type	0,48	0,10	22,18	23,27	11,11

Tableau :Les paramètres de system de carbonates dans la baie d'Alger.

	pH	AT ($\mu\text{mol/kg}$)	TCO ₂ ($\mu\text{mol/kg}$)	pCO ₂ (μatm)	F _{CO₂} (m mol/m ² /jr)	F _{O₂} (mm ol/m ² /jr)
Moyenne	8,066	2442,95	2183,11	523,18	2,82	32,48
Maximum	8,078	2525,20	2250,09	542,24	3,19	125,49
Minimum	8,059	2356,15	2100,1	498,00	2,33	2,58
Ecart-type	0,007	26,37	26,25	12,06	0,29	23,69

La baie de Zamourri**Tableau :**Les paramètres hydrologiques dans la baie de Zemmouri.

	Température(°C)	Salinité (psu)	Oxygène dissous ($\mu\text{mol/kg}$)	UAO ($\mu\text{mol/kg}$)	O ₂ %
Moyenne	22,6	36,51	213,17	16,88	100,08
Maximum	23,6	36,9	228,39	209,7	103,08
Minimum	19	36,2	203,06	-6,46	94,86
Ecart-type	0,8	0,21	5,08	32,13	1,75

Tableau : Les paramètres de system de carbonates dans la baie de Zemmouri.

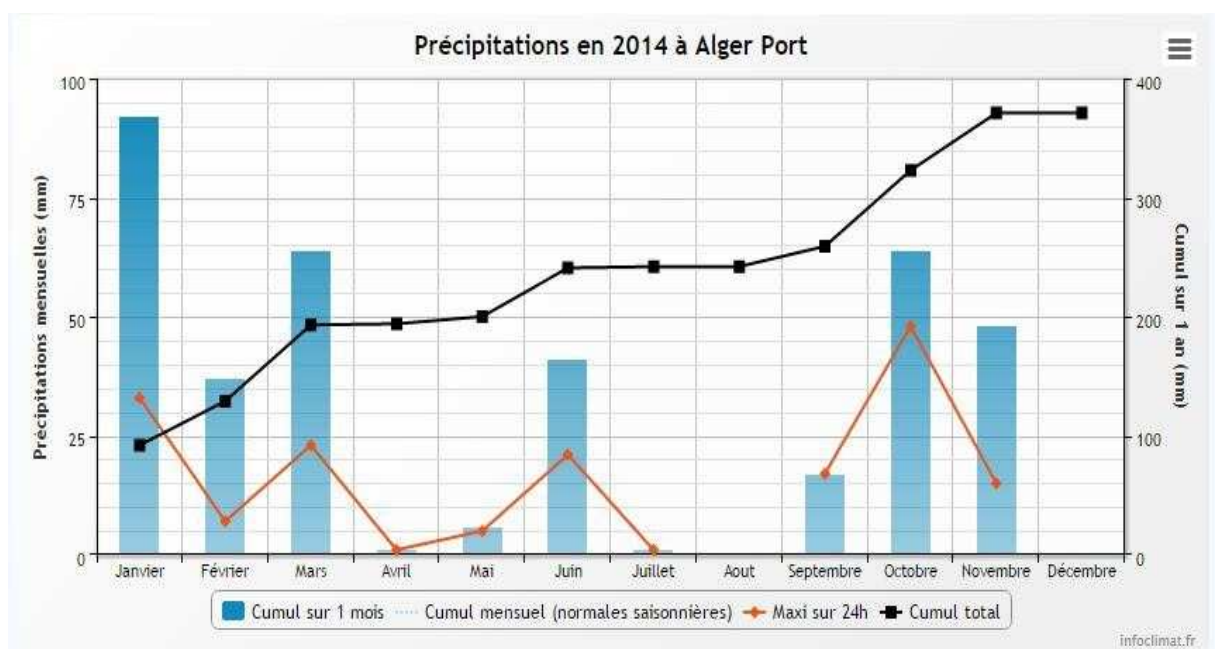
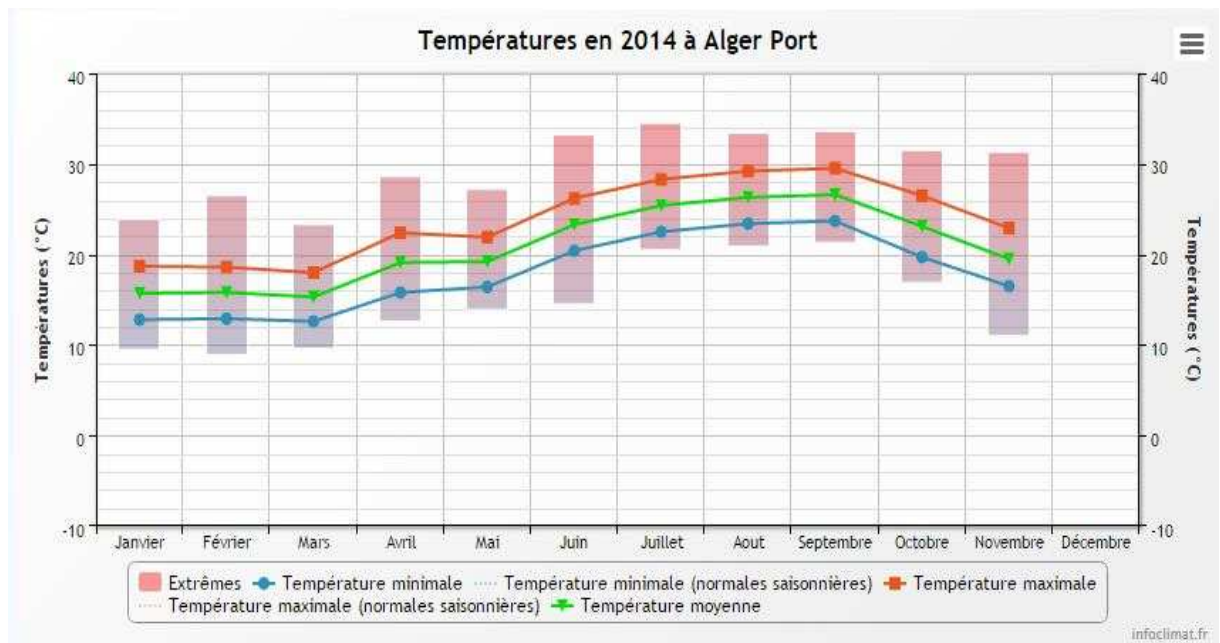
	pH	AT ($\mu\text{mol/kg}$)	TCO ₂ ($\mu\text{mol/kg}$)	pCO ₂ (μatm)	F _{CO₂} (mmol/m ² /j r)	F _{O₂} (mmol/m ² /jr)
Moyenne	7,85	2446,58	2295,08	924,39	11,70	-1,2
Maximum	7,87	2470,89	2340,24	984,88	12,18	5,10
Minimum	7,82	2435,92	2280,45	876,35	11,11	-8,43
Ecart-type	0,01	8,78	10,54	22,61	0,39	4,35

Présentation des compagnes :

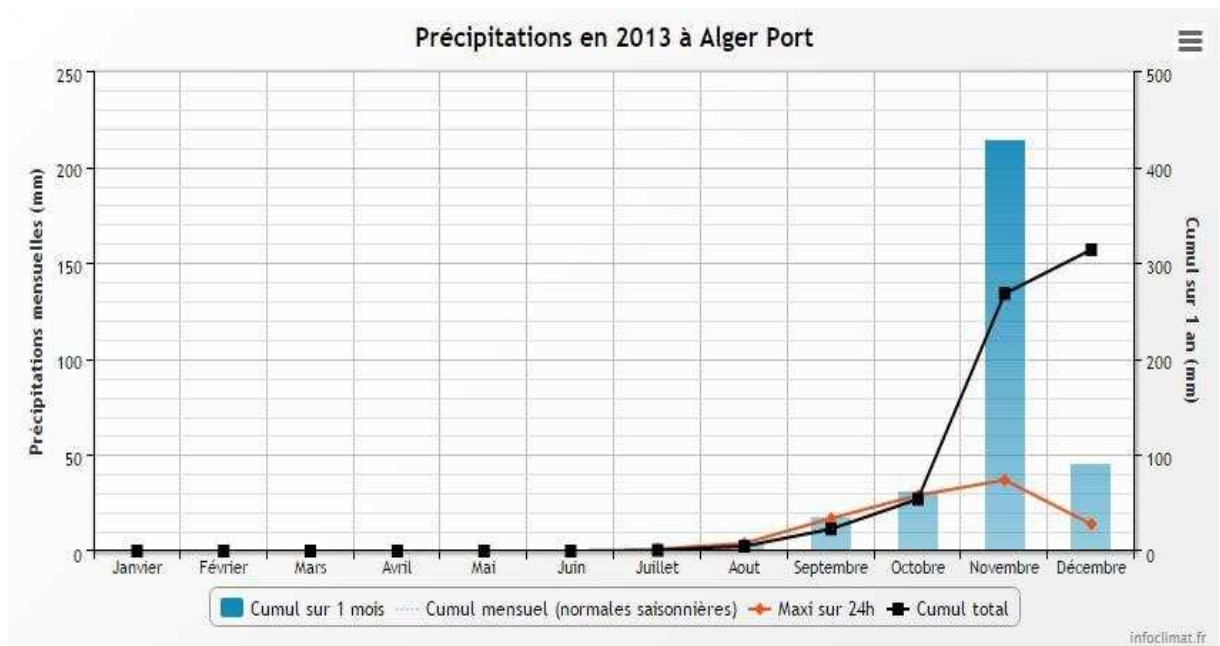
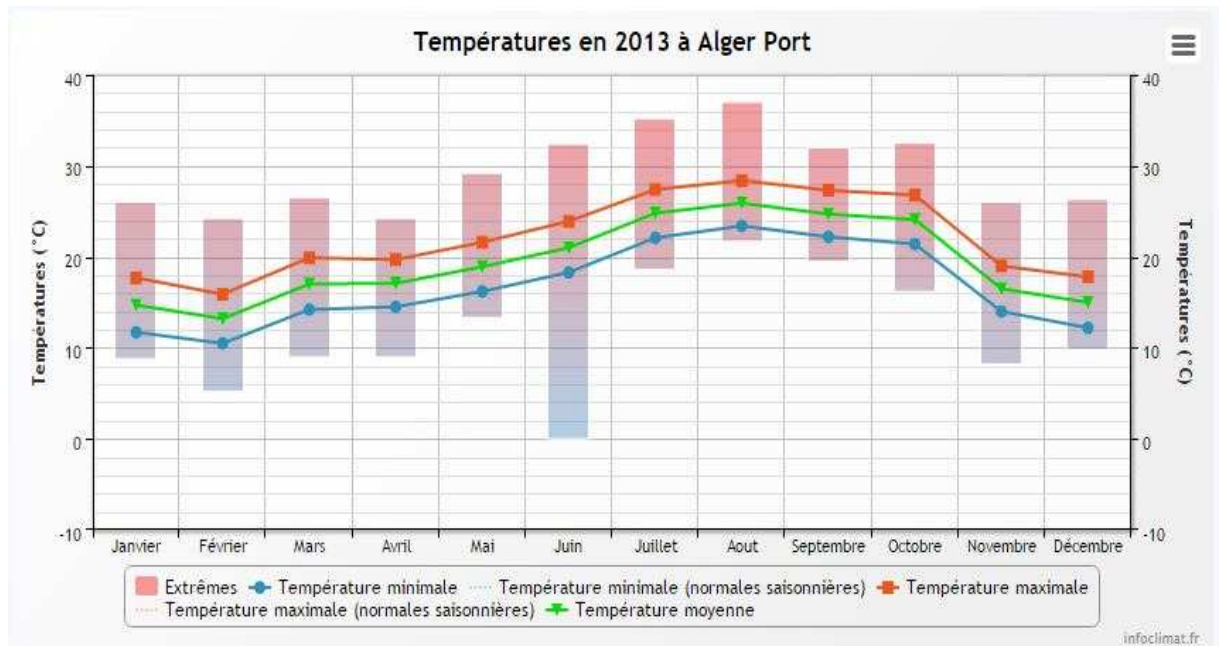
	Référence	Date	N° de station	Paramètres mesurés
Baie d'Alger	Bouzetine & Zerrouki	Du 26 au 28 Avril 2011	23	T°C, S, O ₂ , MES, PO ₄ , Si(OH) ₄ , NH ₄ , NO ₂ , NO ₃ , pH, AT.
	Mansouri et Djeridi	Mai 2012	26	T°C, S, O ₂ , MES, PO ₄ , Si(OH) ₄ , NH ₄ , NO ₂ , NO ₃ , Chlorophylle, pH, AT.
	Zerrouki	Du 28 Juillet au 07 Août 2013	6	T°C, S, O ₂ , MES, PO ₄ , Si(OH) ₄ , NH ₄ , NO ₂ , NO ₃ , pH, AT.
Baie de Bou Ismail	Djaoudi & M'zeyen	Du 2 au 4 Mai 2012	18	T°C, S, O ₂ , MES, PO ₄ , Si(OH) ₄ , NH ₄ , NO ₂ , NO ₃ , Chlorophylle, pH, AT.
	Djahnit & Yefseh	Du 9 Avril au 10 Mai 2013	21	T°C, S, O ₂ , MES, PO ₄ , Si(OH) ₄ , NH ₄ , NO ₂ , NO ₃ , Chlorophylle, pH, AT.

Condition métrologique dans le bassin algérois durant les années 2011-2014 :

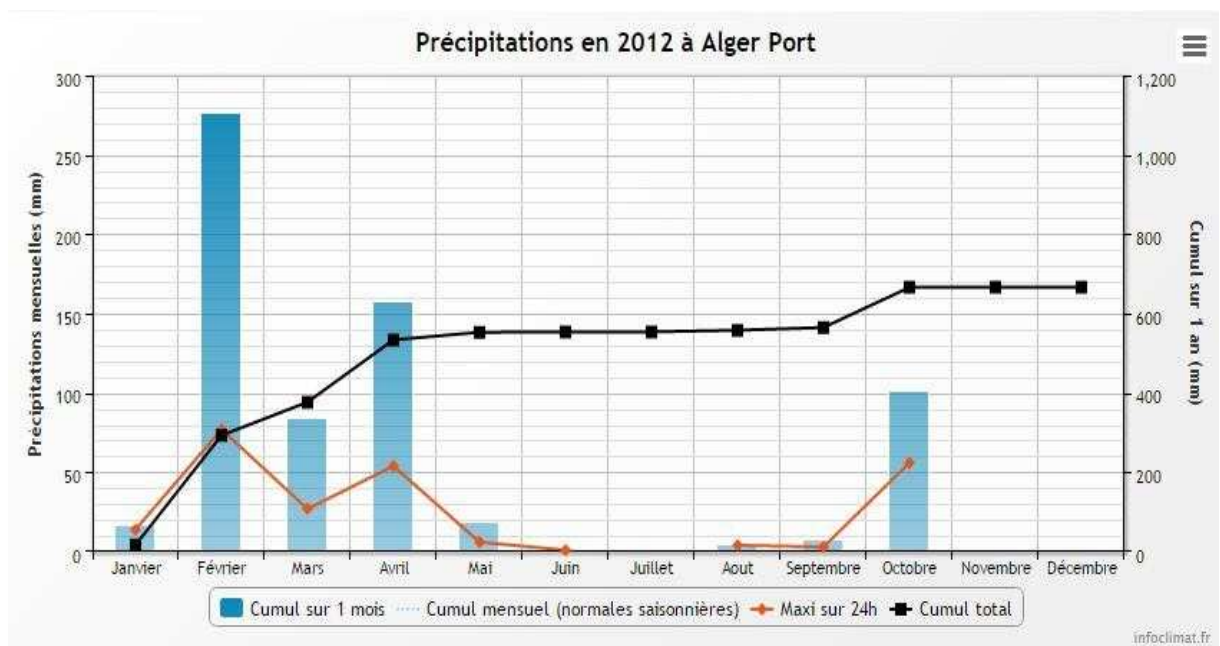
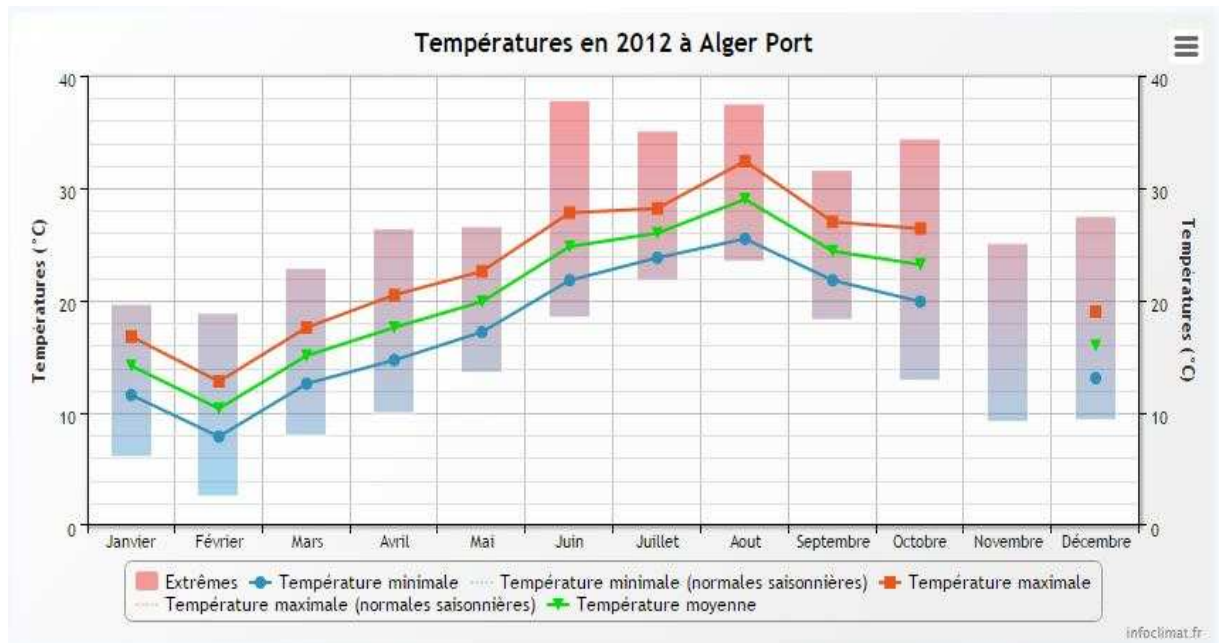
Condition climatique de l'année 2014 :



Condition climatique de l'année 2013 :



Condition climatique de l'année 2012 :



Condition climatique de l'année 2011 :

