

الجمهورية الجزائرية الديمقراطية الشعبية
RÉPUBLIQUE ALGÉRIENNE DÉMOCRATIQUE ET POPULAIRE
وزارة التعليم العالي والبحث العلمي
MINISTÈRE DE L'ENSEIGNEMENT SUPÉRIEUR ET DE LA RECHERCHE SCIENTIFIQUE
المدرسة الوطنية العليا لعلوم البحر وتهيئة الساحل
ÉCOLE NATIONALE SUPÉRIEURE DES SCIENCES DE LA MER ET DE L'AMÉNAGEMENT DU
LITTORAL



Thèse de Doctorat en Environnement Marin et Littoral
Option: Océanographie Spatiale et Observation de la Mer

Thème:

Étude par télédétection et mesures *in situ* des efflorescences algales et de la matière en suspension dans le Bassin Algérien

Présentée par:

Romaissa Harid

Soutenue le: 31/03/2022

Devant le jury composé de :

M. Wahid Refes	Professeur	ENSSMAL	Président
Mme Fouzia Houma	Professeure	ENSSMAL	Directrice de thèse
M. Hervé Demarcq	Professeur	IRD (France)	Co-directeur de thèse
M. Khoudir Mezouar	Professeur	ENSSMAL	Examinateur
M. François Colas	Professeur	LOCEAN, IRD (France)	Examinateur
M. Borhane Djebar	Professeur	Univ. Badji M. (Annaba)	Examinateur
M. Nour-El-Islam Bachari	Professeur	USTHB (Alger)	Examinateur

Année Universitaire 2021 - 2022



Remerciements

Ce travail a été effectué à l'École Nationale Supérieure des Sciences de la Mer et de l'Aménagement du Littoral (ENSSMAL, Alger) au sein de l'équipe du laboratoire des Écosystèmes Marins et Littoraux (ECOSYSMARL, Alger), ainsi qu'à l'UMR MARBEC de Sète à Montpellier (Unité Mixte de Recherches «MARine Biodiversity Exploitation and Conservation»). Je remercie chaleureusement Monsieur Mustafa Boulahdid et Madame Fouzia Houma-Bachari, directeurs successifs du laboratoire ECOSYSMARL et Monsieur Laurent Dagorn, directeur de l'UMR MARBEC (IRD) de m'y avoir accueilli pendant la durée de cette thèse.

Je tiens à remercier tout particulièrement Pr. Fouzia Houma-Bachari et Dr. Hervé Demarcq de m'avoir encadré pendant la thèse. Je leur suis extrêmement reconnaissante de m'avoir encouragé, soutenue, conseillée et guidée tout au long de ce travail. Je remercie sincèrement Hervé Demarcq de m'avoir fait confiance et de m'avoir accueillie pendant plusieurs séjours au laboratoire, qui a été à l'origine de l'aboutissement de cette thèse. Merci au Pr. F. Houma-Bachari de m'avoir donné l'occasion d'enseigner plusieurs heures chaque année à des étudiants du cycle ingénieur au sein de l'ENSSMAL. Merci au Pr. Mustafa Boulahdid de m'avoir accepté de faire partie de l'École Doctorale de l'ENSSMAL «Environnement Marin et Littoral, promotion 2014-2015».

Je remercie M. Wahid Refes qui m'a fait l'honneur d'accepter d'être président de jury de cette thèse. Mes remerciements s'adressent aussi à M. Khoudir Mezouar, M. François Colas, M. Borhane Djebbar et M. Nour-El-Islam Bachari pour avoir accepté de faire partie du jury en tant qu'examinateurs.

Ce travail a bénéficié de trois financements :

- Le 1^{er} et le 2^{ème} par l'ENSSMAL sous forme de stages à l'étranger, 1 mois à l'ISMER de Rimouski au Canada en 2016 sous la direction du Pr. Martin A. Montes-Hugo que je remercie très particulièrement et deux mois à l'UMR MARBEC de Sète en 2016 et en 2017 encadré par le Docteur Hervé Demarcq.
- Le 3^{ème} dans le cadre du Programme d'Échange Algéro-Français PROFAS-B+ 2018-2019 (Embrassade de France en Algérie le MESRS, et le consulat d'Algérie à Montpellier), qui m'ont permis de réaliser un séjour de 7 mois à l'UMR MARBEC de Sète sous la direction de Docteur Hervé Demarcq. Tous ces financements m'ont été nécessaires pour mener à son terme dans de bonnes conditions les travaux de ma thèse.

Les images satellitaire du capteur MODIS utilisées dans ma thèse ont été fournies gracieusement par la NASA (*ocean colour data*) que je remercie à travers particulièrement le Docteur Jeremy Werdell pour sa disponibilité à répondre à mes sollicitations techniques. Toutes ma gratitude va aussi au Docteur Francis Gohin pour le temps qu'il m'a consacré et son aide si précieuse.

Les campagnes en mer ont été cruciales pour valider les données satellitaires pour cela je remercie M. Mohamed Zerrouki, Madame Mehdiya-Asma Keraghel, M. Malik Ait-Kaci pour leurs aides dans la préparation des sorties en mer, pour leurs soutiens dans la réalisation de ce travail de thèse et pour les bons moments passés ensemble. Merci à tous les techniciens et ingénieurs des laboratoires de l'ENSSMAL à Sidi Fredj et à Dely Ibrahim pour leurs disponibilités lors mes travaux au laboratoire. Un grand merci au Docteur Mehdiya-Asma Keraghel de m'avoir concédé les données de la campagne SOMBA-2014 exploitées dans ma thèse.

Un énorme merci à tous mes amis pour leurs aides, amitié, conseils, soutien et bonne humeur: Mehdiya-Asma Keraghel, Malik Ait-Kaci, Mohamed Zerrouki, Housseyn Otmani, Soumia Bengoufa, Nawel Khelil, Chérifa Rezieuk, Kouider Baïd, Lamia Boumlit,...

Enfin, merci à ma famille, à mes parents, à mes frères et sœurs pour m'avoir soutenu, conseillé et orienté dans tous les moments faciles ou moins faciles durant ces années de thèse.

À mon Père, à ma mère

À mes frères et mes sœurs

À Mehdi et Randa

More to see. More to understand.

Romaïssa



Résumé

Cette étude examine la distribution spatiale et la variabilité temporelle de la biomasse de chlorophylle-*a* (Chl-*a*) et de la matière en suspension dans le Bassin Algérien (*Algerian Basin*, AB) le long de ses dimensions méridionales et côte-large, en se concentrant sur les enrichissements côtiers. Après la correction des pixels bruités dans les séries de données quotidiennes MODIS Niveau-2 entre 2003 et 2018, une climatologie bimensuelle de la Chl-*a* avec une résolution spatiale de 1 km a été générée. Cette faible résolution a beaucoup aidé pour tenir compte des caractéristiques côtières spécifiques qui étaient auparavant inconvenablement mises en évidence par les données MODIS Niveau-3 de 4 km de résolution spatiale. Le AB est caractérisé par deux saisons extrêmes, de fortes biomasses en hiver et des faibles en été, séparées par deux saisons de transition les fins du printemps et d'automne. La zone côtière (<10 km) est caractérisée par une dynamique intense et distincte associée à des pics d'efflorescence phytoplanctonique locaux hautement productifs plutôt qu'à une variabilité saisonnière. Un indice d'enrichissement de biomasse (I_B) est proposé comme étant la concentration de Chl-*a* intégrée horizontalement depuis le littoral jusqu'à l'extension la plus au large de l'isopleth de 0,5 mg m⁻³ de Chl-*a*. Des $I_B < 5$ g m⁻² ont été observés au large du bassin l'été, des valeurs élevées pendant les efflorescences printanières (jusqu'à 40 g m⁻²) et les valeurs maximales >50 g m⁻² ont été localement observées dans le domaine côtier. La zone côtière étroite représente à elle seule 44 % de la biomasse de Chl-*a* totale, avec des endroits d'efflorescence côtières jusqu'à 5 fois plus élevées qu'au large. La modélisation multivariée des facteurs potentiels favorisant les enrichissements côtiers montre que la biomasse phytoplanctonique des eaux côtières est principalement associée aux enrichissements provenant des oueds et les eaux usées urbaines d'une manière saisonnière. En revanche, un indice de biomasse plus élevé est lié à la morphologie côtière, c'est-à-dire à la présence des baies ou golfs. Une source distincte d'enrichissement est sans doute associée à la présence de cages d'aquaculture. Les résultats sur les estimations de la matière en suspension particulaire dans le AB montrent une forte variabilité saisonnière et longitudinale dans les eaux côtières, essentiellement conditionnée par les variations du débit liquide des oueds et la morphologie côtière (baie, golf, ...). Deux types d'eaux côtières ont été définis dans le AB : (i) eaux du Cas-1 se trouvent à l'Ouest du bassin, où la côte est généralement linéaire, (ii) eaux du Cas-2 se trouvent à l'Est du bassin, ces eaux sont un mélange de pigments phytoplanctonique et de la matière en suspension particulaire. Dans cette dernière, il est recommandé d'utiliser des algorithmes bio-optique spécifique pour les eaux du Cas-2. Dans de nombreuses zones de la côte Algérienne, les fonds sableux peuvent biaiser considérablement l'estimation de la concentration de Chl-*a* depuis l'espace.

Abstract

This study investigates the spatial distribution and temporal variability of chlorophyll-*a* (Chl-*a*) biomass in the Algerian Basin (AB) along its meridional and cross-shore dimensions, focusing on coastal enrichments. After correcting most atmospheric disturbances in the daily MODIS Level-2 data series between 2003 and 2018, a fortnightly climatology of 1-km resolution Chl-*a* has been generated to account for specific coastal features previously poorly evidenced from 4-km level-3 data. The AB is characterised by two extreme seasons of high and low biomass, separated by sharp transitions, that characterise the offshore domain. The coastal area (<10 km) reveals an intense and distinct dynamic associated with highly productive local hotspots rather than seasonal variability. A biomass index is proposed as the horizontally integrated Chl-*a* concentration from the coastline to the most offshore extension of the 0.5 mg m⁻³ Chl-*a* isopleth. This index separately quantifies the cumulative biomass of both offshore and coastal domains with large alongshore variability. Low values (<5 g m⁻²) were observed in the offshore area during summer and high values during the spring blooms (up to 40 g m⁻²), while maximum values (>50 g m⁻²) were locally observed in the coastal domain. The narrow coastal area alone represents 44% of the total biomass, with coastal hotspots where the enrichment is up to 5 times higher than offshore. Multivariate modelling of the potential factors favouring coastal enrichments shows that the phytoplanktonic biomass in coastal waters is mainly associated with enrichments from wadis and seasonally from city sewage as well as by the presence of a bay.

The suspended particulate matter concentration in the AB show strong seasonal and longitudinal variability in coastal waters, essentially conditioned by the variations in the liquid flow of the wadis and the coastal morphology (bay, golf, ...). Two types of coastal waters have been defined in the AB: (i) Case-1 waters are in the western part of the basin, where the coastline is generally linear, (ii) Case-2 waters are found in the eastern part of the basin, these waters are a mixture of phytoplankton pigments and suspended particulate matter. In the Case-2 waters, it is recommended to use specific bio-optical algorithms. In many areas of the Algerian coast, sandy bottoms can significantly bias the estimation of Chl-*a* concentration from space.

ملخص

تبحث هذه الدراسة في التوزيع المكاني والتنوع الزمني للكلوروفيل أ و المواد المعلقة في الحوض الجزائري على طول الأبعاد الطولية وعبر الساحل ، مع التركيز على التخصيب الساحلي . بعد تصحيح وحدات البكسل الصاخبة في سلسلة البيانات اليومية موتيس بين عامي 2003 و 2018 ، تم إنشاء معدل كل أسبوعين بدقة مكانية تبلغ 1 كم . ساعدة هذه الدقة العالية بشكل كبير في مراعاة الميزات الساحلية المحددة التي تم التقاطها بشكل سيئ سابقاً بواسطة بيانات بدقة مكانية تبلغ 4 كيلومترات . الحوض الجزائري يتميز بفصلين من كتلة عالية لكلوروفيل أ (الشتاء) والمنخفضة (الصيف) ، مفصولة بموسمين انتقاليين (أواخر الربيع وأواخر الخريف) . تكشف المنطقة الساحلية (أقل من 10 كيلومترات) عن ديناميكيات مكثفة و متميزة مرتبطة بتكاثر العوالق النباتية المحلية عالية الإنتاجية بدلاً من التقلبات الموسمية . يُقترح مؤشر تخصيب الكتلة الحيوية للكلوروفيل أ باعتباره التكامل الأفقي لتركيز من الخط الساحلي إلى أبعد امتداد بحري ل 0.5 مجم/ م³ . لوحظ انخفاض قيم (أقل من 5 جم / م²) في المنطقة البحرية خلال الصيف وقيم عالية أثناء إزهار الربيع (حتى 40 جم / م²) . بينما لوحظت القيم القصوى ل (< 50 جم/ م²) محلياً في المنطقة الساحلية . تمثل المنطقة الساحلية الضيقة 44 % من إجمالي الكتلة الحيوية للكلوروفيل أ ، مع ازدهار ساحلي في النقاط الساخنة . تظهر النمذجة متعددة المتغيرات للتخصيب الساحلي المحتمل أن الكتلة الحيوية العوالق النباتية للمياه الساحلية ترتبط بشكل أساسي بالإثراء من الوديان ، وموسمية مياه الصرف الصحي الحضرية . في المقابل ، يرتبط مؤشر كتلة الكلوروفيل أ الأعلى بالتشكل الساحلي ، أي وجود الخليج . يُظهر تركيز الجسيمات العالقة تبايناً موسمياً وطولياً قوياً في المياه الساحلية ، مشروطاً بشكل أساسي بالتغيرات في تدفق السائل في الوديان والتشكل الساحلي (الخليج ، ...). تم تحديد نوعين من المياه الساحلية : (1) تقع مياه الحالة 1 في الجزء الغربي من الحوض ، حيث يكون الخط الساحلي خطياً بشكل عام ، (2) توجد مياه الحالة 2 في الجزء الشرقي من الحوض . هذه المياه عبارة عن مزيج من أصباغ العوالق النباتية والجسيمات العالقة



Sommaire

Remerciements.....	3
Résumé.....	5
Sommaire.....	8
Liste des figures.....	11
Liste des tableaux.....	18
Liste des abréviations.....	19
Introduction.....	21
I. Généralités.....	26
1. Les propriétés optiques des Constituants Optiquement Significatifs de l'eau de mer.....	26
1.1. L'eau de mer pure.....	26
1.2. Le phytoplancton.....	27
1.3. La Chlorophylle- <i>a</i>	28
1.4. La matière particulaire.....	29
2. La théorie de la couleur de l'océan.....	30
3. L' algorithme OC5 de l'ifremer (Gohin et al., 2002).....	34
3.1. Problème des eaux côtières.....	34
3.2. Évaluation qualitative des radiances dans les eaux côtières.....	35
4. Les coccolithophores par satellite.....	36
5. Zone d'étude : Le Bassin Algérien (AB).....	37
5.1. Description du Bassin Algérien.....	37
5.1.1. <i>Secteur Ouest (W-AB)</i>	38
5.1.2. <i>Secteur Centre (C-AB)</i>	40
5.1.3. <i>Secteur Est (E-AB)</i>	40
5.2. Le Bassin Algérien, une zone Oligotrophe et/ou Mésotrophe, sous pressions naturelles et anthropiques.....	43
II. Matériel et méthodes.....	46
1. Données satellitaires.....	47
1.1. Téléchargement de la Chl- <i>a</i> satellitaire.....	47
1.1.1. Algorithme empirique OC3M.....	47
1.1.2. Données MODIS <i>dans le AB</i>	48
1.2. Les valeurs manquantes sur l'image de la Chl- <i>a</i> MODIS.....	50
1.3. Comparaison entre les données de 1 km et de 4 km.....	53
1.4. Pixels aberrants.....	54
1.5. Données de l'océanographie physique.....	59
1.5.1. Le courant géostrophique.....	59
1.5.2. La profondeur de la couche de mélange.....	59
2. Chl- <i>a in-situ</i> de la campagne SOMBA-2014 (large du AB).....	59
2.1. Normalité des données : Fluorescence et Chl- <i>a</i>	59
2.2. Modèles de régression linéaire.....	61

2.3. Effet " Quenching "	62
3. Données <i>in-situ</i> vs données satellitaires	65
4. Atténuation de la lumière avec la profondeur	66
4.1. Le k_d en surface	69
4.2. Profil vertical du k_d dans le AB	71
5. Le PAR « <i>Photosynthetically Available Radiation</i> »	73
6. Décomposition de la série temporelle de la Chl- <i>a</i> MODIS	74
7. L'algorithme OC5 de l'ifremer pour MODIS	75
7.1. La concentration de la Chl- <i>a</i>	75
7.2. La matière en suspension particulaire	75
8. Données <i>in-situ</i> dans la baie de Bou-Ismaïl (zone côtière du AB)	76
8.1. Analyse de la Chl- <i>a</i>	77
8.2. Analyse de la matière en suspension	77
8.3. Mesure de la turbidité	77
8.4. Oxygène dissous	77
8.5. Température et salinité de l'eau de mer	78
9. Débits des oueds	78
III. Résultats et Discussions	80
Section 1. Efflorescences algales dans le bassin Algérien	81
1. Comparaison entre les Chl- <i>a</i> <i>in-situ</i> et satellitaire	81
2. Impact de la résolution spatiale sur la discrimination des structures côtières	82
3. Variabilité interannuelle de la Chl- <i>a</i>	84
4. La saisonnalité de la Chl- <i>a</i> dans le AB	87
5. La délimitation de la zone côtière	88
5.1. Limite fixe	88
5.2. Limite variable	89
6. La variabilité méridienne de la Chl- <i>a</i> dans le AB	90
6.1. Au large (6-120 km)	90
6.2. À la côte entre 0 et 6 km	90
Section 2. Indice d'enrichissement de la biomasse et influence des processus côtiers	93
1. Développement d'un indice d'enrichissement de la biomasse	93
2. La variabilité de l'indice I_B	93
3. Processus gouvernant la variabilité de la Chl- <i>a</i> dans le AB	96
3.1. Processus à méso-échelle	96
3.2. La variabilité longitudinale de l'enrichissement à méso-échelle	99
3.3. Enrichissement côtier	102
4. Les sources des enrichissements côtiers	105
5. Approche de modélisation	112
Section 3. La Chl- <i>a</i> intégrée sur profondeur dans le AB en été	115
1. Importance de la structure verticale	116
2. InC-AB1 « <i>Integrated Chl-a model in Algerian Basin</i> »	119
2.1. Présentation du modèle InC-AB1	119
2.2. Évaluation de la qualité du modèle InC-AB1	119

3. La biomasse de la Chl- <i>a</i> intégrée sur la verticale en été.....	123
3.1. Importance de la Z_e	123
3.2. Variabilité de la Chl- <i>a</i> intégrée dans le AB.....	124
4. Apport de la biomasse de la Chl- <i>a</i> au rendement de la pêche en Algérie.....	126
Section 4. Efflorescences des coccolithophores dans la Baie d'Alger entre 2003-2018.....	128
1. La baie d'Alger.....	128
2. Observations <i>in-situ</i> des efflorescences des Coccolithophores.....	128
3. Acquisition des données satellitaire.....	129
4. Suivi et réponse spectrale de E1, E2 et E3.....	129
5. Eaux du Cas-1 vs Cas-2.....	133
6. Cocco-Index.....	135
7. Les épisodes des blooms de coccolithophores.....	136
Section 5. Étude de la matière en suspension dans le Bassin Algérien.....	138
1. La signature spectrale des eaux côtières Algérienne.....	138
2. Validation des données OC5 dans le AB.....	140
2.1. Relation SPM^{OC5} vs $Tur^{in-situ}$	140
2.2. Relation $Chl-a^{in-situ}$ vs $Chl-a^{OC5}$	141
3. Données OC3M-NASA vs OC5-Ifremer.....	141
4. Variabilité saisonnière et longitudinal de la SPM.....	148
5. Structure Côte-Large des paternes de la SPM.....	151
Conclusion générale.....	156
Références bibliographiques.....	160
Annexes.....	171
Production scientifique.....	185



Liste des figures

- Figure 1: Molécule d'eau, en bleu 'O₂', en gris 'H'.....26
- Figure 2: Variabilité du coefficient d'absorption de l'eau de mer pure échantillonnée dans le large de la Baie de Bou-Ismaïl (centre du AB) en fonction des longueurs d'ondes du spectre électromagnétique. (a) la variabilité par rapport à toutes les longueurs d'onde du spectre. (b) la variabilité par rapport au spectre visible. L'absorbance utilisée pour le calcul du coefficient d'absorption a été mesurée (à l'ENSSMAL-Alger) par un spectrophotomètre de 1 nm de résolution spectrale en utilisant une eau de mer très appauvrie en éléments minéraux et biologiques. Cette figure est générée en utilisant le logiciel libre R (version 3.4.4 (2018-03-15), <https://cran.r-project.org/>).....27
- Figure 3: Absorption du spectre visible par les différents pigments photosynthétique des espèces phytoplanctoniques d'après Bidigare et al., (1990).....28
- Figure 4: Structure et masse molaire des Chlorophylles *a* et *b*29
- Figure 5: Schéma montrant la structure cellulaire de l'espèce coccolithophore (Bown et Young, 1998).....36
- Figure 6: Localisation géographique du Bassin Algérien. (a) les divisions géographiques du AB. (b) la bathymétrie de la M-Med. Cette figure est générée en utilisant le langage IDL version 7.1 (2009)...38
- Figure 7: Évolutions des moyennes des données météorologies collectées par l'ONM dans le AB pendant les 2 dernières décennies (2000-2020). (a), (b) et (c) sont respectivement les variabilités interannuelle et saisonnière des T° de l'air, les précipitations et les vitesses de vent à Oran. (d), (e) et (f) Alger. (g), (h) et (i) Annaba. Cette figure est générée en utilisant le logiciel libre R (version 3.4.4 (2018-03-15), <https://cran.r-project.org/>).....42
- Figure 8: Nombre d'observations de chaque pixel par le satellite MODIS-Aqua entre 2003 et 2018 dans le bassin Algérien (Sud de la Méditerranée occidentale). Cette figure est générée en utilisant le langage IDL version 7.1 (2009).....46
- Figure 9: La moyenne de la climatologie du mois de Mars de la Chl-*a* (mg m⁻³) entre 2003-2018 dans le bassin Algérien (Sud-Ouest de la Mer Méditerranée). La vitesse du courant (m s⁻¹) pour la même période (flèches noires), l'isobath 800 m (ligne rouge) et l'isopleth 0.5 mg m⁻³ (ligne verte) sont superposés. Les stations de la campagne SOMBA-2014 (points blancs) sont aussi superposées. Les grands tourbillons en noir sont déduits de la moyenne de la SLA (Sea Level Anomaly) entre 2003-2018. Cette figure est générée en utilisant le langage IDL version 7.1 (2009).....49
- Figure 10: Élimination des valeurs manquantes sur les orbites des images brutes MODIS Niveau-2 standard. (a) Exemple de la Chl-*a* à partir de l'orbite-2 standard observé le 03/01/2014. (b) Exemple de la Chl-*a* à partir de l'orbite-2 après correction. Cette figure est générée en utilisant le langage IDL version 7.1 (2009).....50
- Figure 11: Moyenne mensuelle du nombre d'observations par pixel entre 2003 et 2018 sur le bassin Algérien. Cette figure est générée en utilisant le langage IDL version 7.1 (2009).....51
- Figure 12: Moyenne mensuelle du coefficient de variation de la Chl-*a* par pixel entre 2003 et 2018 sur le AB. Cette figure est générée en utilisant le langage IDL version 7.1 (2009).....52
- Figure 13: Comparaison entre: (a) la concentration de la Chl-*a* des données MODIS Niveau-3 à 4 km de résolution spatiale. (b) la concentration de la Chl-*a* des données MODIS Niveau-2 standard à 1 km de résolution spatiale. Cette figure est générée en utilisant le langage IDL version 7.1 (2009).....54
- Figure 14: Critère d'identification du gradient spatial local (exemple du 07 Janvier 2014). (a) Résultat du gradient de Sobel (mg m⁻³ km⁻¹). (b) Distance par rapport au masque nuage (D₁) en km (les nuages sont représentés par la couleur blanche).(c) Distance par rapport à la côte (D₂) en km. (d) Position

- des pixels sélectionnés avec le critère du gradient local. Cette figure est générée en utilisant le langage IDL version 7.1 (2009).....56
- Figure 15: Combinaison des critères appliqués pour éliminer les pixels aberrants (exemple du 7/1/2014). (a) Résultats du calcul de gradient de Sobel. (b) Distance par rapport aux nuages « D_1 ». (c) Distance par rapport à la côte « D_2 ». (d) Position des pixels liées aux critères LSG. (e) Position des pixels liées au critère de variation temporelle. (f) Position des pixels liées au critère IPC. (g) Concentration de la Chl-*a* à partir des données standard journalière de MODIS Niveau-2 (jour : 07/01/2014). (h) Concentration de la Chl-*a* à partir des données journalières corrigées de MODIS Niveau-2 (jour : 07/01/2014). Cette figure est générée en utilisant le langage IDL version 7.1 (2009).....58
- Figure 16: QQ-plot et l'histogramme de fréquence des données Fluo^{CTD} et Chl-*a*^{HPLC}. Cette figure est générée en utilisant le logiciel libre R (version 3.4.4 (2018-03-15), <https://cran.r-project.org/>).....60
- Figure 17: Représentations graphiques de la méthode LAD pour les données Chl-*a*^{HPLC} et Fluo^{CTD}. (a) Les résidus en fonction des valeurs ajustées. (b) QQ-plot de la méthode LAD. Cette figure est générée en utilisant le logiciel libre R (version 3.4.4 (2018-03-15), <https://cran.r-project.org/>).....62
- Figure 18: Régression linéaire de la méthode OLS, sur l'axe des X sont les données Fluo ($\mu\text{g/l}$), et l'axe des Y représente les données Chl-*a* (mg m^{-3}). Cette figure est générée en utilisant le logiciel libre R (version 3.4.4 (2018-03-15), <https://cran.r-project.org/>).....62
- Figure 19: La variabilité de la Chl-*a*^{HPLC} et Fluo^{CTD}: (a) La variabilité du ratio (Chl-*a*^{HPLC} / Fluo^{CTD}) en fonction de la profondeur. (b) Les données Chl-*a*^{HPLC} et Fluo^{CTD} en fonction de la profondeur (station : 37,097 °N et 3,242° E). Cette figure est générée en utilisant le logiciel libre R (version 3.4.4 (2018-03-15), <https://cran.r-project.org/>).....63
- Figure 20: Constantes du modèle de régression linéaire entre les données Fluo et les données Chl-*a*^{HPLC}. (a) Le coefficient de variation (CV) et le standard déviation (SD) des deux modèles de régression linéaire dans les trois classes de CQI. (b) La pente et le coefficient de corrélation 'r' de la méthode OLS. Cette figure est générée en utilisant le logiciel libre R (version 3.4.4 (2018-03-15), <https://cran.r-project.org/>).....64
- Figure 21: Les données de la Chl-*a* à partir des mesures HPLC (en noir) et les profils estimés à partir des données continues de la Fluorescence (Chl-*a*^F). Cette figure est générée en utilisant le logiciel libre R (version 3.4.4 (2018-03-15), <https://cran.r-project.org/>).....65
- Figure 22: Chl-*a* satellitaire (mg m^{-3}), vitesse de courant (la flèche représente $0,5 \text{ m s}^{-1}$) et l'anomalie de la surface de la mer associés aux données SOMBA-14. Cette figure est générée en utilisant le langage IDL version 7.1 (2009).....66
- Figure 23: Corrélation entre des données MODIS-Aqua et les données *in-situ* SOMBA-2014 à plusieurs profondeurs. Cette figure est générée en utilisant le logiciel libre R (version 3.4.4 (2018-03-15), <https://cran.r-project.org/>).....67
- Figure 24: La distribution verticale de la Chl-*a* ainsi que la variabilité spatio-temporelle de la Chl-*a* satellitaire en surface de la station 7 du Leg-3 (station : 37,07°N 0,219°W). (a) La distribution verticale de Chl-*a* à la station 7. (a') La corrélation entre les données *in-situ* et satellitaires de la Figure 23. (b) Représentation spatiale de la Chl-*a* du jour avant le jour de prélèvement dans la station 7. (c) Représentation spatiale de la Chl-*a* du jour de prélèvement de la station 7. (e) Représentation spatiale de la Chl-*a* du jour après le jour de prélèvement dans la station 7. Cette figure est générée en utilisant le logiciel libre R (version 3.4.4 (2018-03-15), <https://cran.r-project.org/>).....69
- Figure 25: Variabilité du coefficient d'atténuation de la lumière (satellitaire) en fonction de la concentration de la Chl-*a* (Satellitaire et HPLC). La ligne pointillée représente le ratio 1:1. (A) Le k_d satellitaire à 488 nm en fonction de la concentration de la Chl-*a* satellitaire en surface. (B) Le k_d satellitaire à 488 nm en fonction de la concentration de la Chl-*a* *in-situ* (HPLC) entre 0 et 100 m de profondeur calculé par Éq.9. Cette figure est générée en utilisant le logiciel libre R (version 3.4.4 (2018-03-15), <https://cran.r-project.org/>).....70
- Figure 26: La comparaison entre les données Chl-*a* de l'algorithme OC3M et les rapports R_{MAX} dans le AB, calculé dans un intervalle de longitude entre 2,2°W et 8,7°E et un intervalle de distance entre 0 et

- 120 mètre. (a) et (b) La variabilité de la Chl-*a* en fonction du R_{MAX} utilisé en hiver (exemple de données du 14/02/2014) et leur localisation géographique. (c) et (d) La variabilité de la Chl-*a* en fonction du R_{MAX} utilisé en Été (exemple de données du 25/08/2014) et leur localisation géographique. Cette figure est générée en utilisant le logiciel libre R (version 3.4.4 (2018-03-15), <https://cran.r-project.org/>).....71
- Figure 27: Les valeurs du coefficient d'atténuation diffuse calculées par le modèle de Morel (1988) pour les eaux du Cas-1. (a) La variabilité du k_d en fonction du spectre électromagnétique dans le visible pour différentes concentrations de la Chl-*a*. (b) La variabilité du k_d en fonction de la concentration de la Chl-*a* dans un intervalle de longueurs d'ondes bleu [440, 445, 450, 455, 460, 465, 470, 475, 480, 485, 490, 495] nm. Cette figure est générée en utilisant le logiciel libre R (version 3.4.4 (2018-03-15), <https://cran.r-project.org/>).....73
- Figure 28: Variabilité interannuelle de la Chl-*a* en surface estimée à partir des données MODIS-Aqua Niveau-2 entre 2003 et 2018 dans le AB. Cette figure est générée en utilisant le langage IDL version 7.1 (2009)....74
- Figure 29: Relation linéaire (ligne rouge) (a) entre les données satellite corrigées et les données *in-situ* de la Chl-*a* durant l'Été dans le AB. (b), (c), (d), et (e) présentent la variabilité spatiale de la Chl-*a* journalière associée aux quatre stations de la campagne SOMBA. Les stations (avec la croix grise, points (c) et (d)) ont été exclues de cette comparaison (ces points correspondent aux critères d'élimination en se basant sur les critères de gradient et de proximité au nuage).....81
- Figure 30: Résultats après élimination des pixels aberrants à partir des données standards de MODIS Niveau-2 (colonne à gauche), respectivement pour la moyenne bimensuelle (exemple de 1-15/01/2014) (a et b), et pour la moyenne de la climatologie mensuelle (exemple de Janvier 2003-2018) (c et d). Cette figure est générée en utilisant le langage IDL version 7.1 (2009).....82
- Figure 31: La variabilité côte-large de la climatologie bimensuelle de la Chl-*a* dans le AB entre 2003 et 2018. (a) Hovmöller de la climatologie bimensuelle de la Chl-*a* entre 0 et 120 km à partir des données MODIS Niveau-3 (4 km de résolution). La ligne noire entre (a) et (b) représente la distance de 10 km par rapport à la côte. (b) Hovmöller de la climatologie bimensuelle de la Chl-*a* entre 0 et 120 km à partir des données corrigées de MODIS Niveau-2 (1 km de résolution). (c) Un zoom sur l'Hovmöller de la climatologie bimensuelle de la Chl-*a* entre 0 et 10 km des données MODIS Niveau-3 (4 km de résolution). (d) Un zoom sur l'Hovmöller de la climatologie bimensuelle de la Chl-*a* entre 0 et 10 km des données corrigées de MODIS Niveau-2. (e) Chl-*a* à partir des données MODIS Niveau-3 vs distance par rapport à la côte [0-10 km] : en vert le mois avec des concentrations élevées, et en bleu le mois avec des concentrations faibles. (f) Chl-*a* vs distance par rapport à la côte [0-10 km] : en vert c'est le mois avec des concentrations élevées, en bleu c'est le mois avec les concentrations faibles. La ligne solide représente la Chl-*a* à partir de données corrigées de MODIS Niveau-2. La ligne en pointillé représente la Chl-*a* à partir de données standard de MODIS Niveau-2. Cette figure est générée en utilisant le langage IDL version 7.1 (2009).....83
- Figure 32: Le diagramme Hovmöller (a) la variabilité interannuelle de la concentration de la Chl-*a* dans tout le AB de 2003 à 2018 le long du transect méridien de 2,2°W à 8,7°E entre 0 et 120 km (la ligne blanche horizontale est à 4°E de longitude). (b) Courbe latérale représente la moyenne de la série temporelle. (c) Le transect spatial des deux zones à partir de 2,2°W à 4°E (courbe rouge) et à partir de 4°E à 8,7°E (courbe verte). Cette figure est générée en utilisant le langage IDL version 7.1 (2009).....85
- Figure 33: Décomposition de la Chl-*a* entre 2003-2018 en utilisant la fonction STL. Cette figure est générée en utilisant le logiciel libre R (version 3.4.4 (2018-03-15), <https://cran.r-project.org/>).....87
- Figure 34: La saisonnalité de la concentration de la Chl-*a* entre 2003-2018 dans le AB. (a) Moyenne bimensuelle de la Chl-*a* dans la zone côtière (0-10 km) (courbe en vert), et dans le large (courbe en bleu). La Chl-*a* à 4 km de résolution et la MLD (ligne orange) sont aussi superposées. (b) Transect côte-large de la Chl-*a* (données corrigées) moyennée sur toute la côte (de 2,2°W à 8,7°E), entre la côte et 50 km. La courbe verte représente la saison de production, la courbe jaune est la saison intermédiaire, et la courbe bleue est la saison de faible production. La ligne noire horizontale représente la limite de 0.5 mg m⁻³ utilisée pour calculer l'indice de biomasse intégrée, comme

- représenté sur les Figures 40 et 46. Cette figure est générée en utilisant le logiciel libre R (version 3.4.4 (2018-03-15), <https://cran.r-project.org/>).....88
- Figure 35: Le gradient Côte-Large de la Chl-*a* dans le AB entre 0 et 120 km. Cette figure est générée en utilisant le logiciel libre R (version 3.4.4 (2018-03-15), <https://cran.r-project.org/>).....89
- Figure 36: Structure côte-large du profil Chl-*a* à la longitude 3,53°E entre la côte et 120 km. La courbe verte est la moyenne de la concentration de la Chl-*a* entre 2003-2018. La courbe blanche est une moyenne glissante de la courbe verte. La ligne verte en pointillée représente le seuil 0,5 utilisée pour la détermination de l'indice d'enrichissement côtier (voir la section 1 du chapitre III). Les deux lignes rouges délimitent la zone côtière. La ligne bleue en pointillé représente la distance de 80 km. Cette figure est générée en utilisant le langage IDL version 7.1 (2009).....89
- Figure 37: La variabilité longitudinale de la climatologie bimensuelle de la concentration de la Chl-*a* au large [6-120 km] du AB entre 2003 et 2018. (a) La moyenne de la Chl-*a* associée à (b) sa variabilité (Coefficient de variation). La ligne blanche verticale marque le 4°E de longitude. Cette figure est générée en utilisant le langage IDL version 7.1 (2009).....90
- Figure 38: La variabilité longitudinale de la climatologie bimensuelle de la concentration de la Chl-*a* sur la zone côtière [0-6 km] du AB entre 2003 et 2018. (a) La moyenne de la Chl-*a* associée à (b) sa variabilité (CV). La ligne blanche verticale marque le 4°E de longitude. Cette figure est générée en utilisant le langage IDL version 7.1 (2009).....91
- Figure 39: La variabilité de la concertation de la Chl-*a* le long de la côte Algérienne [0 km à 6 km] entre 2,2°W et 8,7°E en Été (courbe bleue), hiver (courbe verte) et la période de transition (courbe rose). La morphologie de la ligne côtière et les oueds sont superposés. Cette figure est générée en utilisant le logiciel libre R (version 3.4.4 (2018-03-15), <https://cran.r-project.org/>).....92
- Figure 40: Diagramme spatio-temporel de la variabilité longitudinale (2,2°W 8,7°E) des trois indices de base de la Chl-*a* dans le AB entre 2003 et 2018, de Août à Juillet. (a) Quatre distances calculées par rapport à la côte : la distance de 10 km par rapport à la côte (ligne verte), la moyenne de la distance maximale de l'isopleth 0,5 mg m⁻³ (ligne rouge), la distance maximale de 80 km fixée pour le I_B (la ligne grise continue), et la ligne de la distance maximale à partir de la ligne côtière définissant le AB (la ligne grise en pointillé). (b) La distance par rapport à la côte pour la Chl-*a* ≥ 0,5 mg m⁻³. (c) La Chl-*a* moyennée sur la même distance en (b). (d) L'indice de biomasse intégrée (I_B) sur l'ensemble du bassin. Cette figure est générée en utilisant le langage IDL version 7.1 (2009).....95
- Figure 41: Hovmöller de la climatologie mensuelle de la MLD calculée à partir des données satellitaires dans le AB entre 1969 et 2013 (Houpert et al., 2015) (<https://www.seanoe.org/data/00354/46532/>). Cette figure est générée en utilisant le langage IDL version 7.1 (2009).....96
- Figure 42: Diagramme spatio-temporel de la variabilité longitudinale (2,2°W 8,7°E) des trois indices basées sur la Chl-*a* dans le AB entre 2003-2018, à partir des données MODIS de 4-km de résolution. (a) La distance par rapport à la côte de la Chl-*a* > 0,5 mg m⁻³. (b) Le I_B de l'ensemble du bassin. (c) La Chl-*a* moyennée calculée dans l'ensemble du bassin. (d) Le I_B entre la ligne côtière et la distance de 10 km par rapport à la côte. (e) Le I_B au large. Cette figure est générée en utilisant le langage IDL version 7.1 (2009).....98
- Figure 43: Timing moyen du centre de la saison de production dans le AB entre 2003-2018. Cette figure est générée en utilisant le logiciel libre R (version 3.4.4 (2018-03-15), <https://cran.r-project.org/>).....99
- Figure 44: Climatologie de la TKE calculée à partir des données satellitaires le long du AB entre 2003-2018. Cette figure est générée en utilisant le langage IDL version 7.1 (2009).....100
- Figure 45: La saisonnalité moyenne de I_B (barres orange) dans les trois localisations (ligne pointillée de la Figure 40a) : 1°W (a), 4,5°E (b), et 7,5°E (c), situées à l'extérieur des influences côtières. La MLD (courbe bleue), et la TKE (courbe noire) sont superposées. Cette figure est générée en utilisant le logiciel libre R (version 3.4.4 (2018-03-15)).....101
- Figure 46: Diagramme spatio-temporel de la variabilité longitudinale (2,2°W 8,7°E) de la Chl-*a* et le I_B dans les deux zones : large et, séparément. (a) La moyenne de la Chl-*a* dans la zone côtière (0-10 km). (b) La moyenne de la Chl-*a* dans la zone du large (10 -km). (c) L'indice de biomasse intégrée côtière (I_B)

- entre la côte et 10 km. (d) L'indice de biomasse intégrée côtière (I_B) entre 10 et km. Cette figure est générée en utilisant le langage IDL version 7.1 (2009)..... 103
- Figure 47: La saisonnalité (en quinzaine) de l' I_B et l' I_B cumulé dans le AB entre 2003-2018. (a) Le I_B des HBCs (orange) et les LBCs (bleu) dans la zone côtière. (b) Le I_B correspondant aux HBCs (orange) et LBCs (bleu) aux large. (c) Le I_B cumulé entre la côte (en jaune) et la large (en vert) à l'intérieur des LBCs. (d) Le I_B cumulé entre la côte (jaune) et le large (vert) dans les HBCs. Cette figure est générée en utilisant le logiciel libre R (version 3.4.4 (2018-03-15), <https://cran.r-project.org/>)..... 105
- Figure 48 : Variabilité longitudinale de l'indice de biomasse intégrée dans la zone côtière (courbe verte) et au large (courbe bleu) dans le AB entre 2003-2018. Le ratio I_B côte / I_B large est superposé (courbe rouge). Les HBCs sont représentées avec des rectangles vert. Les décharges des oueds, le type de fond (sableux en jaune et rocheux en bleu), et les villes à proximité (cercles rouge) sont superposés. Le type de fond est déduit à partir des images "Google Map" (Google Maps, 2021). Les noms des oueds : (1) Oued Seybouse, (2) Oued El-Kebir, (3) Oued Z'Hor, (4) Oued El-Kebir, (5) Oued Soummam, (6) Oued Bou-Douaou, (7) Oued El-Hamiz, (8) Oued El-Harrach, (9) Oued Mazafran, (10) Oued Cheliff, (11) Oued El-Hammam. Cette figure est générée en utilisant le logiciel libre R (version 3.4.4 (2018-03-15), <https://cran.r-project.org/>)..... 106
- Figure 49: Variabilité saisonnière des débits de oued Mazafran et oued El-Harrach (en $m^3 s^{-1}$, ligne orange) et la moyenne de la Chl-*a* (ligne verte) calculée à une bathymétrie < 50 m entre 2003 et 2012 : (a) Baie de Bou-Ismaïl et (b) baie d'Alger. Les cartes (a' et b') représentent la variabilité spatiale de la Chl-*a* correspondant aux courbes verte. Cette figure est générée en utilisant le logiciel libre R (version 3.4.4 (2018-03-15), <https://cran.r-project.org/>)..... 107
- Figure 50: Climatologie bimensuelle de la variabilité côtière de la Chl-*a* des 31 zones calculée par l'algorithme standard OC3M. Cette figure est générée en utilisant le langage IDL version 7.1 (2009)..... 112
- Figure 51: La concentration de la Chl-*a in-situ*, la concentration de la Chl-*a* satellitaire, et l'inverse du k_d en fonction de la profondeur (de *a* à *g*). Les courbes vertes représentent la concentration de la Chl-*a in-situ*. Les lignes vertes représentent la concentration de la Chl-*a* satellitaire. Les lignes en pointillées représentent l'inverse du coefficient d'atténuation à 488 nm des données MODIS. Les lignes noires représentent la DCM des données *in-situ*. Cette figure est générée en utilisant le logiciel libre R (version 3.4.4 (2018-03-15), <https://cran.r-project.org/>)..... 117
- Figure 85: Schéma représentatif des différents paramètres utilisés dans le modèle bio-optique InC-AB1 de la Chl-*a* intégrée à partir des données satellitaires dans le bassin Algérien. Le profil en vert représente la moyenne de tous les profils de la Chl-*a in-situ* de la campagne SOMBA-2014. Le profil en bleu représente le PAR moyen pour les stations SOMBA-2014 calculées par le modèle de Morel (1988). 122
- Figure 86: Distribution des paramètres bio-optiques utilisés dans le modèle InC-AB1 en fonction de la Z_c . (a) Distribution de la Chl-*a* intégrée *in-situ* en fonction de la Z_c . (b) Représentation spatiale de la Chl-*a* intégrée InC-AB1 le jour d'échantillonnage des deux stations entourées par le cercle rouge. (c) Distribution de l'inverse du k_d en fonction de la Z_c . Les deux points rouges entourées par le cercle rouge dans la figure b représentent les deux stations échantillonnées sur un gradient spatial de Chl-*a* au cours de la campagne SOMBA-14 (voir la Figure 19b). Cette figure est générée en utilisant le logiciel libre R (version 3.4.4 (2018-03-15), <https://cran.r-project.org/>) et le langage IDL version 7.1 (2009)..... 123
- Figure 87 : Distribution spatiale de la Chl-*a* intégrée calculé par deux méthodes différentes. (a) Distribution de la moyenne bimensuelle de la Chl-*a* intégrée InC-AB1 durant la seconde quinzaine du mois d'Août 2014. (b) Distribution spatiale de la moyenne bimensuelle de la Chl-*a* intégrée calculée par l'Éq. 42 utilisée dans le modèle VGPM (Behrenfeld et Falkowski, 1997). Cette figure est générée en utilisant le langage IDL version 7.1 (2009)..... 124
- Figure 88 : Climatologie bimensuelle de la production intégrée de la Chl-*a* (de 0 à 120 km) dans le AB entre 2003 et 2018. (a) Hovmöller de la Chl-*a* intégrée en fonction de la distance par rapport à la côte. (b) Courbes de la Chl-*a* intégrée de chaque quinzaine de Juin à Septembre en fonction de la distance par rapport à la côte. Cette figure est générée en utilisant le langage IDL version 7.1 (2009)..... 124

- Figure 89 : Hovmöller de la climatologie bimensuelle de la production intégrée de la Chl-*a* dans le AB entre 2003 et 2018. (a) et (c) Climatologie bimensuelle longitudinale de la InC-AB1 Chl-*a* entre 10 km et 120 km. (b) et (d) Climatologie bimensuelle longitudinale de la InC-AB1 Chl-*a* entre 0 km et 10 km. Cette figure est générée en utilisant le langage IDL version 7.1 (2009).....125
- Figure 90 : Climatologie bimensuelle de la Chl-*a* intégrée calculée par le modèle InC-AB1 entre 2003 et 2018. Cette figure est générée en utilisant le langage IDL version 7.1 (2009).....126
- Figure 91: Carte de la Baie d'Alger à partir du capteur MSI de Sentinel-2. Cette figure est générée en utilisant le logiciel SNAP version 7.0 (2019).....128
- Figure 92: Monitoring de bloom e coccolithophores durant Août 2003 à partir des données MODIS (a, b, et c). De (d à m), sont les *Rrs* du 12 Août 2003 aux longueurs d'ondes 412, 443, 469, 488, 531, 547, 555, 645, 667, et 687 nm respectivement. Cette figure est générée en utilisant le langage IDL version 7.1 (2009).....131
- Figure 93 : Monitoring de bloom e coccolithophores durant Août 2013 à partir des données MODIS (a, b, et c). De (d) à (m), sont les *Rrs* de Août-Juillet 2013 aux longueurs d'ondes 412, 443, 469, 488, 531, 547, 555, 645, 667, et 687 nm respectivement. Cette figure est générée en utilisant le langage IDL version 7.1 (2009).....132
- Figure 94: Monitoring de bloom e coccolithophores durant Juillet 2015 à partir des données MODIS (a, b, et c). De (d) à (m), sont les *Rrs* de Juillet 2015 aux longueurs d'ondes 412, 443, 469, 488, 531, 547, 555, 645, 667, et 687 nm respectivement. Cette figure est générée en utilisant le langage IDL version 7.1 (2009).....133
- Figure 95: Signature spectrale de la Chl-*a*, la SPM et le bloom coccolithophore dans les eaux côtières Algérienne. Les *Rrs* utilisées dans cette figure sont issues des données MODIS de Niveau-2, téléchargées dans le AB, et correspondes au jour de signalisation du bloom coccolithophores dans la baie d'Alger par Illoul et al., (2008) le 12 Août 2003. (a) Les *Rrs* en fonction des longueurs d'ondes dans trois catégories d'eaux différentes : (i) les eaux du Cas-1 (large de AB) en courbes verte, (ii) les eaux du Cas-2 (eaux côtières de la baie d'Annaba) en courbes marron, (iii) dans des eaux avec un bloom de coccolithophores (eaux côtières de la baie d'Alger) en courbes bleu. (b) Représentation spatiale des *Rrs* pour chaque longueurs d'ondes le jour de l'apparition de bloom de coccolithophore dans la baie d'Alger. (b) Représentation spatiale des *Rrs* pour chaque longueurs d'ondes dans la baie d'Annaba. Cette figure est générée en utilisant le langage IDL version 7.1 (2009).....134
- Figure 96: *Cocco-Index* correspondant aux épisodes des blooms citées dans le Tableau 14. Cette figure est générée en utilisant le langage IDL version 7.1 (2009).....136
- Figure 97: Les épisodes des blooms de coccolithophores dans la Baie d'Alger entre 2003-2018 estimées après l'application de *Cocco-Index* sur les données MODIS-Aqua de Niveau-2. Cette figure est générée en utilisant le logiciel libre R (version 3.4.4 (2018-03-15), <https://cran.r-project.org/>).....137
- Figure 98: Structure côtière et signature spectrale (*Rrs* MODIS entre 412 et 678 nm) dans les eaux côtières durant (a) la saison productive du 18 Mars 2014 (à gauche) et (b) la saison de faible production le 27 Août 2014 (à droite). Des couples de spectres de réflectance sont représentés dans à partir des eaux très côtières et d'autre un petit peu plus loin (courbes rouge et verte, respectivement) dans quatre endroits différent pour les deux saisons (c, d) à la baie d'Annaba, (e, f) à la baie d'Alger, (g, h) à la région de Tenes, et (i, j) à la baie d'Oran. Cette figure est générée en utilisant le langage IDL version 7.1 (2009).....139
- Figure 99: Relation entre les produits OC5 et ceux mesurées *in-situ* dans la baie de Bou-Ismaïl. (a) Les Concentrations des SPM satellitaires en fonction de la turbidité *in-situ*. (b) Concentration de la Chl-*a in-situ* en fonction de la Chl-*a* estimée par l'algorithme OC5 d'ifremer. Cette figure est générée en utilisant le logiciel libre R (version 3.4.4 (2018-03-15), <https://cran.r-project.org/>).....140
- Figure 100: Comparaison entre la climatologie bimensuelle de la Chl-*a* calculée par un algorithme standard et un algorithme spécifique pour les eaux côtières. (a) Variabilité longitudinale de la Chl-*a* dans la bande côtière de 10 km du AB entre 2003 et 2018 calculée par l'algorithme OC3M. (b) Variabilité longitudinale de la Chl-*a* dans la bande côtière de 10 km du AB entre 2003 et 2018 calculée par

l'algorithme OC5 de l'ifremer. Cette figure est générée en utilisant le langage IDL version 7.1 (2009).
 141

Figure 101: Climatologie bimensuelle de la variabilité côtière de la Chl-*a* des 31 zones calculée par l'algorithme OC5 de l'ifremer. Cette figure est générée en utilisant le langage IDL version 7.1 (2009).....147

Figure 102: Hovmöller de la variabilité longitudinale de la climatologie bimensuelle de la concentration de la SPM sur la zone côtière [0-10 km] du AB entre 2003-2018. Cette figure est générée en utilisant le langage IDL version 7.1 (2009)..... 148

Figure 103: Moyenne de la concentration des SPM dans la zone côtière Algérienne entre 2003-2018. Cette figure est générée en utilisant le langage IDL version 7.1 (2009).....149

Figure 104: Relation entre la saisonnalité de la SPM et la climatologie de la vitesse du courant Algérien le long du transect longitudinal entre 2003-2018. (a) Climatologie mensuelle de la vitesse et la direction du courant Algérien. (b) Variabilité saisonnière de la SPM dans la zone LBC-1. (c) Variabilité saisonnière de la SPM dans la zone LBC-7. (d) Variabilité saisonnière de la SPM dans la zone LBC-15. (e) Variabilité saisonnière de la SPM dans la zone HBC-3. (f) Variabilité saisonnière de la SPM dans la zone HBC-9. (g) Variabilité saisonnière de la SPM dans la zone HBC-15. Cette figure est générée en utilisant le langage IDL version 7.1 (2009).....150

Figure 105: Climatologie bimensuelle de la variabilité côtière de la SPM des 31 zones calculée par l'algorithme OC5 de l'ifremer. Cette figure est générée en utilisant le langage IDL version 7.1 (2009).....154



Liste des tableaux

Tableau 1: P-values des tests de normalité sur les données Chl- a^{HPLC} et la Fluo $^{\text{CTD}}$	60
Tableau 2: Constantes de la méthode OLS.....	62
Tableau 3: Division de la colonne d'eau en plusieurs classes de profondeurs par rapport aux prélèvements <i>in-situ</i>	63
Tableau 4: Chlorophyll Quenching Index (CQI).....	64
Tableau 5: Coefficient d'atténuation de l'eau pure.....	72
Tableau 6: Les variables utilisées pour le calcul du.....	72
Tableau 7: Formulation des IOP utilisés pour le calcul des SPM.....	76
Tableau 8: Coordonnées géographiques des stations et les paramètres mesurés durant les campagnes.....	76
Tableau 9: L'indice de biomasse intégrée dans l'espace (I_B , en $g\ m^{-2}$) est cumulé d'une manière saisonnière entre 2003 et 2018 pour les régions HBC et LBC de la Chl- a côtière dans la côte et le large, séparément. L'importance relative de HBC vs LBC de l' I_B est calculé comme étant le ratio entre la côte et le large.	104
Tableau 10: Synthèse des caractéristiques des régions LBC (numérotées 1-16) et HBC (numérotées 1-15) telles que sélectionnées manuellement sur la Figure 48. La moyenne des variables Chl- a et I_B a été calculée pour chaque région LBC (rectangles blancs, 1-16) et HBC (rectangles verts, 1-15) de la Figure 48. La taille de la ville [0-3] est définie respectivement par : 0 (pas de ville), 1 : [0 50k] habitants (petit cercle rouge), 2 [50k- 100k] (cercle rouge intermédiaire), 3 : > 100k] habitants (petit cercle rouge). (cercle rouge intermédiaire), 3 : > 100k (grand cercle rouge). Le type de côte : Sandy(S) est Rocky(R). Les petits cercles noirs représentent les cages d'aquaculture.....	113
Tableau 11: Paramètres des modèles linéaires calculés pour évaluer les interactions entre la biomasse de Chl- a côtière et les quatre variables de différentes sources d'enrichissement côtier. Les moyennes de I_B et de la Chl- a en hiver et en Été sont calculées en fonction des mois à forte et à faible biomasse présentés dans la Figure 34.....	114
Tableau 12: Coefficient de variation de toutes les stations <i>in-situ</i> sur les différents niveaux de profondeur en Été.	118
Tableau 13: Performance relative au modèle InC-AB1.....	121
Tableau 14: Les épisodes des blooms de coccolithophores dans la Baie d'Alger à partir des observations <i>in-situ</i>	129
Tableau 15: Validation de l'algorithme standard OC3M-NASA pour l'estimation de la Chl- a dans les eaux de la côte Algérienne. « OC3M » dans les cases du tableau signifie sa validation pour le mois et la zone en question.....	143
Tableau 16: Récapitulatif sur le type général des eaux côtières du AB [-2,2°W 8,7°E] dans les zones de LBCs et HBCs.....	157



Liste des abréviations

Abréviation	Signification
AB	Bassin Algérien (<i>Algerian Basin</i>)
ANRH	Agence Nationale des Ressources Hydrauliques
BBI	Baie de Bou-Ismaïl
C-AB	Centre du Bassin Algérien (<i>Center of Algerian Basin</i>)
CDOM	<i>Colored Dissolved Organic Matter</i>
Chl-<i>a</i>	Concentration de la Chlorophylle- <i>a</i>
CMEMS	<i>Copernicus Marine Environmental Service</i>
CQI	<i>Chlorophyll Quenching Index</i>
CTD	Conductivité-Température-Profondeur
CV	Coefficient de variation
CZCS	<i>Coastal Zone Color Scanner Experiment</i>
DCM	<i>Depth Chlorophyll maximum</i>
E-AB	Est du Bassin Algérien (<i>East of Algerian Basin</i>)
EcosysMarL	Écosystème Marin et Littoral
ENSSMAL	École Nationale Supérieure des Sciences de la Mer et de l'Aménagement du Littoral
Éq	Équation
ER	Erreur de représentativité
Fluo	Fluorescence
HPLC	<i>High Performance Liquid Chromatography</i>
IDL	<i>Interactive Data Language</i>
InC-AB1	<i>Integrated Chl-a model in Algerian Basin</i>
IOP	<i>Inherent Optical Properties</i>
IPC	<i>Isolated Points within Cloud</i>
Loess	<i>LOcally wEighted Scatterplot Smoothing</i>
LSG	<i>Local Spatial Gradient</i>
LUT	<i>Look-Up Tables</i>
M-Med	Mer Méditerranée
MAW	<i>Modified Atlantic Water</i>
MERIS	<i>Medium Resolution Imaging Spectrometer</i>
MLD	<i>Mixed layer Depth</i>
MODIS	<i>Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer</i>
NASA	<i>National Aeronautics and Space Administration</i>
NCQ	<i>Non-Photochemical Quenching</i>
ONM	Office National Météorologique
ONS	Office National des Statistiques
PAR	<i>Photosynthetically Available Radiation</i>
PP	Production Primaire
RMSD	<i>Root Mean Square Deviation</i>
Rrs	<i>Remote Sensing Reflectance</i>
SD	<i>Standard Deviation</i>
Seawifs	<i>Sea-viewing Wide Field-of-View Sensor</i>
SLA	<i>Sea Level Anomaly</i>
SOMBA	Système d'Observation à la Mer dans le Bassin Algérien
SPM	<i>Suspended Particulate Matter</i>
STL	<i>Seasonal-Trend decomposition of time series based on Loess</i>
TKE	<i>Total Kinetic Energy</i>
Tur	Turbidité
TV	<i>Temporal Variation</i>
VGPM	<i>Vertically Generalized Production Model</i>
VS	<i>Versus</i>
W-AB	Ouest du Bassin Algérien (<i>West of Algerian Basin</i>)

Introduction générale



Introduction

Le suivi, la compréhension, l'exploitation raisonnée, et la conservation des écosystèmes marins sont devenus des enjeux écologiques et économiques considérables, aujourd'hui, au centre des politiques de développement tant nationales qu'internationales. La mise en place des outils pour le suivi et la préservation des écosystèmes marins, le maintien de la biodiversité, la limitation des effets anthropiques sur l'environnement marin et littoral, ou encore la gestion des risques naturels, sont limités par les moyens d'observation et d'analyse en milieu marin. Le phytoplancton¹ joue un rôle très important dans le fonctionnement des écosystèmes marins. Il est considéré comme un indicateur des mécanismes environnementaux à l'interface entre trois compartiments : l'océan, la terre et l'atmosphère. Le phytoplancton donne accès à des informations souvent difficiles à obtenir directement, il révèle les changements dans les propriétés des interactions de l'atmosphère et de la terre avec l'océan.

La mesure de la concentration de la chlorophylle (Chl-*a*) dans l'océan a été toujours considérée comme un proxy de la biomasse² phytoplanctonique (Strickland, 1965; Cullen, 1982 ; Huot et al., 2007 ; Henson et al., 2010 ; Boyce et al., 2014). Les pigments Chlorophylliens sont aussi importants dans la cellule du phytoplancton que la cellule sanguine animale: ils permettent l'assimilation de l'énergie lumineuse par le phytoplancton, interviennent lors de sa production et la protègent contre une multitude de facteurs e.g. l'effet '*quenching*³' (Cullen et Lewis, 1995). La Chl-*a* est présente chez toutes les espèces phytoplanctoniques, elle est soumise à ses propres mécanismes photosynthétiques. Souvent majoritaire dans la cellule, la Chl-*a* permet de cibler son action en fonction des besoins de l'espèce phytoplanctonique et des contraintes environnementales. La Chl-*a*, principal pigment photosynthétique, sert ainsi d'indicateur pour évaluer la production primaire océanique ou la production intégrée dans la couche euphotique océanique.

La teneur en pigments chlorophylliens constitue l'une des principales signatures de l'état des eaux océaniques. Dans le visible, la lumière qui arrive dans l'eau est partiellement réfléchi (de façon spéculaire ou diffuse) et partiellement réfractée. Dans l'eau, une partie est diffusée et une partie est transmise en étant absorbée. Une fraction des rayons diffusés est à son tour absorbée et le reste rétrodiffusé vers la surface. La couleur de l'eau dépend donc de la partie réfléchi et de la partie rétrodiffusée. L'eau pure a une courbe spectrale caractéristique: sa réflectance est élevée dans le bleu,

1 Phytoplancton : plancton végétal formé d'organismes microscopiques photosynthétiques dont la taille est comprise entre 1µm - 1 mm.

2 Biomasse : quantité de la matière vivante présente à un instant donné dans un espace ou un volume donné.

3 *Quenching* : est une entité moléculaire capable de désactiver un état excité de la lumière (E*) créé dans une entité moléculaire (E) par transfert d'énergie lumineuse.

elle baisse dans le vert, devient très faible dans le rouge et est quasi nulle dans le proche infrarouge (l'eau absorbe entièrement le rayonnement proche infrarouge incident dans les premiers millimètres). Les courtes longueurs d'onde diffusent davantage dans l'eau pure que les grandes. Cependant, l'eau n'est jamais pure, elle contient constamment de la matière en suspension particulaire ou dissoute, organique ou inorganique dont la proportion explique la réflectance.

La télédétection¹ de la surface des océans fournit depuis plusieurs années des observations sur l'abondance et la répartition des constituants optiquement significatifs de l'eau de mer et en particulier la concentration en Chl-*a* des eaux de la surface océanique. Actuellement, les techniques d'étude de la couleur de l'océan couplées avec les données *in situ*, peuvent être utilisées systématiquement pour la caractérisation et le *monitoring* des efflorescences² algues (Barale et al., 2008). Le Bassin Algérien (*Algerian Basin*, 'AB') dans le Sud de la Méditerranée occidentale, est particulièrement bien adapté aux études de la couleur de l'océan, car les conditions d'observation sont optimales (Morel et Prieur, 1977). Les eaux très turbides de la surface totale de la Mer Méditerranée (M-Med) ne représentent que 5 % (Antoine et al., 1995). Plusieurs études basées sur la couleur de l'océan réalisées en M-Med, ont montré que la biorégion du AB est caractérisée par une variabilité spatiale et temporelle, une faible production de la concentration en Chl-*a* de surface en été et une production modérée qui atteint son maximum annuel en hiver (Barale et al., 2008 ; Bosc et al., 2004 ; D'Ortenzio et Ribera d'Alcalà, 2009 ; Mayot et al., 2016 ; Harid et al., 2018). Cette biomasse est alimentée par un afflux d'eau Atlantique riche en sels nutritifs, avec un temps de transit de 2 à 4 mois entre Gibraltar et le AB (Millot, 1999) et une saisonnalité régionale dominant la variabilité spatio-temporelle (Salgado-Hernanz et al., 2019).

La distribution verticale de la Chl-*a* est le résultat d'une combinaison de processus biologiques, notamment la disponibilité de la lumière et des nutriments, ainsi que des processus physiques, tels que le mélange des eaux, la remise en suspension et l'advection de la biomasse planctonique (G. A. Riley, 1942). En télédétection, la détermination du maximum de Chl-*a* sur la colonne d'eau a toujours été limitée (Charnock et al., 1994). L'étude de la profondeur de détection optique du satellite vis-à-vis la biomasse phytoplanctonique dans le AB est primordiale afin de mieux définir les zones d'efflorescences algales à partir de la donnée satellitaire. En effet, la profondeur d'atténuation de la lumière dans l'eau influence l'estimation de la Chl-*a* par les algorithmes bio-optiques³. Ces derniers donnent des résultats en fonction de l'énergie lumineuse pénétrant dans la masse d'eau, qui est un paramètre indispensable à la photosynthèse (Cullen, 2001). La plupart de cette énergie est absorbée

1 Télédétection : utilisée actuellement pour les méthodes faisant appel à des capteurs embarqués à bord d'avions ou, plus souvent, de satellites (télédétection spatiale).

2 Efflorescence algale : est une augmentation relativement rapide de la concentration d'une ou de plusieurs espèces du phytoplancton dans un écosystème aquatique.

3 Bio-optique : mot formé de biologie et d'optique crée parce que les modifications quantitatives et spectrales de la lumière en milieu aquatique sont fortement influencées par le phytoplancton pigmenté et les substances qui en dérivent.

par les particules biologiques ou non-biologiques dans la couche d'eau traversée de la surface vers le fond. Néanmoins, si la quantité de ces particules est importante sur les premiers mètres, l'énergie est atténuée très rapidement et ne peut pas atteindre les couches plus profondes. Par conséquent, la quantification de la Chl-*a* par capteurs¹ satellitaires dans le AB peut ne pas donner une estimation du maximum des efflorescences de la Chl-*a* qui peuvent se trouver dans des couches sous-jacentes (Barbieux et al., 2018 ; Gordon et McCluney, 1975), c'est-à-dire sous la couche de mélange (Cullen et Eppley, 1981 ; Fasham et Platt, 1985 ; Kessouri et al., 2018 ; Letelier et al., 2004 ; Tripathy et al., 2015). La profondeur du maximum de Chl-*a* (Depth Chl-*a* maximum « DCM² ») est un paramètre important pour contrôler les efflorescences algales (Chiswell, 2011 ; Nelson et Smith, 1991 ; Sverdrup, 1953). La profondeur du maximum de la Chl-*a* dans les zones oligotrophes est formée comme le résultat de la photo-acclimatation des cellules et/ou à l'augmentation de la croissance du phytoplanctons due à la diffusion des nutriments³ à travers la thermocline⁴ (Armengol et al., 2019).

Dans le AB, la détection des efflorescences de Chl-*a* par la couleur de l'océan sur la verticale a été rarement abordée. Pendant les périodes de la stabilisation des eaux en été, le bassin devient très oligotrophe à cause de la stratification qui limite la remontée des éléments nutritifs vers la surface (Olita et al., 2011). Par conséquent, les algorithmes satellitaires sous-estiment la Chl-*a* (Bosc et al., 2004) dans le AB qui est caractérisé par des propriétés optiques particulières en été. En combinant les données satellitaires et les données *in situ*, la couleur de l'océan peut permettre l'estimation du déficit des algorithmes bio-optiques de la Chl-*a* dans le AB en été.

Dans ce travail, nous avons essayé de répondre aux questions à 5 questionnements:

- Comment quantifier et évaluer la production phytoplanctonique en utilisant des moyens disponibles actuellement (*in situ* et/ou satellitaire) ?
- Comment déterminer la variabilité de la production phytoplanctonique dans des écosystèmes qui exigent des moyens d'investigation onéreux ?
- Comment optimiser par satellite l'estimation de la biomasse de la Chl-*a* intégrée dans la couche d'eau euphotique ?
- Est ce que la variabilité de la biomasse phytoplanctonique est affectée par le réchauffement climatique ?
- Existe-il d'autres paramètres optiquement significatifs qui peuvent influencer estimation de la

1 Capteur : appareil qui recueille l'énergie émise ou réfléchi par une surface et la convertit en un signal électrique proportionnel qui, par la suite, est numérisé (Robin, 1998).

2 DCM : est la profondeur sous la surface de l'eau avec la concentration maximale de Chl-*a*.

3 Nutriments : éléments chimiques indispensables à la photosynthèse aquatique.

4 Thermocline : -cline désigne une couche où les propriétés physiques ou chimiques présentent un fort gradient. La thermocline est donc une zone de variation rapide de la température. Elle sépare la couche homogène chaude de surface de la couche profonde froide.

biomasse phytoplanctonique par les algorithmes bio-optiques ?

Ces 5 interrogations peuvent trouver des réponses dans les systèmes d'observation de l'océan. Reformulons la question qui suscite ici notre intérêt : quels sont les paramètres biogéophysiques mesurés par les capteurs satellitaires susceptibles de contenir de l'information liée aux phénomènes étudiés dans notre cas: les efflorescences algales et les matières en suspension ?

Dans ce travail nous nous sommes fixés 2 principaux objectifs :

Premièrement, nous mettons en évidence les zones d'efflorescence algales dans le AB pour cela :

- Nous proposons un outil pratique pour l'amélioration des données standards de Chl-*a* MODIS de 1 km de résolution spatiale. Ces données fournissent des informations plus détaillées surtout dans les environnements très côtiers.
- Nous comparons les données *in situ* et satellitaire pour évaluer la précision des données Chl-*a* MODIS dans le AB où nous décrivons la climatologie saisonnière de la Chl-*a* pendant 16 ans (2003-2018) avec un intérêt spécial de scinder la zone côtière et la zone du large.
- Nous développons un indice de biomasse d'enrichissement cumulé afin de synthétiser les structures spatiales et la variabilité de la Chl-*a* dans les zones côtières du AB.
- Nous sous-estimons la Chl-*a* satellitaire en été au large du bassin est abordé aussi, la démarche consistant à prendre en considération un ensemble de profils de Chl-*a* *in situ* mesurés pendant la période d'été, et les combinés avec les données satellitaires afin d'estimer le déficit des données satellitaires en terme de Chl-*a* intégrée sur la zone euphotique.

Deuxièmement, nous analysons les limites des algorithmes bio-optiques standard dans les eaux côtières du AB en exploitant les données de la concentration de la matière en suspension particulière estimées grâce à un algorithme bio-optique spécifique aux eaux côtières.

Généralités



I. Généralités

1. Les propriétés optiques des Constituants Optiquement Significatifs de l'eau de mer

L'eau possède des propriétés électriques, thermodynamiques et optiques uniques. Les Constituants de l'eau de mer qui interagissent avec la lumière sont **Optiquement Significatifs (COS)**, l'eau de mer étant composée de molécules d'eau, de sels dissous, de matière particulaire et dissoute d'origine organique ou inorganique, vivante ou non-vivante.

Une fois que le rayonnement électromagnétique émis par le soleil pénètre dans l'océan, il subit deux types de modifications (Preisendorfer, 1965 ; Froidefond, 2004 ; Mobley, 2010):

1. Apparentes, se sont les modifications de la trajectoire du rayonnement par réflexion et réfraction.
2. Inhérentes, se sont les pertes de l'énergie du photon¹ par les phénomènes d'absorption² et de diffusion.

1.1. L'eau de mer pure

La molécule de l'eau de mer pure est composée de deux atomes d'hydrogène et d'un atome d'oxygène. Cette composition moléculaire forme 96,5 % de sa masse. L'eau de mer contient de nombreuses espèces chimiques minérales dissoutes constitutives, auxquelles se rajoute une fraction organique dissoute et particulaire issue du métabolisme des organismes vivants. À cela s'ajoute la fraction minérale représentée par des éléments majeurs et mineurs de l'eau de mer. Parmi les 9 éléments majeurs, les ions chlorure Cl^- et sodium Na^+ sont peu utilisés dans les processus biologiques. Les organismes planctoniques puisent surtout d'autres éléments minéraux moins abondants (constituants mineurs), en particulier les phosphates, les nitrates et la silice qui, au regard de leurs faibles concentrations, peuvent être des facteurs limitants pour le développement du plancton (d'Elbée, 2016). En conclusion, l'eau de mer pure est constituée de la molécule d'eau (Figure 1) et d'ions divers (Na^+ , Cl^- , SO_4^{2-} ...).

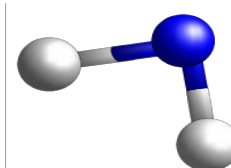


Figure 1: Molécule d'eau, en bleu 'O', en gris 'H'.

Le rayonnement électromagnétique émis par le soleil subit une perte d'énergie par absorption et diffusion dans l'eau. Seuls ces 2 derniers phénomènes physiques sont dépendants de la composition chimique dissoute et particulaire de l'eau de mer. Les molécules d'eau sont les premières responsables de cette absorption, particulièrement marquée dans l'ultraviolet et l'infrarouge (Figure 2). Dans le visible, l'absorption de l'eau de mer pure diffère un petit peu de celle de l'eau pure normale (d'Elbée,

¹ Photon : particule élémentaire (quantum) de la lumière. Sans masse, il se déplace à la plus grande vitesse possible.

² Absorption : certaines molécules et certains atomes captent une partie du rayonnement électromagnétique. Atomes et molécules absorbantes émettent à leur tour du rayonnement ; ce rayonnement n'a pas la même longueur d'onde que le rayonnement absorbé.

2016).

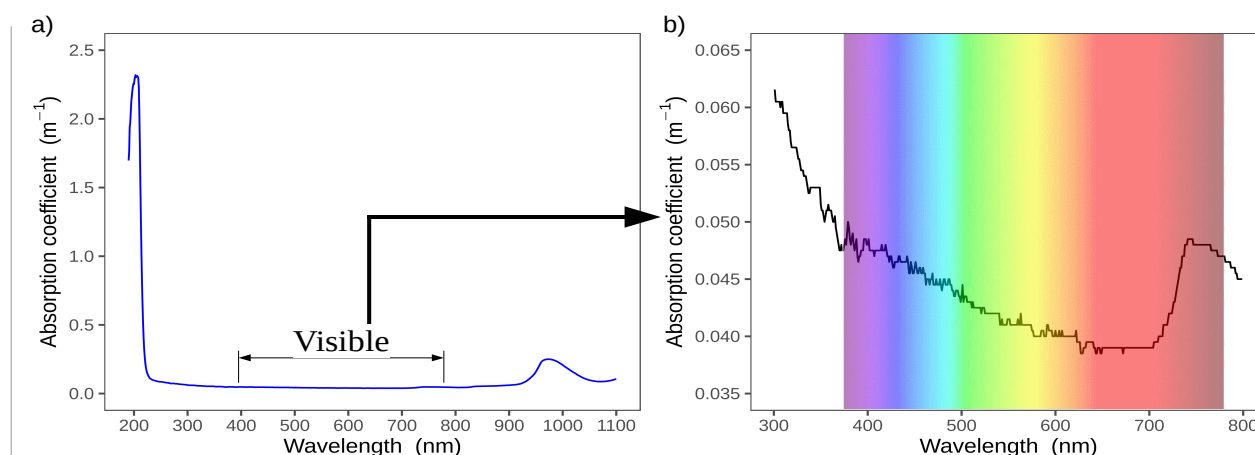


Figure 2: Variabilité du coefficient d'absorption de l'eau de mer pure échantillonnée dans le large de la Baie de Bou-Ismaïl (centre du AB) en fonction des longueurs d'ondes du spectre électromagnétique. (a) la variabilité par rapport à toutes les longueurs d'onde du spectre. (b) la variabilité par rapport au spectre visible. L'absorbance utilisée pour le calcul du coefficient d'absorption a été mesurée (à l'ENSSMAL-Alger) par un spectrophotomètre de 1 nm de résolution spectrale en utilisant une eau de mer très appauvrie en éléments minéraux et biologiques. Cette figure est générée en utilisant le logiciel libre R (version 3.4.4 (2018-03-15), <https://cran.r-project.org/>).

1.2. Le phytoplancton

Les propriétés optiques inhérentes (*Inherent Optical Properties*, IOP_s) sont définies pour chacun des 3 grands types de constituants colorés de l'océan: les particules algales, les autres particules en suspension organiques ou inorganiques et les substances colorées dissoutes. Dans cette thèse, nous nous sommes intéressés en particulier aux propriétés optiques des micro-algues et des matières en suspension particulières.

Comme la molécule d'eau de mer pure, la fraction organique particulaire ou dissoute participe à l'absorption du rayonnement, alors que la fraction minérale n'y est que peu impliquée. Les différents constituants organiques de l'eau de mer peuvent être caractérisés et identifiés par un spectre d'absorption spécifique qui est leur véritable signature spectrale. En effet, les pigments photosynthétiques¹ impliqués dans la photosynthèse² du phytoplancton, ont chacun une signature spectrale unique. Par conséquent, le phytoplancton est considéré comme des particules organiques vivantes qui peuvent être quantifiées et identifiées par leur spectre d'absorption jusqu'à un certain niveau taxonomique. La Figure 3 montre les différentes signatures spectrales des pigments qui peuvent exister dans une cellule phytoplanctonique. Les cellules photosynthétiques au sein des espèces phytoplanctoniques utilisent les 4 pigments: les Chlorophylles ('a', 'b' et 'c'), les Caroténoïdes³, les

1 Pigments photosynthétiques : les pigments photosynthétiques ou pigments assimilateurs, sont les composés chimiques permettant la transformation de l'énergie lumineuse en énergie chimique chez les organismes effectuant la photosynthèse.

2 Photosynthèse : processus au cours duquel les végétaux convertissent l'énergie lumineuse en énergie chimique. Ils utilisent l'énergie solaire, le CO_2 et l'eau pour élaborer, dans leurs tissus, les matières organiques nécessaires à leur métabolisme et à leur croissance.

3 Caroténoïdes : correspondent à des pigments liposolubles pouvant présenter une couleur orange à jaune. Naturellement produits par les végétaux et les cyanobactéries, ils participent activement à la photosynthèse, notamment en collectant de la lumière solaire puis en transmettant l'énergie lumineuse à la chlorophylle. Ils s'observent à l'intérieur des chromoplastes situés dans les chloroplastes (Futura, 2020a).

Phycocyanines¹ et les Phycoérythrine². Ces pigments captent l'énergie des photons³ de la lumière dans le visible par le phénomène d'absorption qui dépend de la nature des pigments présents dans la cellule (Figure 3).

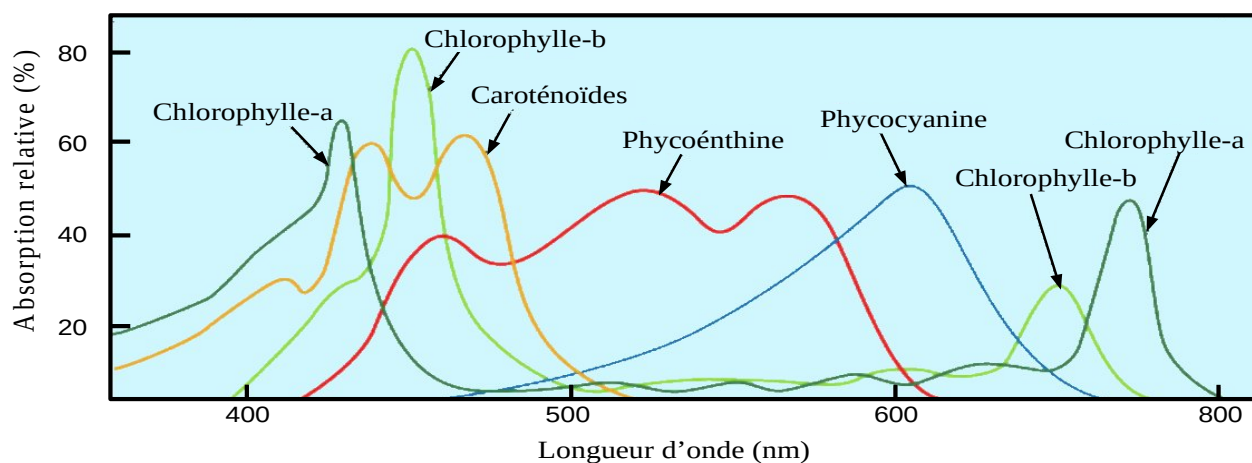


Figure 3: Absorption du spectre visible par les différents pigments photosynthétique des espèces phytoplanctoniques d'après Bidigare et al., (1990).

1.3. La Chlorophylle-a

La chlorophylle (Figure 4), principal pigment phytoplanctonique, sert d'indicateur pour évaluer le rendement potentiel de la biomasse de phytoplancton dans l'océan (Strickland, 1965 ; Cullen, 1982), pour détecter des carences nutritionnelles ou encore divers types de pollutions. C'est aussi une variable clé des modèles du cycle du carbone, et plus usuellement des modèles climatiques⁴.

La chlorophylle est présente chez presque tous les organismes phytoplanctoniques marins et est à l'origine de leur couleur verte car elle absorbe fortement la lumière visible dans les longueurs d'onde correspondant au bleu et au rouge mais laisse filtrer une grande partie de la lumière verte. Il existe différentes formes de chlorophylles dont les plus dominantes sont la Chl-a et la Chl-b. La structure des formes *a* et *b* de la chlorophylle est quasi identique, à l'exception d'une fonction aldéhyde⁵ située sur la chlorine⁶ (Figure 4). La différence de structure entre la Chl-a et la Chl-b a une forte incidence sur leurs propriétés optiques respectives (Figure 3) qui présente les spectres d'absorption des différentes

1 Phycocyanines : peuvent se trouver dans les Cyanobactéries et les algues rouges. La phycocyanine est l'association de protéines de la famille des phycobiliprotéines, et de pigments hydrosolubles de la photosynthèse. La phycocyanine absorbe les lumières orange et rouge, dans des longueurs d'onde plutôt proches de 620 nm (dépendant de son type spécifique), et émet de la fluorescence à environ 650 nm (dépendant aussi de son type) (Futura, 2020e).

2 Phycoérythrine : Phycobiline présente essentiellement dans les Algues rouges. Les pigments complémentaires des Algues, permettraient par absorption des radiations plus pénétrantes que celles qui sont absorbées par les chlorophylles, un véritable transfert de l'énergie de ces longueurs d'onde vers les chlorophylles utilisatrices de cette énergie (Pérès, 1966).

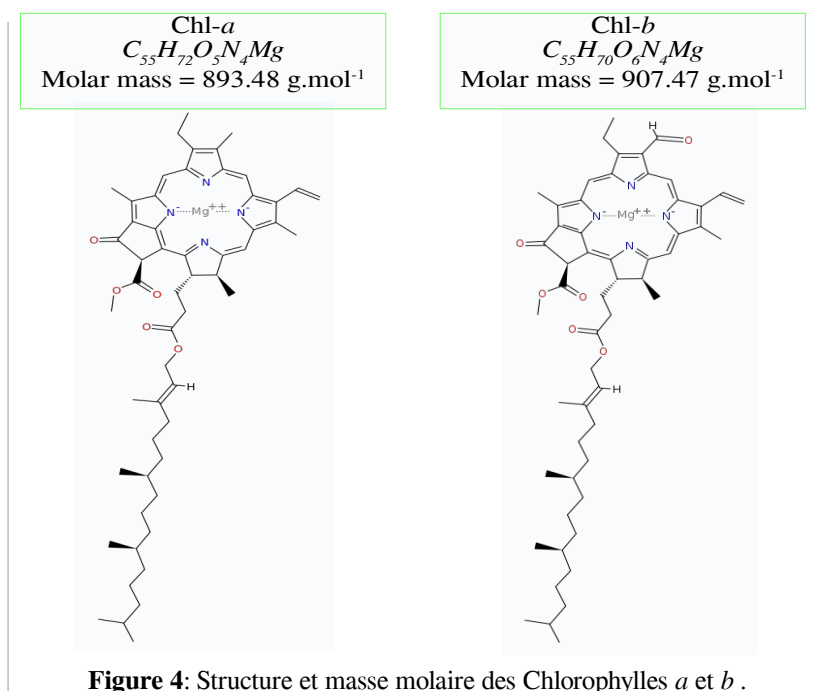
3 Photon : particule élémentaire (quantum) de la lumière. Sans masse, il se déplace à la plus grande vitesse possible.

4 Modèle climatique : la production primaire (phytoplanctonique) influence en effet la concentration de CO₂ atmosphérique, qui est un paramètre très important dans les modèles climatiques.

5 Aldéhyde : en chimie organique, un aldéhyde est une molécule dont la fonction caractéristique est un groupe carbonyle C=O. situé obligatoirement au bout de la chaîne carbonée.

6 Noyau de Chlorine : dans son centre est fixé un ion magnésium Mg²⁺ grâce aux doublets non-liants des atomes d'azote. À la périphérie du noyau se trouve une chaîne carbonée.

formes pigmentaires. Dans le milieu marin, la Chl-*a* est la forme la plus importante chez les algues phytoplanctoniques (sauf chez les cyanobactéries¹). En effet, dans le domaine de la couleur de l'océan, l'estimation des concentrations de la Chlorophylle sont sous forme de concertations de Chl-*a*.



Selon la définition des eaux hauturières, la signature spectrale de la surface de la mer est liée à la présence unique du matériel biologique, i.e. les pigments du phytoplancton, essentiellement la Chl-*a*.

1.4. La matière particulaire

Dans les eaux côtières, la composition de la masse d'eau contient un mélange de matériel ; biologique et particulaire. La Matière en suspension Particulaire (SPM : *Suspended Particulate Matter*) ne jouent pas seulement un rôle important dans la construction et l'évolution des estuaires, du littoral et de la géomorphologie continentale, mais elle a aussi un effet considérable sur la qualité des eaux côtières et les écosystèmes marins (Schoellhamer et al., 2007). L'atténuation de la lumière due à la présence de la SPM dans l'eau affecte la photosynthèse du phytoplancton (Krause-Jensen et Sand-Jensen, 1998). Garver et al., (1994) ont analysé environ 400 spectres d'absorption *in situ* et ont conclu que plus de 99% des variations des spectres d'absorption sont liées à la présence de la matière particulaire et seul un signal < 0,5% est lié à la présence de pigments du phytoplancton. Les particules en suspension sont d'une grande diversité en termes de taille, de forme et de composition, ce qui influence leurs propriétés optiques.

Traditionnellement, en océanographie optique, la profondeur d'atténuation de la lumière est considérée comme l'inverse du coefficient d'atténuation diffuse, comme expliqué dans Gordon et McCluney

¹ Cyanobactéries : anciennement dénommées cyanophycées (du grec *cyano*, bleu), elles tirent leur nom d'un pigment accessoire, la phycocyanine, même si ces algues sont plutôt jaunes ou orange car elles possèdent également un pigment rouge, la phycoérythrine. Certaines sont après à utiliser l'azote moléculaire comme source d'azote.

(1975) et Gordon et Clark (1981). En effet, l'atténuation de cette lumière dans la masse d'eau s'accroît avec la présence des particules non-algales en suspension, très marquée dans les eaux côtières. En outre, la similarité dans les signatures spectrales entre certains composants océanique et atmosphérique (par exemple, les spectres d'absorption des particules détritiques¹ et des matières organiques dissoutes colorées (CDOM², *Colored Dissolved Organic Matter or yellow matter, or gelbstoff*), les spectres de rétrodiffusion des particules océaniques, et les aérosols³) peuvent limiter la capacité à les distinguer induisant parfois des erreurs dans le spectre d'absorption du phytoplancton.

2. La théorie de la couleur de l'océan

L'irradiance⁴ spectrale dans la couche superficielle de l'eau dépend de la distribution du rayonnement électromagnétique et de la réponse spectrale des COS présentes dans l'eau de mer. La luminance⁵ normalisée ($nL_w(\lambda)$) (*Water-leaving radiance*) est calculée pour la première fois par Gordon et Clark (1981) selon la formule suivante:

$$L_w(\lambda) = n L_w(\lambda) \cos(\theta_0) t_0(\lambda) \quad \text{Éq. 1}$$

λ : longueur d'onde, $L_w(\lambda)$: la luminance, $t_0(\lambda)$: la transmittance⁶ diffuse de l'atmosphère, θ_0 : l'angle solaire zénithal.

Les algorithmes de la couleur de l'océan utilisent la réflectance⁷ de télédétection ($Rrs^8(\lambda)$) de l'eau de mer. C'est la principale variable utilisée pour l'estimation des paramètres biogéochimiques (e.g. Chl-*a*). Elle est définie comme:

$$Rrs(\lambda) = \frac{\pi L_w(\lambda)}{E_d} \quad \text{Éq. 2}$$

E_d : la radiance solaire (*downwelling solar irradiance*), $Rrs(\lambda)$: la réflectance de la couleur de l'océan à la longueur d'onde λ , $L_w(\lambda)$: la luminance.

La source du changement de couleur dans les eaux marines inclut le phytoplancton et ses pigments, la matière organique dissoute et la matière en suspension. La matière organique dissoute colorée, appelée

1 Matière détritiques : fragments d'organismes morts, matières fécales...

2 CDOM : une coloration jaune verdâtre provenant des produits de décomposition des matières organiques. Ces matières absorbent fortement à des longueurs d'onde s'étalant du bleu à l'ultraviolet.

3 Aérosols : Suspension dans le milieu gazeux, l'air par exemple, de particules solides (poussières) ou de gouttelettes microscopiques. Le brouillard et les constituants cellulaires.

4 Irradiance : quantité d'énergie solaire arrivant par unité de surface et par unité de temps.

5 Luminance : est la puissance émise par une surface unitaire, selon un angle solide et une direction donnée par rapport au zénith.

6 Transmittance : rapport entre l'énergie reçue par une surface et l'énergie transmise par cette surface. Ce qui n'est pas transmis est absorbé et/ou réfléchi.

7 Réflectance : c'est une mesure de la capacité d'une surface à réfléchir l'énergie qu'elle reçoit. C'est le rapport entre l'énergie reçue par une surface et l'énergie réfléchie par cette surface.

8 *Rrs* : Remote Sensing Reflectance.

CDOM, est dérivée à partir de 2 sources ; terrestre et océanique. Le CDOM d'origine terrestre est constitué d'acide humique et fulvique dissous, qui dérivent en premier à partir des rejets terrestres contenant de la matière végétale. Dans les eaux du large, le CDOM est produit lorsque le phytoplancton est dégradé par le broutage¹ ou la photolyse² (Carder et al., 1999). Les particules organiques, appelées détritus, sont constituées des fragments de cellules du phytoplancton et du zooplancton³ et des pelotes fécales du zooplancton (Roesler et al., 1989). Les particules inorganiques constituées de sable et de poussière engendrés par l'érosion⁴ des roches et du sol terrestre, rentrent dans l'océan par les apports des rivières ou oueds, par la déposition des poussières par le vent sur la surface océanique, ou encore par la remise en suspension des sédiments du fond (Mobley, 1994). Les particules inorganiques et les CDOM absorbent la lumière bleue et donnent une couleur jaune à l'eau (Hoepffner et Sathyendranath, 1993).

Étant donné la diversité de ce matériel dissous et en suspension, Morel et Prieur (1977) divisent l'océan en deux ; eaux du Cas-1⁵ et eaux du Cas-2⁶. Dans les eaux du Cas-1, les pigments du phytoplancton dominent les propriétés optiques des eaux océaniques. Dans les eaux du Cas-2, d'autres substances que les pigments de Chl-*a* comme les sédiments en suspension, les particules organiques, et le CDOM dominent les propriétés optiques. Les eaux du Cas-2 occupent une surface océanique plus petite par rapport aux eaux du Cas-1, parce qu'elles sont localisées dans les zones côtières où le ruissellement des rivières et l'impact de l'activité humaine sont très importants.

La diffusion de la lumière dans la colonne d'eau dépend en partie de la taille de distribution des particules vivantes et inertes en suspension. Selon Mobley (1994) et Stramski et Kiefer (1991) on a :

- Les virus, organismes vivants les plus petits avec un diamètre de 10 à 100 nm et une concentration océanique entre 10^{12} et 10^{15} cellule m^{-3} . À cause de leur petite taille, les virus ont tendance à avoir une diffusion de Rayleigh⁷.
- Les bactéries, avec un diamètre de 0,1 à 1 μm et des concentrations $> 10^{13}$ cellule m^{-3} ; elles absorbent la lumière dans le bleu.
- Les cellules phytoplanctoniques dont la taille se situe entre 2 et 200 μm , où les plus grandes tailles sont des collections de cellules. En effet, le phytoplancton a tendance à avoir une

1 Broutage : est la prédation du phytoplancton par le zooplancton.

2 Photolyse : décomposition des cellules du phytoplancton par la lumière de soleil.

3 Zooplancton : plancton animal comprenant des organismes dont le cycle de vie se déroule totalement dans le milieu pélagique (holoplancton) et d'autres qui y passent seulement la phase larvaire (méroplancton).

4 Érosion des roches : est le processus de dégradation et de transformation des roches sur les littoraux qui est causé par tout agent externe.

5 Eau du Cas-1 : où la couleur de l'eau est essentiellement liée à la présence du phytoplancton (Chl-*a*) et de ses dérivés.

6 Eau du Cas-2 : où la couleur de l'océan est influencée par la matière organique particulaire et dissoute.

7 Diffusion de Rayleigh : interaction entre un rayonnement et l'atmosphère intervenant lorsque le rayonnement à une longueur d'onde supérieure au diamètre moyen des molécules rencontrées. C'est le cas dans la partie visible du spectre avec les molécules constituant les gaz de l'atmosphère.

diffusion de Mie¹ à cause de sa grande taille par rapport aux longueurs d'onde du visible.

- Les zooplanctons qui broutent le phytoplancton ont une échelle de taille entre 100 µm à 200 mm.

La concentration relative de ces organismes dépend de leur taille, où les grands organismes sont moins fréquents que les petits. Les concentrations des organismes avec un diamètre entre 30 nm et 100 µm sont calculées par une loi inverse de puissance-quatre dépendant du diamètre (Stramski et Kiefer, 1991). Cette relation est vérifiée à plus grande échelle, de sorte que même si l'océan contient des poissons et des mammifères marins d'une taille caractéristique entre 0,1 à 100 m, ils sont si rarement présents, qu'ils n'affectent pas la diffusion ou l'absorption dans les échelles d'observation des satellites. La matière organique non-vivante ressemble en taille au phytoplancton. À cause de la rapide oxydation des pigments photosynthétiques, les particules organiques perdent leurs caractéristiques de propriétés d'absorption de la Chl-*a*. Les particules inorganiques sont constituées de sables fins, de poussières minérales, d'argile et d'oxydes métalliques, elles ont une échelle allant de beaucoup moins de 1 µm à environ 10 µm.

L'importance de ces propriétés d'absorption et de diffusion en télédétection, montre que la radiance qui sort de l'eau $L_w(\lambda)$ dépend directement de la réflectance de télédétection. La réécriture de la $Rrs(\lambda)$ à partir de l'équation 3 en prenant en compte l'absorption '*a*' et la diffusion '*b*' à partir des matières en suspension et dissoutes s'écrit comme suit :

$$Rrs(\lambda) = \frac{G b_{bT}(\lambda)}{a_T(\lambda)} \quad \text{Éq. 3}$$

où G est une constante qui dépend du champ de l'énergie incidente. Le T en indice des coefficients d'absorption et de rétrodiffusion signifie qu'ils prennent en compte les matières en suspension et dissoute, de sorte que b_{bT} est le coefficient de diffusion totale (Éq. 4), et le a_T le coefficient d'absorption totale (Éq. 7).

La raison d'introduire $b_b(\lambda)$ est qu'en combinaison avec $a(\lambda)$, elle conduit à un modèle conceptuellement simple pour $Rrs(\lambda)$ (Éq. 3). Dans la colonne d'eau, les processus radiatifs sont dans un premier ordre un équilibre entre l'absorption et la diffusion. Si le photon descendant est absorbé, il ne peut pas être diffusé, mais si le photon est rétrodiffusé par la matière en suspension ou les molécules d'eau, il devient ascendant (Mobley, 1994). Le modèle le plus simple de ce processus suppose que $Rrs(\lambda)$ est directement proportionnel à b_b et inversement proportionnel à a , puisque dans le cas d'une rétrodiffusion importante et d'une faible absorption, une forte remontée d'irradiance est

¹ Diffusion de Mie : interaction entre un rayonnement et l'atmosphère intervenant lorsque le rayonnement a une longueur d'onde sensiblement identique au diamètre moyen des molécules ou particules rencontrées. C'est le cas dans la partie visible du spectre avec les particules en suspension dans l'atmosphère (nuages, pollutions...).

plus probable que dans le cas contraire (Mobley, 1994; Zaneveld, 1995).

Étant donné que le rayonnement sortant de l'eau dépend de la longueur d'onde de b_{bT} et a_T , la section suivante développe et explique les propriétés de diffusion et d'absorption du phytoplancton, de la matière particulaire, et l'absorption par les CDOM.

a. La diffusion

Les propriétés de diffusion du matériel vivant et non-vivant tiennent compte de la dispersion totale surtout la rétrodiffusion. En général, la présence même en petite quantité des particules en suspension dans la colonne d'eau, génère une forte diffusion et augmente le coefficient de diffusion d'un ordre de grandeur (Mobley, 1994). La diffusion des petites particules tend vers la solution de Rayleigh avec une forte dépendance à la longueur d'onde, en revanche, la diffusion des grandes particules tend vers une correction de Mie avec une faible dépendance à la longueur d'onde (Martin et Seelye, 2004). Le coefficient de rétrodiffusion totale b_{bT} peut être calculé comme suit :

$$b_{bT}(\lambda) = b_{bw}(\lambda) + b_{bp}(\lambda) + b_b \phi(\lambda) \quad \text{Éq. 4}$$

L'indice w se réfère à l'eau de mer pure, p aux particules, et ϕ aux pigments du phytoplancton. Le b_{bw} , b_{bp} , et $b_b \phi$ sont respectivement, les coefficients de rétrodiffusion de l'eau de mer pure, de la matière en suspension particulaire et des pigments phytoplanctons. Les coefficients de rétrodiffusion du pigment Chl- a et de la SPM sont déterminés comme suit (Brewin et al., 2012):

$$b_b \phi = b_{bChla}^* \times Chla \quad \text{Éq. 5}$$

$$b_{bp} = b_{bp}^* \times SPM \quad \text{Éq. 6}$$

Avec, b_{bChla}^* et b_{bp}^* sont respectivement le coefficient de rétrodiffusion spécifique du pigment Chl- a et le coefficient de rétrodiffusion spécifique des SPM. $Chla$ est la concentration de la Chl- a et SPM est la concentration des matières particulaires en suspension (voir Brewin et al., (2012)).

b. L'absorption

Le coefficient d'absorption total a_T peut être écrit comme suit :

$$a_T(\lambda) = a_w(\lambda) + a_p(\lambda) + a_\phi(\lambda) + a_{CDOM}(\lambda) \quad \text{Éq. 7}$$

L'indice w se réfère à l'eau de mer pure, p aux particules, ϕ aux les pigments phytoplanctoniques, et $CDOM$ aux pour les substances jaunes (Hoepffner et Sathyendranath, 1993; Roesler et al., 1989; Roesler et Perry, 1995). Pour les pigments du phytoplancton, l'unité m^{-1} d'absorption est souvent normalisée sur la concentration du pigment concerné, tels que la Chl- a . Le a_ϕ et le a_p pour le pigment de Chl- a et la SPM, respectivement, sont déterminés comme suit (Fujiki et Taguchi, 2002) :

$$a_\phi = a_{Chla}^* \times Chla \quad \text{Éq. 8}$$

$$a_p = a_p^* \times SPM \quad \text{Éq. 9}$$

Avec, a_{Chla}^* et a_p^* sont respectivement le coefficient d'absorption spécifique du pigment Chl-*a* et le coefficient d'absorption spécifique des SPM (voir Fujiki et Taguchi, (2002)). *Chla* est la concentration de la Chl-*a* et *SPM* est la concentration des matières en suspension particulaires.

Cependant, quand les concentrations des SPM et CDOM sont élevées, le coefficient a_T augmente dans les longueurs d'ondes du bleu, après, il diminue exponentiellement vers les grandes longueurs d'ondes (Mobley, 1994). En revanche, l'absorption du phytoplancton varie en fonction des longueurs d'ondes d'une manière très compliquée : l'absorption est différente entre les différents pigments (Figure 3). L'examen de la courbe de la Chl-*a* montre qu'il y a deux pics majeurs d'absorption, un maximum dans le bleu ~440 nm, et un autre dans le rouge ~665 nm, où dans la plupart des cas, le pic dans le bleu est trois fois plus grand par rapport à celui dans le rouge (Mobley, 1994). Entre 550 nm et 650 nm, l'absorption s'approche du zéro, donnant la caractéristique de la couleur verte des eaux riches en Chl-*a* (Kirk, 1994).

3. L' algorithme OC5 de l'ifremer (Gohin et al., 2002)

3.1. Problème des eaux côtières

Dans les eaux côtières, le grand problème rencontré dans les données satellitaires de Niveau-2 est la *Rrs* négative trouvée souvent dans les courtes longueurs d'ondes et les concentrations très élevées de la Chl-*a*. Les valeurs négatives des radiances pourraient être liées à la surestimation de la contribution de l'aérosol enlevée du signal total. L'élimination de l'effet des aérosols sur la radiance totale est effectuée par les algorithmes de corrections atmosphériques à chaque longueurs d'onde par l'extraction du signal observé dans le domaine proche infrarouge où les radiances de l'eau sont très faibles. La présence des *Rrs* négatives dans les courtes longueurs d'ondes du visible pourraient donc être liée aux concentrations élevées des CDOM. Selon Gordon et Kenneth, (1999), les valeurs négatives des réflectances du capteur MODIS-Aqua sont en rapport avec la sous-estimation de la réflectance totale causée par les contributions atmosphériques. Par conséquent, cette sous-estimation conduit à des biais des *Rrs* qui sortent de l'eau à chaque longueur d'onde.

Dans les eaux côtières, en revanche, la complexité de la nature des aérosols, associée à la direction du vent et à la variabilité de la composition de l'eau par rapport à la matière en suspension, le CDOM et les différents types de pigments, augmentent le nombre des paramètres inconnus dans la modélisation du transfert radiatif¹. En effet, l'étude de Gohin et al., (2002) portée sur le développement d'un algorithme empirique et régional simple "OC5" afin de fournir des concentrations de Chl-*a* dans les eaux côtières du Cas-2 à partir des données du capteur SeaWiFS². Par la suite, le OC5 est généralisée

¹ Transfert radiatif : modalités de modification d'un signal à travers l'atmosphère par diffusion, absorption, et réflexion.

² SeaWiFS : Sea-viewing Wide Field-of-View Sensor.

pour MODIS¹ et MERIS².

3.2. Évaluation qualitative des radiances dans les eaux côtières

Dans les eaux oligotrophe et mesotrophe, la Chl-*a* et ses produits dérivés sont considérés comme les principaux contributeurs dans la composition de la *Rrs*. Une simple relation, relie les rapports de réflectance transformés en logarithme aux concentrations de Chl-*a* comme indiqué dans l'équation 11 du chapitre II. Il est connu (Morel et Bricaud, 1981) que le coefficient d'absorption du phytoplancton (Éq. 9 chapitre I) est inversement relié à la taille des cellules pour une concentration donnée de pigment (comme Chl-*a*) comme le signalent Carder et al., (1991), puisque les cellules phytoplanctoniques tropicales et subtropicales sont généralement plus petites (cas du AB), les données de réflectances peuvent être un petit peu élevées.

En revanche, dans les eaux côtières, la contribution des CDOM dans le ratio bleu-vert des réflectances est comparable ou supérieure à celle des pigments phytoplanctoniques (Carder et al., 1991) et, à cause du signal très faible, le rapport signal/bruit³ augmente pour les petites longueurs d'onde. Une augmentation de la concentration de CDOM ne co-varie pas avec la concentration réelle de pigments, elle réduit les radiances ascendantes dans le bleu, conduisant à une surestimation de la concentration en Chl-*a*. Les CDOM d'origine terrestre induisent une diminution des réflectances moyennes aux courtes longueurs d'onde, d'où une surestimation de la concentration en Chl-*a*. En outre, le ratio CDOM-à-Chl-*a*, en fonction de l'état physiologique du phytoplancton, peut changer très rapidement dans les zones côtières, ce qui entraîne une surestimation ou une sous-estimation de la concentration de pigments. Néanmoins, le CDOM terrestre contribue à une surestimation modérée de la concentration de la Chl-*a* dans les eaux côtières. Dans ces dernières, chargées des sédiments et détritiques particuliers en suspension, une augmentation de la diffusion est observée, diminuant les rapports de réflectance et, par conséquent, augmentant à nouveau la concentration de la Chl-*a*.

La troisième cause liée à la construction de l'algorithme OC5 est bien la surestimation de la Chl-*a* par la composition de l'atmosphère. Le traitement des aérosols de la zone côtière est différents de ceux utilisés dans l'ensemble des données standard. Néanmoins, l'erreur dominante dans ces zones est dû aux radiances résiduelles des eaux côtières, chargées en matière en suspension particulière, dans le proche infrarouge, ce qui remet en cause les hypothèses de base de l'algorithme de correction atmosphérique (Gohin et al., 2002). Une surestimation du contenu atmosphérique est donc susceptible de se produire dans les eaux côtières. Les radiances négatives qui sortent de l'eau sont souvent dérivées de l'application d'un algorithme standard de couleur de l'océan défini pour les données du Cas-1. Cet effet est très apparent sur les images car les radiances naturelles sont faibles aux courtes longueurs

1 MODIS : Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer.

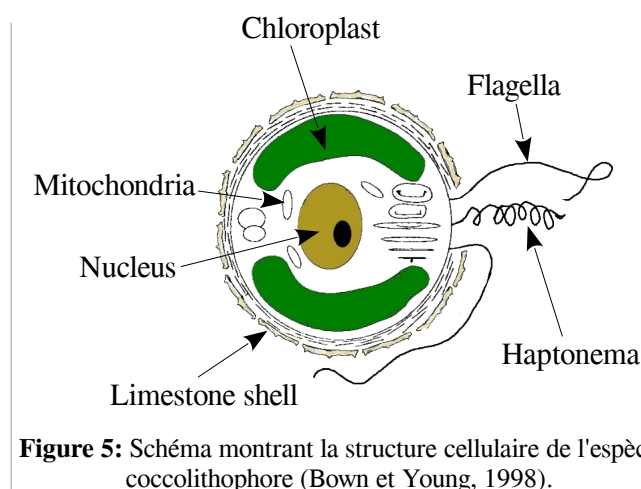
2 MERIS : Medium Resolution Imaging Spectrometer.

3 Bruit : perturbation parasite et aléatoire qui se superpose au signal et en altère la qualité. Son origine pour un capteur est due aux diverses manipulations que subit le signal.

d'onde. Il faut noter que les processus (absorption par les CDOM, rétrodiffusion par les particules en suspension) impliqués dans l'altération des rapports de réflectance ne sont pas indépendants dans les eaux côtières.

4. Les coccolithophores par satellite

Les espèces des coccolithophores (Figure 5) dominent la production primaire dans les zones oligotrophes (Poulton et al., 2017; Thierstein et Young, 2004), captent le CO₂, et peuvent modifier le cycle du carbone (Cros et al., 2013). Les coccolithophores sont des organismes utilisés pour comprendre les changements climatiques globaux. Dans la télédétection de la couleur de l'océan, la réponse spectrale des espèces calcaires (comme les coccolithophores) peuvent impacter le signal capté par satellite pour estimer les concentrations de la Chl-*a* par des algorithmes standards (Fujiki et Taguchi, 2002; Hoepffner et Sathyendranath, 1992; Lohrenz et al., 2003). Les coccolithophores sont caractérisés par une capacité élevée de rétrodiffusion causée par ses coquilles calcaires. Plusieurs études ont utilisé la SPM comme produit le plus approprié pour quantifier les efflorescences des coccolithophores à partir de l'espace. Perrot et al., (2018) ont identifié des efflorescences de coccolithophores par une méthode spectrale pour distinguer la fraction SPM correspondant à des coccolithes à partir du signal de la SPM no-algale totale.



Les espèces de coccolithophores sont largement observées dans le milieu marin. Généralement, ils ont deux flagelles fins de même taille ou de taille différentes, et une enveloppe extracellulaire avec plusieurs couches de coquilles organiques associées à des composés inorganiques localisés à l'extérieur de l'espèce (Figure 5). La forme et la structure des coccolithophores jouent plusieurs rôles dans les écosystèmes marins, comme les réactions biogéochimiques marines. En effet, la calcification de ses coquilles produit les bicarbonates (HCO₃) utilisés dans le processus de la photosynthèse.

En outre, ces espèces règlent la lumière, elles reflètent les rayons ultraviolets à l'extérieur de la cellule, ce qui leur permet de vivre près des eaux de surface très éclairées. De plus, et en fonction de leur

forme, elles peuvent réfracter la lumière vers l'intérieur de la cellule, ce qui leur permet de vivre dans les eaux profondes.

Les espèces de coccolithophores représentent une grande diversité dans les zones chaudes oligotrophes (Winter, 1994) estimée à environ 50 % de la pompe biologique de carbone¹ océanique dans les eaux du large (Shutler et al., 2013). L'identification des espèces de coccolithophores durant les épisodes des efflorescences requiert une discrimination du signal à partir des propriétés de rétrodiffusion des particules optiquement significatives (Ackleson et al., 1994; Alvain et al., 2008; C. Brown, 1995; C. W. Brown & Yoder, 1994; Holligan et al., 1983, 2010; Iida et al., 2002; Merico et al., 2003; Perrot et al., 2016). L'existence de plusieurs capteurs satellites dédiés à la couleur de l'océan permet d'observer les surfaces marines d'une manière quotidiennes et globale. Les efflorescences de coccolithophores ont des propriétés bio-optiques spécifiques qui aident à les distinguer à partir de l'espace. Les techniques de classification des *Rrs* dans les eaux de surface permettent de détecter la présence des efflorescences de coccolithophores (Ackleson et al., 1994). En effet, la plupart des espèces phytoplanctoniques ont une courbe de réponse spectrale commune et ne peuvent pas être identifiées individuellement à partir de l'espace (Martin & Seelye, 2004). Quelques espèces, en revanche, ont une courbe de réponse spectrale unique qui permet leur identification, comme les coccolithophores, diatomées, Les coccolithophores sont une classe spéciale du phytoplancton, quand elles bloom, elles se développent et déposent des coquilles de carbonate de calcium à l'extérieur de leurs cellules.

5. Zone d'étude : Le Bassin Algérien (AB)

La zone d'étude se situe au Sud de la M-Med occidentale (Figure 6), localisée au Nord-Ouest du continent Africain. Le AB s'étend sur un littoral de plus de 1200 km de côte où la majorité de habitants exploitent les ressources marines. En général, la côte est très ouverte à la mer et ne présente aucun phénomène naturel extraordinaire, à l'exception du courant Algérien, la présence des oueds (faible débit) et les rejets domestiques qui sont rejetés directement en mer qui la caractérisent. Le AB est connu pour son plateau continental très étroit par rapport au reste de la M-Med. Les côtes Algériennes n'ont ni fleuves ni deltas ni estuaires qui embouchent dans la mer.

5.1. Description du Bassin Algérien

Pour une meilleure description du AB, nous l'avons divisé en 3 secteurs afin de mieux décrire les processus à petites et à grandes échelles qui le caractérisent:

- Secteur Ouest (*Western part of the Algerian Basin* « W-AB ») : entre 2,2°W et 2°E de longitude.
- Secteur Centre (*Centre part of the Algerian Basin* « C-AB ») : entre 2°E et 5°E de longitude.

¹ Pompe biologique de carbone : Le phytoplancton est le principal acteur de la « pompe biologique » océanique. La photosynthèse, qui permet la croissance et le développement du phytoplancton, consomme de grandes quantités de CO₂, dont le carbone est ainsi fixé dans les organismes. La chaîne alimentaire fait ensuite le reste : le phytoplancton est absorbé par du zooplancton. Les pelotes fécales du zooplancton et le phytoplancton mort migrent vers les grandes profondeurs où une partie du carbone finit en sédiments au fond des océans (Futura, 2021).

- Secteur Est (*Eastern part of the Algerian Basin « E-AB »*) : entre 5°E et 8,7°E de longitude.

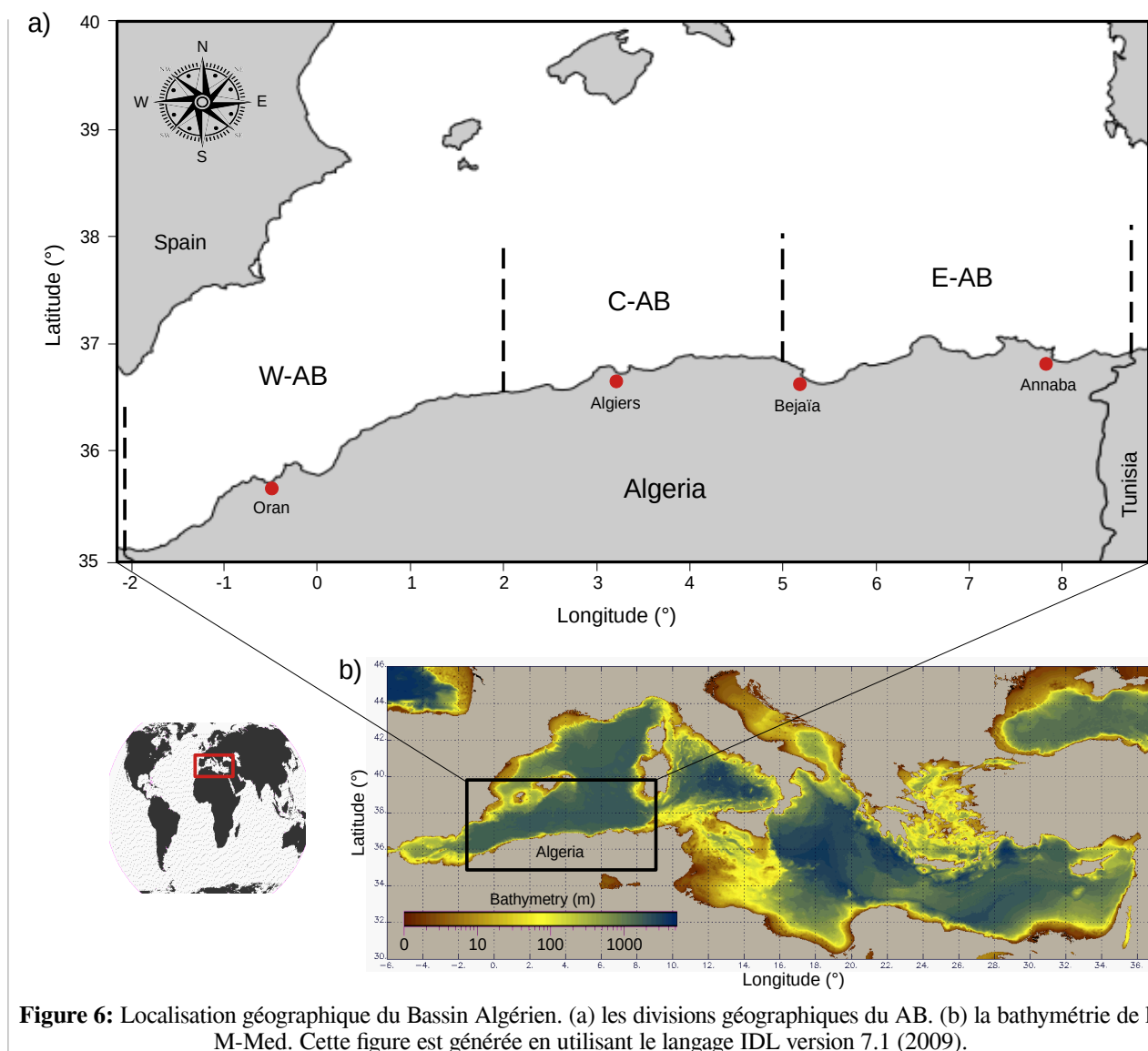


Figure 6: Localisation géographique du Bassin Algérien. (a) les divisions géographiques du AB. (b) la bathymétrie de la M-Med. Cette figure est générée en utilisant le langage IDL version 7.1 (2009).

5.1.1. Secteur Ouest (W-AB)

Dans cette partie, le AB est caractérisé par des processus très complexes véhiculés de la Mer d'Alboran située juste à l'Ouest. Cette dernière est très influencée par le flux des eaux Atlantiques rentrant par le détroit de Gibraltar (point d'échange entre la M-Med et l'océan Atlantique). C'est la zone la plus dynamique du bassin, elle est caractérisée par un fort mélange vertical de ses eaux, avec la présence d'un tourbillon permanent coincé entre les côtes Algériennes et les côtes Espagnoles. La bande côtière de W-AB est très urbanisée avec plus de 100 000 habitants par ville côtière (Office National des Statistiques, ONS 2019) et une activité touristique très marquée. Cette région d'Algérie est limitée à l'Est par la ville de Cheliff, à l'Ouest par la région de l'Oriental marocain, au Nord par la M-Med sur un littoral de 500 km et au Sud par les hauts-plateaux occidentaux. Elle se caractérise aussi par la proximité des côtes espagnoles, la distance entre la wilaya d'Aïn Témouchent et Almería est de 94 à 180 km. La côte de W-AB est composée naturellement de plaines littorales et sub-

littorales, de chaînes montagneuses et de bassins intérieurs qui tombent à pic dans la mer formant une côte abrupte et rocheuse : les baies comme celles d'Oran et d'Arzew sont rares et peu abritées.

Contrairement à C-AB et E-AB, le W-AB est caractérisé par le plus faible nombre d'oueds qui déversent dans les eaux côtières ils s'agit de oued Cheliff (Mostaganem) et oued El-Hamman (Oran) qui déversent, avec un débit moyennement élevé directement dans golfe d'Arzew. .

Le W-AB bénéficie d'un climat méditerranéen classique marqué par une sécheresse estivale, des hivers doux, un ciel lumineux et dégagé. Afin de mieux décrire le climat de cette région, nous avons retenu 3 séries de relevés climatiques ; Température (Figure 7a), Précipitation (Figure 7b) et la Vitesse du vent (Figure 7c) de la ville d'Oran comme représentatives du climat de la région W-AB (Figure 6a).

Pendant les 20 dernières années, une très légère hausse des températures moyennes de l'air dans la ville d'Oran a été constatée sur la Figure 7a avec un maximum de 28°C enregistré en Août 2012 et un minimum de 8,2°C en Janvier 2005 (Figure 7a). La courbe rouge de la Figure 7a représente la tendance de la température de l'air qui augmente de 2000 à 2020. Les relevés météorologiques entre 2000 et 2020 montrent des anomalies¹ positives de températures de l'air qui se confirment d'année en année (Figure 7a), 12/20 années sont caractérisées par des anomalies positives de températures de l'air (voir histogrammes rouge dans la Figure 7a).

Pendant les mois d'été, les précipitations deviennent rares (Figure 7b) avec un ciel lumineux et dégagé. La région est bien arrosée pendant l'hiver (Figure 7b). Les faibles précipitations et leur fréquence sont aussi caractéristiques de ce climat, plus sec que le reste du Nord Algérien dû aux basses latitudes. Le maximum de précipitations est observé en Novembre 2001 avec 185,92 mm sur toute la série temporelle (Figure 7b). La courbe bleue de la Figure 7b représente la tendance des précipitations qui sont stables dans toute la série temporelle. Des anomalies positives de précipitations sont observées dans la Figure 7b. En effet, 10/20 dernières années ont connu des anomalies positives de précipitations (voir histogrammes rouge dans la Figure 7b).

Si le vent du Sud qui vient du désert dessèche ceux du secteur Ouest, soufflant surtout du Nord-Ouest parfois avec violence, sont des vents bénéfiques qui amènent la pluie vers tout le pays. Ceci d'une manière irrégulière de l'automne au printemps, en quantités annuelles très variables (Figure 7c). En été, le Sirocco², vent très sec et très chaud, se dirige du Sud vers le Nord, sa vitesse maximale a été observée en Novembre 2019 avec 19,1 km h⁻¹ sur toute la série temporelle (Figure 7c). La courbe verte de la Figure 7c représente l'évolution des vitesses du vent qui augmentent d'une manière

1 Anomalie : le calcul d'anomalie était réalisé de la manière la plus simple suivant la formule suivante :

$$\text{Anomalie} = \text{moyenne annuelle} - \text{moyenne de la série temporelle}$$

2 Sirocco : Vent de Sud-Est chaud et sec, d'origine saharienne (régions méditerranéennes), qui souffle sur l'Afrique du Nord et le sud de la mer Méditerranée.

accentuée sur toute la série temporelle avec des anomalies positives rencontrées 12/20 les années de référence (Figure 7c) (voir histogrammes rouge dans la Figure 7a).

5.1.2. Secteur Centre (C-AB)

Cette partie est caractérisée par le plateau continental le plus étroit du littoral Algérien (Figure 6b) ses eaux côtières sont influencées par le flux des eaux Atlantiques (Millot, 1999) et sa la bande côtière est caractérisée par une importante et croissante démographie associée à une urbanisation galopante comparée au reste du pays et une activité touristique bien marquée. Le C-AB est limité à l'Ouest par la ville de Cheliff, à l'Est par oued Soummam, au Nord par la M-Med sur un littoral de 300 km dans lequel débouchent importants oueds de l'Ouest vers l'Est, on a, respectivement, oued Mazafran (Tipaza), oued El-Harrach (Alger), oued El-Hamiz (Alger) et oued Bou-Douaou (Boumerdès).

Le C-AB bénéficie d'un climat méditerranéen, connu par ses longs étés chauds et secs, ses hivers doux et humides, la neige est rare et les pluies abondantes et parfois diluviennes. Il fait généralement chaud surtout de la mi-Juillet à la mi-Août. La courbe des moyennes des températures de l'air entre 2000 et 2020 dans la ville d'Alger (C-AB), montre que le mois le plus froid est Février 2012 avec 7,5 °C, le plus chaud est Août 2003 avec 28,4°C (Figure 7d). Des anomalies positives ont été observées de 2000 à 2020 (voir histogrammes rouge de la Figure 7d).

La période pluvieuse dans la ville d'Alger (C-AB) se situe de Novembre à Avril, mais elle commence souvent en Septembre. Les précipitations importantes ont pour conséquence directe le grossissement des Oueds, augmentant les apports d'eaux douces dans les eaux côtières. La fréquence et l'abondance des pluies varient selon les années et les mois. Entre Janvier 2000 et Décembre 2020, la quantité maximale moyenne est observée en Novembre 2007, avec 269,75 mm et la minimale en Juin 2000 avec 0,20 mm (ONM, 2021).

Généralement, dans la ville d'Alger (C-AB), la vitesse du vent est stable pendant toutes les saisons (Figure 7f), le maximum a été observé pendant le mois de Juin 2001 avec 17,2 km h⁻¹. La variabilité interannuelle de la vitesse de vent tend vers une légère augmentation entre 2000 et 2020 (Figure 7f). Onze anomalies positives ont été observées entre 2000 et 2020 (voir histogrammes rouge dans la Figure 7i) dont une de 0,67 km h⁻¹.

5.1.3. Secteur Est (E-AB)

Cette partie est caractérisée par la ligne côtière la plus irrégulière du littoral Algérien (W et C-AB) elle comporte de nombreuses baies, golfes, criques, anses et autres.... Les eaux Atlantiques et leur influence atteignent les eaux côtières de l'E-AB avant de poursuivre leur chemin vers la M-Med orientale. Le E-AB est la région la plus oligotrophe du bassin (D'Ortenzio et Ribera d'Alcalà, 2009; Mayot et al., 2016; T Moutin et Prieur, 2012), cette partie est limitée à l'Est par la frontière tunisienne, au Nord par la M-Med sur un littoral de 400 km. Le large de E-AB est caractérisé par des

processus à mésoéchelle (ex. tourbillon, ...) qui sont permanents dans le temps (Millot et al., 1990; Taupier-Letage, 2003; Taupier-Letage et Millot, 1988). Cinq principaux oueds débouchent directement dans les eaux côtières du E-AB, d'Ouest en Est, on a, respectivement : oued Soummam (Béjaïa), oued El-Kebir (Jijel), oued Z'Hor (Jijel), oued El-Kebir (Skikda) et oued Seybouse (Annaba).

Le E-AB bénéficie d'un climat tempéré et humide avec un hiver doux, caractéristique des zones méditerranéennes, une pluviométrie importante et un été chaud comme le reste du littoral Algérien. A fin de mieux décrire le climat à l'Est du AB, nous avons collecté 3 séries de données météorologiques; Températures (Figure 7g), Précipitations (Figure 7h) et vitesses de vent (Figure 7i) de la wilaya d'Annaba (Figure 6a) (l'ONM l'année références bibliographique).

La température de l'air moyenne dans la ville d'Annaba suit une saisonnalité standard (Figure 7g), avec une tendance très stable entre 2000 et 2020, bien observée dans la courbe rouge de la Figure 7g. Le maximum de température de l'air moyen est de 28,3°C enregistré en Août 2003 (Figure 7g) et le minimum de 8,5°C en Février 2012 (Figure 7g). Ces 20 dernières années la région a connu 10 années d'anomalies positives de températures de l'air (voir histogrammes rouge dans la Figure 7g).

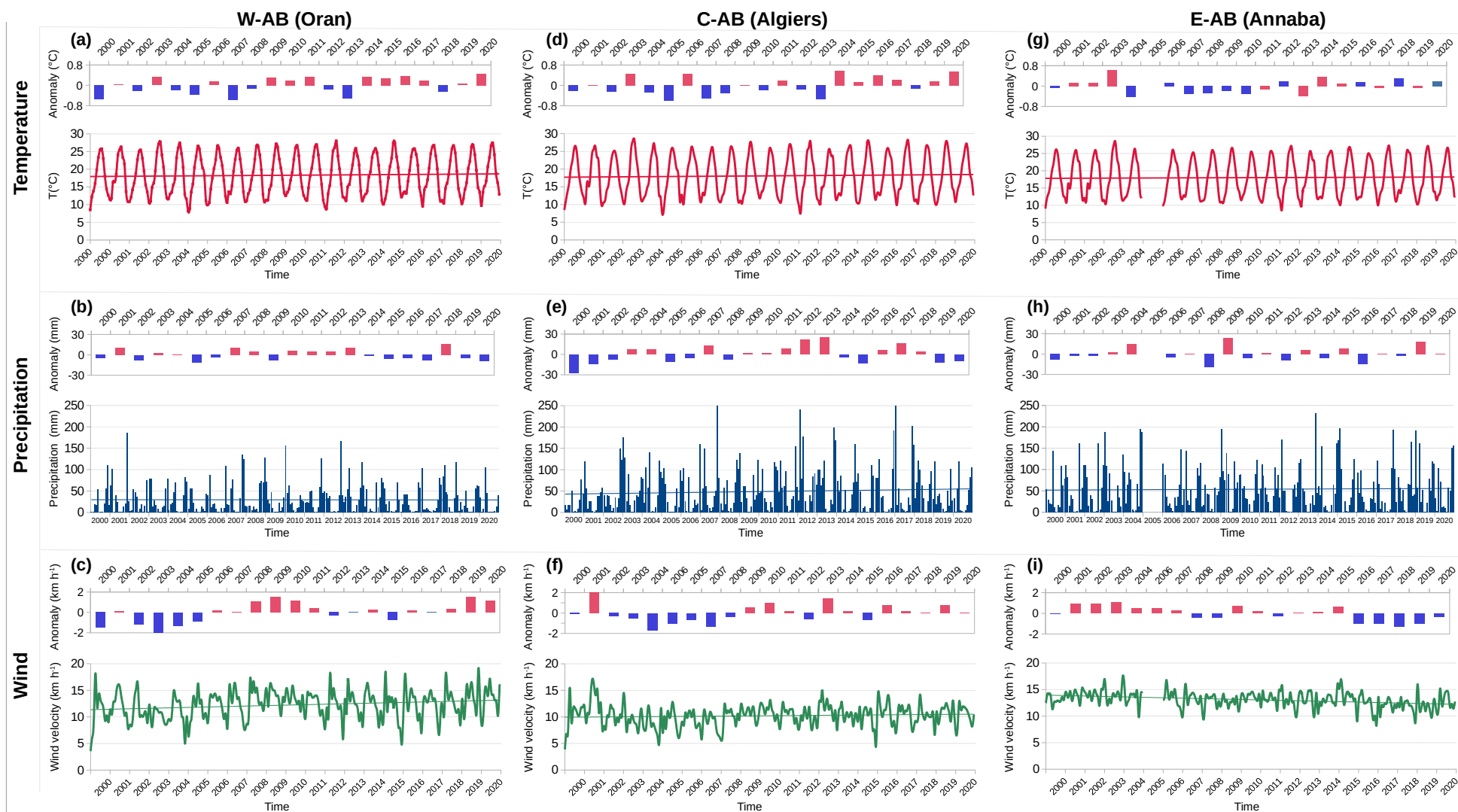


Figure 7: Évolutions des moyennes des données météorologiques collectées par l'ONM dans le AB pendant les 2 dernières décennies (2000-2020). (a), (b) et (c) sont respectivement les variabilités interannuelle et saisonnière des T° de l'air, les précipitations et les vitesses de vent à Oran. (d), (e) et (f) Alger. (g), (h) et (i) Annaba. Cette figure est générée en utilisant le logiciel libre R (version 3.4.4 (2018-03-15), <https://cran.r-project.org/>)

Dans la région E-AB, les faibles précipitations sont observées en été, et les fortes en hiver (Figure 7h) avec un maximum en Novembre 2013 avec 231,14 mm et ce dans toute la série temporelle (Figure 7h). La courbe bleu de la Figure 7h représente la tendance des précipitations qui est en hausse de 2000 à 2020 et des anomalies positives de précipitation sont rencontrées pendant 10 années (voir histogrammes rouge dans la Figure 7h).

Le maximum de la vitesse de vent est observé en Décembre 2003 avec 17,1 km h⁻¹ sur toute la série temporelle (Figure 7i) avec une tendance vers la diminution observée sur la courbe verte de la série temporelle de la région (Figure 7i). Onze anomalies positives ont eu lieu entre 2000 et 2020 (voir histogrammes rouge dans la Figure 7i).

5.2. Le Bassin Algérien, une zone Oligotrophe et/ou Mésotrophe, sous pressions naturelles et anthropiques

La M-Med Ouest est classée comme une zone oligotrophe (D'Ortenzio et Ribera D'Alcalà, 2009 ; Siokou-Frangou et al., 2010 ; Sournia, 1973), mais dans certaines de ses régions, elle peut passer du régime oligo-mésotrophe (concentration de la Chl-*a* >3 mg m⁻³) l'hiver au régime oligotrophe (concentration de la Chl-*a* <3 mg m⁻³) en été. D'autre part, les études océanographiques ont montré des résultats qui reflètent le grand impact du réchauffement climatique sur la Méditerranée (Bianchi et Morri, 2000; Coll et al., 2010; Giorgi, 2006; Giorgi et Lionello, 2008; Salgado-Hernanz et al., 2019) ainsi que sur l'océan global (Doney, 2006; Franz et al., 2018). Le lien climat-phytoplancton se trouve principalement dans les régions, où le brassage vertical est limité à cause de la stabilisation de la colonne d'eau par la stratification thermique, ce qui cause généralement un appauvrissement en éléments nutritifs de surface limitant la croissance du phytoplancton (Doney, 2006). En M-Med, les échanges d'eaux à travers le détroit de Gibraltar ont une grande influence sur sa circulation générale (Béranger et al., 2005 ; Peliz et al., 2009) et sur le contrôle du budget des éléments nutritifs (Bethoux et al., 2002 ; Crispi et Pacciaroni, 2009 ; Elbaz-Poulichet et al., 2001 ; Huertas et al., 2009 ; Ríos et al., 2001), influençant directement la production du phytoplancton marin. Ce dernier représente la base de la chaîne alimentaire et le moteur dynamique de l'écosystème marin Méditerranéen. En effet, l'étude de la variabilité spatio-temporelle des efflorescences algales est essentielle pour comprendre la dynamique des écosystèmes marins (Mann et Lazier, 2006). Actuellement, la communauté scientifique se pose beaucoup de question sur les changements menaçant l'équilibre de la M-Med.

Le Bassin Algérien, considéré comme une unité biogéographique de la M-Med (Ayata et al., 2018) est soumis à l'influence directe des eaux Atlantiques rentrant par le détroit de Gibraltar (Mayot et al., 2016), ainsi qu'au courant très turbulent qui longe les côtes Algériennes (Millot, 1989) qui alimente par la suite en particulier le bassin du Nord (Millot, 1989 ; Moutin et Prieur, 2012). La variation saisonnière de la Chl-*a* dans le AB est indépendante du régime hydrologique local (Bosc et al., 2004)

perturbé. Elle est soumise à de fortes convections¹ verticales en hiver (Raimbault et al., 1993), et à des masses d'eaux stables dynamiquement et dépourvues en sels nutritifs en l'Été (T. Moutin et Prieur, 2012). D'autre part, le réchauffement climatique empêche le mélange des eaux, réduit l'apport croissant en éléments nutritifs et diminue la productivité (Doney, 2006). En revanche, en période hivernale, les mouvements et la dynamique des masses d'eaux indiquent la présence ou l'absence d'épisodes de tourbillons anticycloniques (Olita et al., 2011). Ces derniers sont générés par les instabilités du courant Algérien (Millot et al., 1990), ils permettent néanmoins d'enrichir les eaux de surface oligotrophes en éléments nutritifs nécessaires à la fleuraison phytoplanctonique et pourraient aussi induire une légère variation de la phénologie annuelle d'une année à l'autre dans le bassin (Salgado-Hernanz et al., 2019a).

L'échange d'eau à travers le détroit de Gibraltar a une grande influence sur la circulation générale du AB (Béranger et al., 2005; Millot, 1989; Peliz et al., 2009) et contrôle ses nutriments (Bethoux et al., 2002; Crispi et Pacciaroni, 2009; Elbaz-Poulichet et al., 2001; Huertas et al., 2009), avec une influence directe sur la biomasse de Chl-*a*. En hiver, la présence de masses d'eau distinctes indique des mouvements vers l'Est des tourbillons anticycloniques (Olita et al., 2011), générés par l'instabilité du courant Algérien (Millot et al., 1990) qui provoquent un enrichissement des eaux et augmentent la production primaire du bassin. Le flux des eaux Atlantiques, caractérisé par un temps de transit de 2 à 4 mois entre Gibraltar et les côtes Algériennes (Millot, 1999), influence fortement le signal saisonnier de la Chl-*a* (Salgado-Hernanz et al., 2019). En Été, la stabilité des masses d'eau limite les apports en nutriments (Moutin et Prieur, 2012) ce qui conduit à une diminution de la production phytoplanctonique.

Ce n'est cependant que lorsque nous aurons complété et amélioré notre connaissance sur l'évolution, la dynamique et la variabilité spatio-temporelle du premier maillon de la chaîne alimentaire marine dans le AB qu'il sera possible de mieux évaluer les modifications environnementales dans la région pour envisager des solutions pour lutter contre les impacts du réchauffement climatique sur la M-Med occidentale.

¹ Convection : Mouvement vertical d'une masse d'eau résultant d'une instabilité de densité, en générale d'origine thermique. Dans un fluide chauffé, la partie la plus chaude s'élève, la plus froide descend de part et d'autre créant une cellule de circulation. Dans l'océan, quand ces plongées sont importantes, on parle de convection profonde.

Matériel et méthodes



II. Matériel et méthodes

Les méthodes reposant sur la télédétection des propriétés optiques de la surface océanique dans le domaine du visible proposent actuellement des outils de diagnostic et d'aide à la décision dérivés de l'interprétation de la teneur en Chl-*a*. En effet, la plupart des efforts se sont portés à ce jour sur l'estimation de la Chl-*a*, la SPM et le CDOM à partir des données satellitaires. Cet ensemble de données satellitaires, distribué à l'échelle mondiale, joue un rôle clé dans le progrès continu du domaine océanographique, en particulier dans les distributions spatiales et temporelles du phytoplancton et d'autres constituants biogéochimiques marins. Les enregistrements de données satellitaires sur la couleur des océans (la Figure 8 représente le nombre d'enregistrements entre 2003-2018 dans le Sud de la M-Med occidentale) ont fourni de nouvelles informations sur les processus biogéochimiques aquatiques fondamentaux (Siegel, 2005 ; IOCCG, 2009). Ces données ont permis d'estimer la production primaire mondiale des océans (Antoine et Morel, 1996 ; Behrenfeld et Boss, 2006 ; O'Reilly, 2017 ; Saba et al., 2011), et ont soutenu les évaluations des changements climatiques sur la dynamique du phytoplancton et la production océanique (Behrenfeld et Boss, 2006 ; Henson et al., 2010 ; Siegel et al., 2013 ; Uitz et al., 2010).

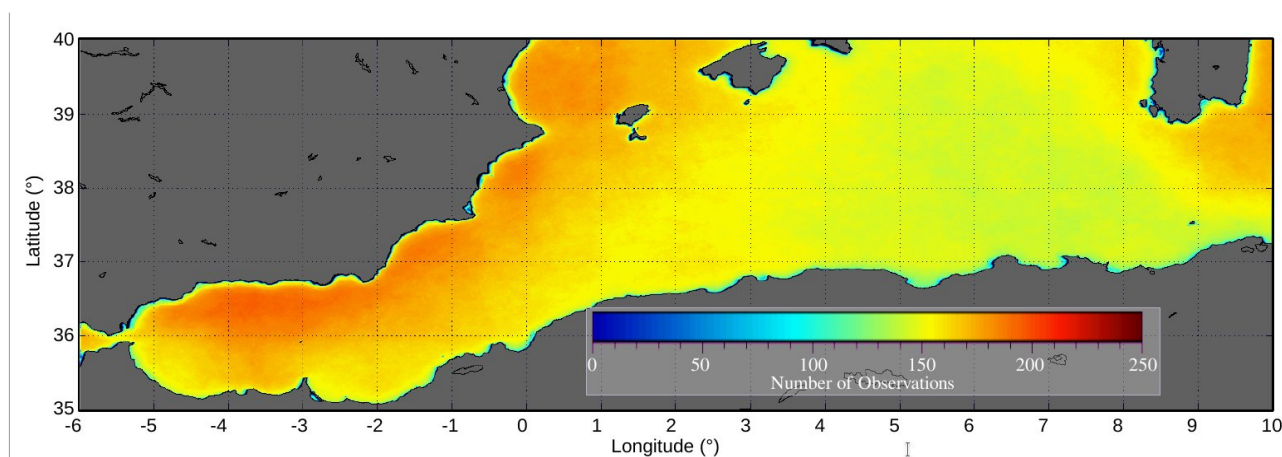


Figure 8: Nombre d'observations de chaque pixel par le satellite MODIS-Aqua entre 2003 et 2018 dans le bassin Algérien (Sud de la Méditerranée occidentale). Cette figure est générée en utilisant le langage IDL version 7.1 (2009).

En océanographie spatiale, l'estimation de la Chl-*a* est obtenue à partir de méthodes empiriques¹, analytiques² et semi-analytiques³ (O'Reilly et al., 1998 ; Gohin et al., 2002 ; O'Reilly et Werdell,

1 Méthode empirique : est entièrement basée sur des relations empiriques établies entre la réflectance de l'eau et la concentration des constituants optiquement actifs recherchés (exemple de la chlorophylle ou la matière en suspension).

2 Méthode analytique : elle nécessite la résolution de l'équation de transfert radiatif afin d'établir des relations entre l'éclairement ascendant (E_w) ou de la luminance montante (L_w) et les propriétés optiques des constituants du milieu.

Transfert radiatif : modalités de modification d'un signal à travers l'atmosphère par diffusion, absorption et réfraction.

3 Méthode semi-analytique : intermédiaire entre les deux méthodes précédente, l'équation de transfert radiatif y est résolue en introduisant des relations empiriques.

2019) basées sur l'application des rapports de réflectances de télédétection. La disponibilité de la donnée satellitaire gratuite sur le web a beaucoup contribué à l'évolution de l'océanographie spatiale dans le monde. Dans le AB, les conditions optimales d'observations sont très adaptées pour les études liées à la couleur de l'océan (Figure 8). Désormais, l'utilisation de ces données et la valorisation des résultats obtenues pourraient aider à la prise de décision dans plusieurs secteurs socio-économiques liées au milieu marin en Algérie.

1. Données satellitaires

Les données satellitaires fournissent des informations sur l'interrelation entre l'atmosphère et l'océan, sous forme de données images, en utilisant le rayonnement électromagnétique comme véhicule de ces informations. Ces données sont essentielles pour le suivi des systèmes océaniques à grande et à petite échelles.

1.1. Téléchargement de la Chl-*a* satellitaire

Dans notre procédure, la concentration de la Chl-*a* satellitaire est déterminée à partir de l'algorithme OC3M¹ (O'Reilly et al., 1998) du capteur MODIS-Aqua distribué par le site de la couleur de l'océan de la NASA (NASA's Ocean Color Web, 2019).

1.1.1. Algorithme empirique OC3M

L'algorithme empirique de MODIS est basé sur un maximum de ratio de 3 réflectances dans le bleu et le vert. L'algorithme nommé OC3M de MODIS est une succession d'algorithmes empiriques des capteurs CZCS² et SeaWiFS. Actuellement, les produits OC3M sont issus d'une combinaison de 2 algorithmes, l'algorithme OCx de O'Reilly et al (1998) fusionné avec l'algorithme CI d'index de la couleur de Hu et al (2012). Comme il est décrit dans Hu et al. (2012), le raffinement est limité à une eau relativement claire, comme le large du AB en été. Le CI est un algorithme de différence de réflectance de 3 bandes, utilisant la différence entre les *Rrs* dans les bandes vertes et une référence formée linéairement avec les *Rrs* dans les bandes rouge et bleue, comme indiqué dans la formule suivante :

$$CI = Rrs(\lambda_{vert}) - [Rrs(\lambda_{bleu}) + (Rrs(\lambda_{vert}) - Rrs(\lambda_{bleu}) / Rrs(\lambda_{rouge}) - Rrs(\lambda_{bleu})) * (Rrs(\lambda_{rouge}) - Rrs(\lambda_{bleu}))]$$

Éq. 10

Avec : λ_{bleu} , λ_{vert} , et λ_{rouge} longueurs d'onde spécifiques au capteur MODIS, 443, 555 et 670 nm, respectivement. L'algorithme OCx est un polynôme de quatrième degré qui relie les *Rrs* à la concentration de la Chl-*a* comme suit :

$$\log_{10}(Chla) = a_0 + \sum_{i=0}^4 a_i (\log_{10}(\frac{Rrs(\lambda_{bleu})}{Rrs(\lambda_{vert})}))^i$$

Éq. 11

L'Éq. 11 sélectionne

le maximum du ratio [Rrs(

1 OC3M : Ocean Color 3 (bands) Modis

2 CZCS : Coastal Zone Color Scanner.

$\lambda_{\text{bleu}})$ / $Rrs(\lambda_{\text{vert}})]$ entre les longueurs d'onde dans le bleu 443-488 nm et celle dans le vert 547 nm. Les valeurs des coefficients a_0 jusqu'à a_4 sont variables d'un capteur à l'autre, ceux du capteur MODIS sont respectivement ; 0,2424, -2,7423, 1,8017, 0,0015 et -1,2280. Pour les concentrations de la Chl-*a* < 0,15 mg m⁻³, c'est le *CI* qui est utilisé. Quand les concentrations de la Chl-*a* > 0,20 mg m⁻³, c'est le *OCx* qui est utilisé. Si les valeurs de la Chl-*a* sont comprises entre les deux, les algorithmes *CI* et *OCx* sont mélangés en utilisant une approche pondérée.

1.1.2. Données MODIS dans le AB

Seize ans (de 2003 à 2018) d'observations de la couleur de l'océan du capteur MODIS-Aqua sont disponibles sur le site de la NASA pour le AB. Les concentrations de la Chl-*a* de surface sont téléchargées à partir des données du satellite MODIS-Aqua avec une résolution spatiale¹ de 1 km. Les données sont des produits journaliers de Niveau-2² (Level-2). En parallèle, les données correspondantes de MODIS-Aqua de Niveau-3³ (Level-3) journalières de 4 km de résolution ont été aussi téléchargées à partir de NASA's Ocean Color Web, (2019).

Les données satellitaires standard du capteur MODIS-Aqua sont disponibles gratuitement sur le site OceanColor de la NASA <https://oceancolor.gsfc.nasa.gov/>, aussi sur le site européen Copernicus <https://www.copernicus.eu/fr>, et le site de l'USGS <https://earthexplorer.usgs.gov/>. Les données MODIS sont aussi libres d'accès dans un site ftp à <https://marine.copernicus.eu/>. Les instruments de la couleur de l'océan sont décrites par "International Ocean Color Coordinating Group (IOCCG)" <https://ioccg.org/>. Les propriétés spectrales sur le passé, le présent et le futur des instruments de la couleur de l'océan sont énoncées sur le site <https://www.ioccg.org/sensors/polar.html>.

Le prétraitement des données téléchargées est réalisé en effectuant une projection sur une grille rectangulaire du AB avec les coordonnées suivantes : 35°N à 40°N et 6°W à 10°E (Figure 9). Avant de commencer l'exploitation de ces données satellitaires, une série de traitements est réalisée afin d'éliminer le maximum de bruit sur l'image satellitaire qui pourraient être causés par les corrections atmosphériques⁴. Ce traitement est effectué pour la première fois sur ce type de données dans le AB, améliorant la qualité de données Chl-*a* MODIS Niveau-2.

1 Résolution spatiale : est la résolution au sol d'un capteur (Landsat-8 Panchromatique a une résolution spatiale au sol de 15 m).

2 Données satellitaire de Niveau-2 : sont les données qui sont issues du Niveau-1 par application des corrections atmosphériques, ainsi que des algorithmes bio-optiques pour le calcul des paramètres géophysiques. Les données satellitaire de Niveau-1A : sont des données en Comptes Numériques (Digital Number) correspondant aux luminances brutes mesurées par le capteur dans chaque canal. Les données satellitaires de Niveau-1B : même traitement que le Niveau-1A, mais avec application des facteurs de calibrations radiométriques.

3 Données satellitaires de Niveau-3 : se sont des données de Niveau-2 moyennées sur des grilles de résolution spatiale de 4 km, 9 km, ou 18 km, soit sur 1 jour, 8 jours, ou 1 mois.

4 Correction atmosphérique : action d'éliminer les effets de l'atmosphère qui modifient le signal émis ou réfléchi par une surface, de façon à isoler précisément la signature spectrale de cette surface (Robin, 1998)

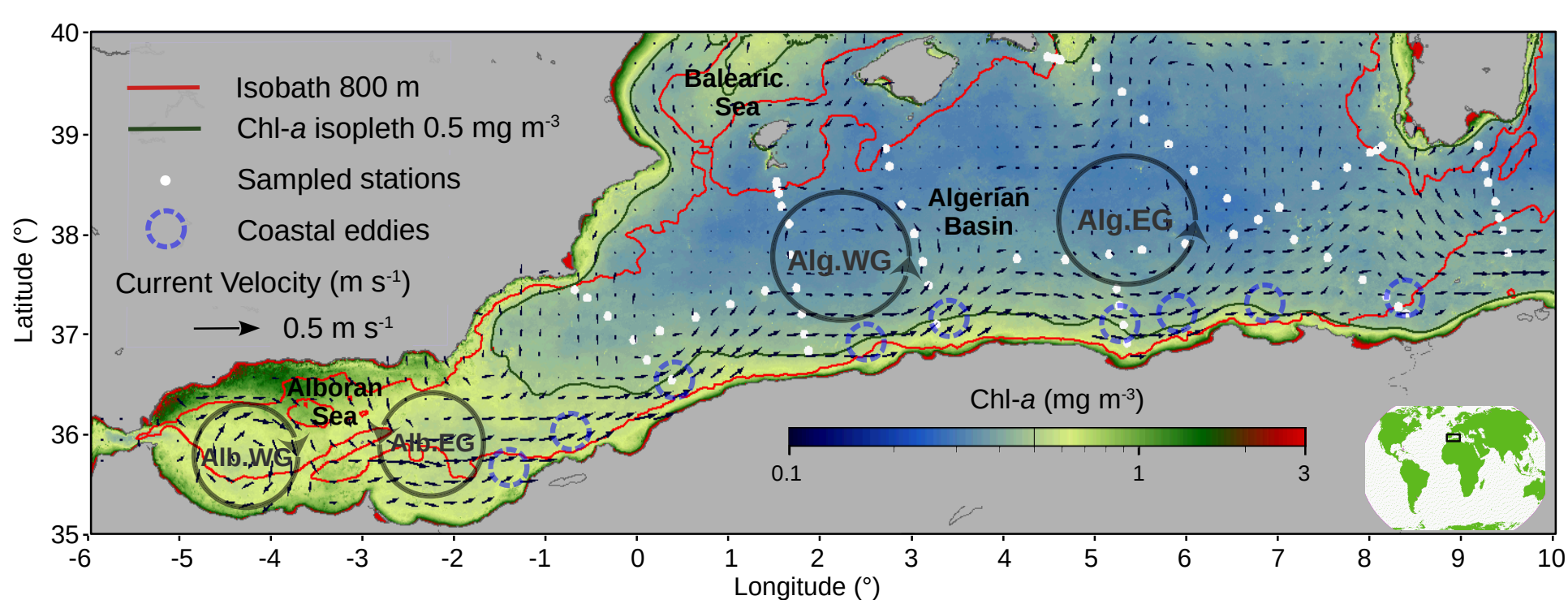


Figure 9: La moyenne de la climatologie du mois de Mars de la Chl-a (mg m^{-3}) entre 2003-2018 dans le bassin Algérien (Sud-Ouest de la Mer Méditerranée). La vitesse du courant (m s^{-1}) pour la même période (flèches noires), l'isobath 800 m (ligne rouge) et l'isopleth 0.5 mg m^{-3} (ligne verte) sont superposés. Les stations de la campagne SOMBA-2014 (points blancs) sont aussi superposées. Les grands tourbillons en noir sont déduits de la moyenne de la SLA (Sea Level Anomaly) entre 2003-2018. Cette figure est générée en utilisant le langage IDL version 7.1 (2009).

Le détail sur la stratégie et la localisation des stations de la campagne SOMBA-2014 (Système d'Observation à la Mer dans le Bassin Algérien), qui a été effectuée dans le AB entre le 13 Août et le 09 Septembre 2014, sont disponibles sur le lien suivant : <https://doi.org/10.17600/14007500> (Mortier et al., 2014), voir la section 2 du chapitre II. Les données *in-situ* de cette campagne seront utilisées dans la suite de notre travail. La vitesse du courant dans le AB est téléchargée à partir de la base de données CMEMS (Copernicus Marine Environmental Service), voir la section 1.5.1 du chapitre II.

1.2. Les valeurs manquantes sur l'image de la Chl-*a* MODIS

L'extraction de la Chl-*a* est réalisée après une série de 3 érodes¹ appliqués sur chaque orbite (trajectoire d'un satellite) téléchargée, afin de remplacer les valeurs manquantes causées par la projection² des données (Figure 10a). Le premier érode est appliqué sur une matrice de pixels³ définie sur un rayon 3×3 qui contient au maximum 4 valeurs de Chl-*a*. Le deuxième érode est appliqué sur une matrice de pixels définie sur un rayon de 5×5 qui contient au maximum 4 valeurs de Chl-*a*. Le troisième érode est appliqué sur une matrice de pixels définie sur un rayon de 3×3 (comme le premier) qui contient au maximum 4 valeurs de Chl-*a*.

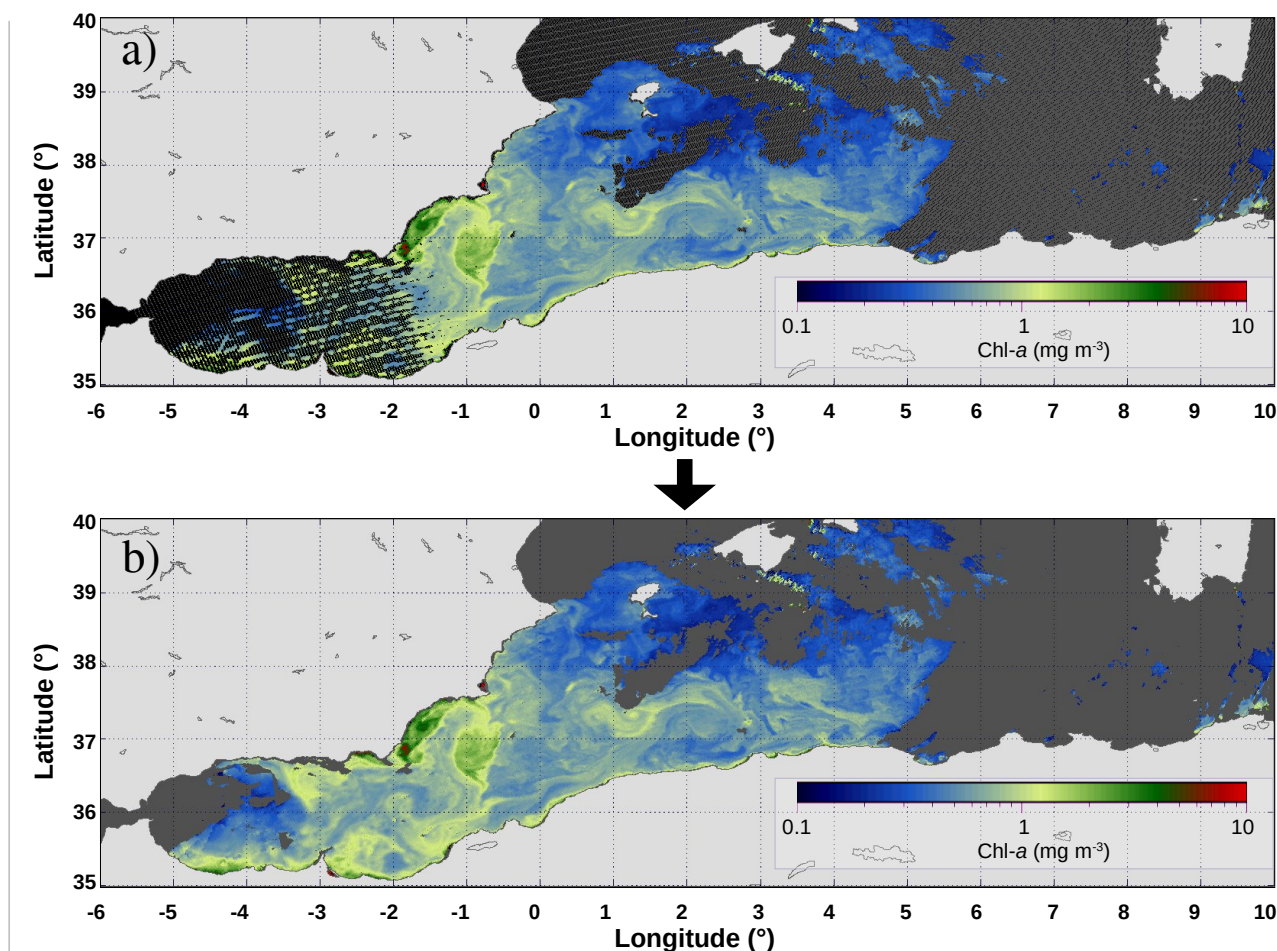


Figure 10: Élimination des valeurs manquantes sur les orbites des images brutes MODIS Niveau-2 standard. (a) Exemple de la Chl-*a* à partir de l'orbite-2 standard observé le 03/01/2014. (b) Exemple de la Chl-*a* à partir de l'orbite-2 après correction. Cette figure est générée en utilisant le langage IDL version 7.1 (2009).

Ces trois processus sont appliqués successivement l'un après l'autre sur chaque orbite séparément. Finalement, une somme des 3 orbites corrigés est réalisée afin d'obtenir une image finale avec moins de valeurs manquantes (Figure 10b). Le nombre de données Chl-*a* dans chaque orbite peut influencer

1 Érosion : l'érosion érode les contours des images et supprime les pixels isolés.

2 Projection : les projections cartographiques sont des méthodes mathématiques rattachées à la géométrie et qui, à tout point de la terre, donnent une correspondance sur un plan (carte) (Minvielle et Souiah, 2003).

3 Pixel : acronyme de Picture Element. Plus petite surface homogène constitutive d'une image numérique, qui correspond à une résolution au sol : 10 m dans le cas de Sentinel-2 et 30 m dans le cas de Landsat-8.

les moyennes sur les séries spatio-temporelles. En effet, une analyse sur le nombre d'observation (Figure 11) sur le même pixel entre 2003 et 2018, ainsi que le CV (Figure 12) des valeurs liées à chaque pixel dans la série de données Chl-*a* MODIS Niveau-2 est effectuée.

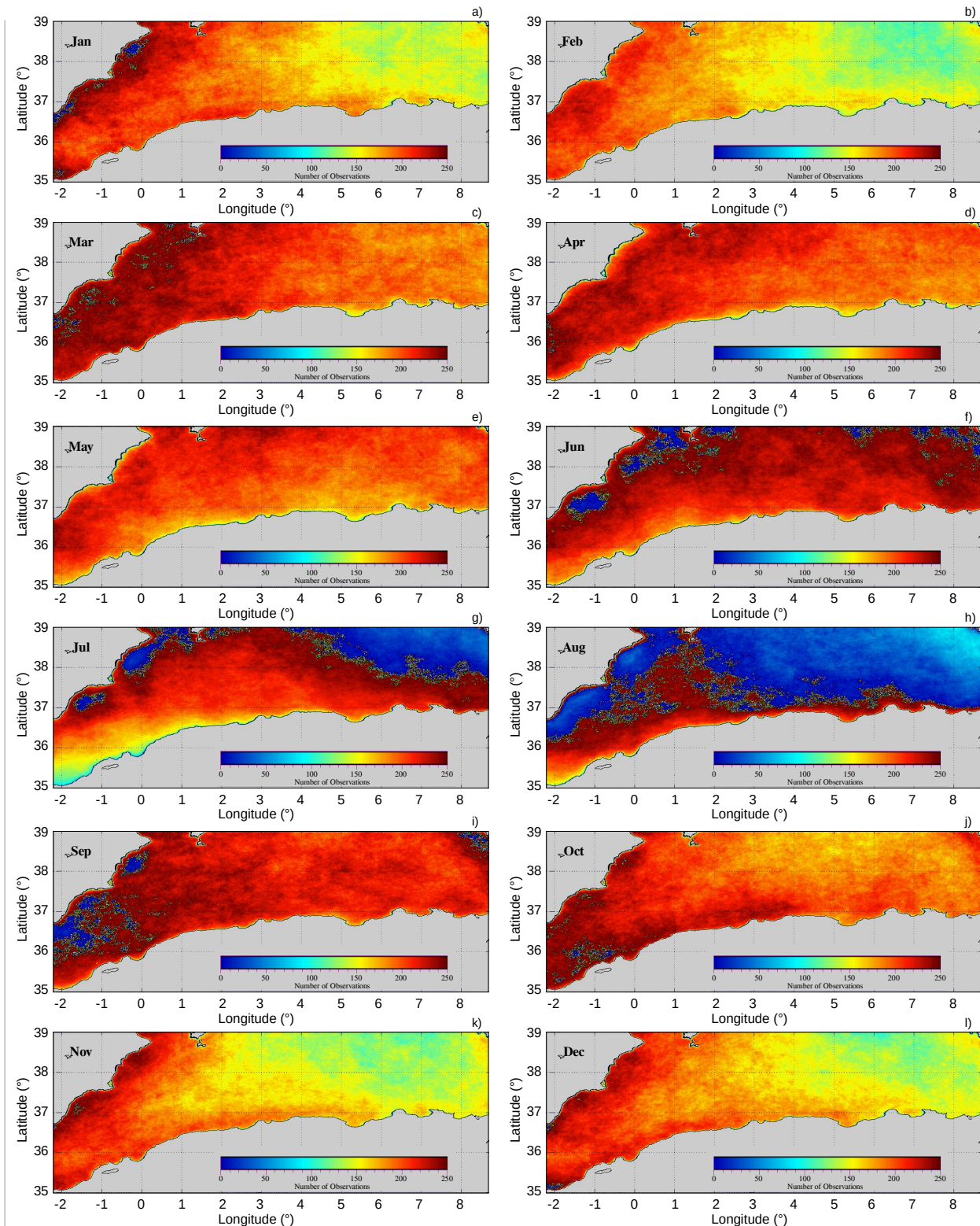


Figure 11: Moyenne mensuelle du nombre d'observations par pixel entre 2003 et 2018 sur le bassin Algérien. Cette figure est générée en utilisant le langage IDL version 7.1 (2009).

Le maximum d'observation (Figure 11) est observé Septembre et Juin, le minimum Juillet et Août.

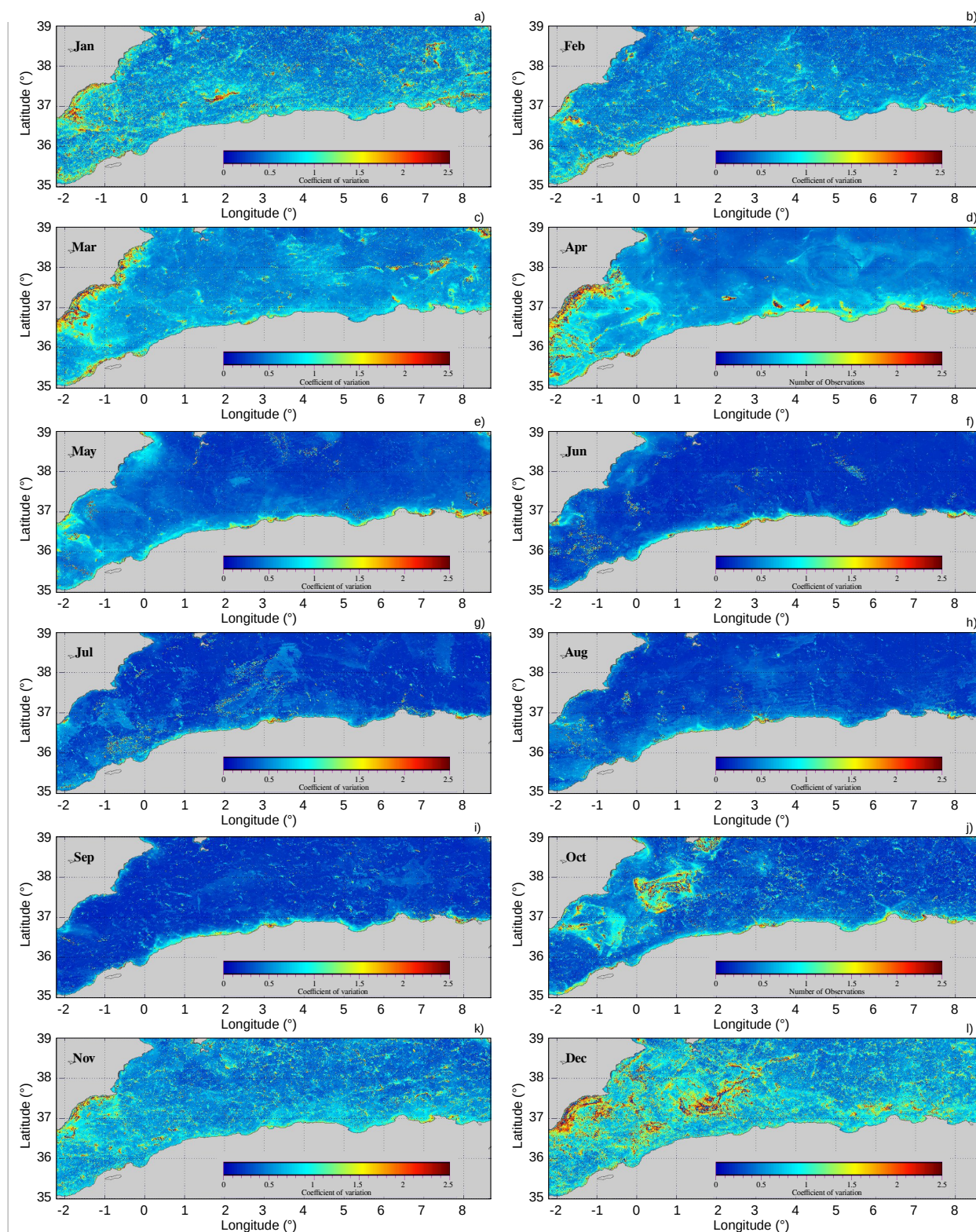


Figure 12: Moyenne mensuelle du coefficient de variation de la Chl-a par pixel entre 2003 et 2018 sur le AB. Cette figure est générée en utilisant le langage IDL version 7.1 (2009).

Les mois de Novembre, Décembre, Janvier, et Février les observations varient de l'Ouest vers l'Est avec un maximum à l'Ouest et minimum à l'Est alors qu'en Mars, Avril, Mai et Octobre elles sont modérées (Figure 11). La variabilité du nombre d'observations suit la saisonnalité de l'année alors que la variabilité saisonnière du climat de la région influence directement le nombre d'observations

satellitaires mensuelles. Les mouvements de l'océan et de l'atmosphère sont régis par les mêmes équations et les études océaniques sont directement comparables et liées à la météorologie (Millot, 1989).

Le coefficient de variation (Figure 12) moyen de chaque pixel de Chl-*a* de la série temporelle entre 2003 et 2018 est faible durant les mois de stratification des eaux : Mai, Juin, Juillet, Août et Septembre. En revanche, le coefficient de variation est élevé durant les mois d'agitation¹ des eaux : Octobre, Novembre, Décembre, Janvier, Février, Mars et Avril. Ces deux extrêmes dans le coefficient de variation montrent encore une fois la relation directe entre la météorologie de la région et les données satellitaires en termes de saisonnalité. Cette variabilité dans le CV observée en hiver pourrait être liée aux limites des algorithmes de corrections atmosphériques. Aussi, les différences de concentrations de la Chl-*a* liées aux enrichissements locaux ou à grande échelle pourraient engendrer des écarts dans les valeurs de Chl-*a* entre l'hiver et l'été, ce qui augmente le coefficient de variation entre les deux saisons.

1.3. Comparaison entre les données de 1 km et de 4 km

Deux climatologies² bimensuelles de Chl-*a* ont été calculées et comparées à 2 résolutions spatiales différentes ; 1 km et le 4 km (Figure 13). Les 2 distributions ont le même ordre de grandeur dans l'espace et dans le temps, à l'exception de la zone côtière (<10 km) où les données de 1 km de Niveau-2 présentent plus de valeurs de Chl-*a* par rapport aux données 4 km de Niveau-3. Les données de 1 km de résolution améliorent clairement la description des structures côtières de Chl-*a* et son gradient côte-large, ainsi que la progression du signal saisonnier le long de la côte Algérienne (Figure 13b).

Les produits MODIS Niveau-3 représentent une moyenne à chaque point de grille du paramètre spécifié par un paramètre d'attribut global de Niveau-2 (Bailey, 2010). Cependant, la climatologie bimensuelle de la Chl-*a* à partir des produits standards de MODIS Niveau-2 (Figure 13b) contient beaucoup de pixels aberrants³ sur la distribution spatiale par rapport aux produits MODIS Niveau-3 (Figure 13a). Dans la suite de notre travail, on va utiliser les données de MODIS Niveau-2 de 1 km de résolution spatiale, mais avant de les exploiter, une série de traitement est réalisée, afin d'éliminer le maximum de valeurs aberrantes.

1 Agitation des eaux en hiver : c'est à dire "vertical mixing".

2 Climatologie : science statistique qui décrit et explique la répartition et l'évolution du temps à des échelles temporelles plus longues que celles prises en compte par météorologie. Une moyenne climatique est généralement établie sur trente ans.

3 Pixel aberrant : est un pixel qui contient une valeur erronée. Des mesures sont parfois complètement fausses, des chiffres sur l'image sont transmis ou copiés avec des fautes, etc. Même des données de bonne qualité contiennent souvent 10 à 20 % de telles valeurs aberrantes (Morgenthaler, 2001).

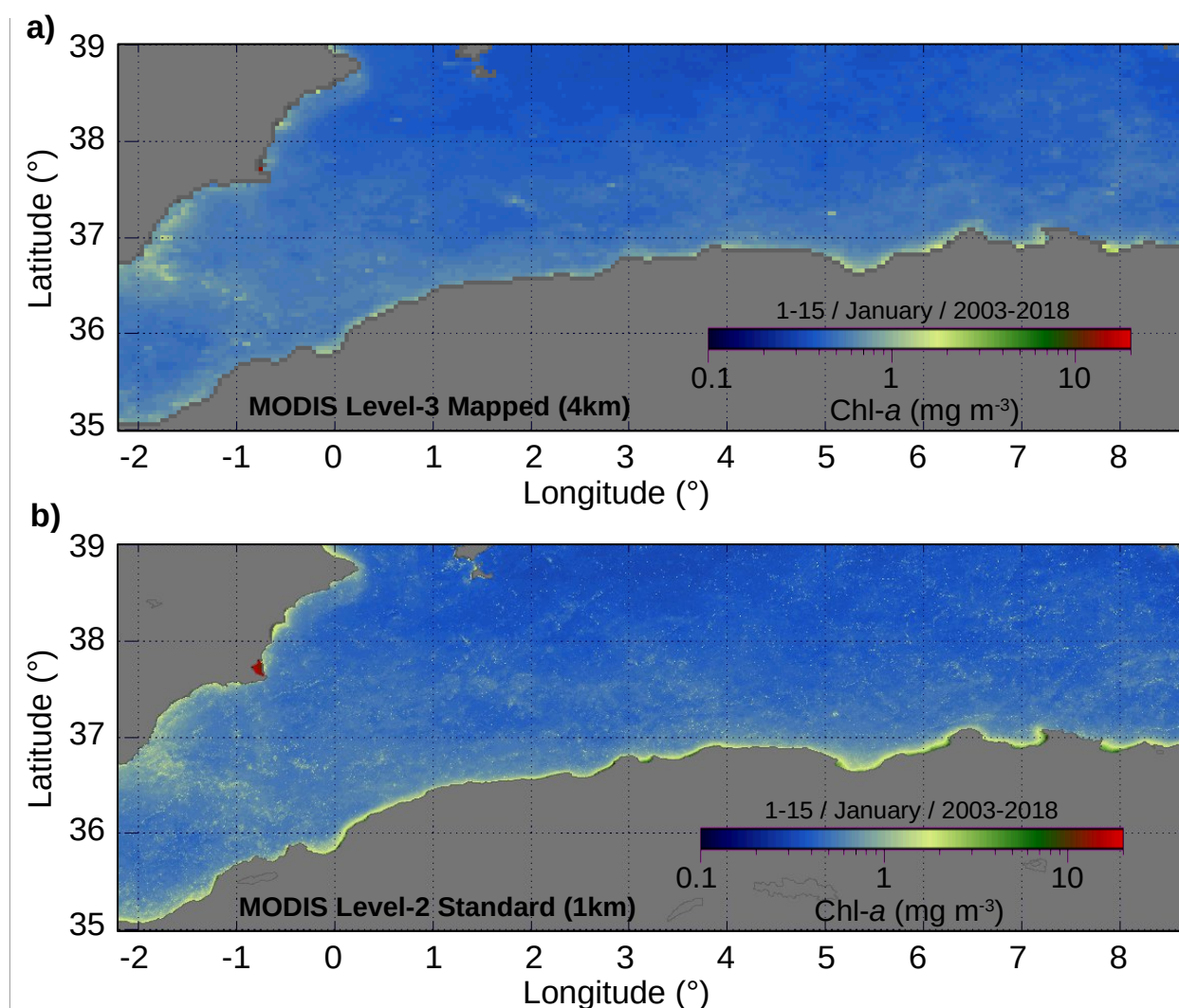


Figure 13: Comparaison entre: (a) la concentration de la Chl-*a* des données MODIS Niveau-3 à 4 km de résolution spatiale. (b) la concentration de la Chl-*a* des données MODIS Niveau-2 standard à 1 km de résolution spatiale. Cette figure est générée en utilisant le langage IDL version 7.1 (2009).

1.4. Pixels aberrants

L'utilisation des données satellitaires de Niveau-2 nécessite l'élimination d'un nombre maximal de pixels contenant des valeurs aberrantes, afin de mieux lisser¹ les moyennes spatiales et temporelles. Ces valeurs aberrantes sont liées aux: (i) pixels partiellement nuageux qui ne sont pas corrigés, qui se trouvent souvent à la limite des masques nuages, (ii) pixels bruités qui sont très proches de la ligne côtière. Trois flags ont été créés pour déterminer ces pixels contaminés, et supprimer les bruits résiduels selon 3 critères : Gradient spatial local (*Local Spatial Gradient 'LSG'*), Variation temporelle (*Temporal Variation 'TV'*) et les points isolés à l'intérieur du nuage (*Isolated Points within Cloud 'IPC'*).

Flag 1: Critères d'identification du gradient LSG

Le premier critère correspond au calcul d'un gradient local. Il consiste à déterminer un seuil de validité maximale de la variance locale de la Chl-*a* en utilisant des matrices de convolution² (de taille

1 Lissage : généralisation du tracé d'une ligne pour éliminer les ruptures inutiles.

2 Convolution : est un traitement d'une matrice par une autre appelée matrice de convolution ou « noyau » (exemple : kernel).

3×3) pour calculer des approximations des dérivées horizontale et verticale. Le gradient de Sobel¹ que nous avons utilisé, combine les approximations des gradients horizontaux et verticaux pour obtenir une approximation locale de chaque pixel sur l'image. En effet, plusieurs seuils de différentes valeurs ont été testés sur les images. Premièrement, nous avons appliqué un filtre Gaussien² (Éq. 12) suivi par le filtre du gradient de Sobel (Sobel, 1990).

$$k(x, y) = \frac{1}{2\pi\sigma^2} \exp \frac{-(x^2+y^2)}{2\sigma^2} \quad \text{Éq. 12}$$

avec : le $k(x,y)$ est l'image vecteur. x et y sont les coordonnées sur l'axe des abscisses et ordonnées, respectivement. σ est la variance du pixel dans une matrice de 3×3. Le résultat de cette convolution Gaussienne (matrice de 3×3) est utilisé pour calculer les composantes horizontale et verticale du gradient Sobel Éq. 13 et 14 respectivement, qui sont utilisées pour calculer le gradient spatial local (Éq. 15) :

$$G_h[x][y] = k(x, y) * \begin{pmatrix} -1 & -2 & -1 \\ 0 & 0 & 0 \\ 1 & 2 & 1 \end{pmatrix} \quad \text{Éq. 13}$$

$$G_v[x][y] = k(x, y) * \begin{pmatrix} -1 & 0 & 1 \\ -2 & 0 & 2 \\ -1 & 0 & 1 \end{pmatrix} \quad \text{Éq. 14}$$

$$Sobel_G [x][y] = \sqrt{G_h^2[x][y] + G_v^2[x][y]} \quad \text{Éq. 15}$$

Le gradient de Sobel est utilisé pour définir 2 seuils de variance³ locale afin d'éliminer les pixels aberrants (Figure 14a). Après plusieurs tests, 2 seuils ont été sélectionnés : 0,4 $\text{mg m}^{-3} \text{ km}^{-1}$ définit le critère le plus sévère et 1 $\text{mg m}^{-3} \text{ km}^{-1}$ le critère le plus tolérant.

Nous avons défini aussi 2 autres critères : le premier lié à la distance par rapport à la côte (5 km) (Figure 14c) et le second lié à la distance par rapport au masque nuage (5 km) (Figure 14b). Les seuils sélectionnés du gradient de Sobel ont été appliqués à une distance < 5 km par rapport au masque nuage comme suit :

- Les pixels sélectionnés avec le critère le plus sévère (gradient >0,4) sont supprimés lorsque la distance par rapport à la côte est > 5 km (Figure 14d).

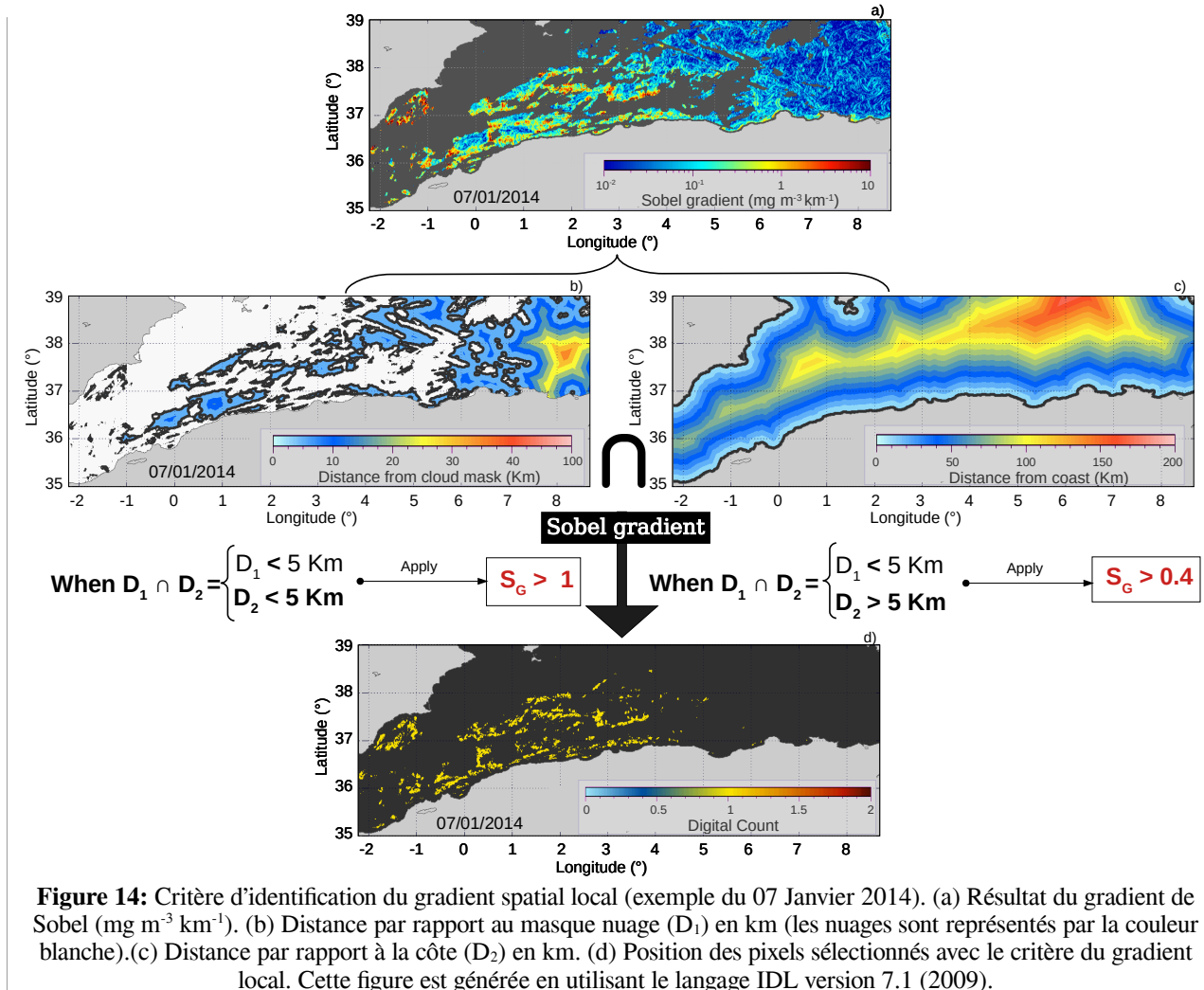
1 Le gradient de Sobel : l'opérateur utilise des matrices de convolution. La matrice (généralement de taille 3×3) subit une convolution avec l'image pour calculer des approximations des dérivées horizontale et verticale. Le calcul de gradient est mené par l'intermédiaire de deux masques, le premier effectuant un gradient horizontal, le second un gradient vertical.

2 Fonction Gaussienne : est une fonction en exponentielle de l'opposé du carré de l'abscisse. Elle a une forme caractéristique de courbe en cloche.

3 Variance : est un indicateur de dispersion qui correspond au carré de l'écart type. On peut rapprocher la variance à une distance moyenne par rapport à la moyenne arithmétique des valeurs contenues dans la série statistique. Une faible variance indique, globalement, que les valeurs se concentrent autour de la moyenne. Une forte variance signifie que les valeurs sont fortement dispersées et éloignées de la moyenne (Minvielle et Souiah, 2003).

- Les pixels sélectionnés avec le critère le plus tolérant (gradient >1) sont supprimés lorsque la distance par rapport à la côte est < 5 km (Figure 14d).

Finalement, une fois les positions des pixels aberrantes déterminées, ces derniers seront supprimer et remplacer par le signe de la valeur manquant 'NaN', comme représenté dans la Figure 15.



Flag 2 : Critères d'identification de la variation temporelle

La valeur de la Chl-*a* de chaque pixel sur l'image d'un jour donné (Day_0) est comparée avec la moyenne des 2 jours encadrant le jour en question: le jour précédent (Day_{0-1}) et le jour suivant (Day_{0+1}) selon leurs disponibilité, comme présenté par l'Éq. 16:

$$TV = \text{Day}_0 - \left(\frac{\text{Day}_{0-1} + \text{Day}_{0+1}}{2} \right) \quad \text{Éq. 16}$$

Cette différence est comparée avec un seuil de validité maximale de la variabilité temporelle. Après plusieurs tests, nous avons sélectionné un seuil constant de 2 mg m^{-3} et nous l'avons appliqué uniquement lorsque la distance par rapport à la côte est > 20 km, afin de préserver les valeurs élevées de la Chl-*a* liées à la production côtière (Figure 15e). Il faut noter que la position de quelques pixels

sélectionnés par le critère TV est la même position sélectionnée par le critère LSG.

Flag 3 : Critère d'identification de IPC

Ce critère est utilisé pour éliminer les pixels aberrants à l'intérieur du masque nuage. Nous avons considéré que chaque pixel de Chl-*a* entouré par 4 valeurs ou plus du masque nuage est fortement associé aux corrections atmosphériques et doit être supprimé.

Flags: Combinaison des Flags

Ces 3 derniers flags ont été combinés et les valeurs de Chl-*a* sélectionnées par l'un de ces 3 critères ont été supprimées. L'image résultante contient moins de bruit et les moyennes temporelles sont mieux lissées, comme observé sur la Figure 15. Le résultat est mieux représentatif sur les moyennes des séries temporelles (voir la Figure 30 du chapitre III) par rapport aux résultats observés sur les images journalières (Figure 15h). Par conséquent, dans notre travail, nous avons utilisé la climatologie bimensuelle à partir des données de 1 km de résolution spatiale avec moins de bruit par rapport aux données de 1 km issues des données standard de la NASA et les données corrigées seront disponibles sur le Web pour une utilisation "open source" (voir le lien de téléchargement des données corrigées dans la section 2 du chapitre III).

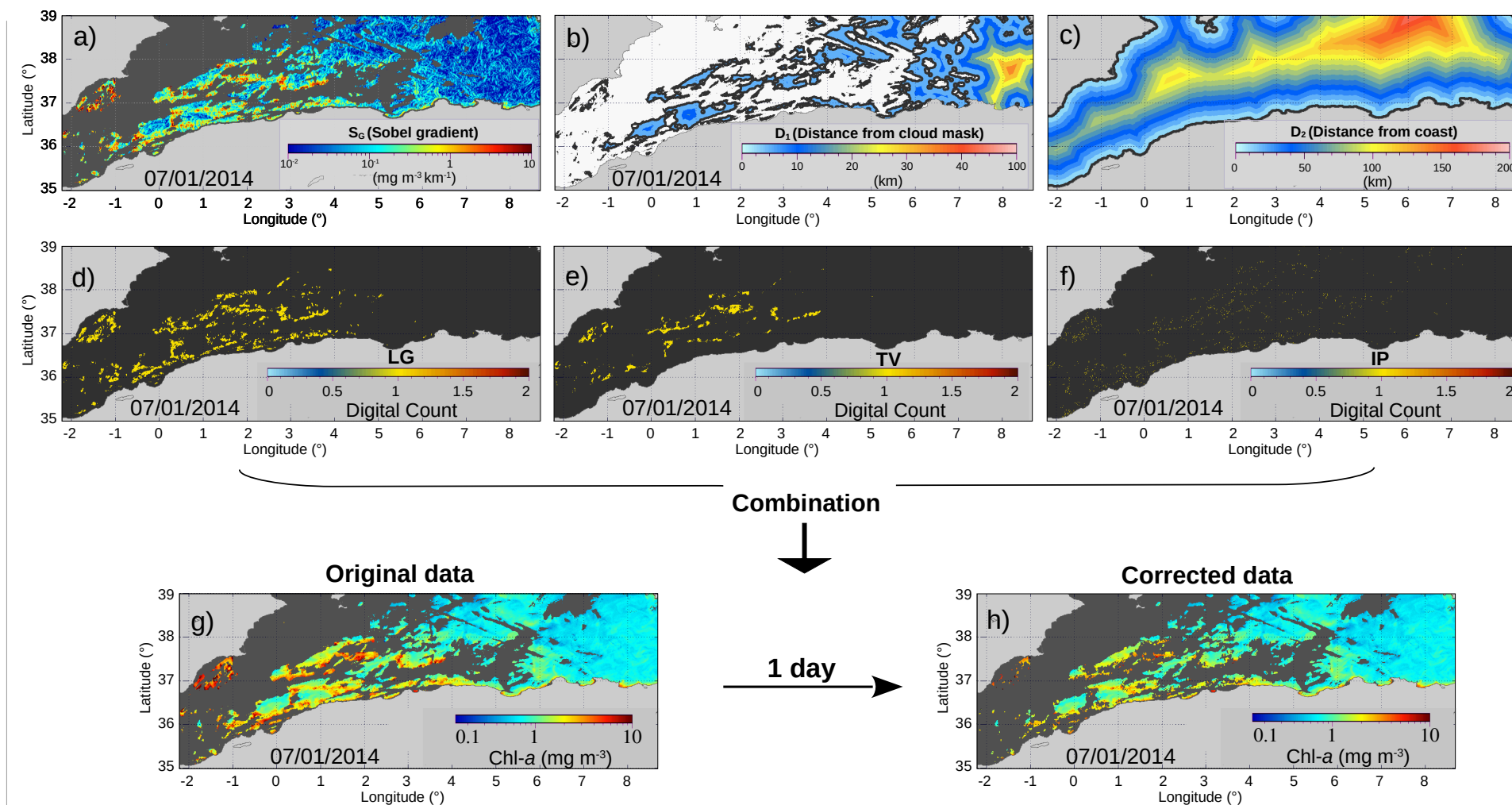


Figure 15: Combinaison des critères appliqués pour éliminer les pixels aberrants (exemple du 7/1/2014). (a) Résultats du calcul de gradient de Sobel. (b) Distance par rapport aux nuages « D_1 ». (c) Distance par rapport à la côte « D_2 ». (d) Position des pixels liées aux critères LSG. (e) Position des pixels liés au critère de variation temporelle. (f) Position des pixels liés au critère IPC. (g) Concentration de la Chl-*a* à partir des données standard journalière de MODIS Niveau-2 (jour : 07/01/2014). (h) Concentration de la Chl-*a* à partir des données journalières corrigées de MODIS Niveau-2 (jour : 07/01/2014). Cette figure est générée en utilisant le langage IDL version 7.1 (2009).

1.5. Données de l'océanographie physique

1.5.1. Le courant géostrophique

Les données du courant géostrophique¹ et de l'énergie cinétique totale (TKE) ont été extraites à partir de la base des données CMEMS (*Copernicus Marine Environmental Service*) et plus particulièrement des produits de données altimétriques "Sea-Level-Glo-Phy-L4-Observations-008-047" (<http://marine.copernicus.eu>, dernier accès le 19 Février 2019). Ces données ont été téléchargées pendant la même période pour les deux paramètres (TKE et SLA), et re-projetées sur le AB dans une grille de 0,25° de résolution spatiale.

1.5.2. La profondeur de la couche de mélange

Bien qu'elle ait été définie dans des études antérieures par plusieurs auteurs utilisant des données *in-situ* dans la M-Med, la profondeur de la couche de mélange (MLD, *Mixed Layer Depth*) est importante pour l'interprétation des nos données en utilisant la MLD définie par Houpert et al. (2015) téléchargée à partir du site <https://www.seanoe.org/data/00354/46532/>.

2. Chl-*a* *in-situ* de la campagne SOMBA-2014 (large du AB)

Après le traitement de l'ensemble des données satellitaires, nous avons sélectionné des mesures de Chl-*a* HPLC (*High Performance Liquid Chromatography*) effectuées dans le AB pendant l'été 2014 (voir la Figure 9 pour les stations échantillonnées). Les mesures HPLC du pigment Chl-*a* sont obtenues de la campagne SOMBA (Système d'Observation à la Mer dans le AB) réalisée dans le AB (Mortier et al., 2014), les détails sont disponible sur le site : <https://doi.org/10.17600/14007500>. Ces données *in-situ* sont dans une gamme de concentration entre 0,062 mg m⁻³ et 0,307 mg m⁻³. La limite de détection à partir de l'instrument HPLC 1200 utilisé pour les mesures de la Chl-*a* est équivalente à 3 ng, avec une précision de calibration de 0,4 %.

Le fluorimètre *Chelsea Acquatracka* est opéré conjointement avec le capteur Conductivité-Température-Profondeur (CTD). Les profils verticaux de la Fluorescence² (Fluo) algale sont convertis à leur équivalence en profils de Chl-*a* en utilisant les données Chl-*a* HPLC. Les valeurs de Chl-*a* Fluo (Chl-*a*^F) sont calculées par la régression des données continues de Fluo et les données ponctuelles de l'HPLC de la surface jusqu'à 200 m de profondeur.

2.1. Normalité des données : Fluorescence et Chl-*a*

L'application de la loi normale³ sur un ensemble de données, est une étape classique lorsque nous voulons modéliser la relation entre 2 variables. En effet, une étude de la normalité entre les données

1 Courant géostrophique : qualifie l'approximation selon laquelle le gradient horizontal de pression équilibre la force de Coriolis. La méthode géostrophique est une méthode de calcul des courants basée sur cette approximation.

2 Fluorescence : Le phénomène de fluorescence correspond à un processus dans lequel un atome absorbe de l'énergie, généralement de la lumière à une certaine longueur d'onde, et réémet immédiatement (ou dans un intervalle de quelques nanosecondes) de la lumière à une autre longueur d'onde (Futura, 2020b).

3 La loi normale est une courbe de fréquence particulière. On appelle courbe de fréquence (relative) la courbe qui associe la mesure du caractère observé à la fréquence relative de son observation (Minvielle et Souiah, 2003).

in-situ de la Chl-*a* et la Fluorescence est vérifiée dans ce chapitre. Deux tests de normalité ont été réalisés; le test de Shapiro-Wilk⁴ et le test de Khi-2 Pearson⁵. Les résultats sont exprimés en p-value⁶ (Tableau 1). Les résultats des tests de normalité sont présentés sous forme de QQ-plot⁷ et histogrammes de fréquence (Figure 16) afin de mieux évaluer la non-normalité des données.

Tableau 1: P-values des tests de normalité sur les données Chl-*a*^{HPLC} et la Fluo^{CTD}

Méthodes	Chl- <i>a</i> ^{HPLC}	Fluo ^{CTD}
Shapiro-Wilk (P-value)	$2.2 \cdot 10^{-16}$	$2.2 \cdot 10^{-16}$
Khi-2 Pearson (P-value)	$2.2 \cdot 10^{-16}$	$2.2 \cdot 10^{-16}$

Selon les valeurs de p-values, en aucun cas, la Chl-*a*^{HPLC} et la Fluo^{CTD} ne suivent la loi normale (Tableau 1).

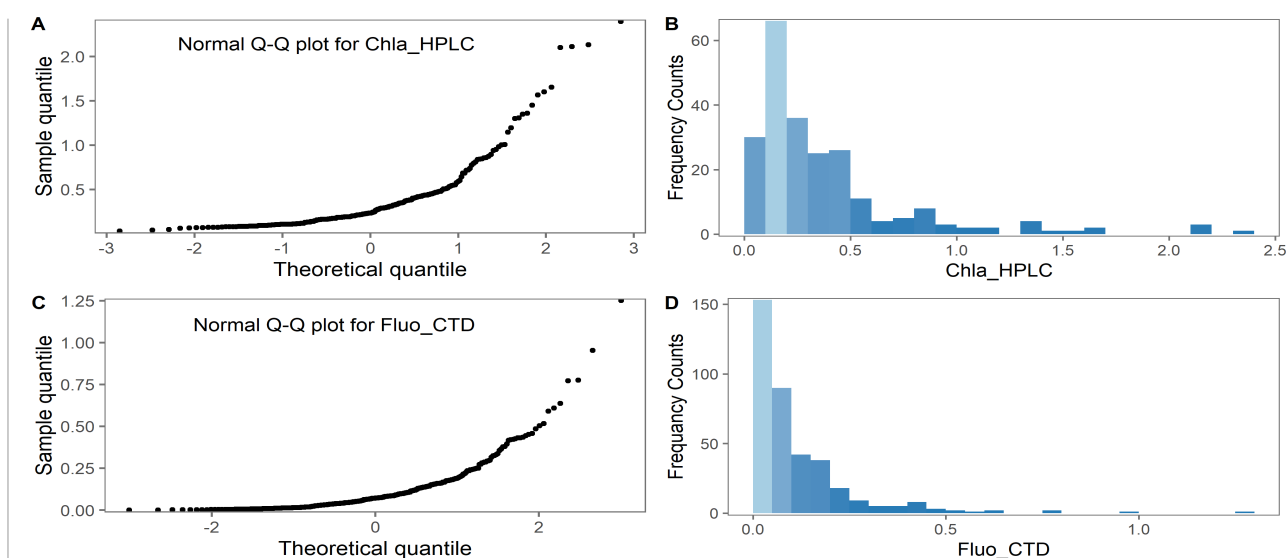


Figure 16: QQ-plot et l'histogramme de fréquence des données Fluo^{CTD} et Chl-*a*^{HPLC}. Cette figure est générée en utilisant le logiciel libre R (version 3.4.4 (2018-03-15), <https://cran.r-project.org/>).

Cependant, les mesures HPLC et les mesures fluorimétriques des pigments phytoplanctoniques spécifiques, comme la Chl-*a*, peuvent ne pas donner les mêmes proportionnalités des concentrations en pigments. Des études suggèrent que l'incertitude dans l'estimation de la Chl-*a*^F à partir des données Chl-*a*^{HPLC} et Fluo^{CTD} qui ne suivent pas une loi normale, est probablement due aux paramètres suivants (Bianchi et al., 1995 ; Hoepffner et Sathyendranath, 1992 ; Tester et al., 1995 ; Werdell et Bailey, 2005):

- D'une manière asymétrique : les pigments mesurés par la méthode fluorimétrique peuvent ne pas détecter un pigment spécifique mais un ensemble de pigments en même temps dans la

4 Le test de Shapiro-Wilk peut être interprété comme le coefficient de détermination entre la série des quantiles générées à partir de la loi normale et les quantiles empiriques obtenues à partir des données. Plus sa valeur est élevée, plus la compatibilité avec la loi normale est crédible.

5 Le test du Khi-2 permet de conclure si deux variables qualitatives nominales sont indépendantes ou dépendantes.

6 Une p-value, qui signifie valeur de probabilité, est une mesure statistique comprise entre 0 et 1. Elle est utilisée pour un test d'hypothèse.

7 Q-Q plot : quantile-quantile plot (traçage des quantiles d'une distribution versus les quantiles d'une autre distribution). Il permet de comparer graphiquement les distributions de 2 échantillons pour savoir si elles sont identiques.

même mesure. En revanche, la mesure HPLC peut donner des concentrations spécifiques à un seul pigment bien déterminé.

- Comme une fonction géographique : la localisation géographique peut influencer la normalité entre les données de la Chl- a^{HPLC} et les données de fluorescence.
- En fonction des populations et des pigments phytoplanctoniques : la variabilité taxonomique des espèces phytoplanctoniques peut influencer la normalité entre les données de la Chl- a^{HPLC} et les données de fluorescence.
- En fonction de la période de l'année.

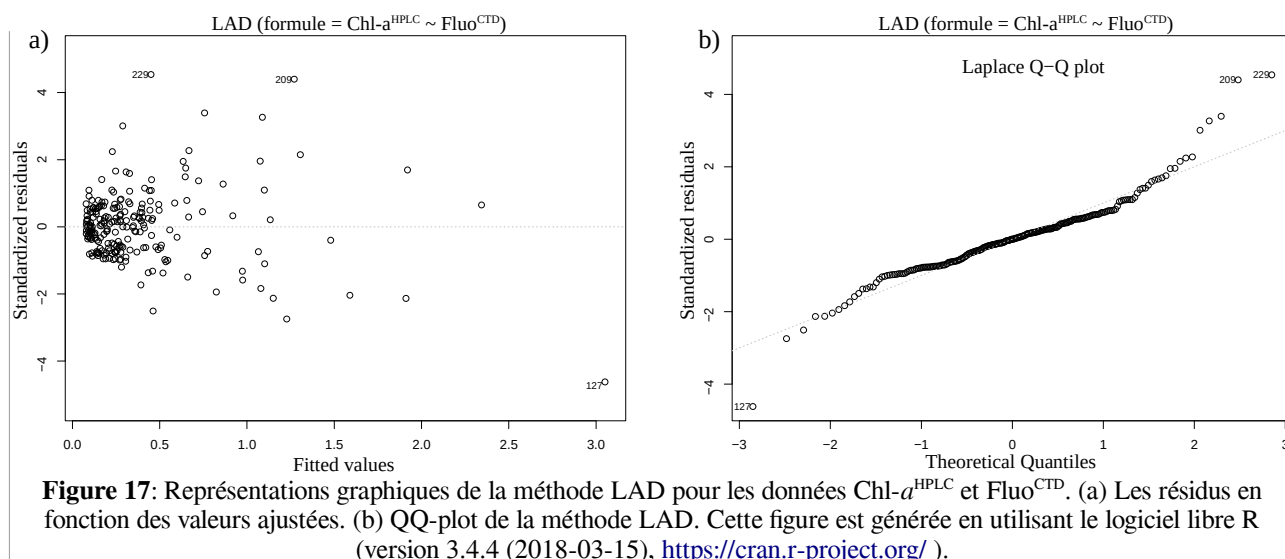
2.2. Modèles de régression linéaire

Dans notre travail, nous ne pouvons pas appliquer n'importe quelle régression linéaire sur les données de Chl- a^{HPLC} et les données Fluo $^{\text{CTD}}$ car les données ne suivent pas la loi normale. Cependant, il existe des méthodes de régression simple que nous pouvons appliquer quand les données ne suivent pas la loi normale (Legendre, 2012 ; Legendre et Legendre, 2012). En effet, la régression linéaire simple de modèle II utilise 4 méthodes différentes : major axis (MA), standard major axis (SMA), ranged major axis (RMA) et ordinary least squares (OLS). Les 3 premières méthodes nécessitent des données normales bivariantes (Legendre et Legendre, 2012), ce qui n'est pas notre cas, en revanche, OLS peut être appliquée quand la distribution des données n'est pas normale bivariante (Legendre et Legendre, 2012). Nous avons également testé la méthode de la déviation absolue des résidus¹ (Least Absolute Deviations method (LAD)) sur toutes les données *in-situ* Chl- a^{HPLC} et Fluo $^{\text{CTD}}$. La méthode LAD ne nécessite pas la normalité des données (Chen et al., 2008), elle minimise la somme des écarts absolus et non la somme des écarts carrés contrairement à la méthode OLS.

Application de la méthode LAD

Le modèle de régression linéaire estimé par déviation des valeurs absolues des résidus entre les 2 variables Chl- a^{HPLC} et Fluo $^{\text{CTD}}$ sur toute la colonne d'eau (de 0 à 200 m de profondeur) a donné un intercepte égale à 0,0738 et une pente de 2,3812. En effet, pour évaluer graphiquement l'ajustement des données par rapport au modèle LAD, nous avons tracé le QQ-plot selon la formule : Chl- $a = a$ (Fluo) + b, ainsi que les résidus standards par rapport aux valeurs ajustées (Figure 17).

¹ Résidu : est souvent associé à la régression linéaire. C'est l'écart, pour un élément i , entre la valeur observée (y_i) de la variable à expliquer et celle fournie par le modèle mathématique (\hat{y}_i) (Minvielle et Souiah, 2003).



Application de la méthode OLS

Le modèle de régression linéaire estimé par les moindres carrés ordinaires des résidus entre les 2 variables Chl-a^{HPLC} et Fluo^{CTD} sur toute la colonne d'eau (de 0 à 200 m de profondeur) donne les paramètres représentés dans le tableau suivant:

Tableau 2: Constantes de la méthode OLS

	Intercepte	Pente	n	r	R ²	Angle
Résultats de la régression	0,09621293	2,255110	230	0,93	0,87	2,93 °

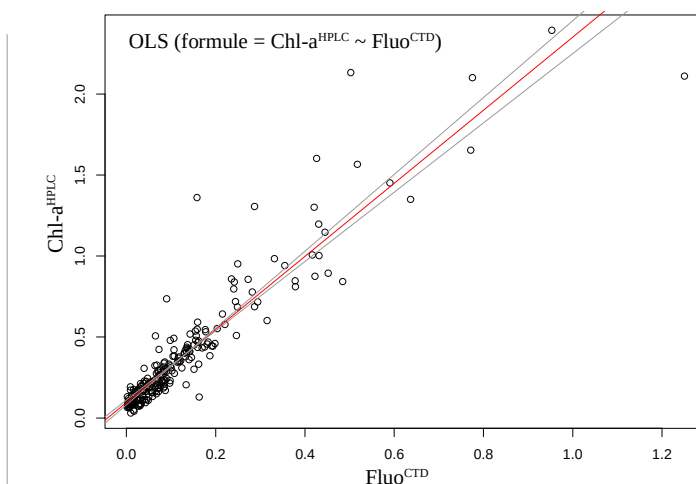


Figure 18: Régression linéaire de la méthode OLS, sur l'axe des X sont les données Fluo ($\mu\text{g/l}$), et l'axe des Y représente les données Chl-a (mg m^{-3}). Cette figure est générée en utilisant le logiciel libre R (version 3.4.4 (2018-03-15), <https://cran.r-project.org/>).

Cette méthode calcule les 2 résidus par rapport à 2 variables sur les axes des abscisses et des ordonnées. En effet, la pente de la droite de régression est la moyenne des 2 pentes calculées pour les 2 axes. Dans notre cas, l'angle entre les 2 droites de régression est de 2,93 ° (Figure 18).

2.3. Effet "Quenching"

Afin de déterminer la proportionnalité du pigment chlorophyllien par rapport à la fluorescence totale, le rapport ($\text{Chl-}a^{\text{HPLC}} / \text{Fluo}^{\text{CTD}}$) est calculé à chaque profondeur dans toutes les stations de mesures *in-situ*. Par la suite, une moyenne de ces rapports est estimée sur des intervalles de profondeurs présentés sur le Tableau 3. Les résultats des ratios moyens sont présentés sur la Figure 19.

Tableau 3: Division de la colonne d'eau en plusieurs classes de profondeurs par rapport aux prélèvements *in-situ*

Classe de profondeur	1	2	3	4	5	6	7	8
Intervalle de profondeur	10 m	20-35 m	40-45 m	50-55 m	60-65 m	70-75 m	80-85 m	90-100 m

La profondeur est considérée comme un proxy de la lumière. En effet, les moyennes des rapports représentent un gradient surface-fond (Figure 19). Ce gradient est expliqué par la présence des Non-Photochemical Quenching (NPQ) (Quenching non photochimique) qui représentent un important problème pour l'estimation de la $\text{Chl-}a^{\text{F}}$ (Cullen et Lewis, 1995). Il existe plusieurs méthodes pour corriger l'effet de NPQ (Behrenfeld et Boss, 2006 ; Sackmann et al., 2008 ; Xing et al., 2012). Dans notre travail, une division de la colonne d'eau en fonction de la stabilité des rapports a été effectuée (Figure 19). En effet, 3 classes de profondeur ont été déterminées sous le nom d'Indice Quenching de la Chlorophylle « Chlorophyll Quenching Index » (CQI) (Tableau 4). Chaque classe peut être sensible aux effets des NPQ « Non-Photochemical Quenching ». Cette sensibilité décroît avec la profondeur (Figure 19), c'est-à-dire avec la diminution de la lumière.

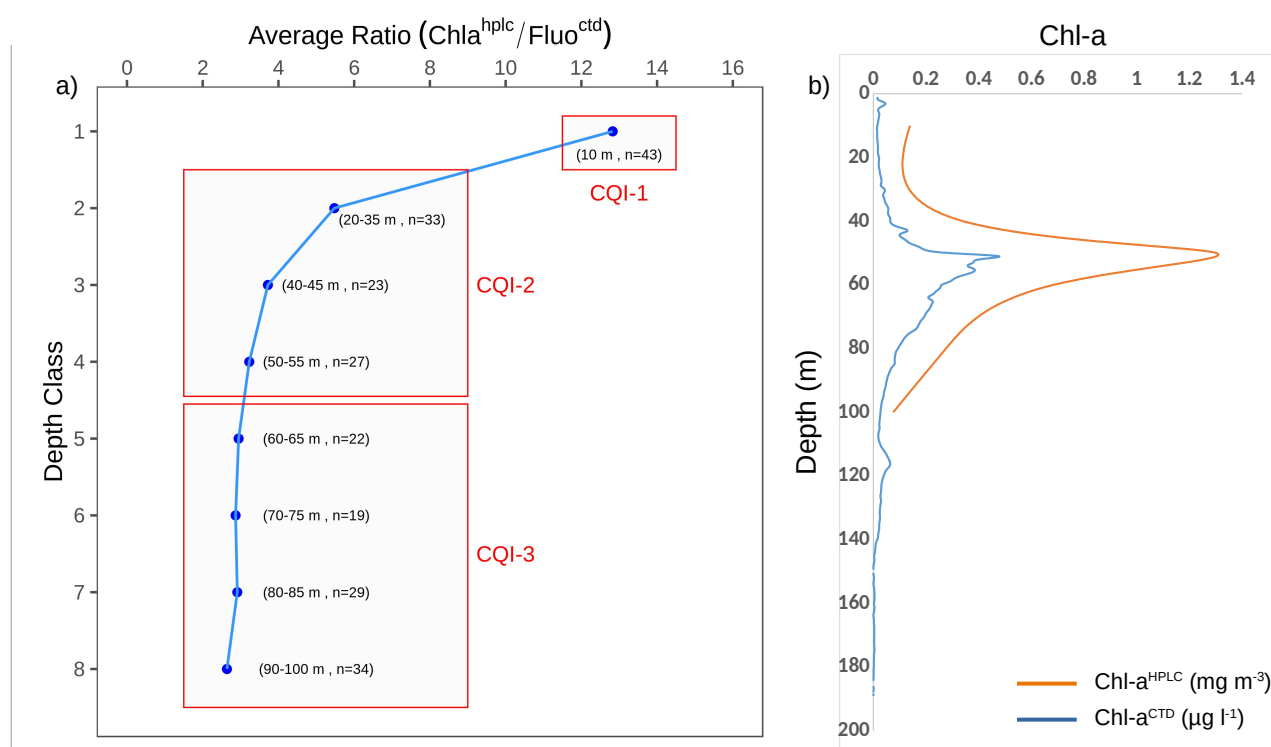


Figure 19: La variabilité de la $\text{Chl-}a^{\text{HPLC}}$ et Fluo^{CTD} : (a) La variabilité du ratio ($\text{Chl-}a^{\text{HPLC}} / \text{Fluo}^{\text{CTD}}$) en fonction de la profondeur. (b) Les données $\text{Chl-}a^{\text{HPLC}}$ et Fluo^{CTD} en fonction de la profondeur (station : 37,097 °N et 3,242° E). Cette figure est générée en utilisant le logiciel libre R (version 3.4.4 (2018-03-15), <https://cran.r-project.org/>)

Afin de mieux éliminer les effets des NPQ, nous avons appliqué les 2 méthodes OLS et LAD sur les données de chaque classe séparément pour calculer les valeurs de $\text{Chl-}a^{\text{F}}$. Par ailleurs, le standard

déviations (SD) ainsi que le coefficient de variation (CV) des résultats $\text{Chl-}a^F$ de chaque modèle pour les 2 méthodes ont été évalués. Les résultats des valeurs de SD et CV sont représentés dans la (Figure 20a).

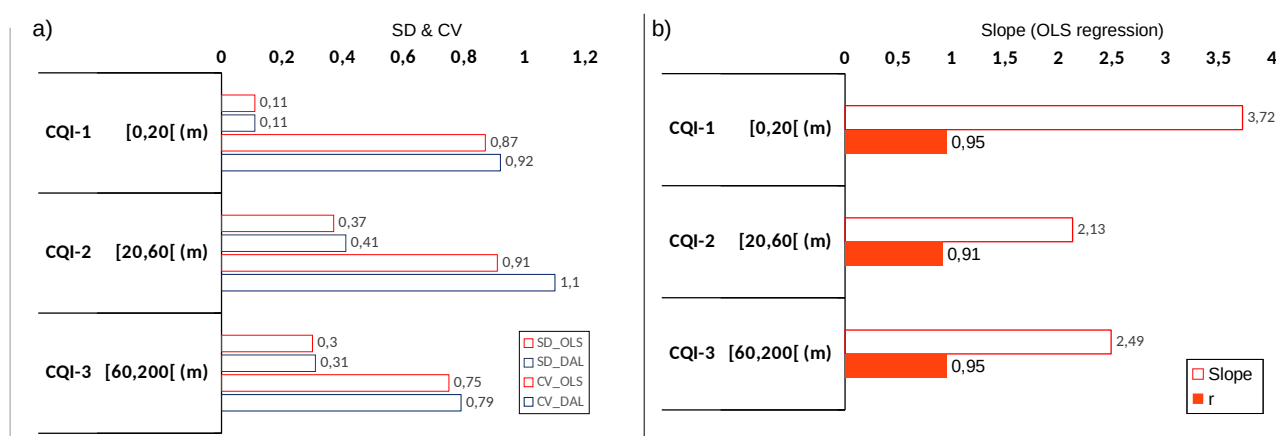


Figure 20: Constantes du modèle de régression linéaire entre les données Fluo et les données $\text{Chl-}a^{\text{HPLC}}$. (a) Le coefficient de variation (CV) et le standard déviation (SD) des deux modèles de régression linéaire dans les trois classes de CQI. (b) La pente et le coefficient de corrélation 'r' de la méthode OLS. Cette figure est générée en utilisant le logiciel libre R (version 3.4.4 (2018-03-15), <https://cran.r-project.org/>)

Dans notre étude, la méthode OLS (Figure 20b) est la mieux adaptée pour l'estimation de la $\text{Chl-}a^F$. La régression OLS est l'une des principales techniques utilisées pour estimer les paramètres des modèles à effets mixtes (évaluer l'accord et les erreurs de mesure entre les deux variables (Legendre et Legendre, 1998 ; Warton et al., 2006)). Les caractéristiques de chaque classe de CQI sont représentées dans le Tableau 4 sous forme de calculs statistiques de la méthode OLS qui sera retenue dans notre travail pour estimer la $\text{Chl-}a^F$.

Tableau 4: Chlorophyll Quenching Index (CQI)

Model	Class	Depth (m)	N° point	Chl-a range (mg m^{-3})	Slope	r	R ²	RMSD ¹
OLS-1	CQI-1	[0-10]	43	[0.074 , 1.000]	3.716	0.95	0.91	0.042
OLS-2	CQI-2]10-60[83	[0.156 , 2.815]	2.127	0.91	0.84	0.151
OLS-3	CQI-3	[60-200]	104	[0.101 , 1.941]	2.490	0.95	0.91	0.100

Les valeurs élevées du CV au niveau de la CQI-2 (Figure 20a) montrent que la variabilité de la $\text{Chl-}a$ dans cette classe est due à d'autres facteurs que l'effet des NCQ. En effet, la DCM est située généralement dans cette classe de profondeur et peut être très variable en allant de l'Ouest vers l'Est. En revanche, la variabilité au niveau de CQI-3 est plus au moins stable par rapport aux 2 autres classes. En effet, la variation de la pente (Figure 20b) des 3 modèles OLS en fonction de chaque classe de profondeur a donné des estimations proches des valeurs de la $\text{Chl-}a^{\text{HPLC}}$ (Figure 21), sachant que la pente a varié de la surface vers le fond avec environ 33%.

¹ RMSD : Root Mean Square Deviation.

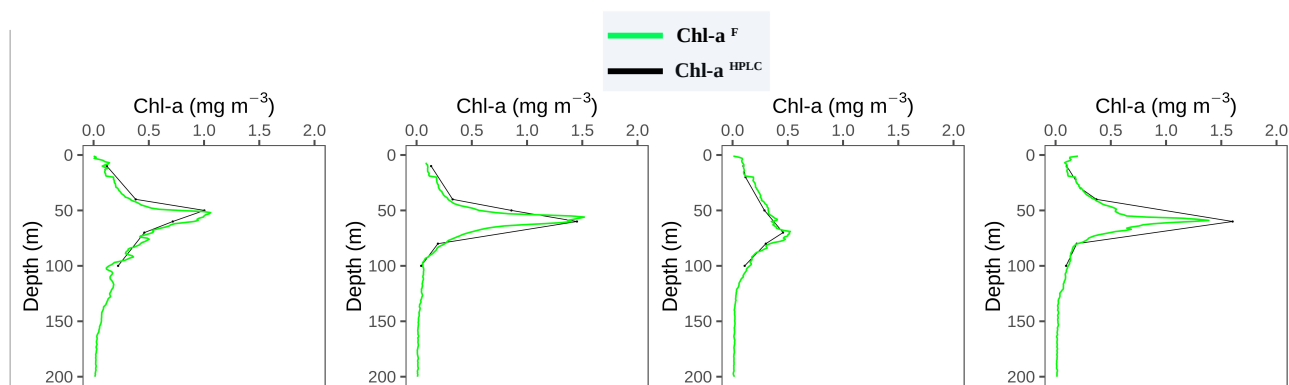


Figure 21: Les données de la Chl-*a* à partir des mesures HPLC (en noir) et les profils estimés à partir des données continues de la Fluorescence (Chl-*a*^F). Cette figure est générée en utilisant le logiciel libre R (version 3.4.4 (2018-03-15), <https://cran.r-project.org/>).

Au delà de la profondeur à laquelle le phytoplancton ne peut pas faire de photosynthèse, il existe un signal $Fluo^{CTD}$ sur les profils continus. Ce dernier cause des erreurs sur les estimations de la Chl-*a*^F dans les plus grandes profondeurs au-delà de la couche de mélange (Xing et al., 2012 ; Lavigne et al., 2012). Ces grandes profondeurs sont déterminées par un seuil qui en fonction du mouvement des masses d'eau (Xing et al., 2012). Si les eaux sont mélangées (mouvement vertical), une profondeur sera fixée en fonction de la couche de mélange (MLD¹) selon la formule: $Z_{SeuilChla} = MLD + 100\text{ m}$. Sinon, pour les eaux stratifiées, une profondeur est fixée directement à $Z_{SeuilChla} = 300\text{ m}$. Nous avons fixé cette profondeur à 300 m en raison des données *in-situ* utilisées qui ont été récoltées en saison de stratification l'été 2014 dans le AB. En effet, nous avons calculé la déviation du fluorimètre comme le préconisent Lavigne et al., (2012). La méthode consiste à faire la moyenne (β) de toutes les valeurs de la $Fluo^{CTD}$ situées à des profondeurs > 300 m et la soustraire des valeurs de $Fluo^{CTD}$ (profils verticaux) comme suit: $Chla^F = a * (Fluo^{CTD} - \beta)$, avec 'a' qui représente la pente. Le β trouvé est équivalent à $-0,008711$, et il est < RMSD (Tableau 4) des 3 modèles trouvés pour chaque classe de CQI. Nous n'avons pas appliqué la correction de cette déviation à cause de la valeur très faible de β que nous avons considéré comme négligeable.

3. Données *in-situ* vs données satellitaires

La campagne SOMBA-2014 est réalisée entre Août et Septembre 2014. Généralement les conditions météorologiques pendant cette période estivale sont favorables pour les mesures satellitaires. Les perturbations nuageuses sont moins importantes par rapport à la période hivernale. Afin de vérifier la disponibilité spatiale et temporelle des données satellitaires qui sont en concomitances avec les données *in-situ* (Figure 22). Nous avons réalisé un petit programme sur IDL² qui met en évidence sur la même carte une superposition 5 séries de données on a: la variabilité de la Chl-*a* satellitaire de

¹ MLD : est définie comme étant la profondeur à laquelle la température de surface augmente de 0,2°C. La densité de cette couche de mélange est définie comme la densité de surface de l'eau plus la différence de densité par l'augmentation de la température de l'eau de 0,2°C.

² IDL : Interactive Data Language (Software).

surface, la position géographique des stations *in-situ* SOMBA, la direction de la vitesse du courant de surface (courant géostrophique) et les anomalies de la surface de la mer (SLA). Cette procédure est appliquée sur tous les jours d'échantillonnage *in-situ*, le résultat est représenté sur la Figure 22.

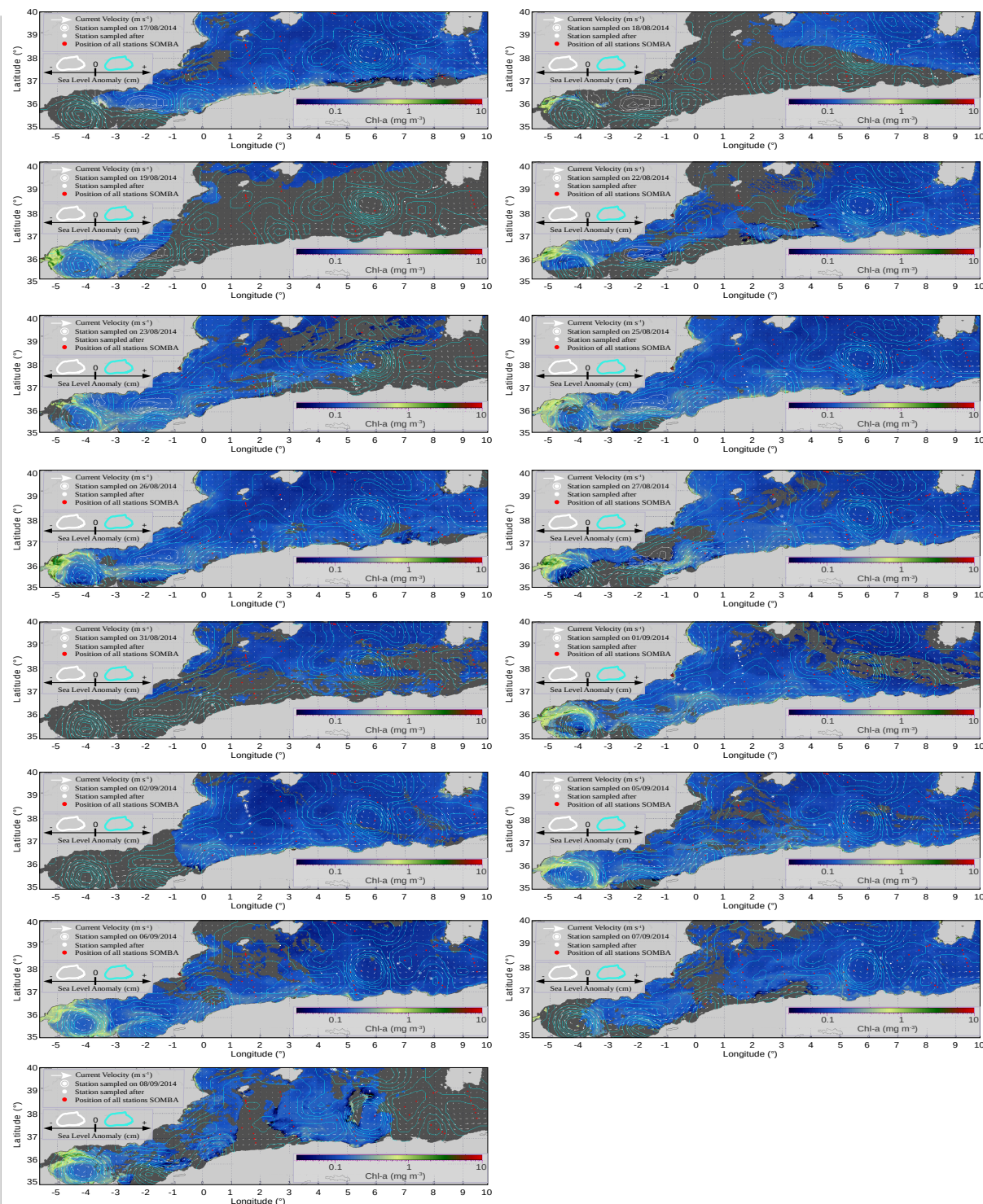


Figure 22: Chl-a satellitaire (mg m^{-3}), vitesse de courant (la flèche représente $0,5 \text{ m s}^{-1}$) et l'anomalie de la surface de la mer associés aux données SOMBA-14. Cette figure est générée en utilisant le langage IDL version 7.1 (2009).

4. Atténuation de la lumière avec la profondeur

L'étude de la profondeur de détection optique du satellite vis-à-vis des composants optiquement

significatifs (principalement la Chl-*a* et les SPM) dans le AB est primordiale. En effet, la profondeur d'atténuation de la lumière dans l'eau influence l'estimation de la Chl-*a* par les algorithmes bio-optiques. Ces dernières donnent des résultats en fonction de l'énergie lumineuse pénétrant dans l'eau, paramètre indispensable à la photosynthèse (Cullen, 2001b). Néanmoins, la plupart de cette énergie est absorbée par les particules biologiques ou non-biologiques dans la couche d'eau traversée (de la surface vers le fond) (Figure 23).

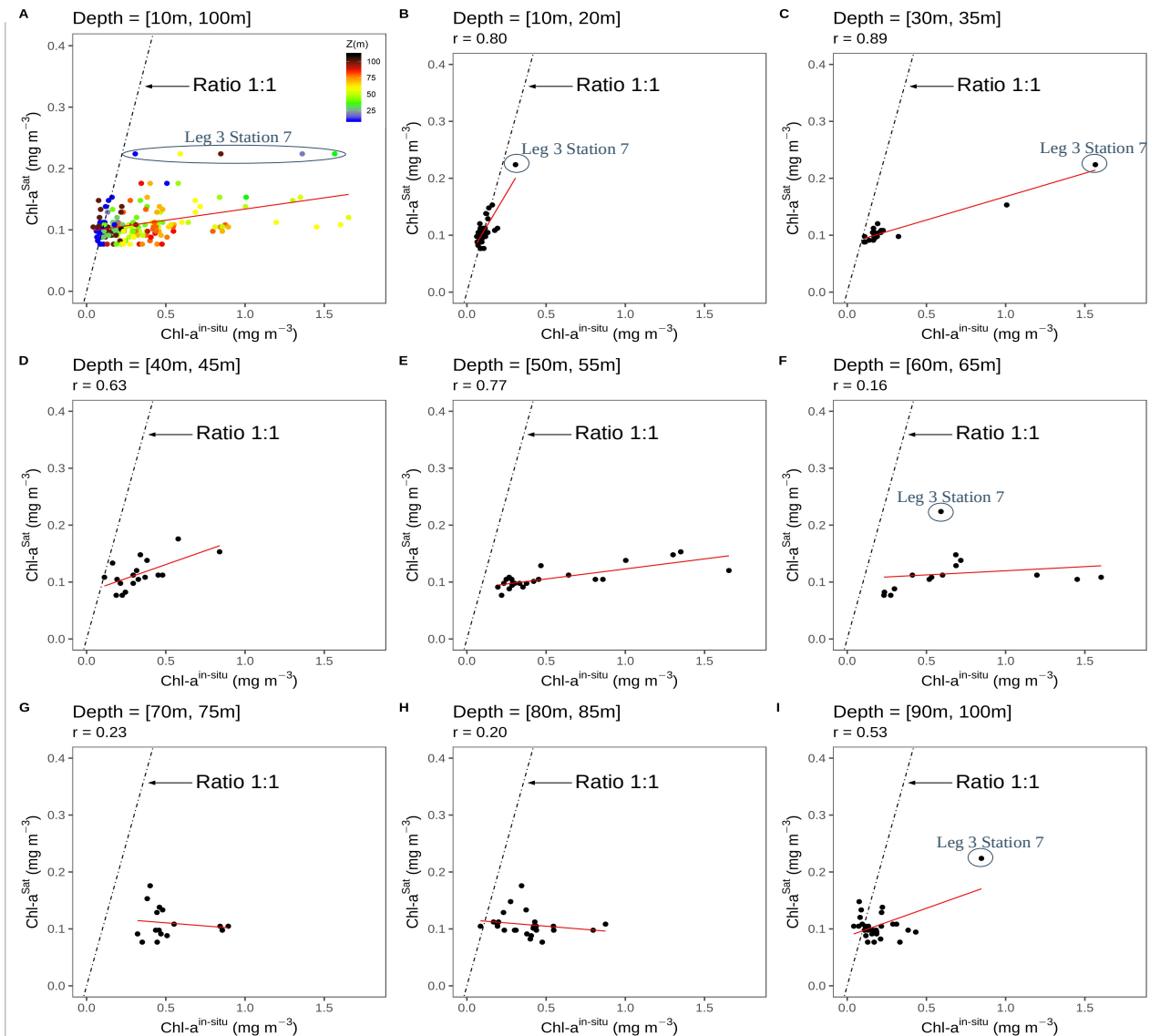


Figure 23: Corrélation entre des données MODIS-Aqua et les données *in-situ* SOMBA-2014 à plusieurs profondeurs. Cette figure est générée en utilisant le logiciel libre R (version 3.4.4 (2018-03-15), <https://cran.r-project.org/>).

Cependant, si la quantité de ces particules est importante sur les premiers mètres de surface, l'énergie sera atténuée très rapidement et ne peut pas atteindre les couches les plus profondes. Par conséquent, la quantification de la Chl-*a* par capteurs satellitaires peut ne pas donner une estimation sur les valeurs maximales de la production phytoplanctonique qui peuvent se trouver dans des couches sous-jacentes (Barbieux et al., 2018 ; Gordon et McCluney, 1975), c'est-à-dire sous la couche de mélange (Cullen et

Eppley, 1981 ; Fasham et Platt, 1985 ; Kessouri et al., 2018 ; Raimbault et al., 1993 ; Tripathy et al., 2015). En effet, la DCM est un paramètre important pour contrôler les efflorescences algales (Chiswell, 2011 ; Nelson et Smith, 1991 ; Sverdrup, 1953).

Afin de mieux déterminer la profondeur de détection optique par satellite dans les eaux du AB, une série de corrélation entre les mesures *in-situ* (SOMBA-2014) et les données satellitaires (MODIS-Aqua) à plusieurs profondeurs est réalisée (Figure 23). Une meilleure corrélation est observée entre 10 et 20 m de profondeur. Cela signifie que le satellite (MODIS-Aqua) peut donner des estimations plus au moins proches de la réalité sur cet intervalle de profondeur (0 à 20 m). Cependant, dans le AB, la DCM au mois d'Août est située entre 60 et 70 m de profondeur (Kessouri et al., 2018b). Tandis qu'en période hivernale, la DCM se trouve au-dessus d'une forte thermocline saisonnière à environ 20 et 25 m de profondeur (Cotroneo et al., 2016).

Sur le nuage de point de la Figure 23A, nous remarquons distinctement le décalage de la station 7 du Leg-3 par rapport aux autres points. Les valeurs élevées de cette station ont beaucoup influencé la distribution du nuage de points ainsi que les coefficients de corrélation linéaire pour les différentes profondeurs (Figure 23). En revanche, la Figure 24 montre la distribution verticale de la station 7 du Leg-3 ainsi que la variabilité spatiale et temporelle de la Chl-*a* au tour de cette dernière. En effet, cette station est située à l'Ouest du AB à proximité d'un gradient de concentration de Chl-*a* (Figure 24). En outre, la présence de tourbillons à cet endroit (Millot et Taupier-Letage, 2005) influence la distribution verticale de la Chl-*a* (Figure 24) par rapport au reste du bassin. Pour cette raison, les points caractéristiques comme la station 7 du Leg-3, seront enlevés dans les corrélations abordées dans le chapitre III.

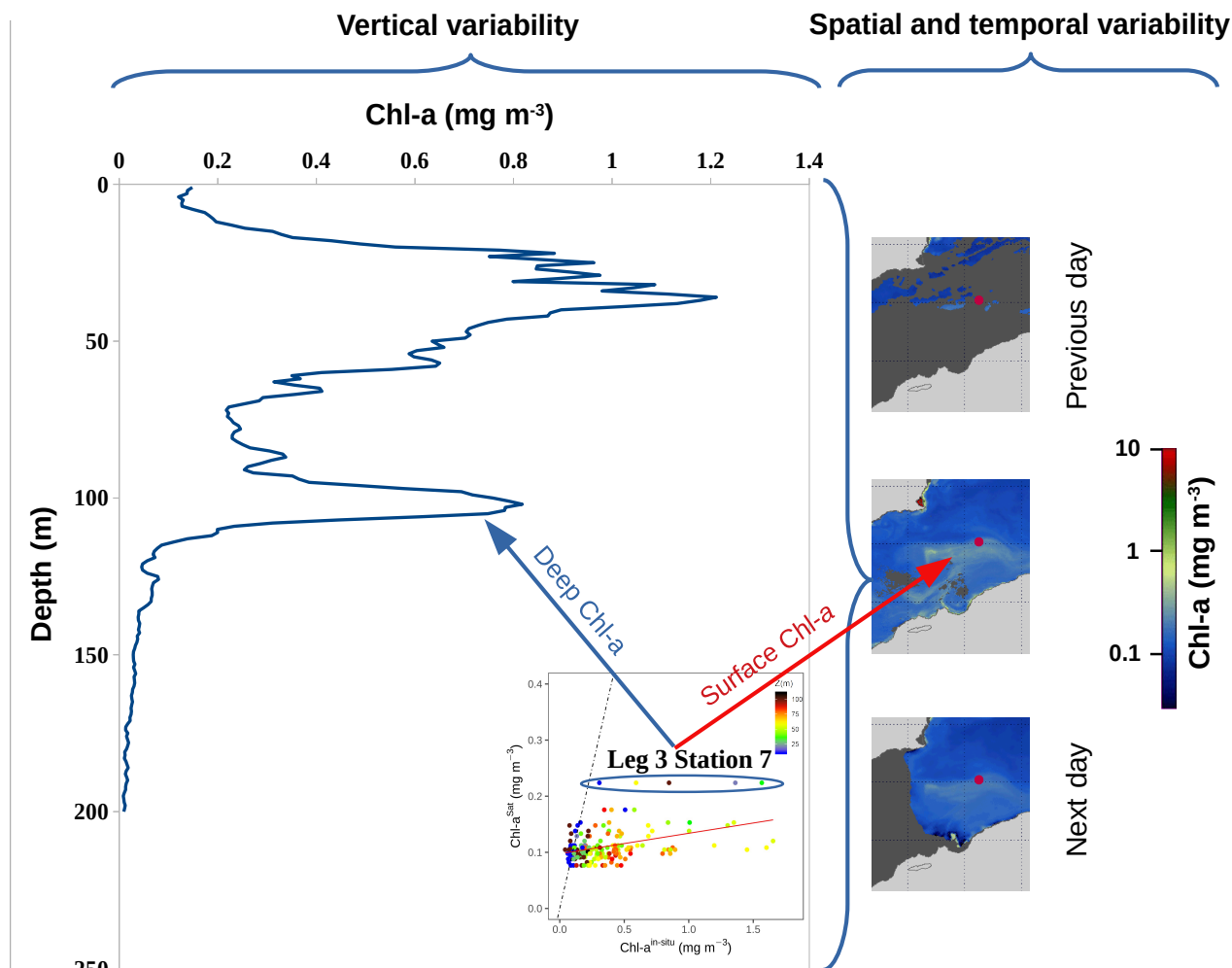


Figure 24: La distribution verticale de la Chl-*a* ainsi que la variabilité spatio-temporelle de la Chl-*a* satellitaire en surface de la station 7 du Leg-3 (station : 37,07°N 0,219°W). (a) La distribution verticale de Chl-*a* à la station 7. (a') La corrélation entre les données *in-situ* et satellitaires de la Figure 23. (b) Représentation spatiale de la Chl-*a* du jour avant le jour de prélèvement dans la station 7. (c) Représentation spatiale de la Chl-*a* du jour de prélèvement de la station 7. (e) Représentation spatiale de la Chl-*a* du jour après le jour de prélèvement dans la station 7. Cette figure est générée en utilisant le logiciel libre R (version 3.4.4 (2018-03-15), <https://cran.r-project.org/>).

4.1. Le k_d en surface

Le coefficient d'atténuation diffuse ($K_d(\lambda)$) a été calculé dans ce travail à la longueur d'onde 488 nm. Cette dernière est utilisée pour l'estimation de la Chl-*a* par l'algorithme OC3M (annexe 4). Le $K_d(\lambda)$ est calculé en utilisant la formule développée et modifiée par Lee, 2005 ; O'Reilly et al., 2000 ; Werdell et Bailey, 2005 ; Werdell et Roesler, 2003. A titre indicatif, le calcul du K_d à 490 nm est généralement utilisé pour les eaux non-oligotrophes où le $K_d(490) > 0,25 m^{-1}$ (O'Reilly, Maritorea, O'Brien, et al., 2000). D'autre part, l'algorithme OC3M utilise le ratio $R_{rs}(443)/R_{rs}(547)$ pour l'estimation de la Chl-*a* dans les zones oligotrophes qui ont des concentrations de Chl-*a* $< 0,20 mg m^{-3}$ (Hu et al., 2012). En parallèle, l'algorithme OC3M utilise le ratio $R_{rs}(488)/R_{rs}(547)$ pour l'estimation de la Chl-*a* dans les zones non-oligotrophes. Pendant la période estivale dans le AB, les concentrations de la Chl-*a* en surface $< 0,20 mg m^{-3}$ (annexe 4).

Les valeurs maximales de la Chl-*a* sont dans l'intervalle de $K_d(488)$ entre $0,015\text{ m}^{-1}$ et $0,05\text{ m}^{-1}$. En effet, la profondeur de pénétration de la lumière dans le large du AB peut atteindre donc un maximum de 65 m en Août et Septembre (Figure 25) ce qui pourrait expliquer la clarté de ses eaux en surface.

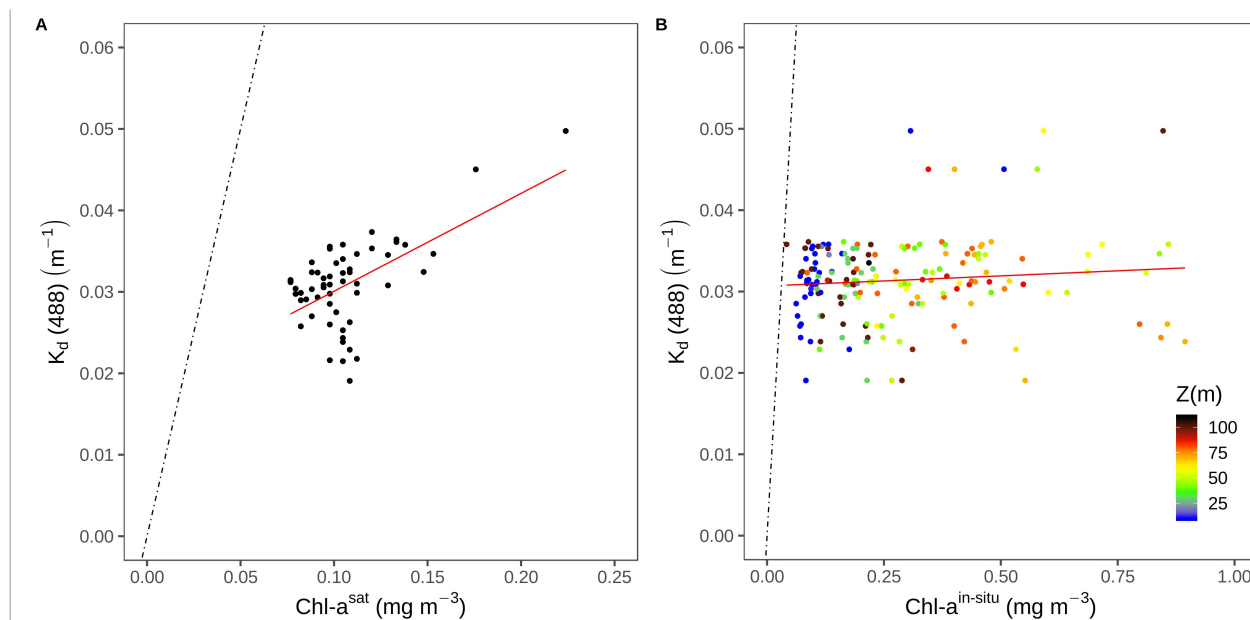


Figure 25: Variabilité du coefficient d'atténuation de la lumière (satellitaire) en fonction de la concentration de la Chl-*a* (Satellitaire et HPLC). La ligne pointillée représente le ratio 1:1. (A) Le k_d satellitaire à 488 nm en fonction de la concentration de la Chl-*a* satellitaire en surface. (B) Le k_d satellitaire à 488 nm en fonction de la concentration de la Chl-*a* *in-situ* (HPLC) entre 0 et 100 m de profondeur calculé par Éq.9. Cette figure est générée en utilisant le logiciel libre R (version 3.4.4 (2018-03-15), <https://cran.r-project.org/>).

Le nuage de point sur la Figure 25A devrait avoir une forme linéaire, or ce n'est pas le cas pour les données utilisées dans notre travail. En effet, les données utilisées sur le plot de la Figure 25A sont des données échantillonnées en Août et début Septembre, c'est-à-dire à la période de très faible production en surface dans les zones oligotrophes comme le bassin Algérien. Cela signifie que l'algorithme OC3M pour cette période utilise le rapport de réflectance pour les eaux oligotrophes, c'est-à-dire la longueur d'onde 443 nm (Hu et al., 2012) (Figure 26c et Figure 26d). Cependant, sur le site *OceanColor*, il n'existe pas encore de données directement disponibles du $K_d(443)$. D'après Gordon et al. (1983) le rapport entre les réflectances du bleu ~ 443 nm et vert ~ 555 nm fournit un index raisonnable des propriétés biologiques de la colonne d'eau. Cela est adapté pour les concentrations de Chl-*a* les plus faibles comme c'est le cas du AB (Figure 26c). En revanche, en hiver le rapport utilisé sur la grande partie du bassin est celui des réflectances $Rrs_{ratio}(488\backslash 547)$ (Figure 26a et Figure 26b). Il est désormais indispensable de calculer le $K_d(443)$ pour MODIS dans les zones avec des concentrations de Chl-*a* $< 0,2\text{ mg m}^{-3}$.

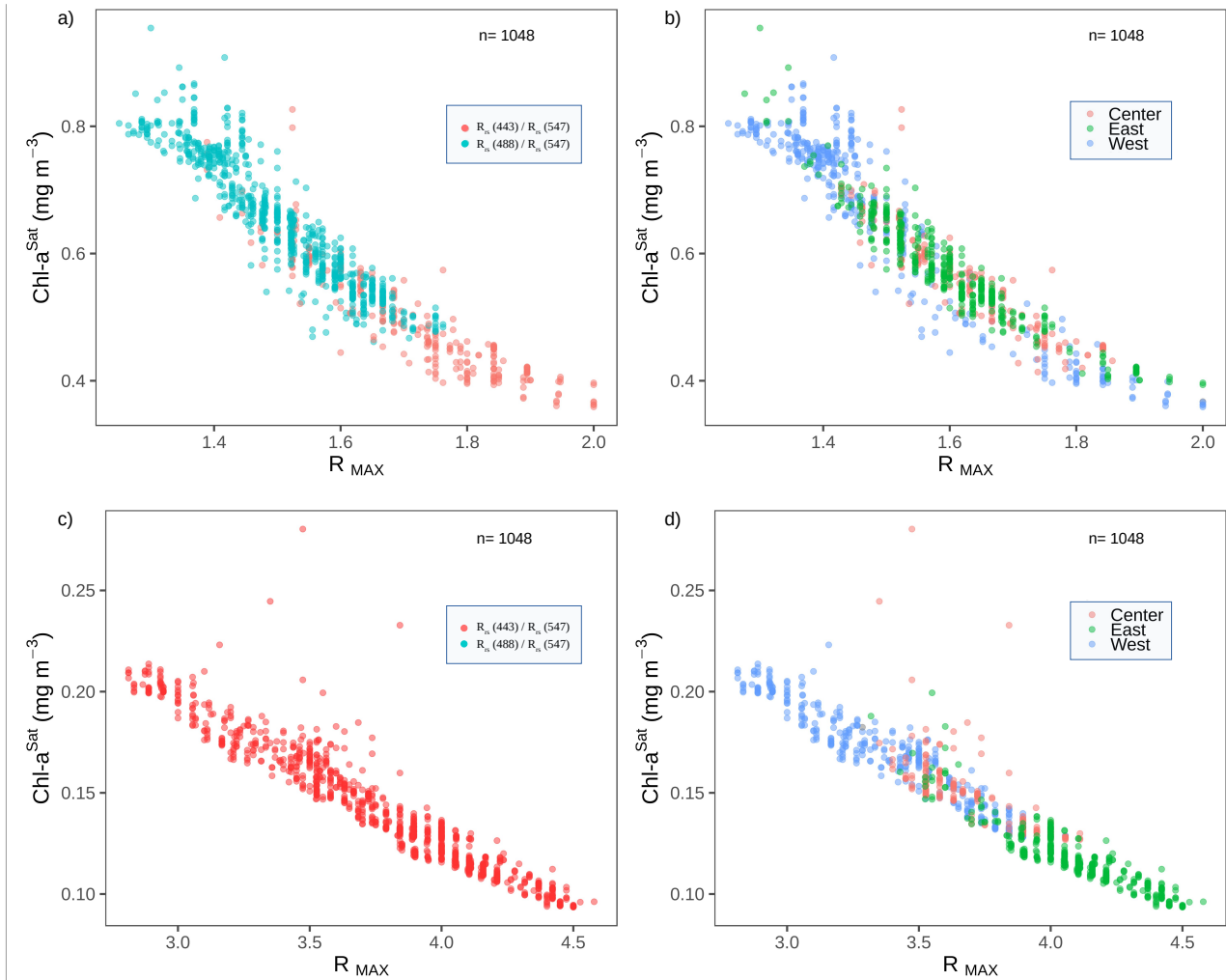


Figure 26: La comparaison entre les données Chl-*a* de l’algorithme OC3M et les rapports R_{MAX} dans le AB, calculé dans un intervalle de longitude entre 2,2°W et 8,7°E et un intervalle de distance entre 0 et 120 mètre. (a) et (b) La variabilité de la Chl-*a* en fonction du R_{MAX} utilisé en hiver (exemple de données du 14/02/2014) et leur localisation géographique. (c) et (d) La variabilité de la Chl-*a* en fonction du R_{MAX} utilisé en Été (exemple de données du 25/08/2014) et leur localisation géographique. Cette figure est générée en utilisant le logiciel libre R (version 3.4.4 (2018-03-15), <https://cran.r-project.org/>).

4.2. Profil vertical du k_d dans le AB

Le coefficient d’atténuation est calculé aussi sur la base des données *in-situ* de la Chl-*a* en utilisant l’Éq. 17, proposée pour la première fois par Riley et al. (1956). Les constantes de cette formule ont été modifiées et adaptées par d’autres auteurs par la suite (Baker et Smith, 1982 ; Doron et al., 2007 ; Gordon, 1989 ; Nelson et Smith, 1991 ; O’Reilly et al., 2000):

$$K_d = K_w + K_c(C h l a) + K_x \quad \text{Éq. 17}$$

Le K_w est le coefficient d’atténuation partielle de l’eau. L’équation de calcul du K_w a été donnée par Smith et Baker, (1981), adaptée ensuite par O’Reilly et al., (1998) en appliquant les nouveaux coefficients d’absorption de l’eau pure préconisés par Pope et Fry, (1997). Par exemple, la nouvelle valeur de $K_w(490)$ est égale à $0,016 m^{-1}$ (O’Reilly, Maritorena, O’Brien, et al., 2000) au lieu de $0,022 m^{-1}$ (selon les nouveaux tableaux des coefficients d’absorption de l’eau pure). Dans notre travail,

nous avons calculé le $K_w = a_w + 0,5b_w$ (Smith et Baker, 1981) avec les coefficients d'absorption adaptés par Pope et Fry, (1997) et les coefficients de diffusion de l'eau de mer dans Smith et Baker, (1981). Sur cette base, les coefficients d'atténuation de l'eau utilisés dans ce travail pour les différentes longueurs d'onde sont représentés dans le tableau suivant :

Tableau 5: Coefficient d'atténuation de l'eau pure

λ (nm)	412	443	469	488	490	531	547	555	645	667	678	Référence
a_w (m^{-1})	0.00452	0.00696	0.0106	0.0144	0.015	0.0434	0.0537	0.0596	0.325	0.436	0.461	(Pope et Fry, 1997)
b_{sw} (m^{-1})	0.0068	0.0049	0.0037	0.0031	0.0031	0.0022	0.002	0.00185	0.001	0.0008	0.00075	(Smith et Baker, 1981)
K_w (m^{-1})	0.00792	0.00941	0.01245	0.01595	0.01655	0.0445	0.0547	0.06052	0.3255	0.4364	0.4625	(Smith et Baker, 1981)
K_w (m^{-1})	0.01925	0.0167	0.01745	0.021	0.0217	0.0171	0.06275	0.0683	0.340	0.424	0.445	(Morel, 1988)
K_w (m^{-1})	0.00788	0.00937	0.01251	0.01593	0.01660	0.0445	0.05479	0.06053	0.3255	0.4344	0.4569	(Morel et Maritorea, 2001)

Cependant, nous avons considéré que $K_x = 0$. Le K_x est la contribution au coefficient d'atténuation diffuse par les autres matières dissoutes et en suspension qui ne sont pas associées au $K_c(Chla)$. Le $K_c(Chla)$ est le coefficient d'atténuation de la Chl-*a* lié aux phytoplanctons. Il est calculé en utilisant la formule suivante : $K_c(\lambda, Chla) = \chi_c(\lambda) * [Chla]^{e(\lambda)}$, qui utilise un coefficient χ_c et un exposant e tous les 2 en fonction de λ (longueur d'onde). $[Chla]$ est la concentration de la Chl-*a*. Les valeurs des deux variables (χ_c et e) utilisées dans ce travail sont présentées dans le tableau suivant (Morel, 1988):

Tableau 6: Les variables utilisées pour le calcul du $K_c(Chla)$

λ (nm)	412	443	469	488	490	531	547	555	645	667	678	Références
χ_c	0.113	0.10185	0.0841	0.0708	0.0690	0.1078	0.0418	0.0400	0.0445	0.05025	0.05125	(Morel, 1988)
e	0.6835	0.7055	0.703	0.703	0.702	0.707	0.6525	0.645	0.667	0.691	0.695	(Morel, 1988)
χ_c	0.1229	0.1076	0.08649	0.07413	0.07242	0.04829	0.04182	0.03996	0.0445	0.05025	0.05125	(Morel et Maritorea, 2001)
e	0.65365	0.67309	0.68501	0.68929	0.68955	0.67224	0.65259	0.64204	0.667	0.691	0.695	(Morel et Maritorea, 2001)

Finalement, le calcul de $K_d(\lambda, z)$ pour chaque longueur d'onde et à chaque profondeur z (en mètre) est réalisé selon la formule suivante :

$$K_d(\lambda, z) = K_w(\lambda) + K_c(\lambda, z, Chla) \quad \text{Éq. 18}$$

Le $K_d(\lambda, z)$ calculé pour les différentes concentrations de la Chl-*a* est représenté sur la Figure 27a en fonction du spectre visible de la lumière. Pour les concentrations de la Chl-*a* qui sont inférieures à 0,1 mg m⁻³, le K_d est très faible aux longueurs d'ondes 440 et 445 nm, c'est à dire plus profond (Figure 27b). En revanche, les concentrations de la Chl-*a* qui sont supérieures à 0,1 mg m⁻³ ont un K_d faible aux longueurs d'ondes 485, 490 et 495 nm (Figure 27b).

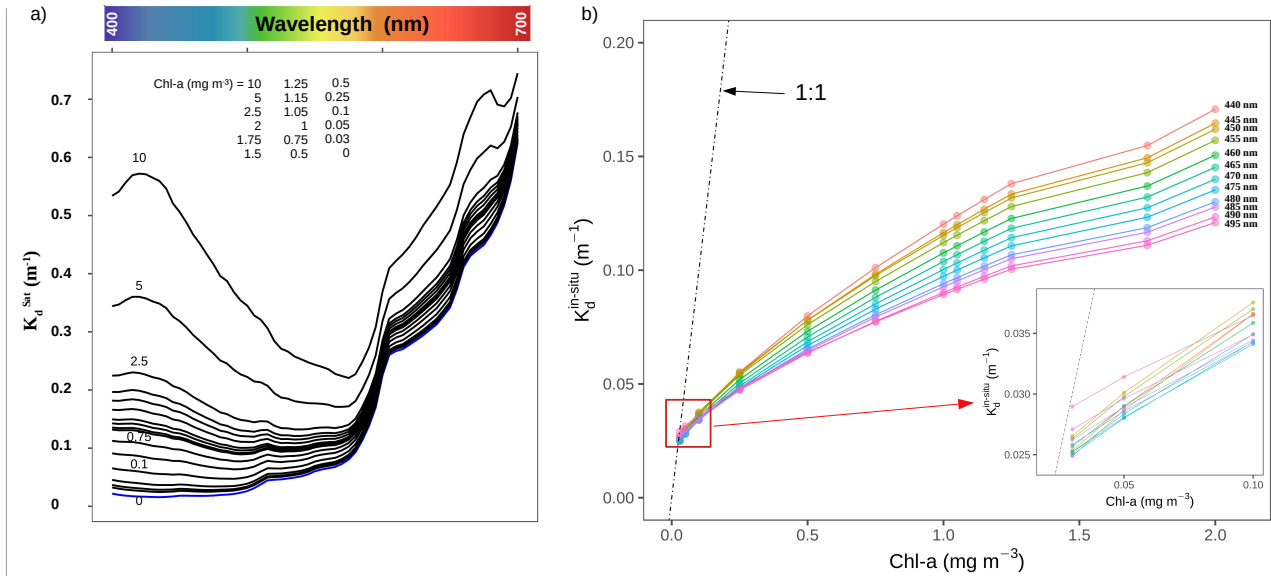


Figure 27: Les valeurs du coefficient d'atténuation diffuse calculées par le modèle de Morel (1988) pour les eaux du Cas-1. (a) La variabilité du k_d en fonction du spectre électromagnétique dans le visible pour différentes concentrations de la Chl-*a*. (b) La variabilité du k_d en fonction de la concentration de la Chl-*a* dans un intervalle de longueurs d'ondes bleu [440, 445, 450, 455, 460, 465, 470, 475, 480, 485, 490, 495] nm. Cette figure est générée en utilisant le logiciel libre R (version 3.4.4 (2018-03-15), <https://cran.r-project.org/>).

5. Le PAR « Photosynthetically Available Radiation »

L'irradiance spectrale descendante (E_d) peut être estimée à chaque profondeur (z) en utilisant la formule de Gordon, (1989):

$$E_d(\lambda, z) = E_d(\lambda, 0) e^{-K_d(\lambda, z)} \quad \text{Éq. 19}$$

Avec $K_d(\lambda, z)$ la fraction de la lumière atténuée en fonction de la profondeur (z):

$$K_d(\lambda, z) = - \left(\frac{1}{E_d(\lambda, z)} \right) \frac{dE_d}{dz} \quad \text{Éq. 20}$$

De la même manière que, le PAR, la fraction de la lumière du soleil efficacement disponible pour la photosynthèse du phytoplancton 'standard', est calculée à chaque profondeur par l'expression suivante :

$$PAR(z) = PAR(0^+) e^{-K_d(\lambda, z)} \quad \text{Éq. 21}$$

Le $PAR(0^+)$ est la fraction de la lumière disponible pour la photosynthèse en surface. Le $PAR(0^+)$ peut être exprimé sous forme de données journalières à partir des mesures MODIS-Aqua après application de l'algorithme proposé par Frouin et al. (1989) et O'Reilly et al. (2000). $K_d(\lambda, z)$ est le coefficient d'atténuation diffuse calculé à partir des données *in-situ* de la Chl-*a* (voir la section 4.2 du chapitre).

Dans le AB, la variabilité du PAR en surface est très liée à la saisonnalité de la région (Figure 28). Pendant l'hiver, le PAR en surface varie entre 10 et 15 $Ein\ m^{-2}\ day$ (Figure 28). En revanche, l'été, le PAR en surface varie entre 50 et 70 $Ein\ m^{-2}\ day$.

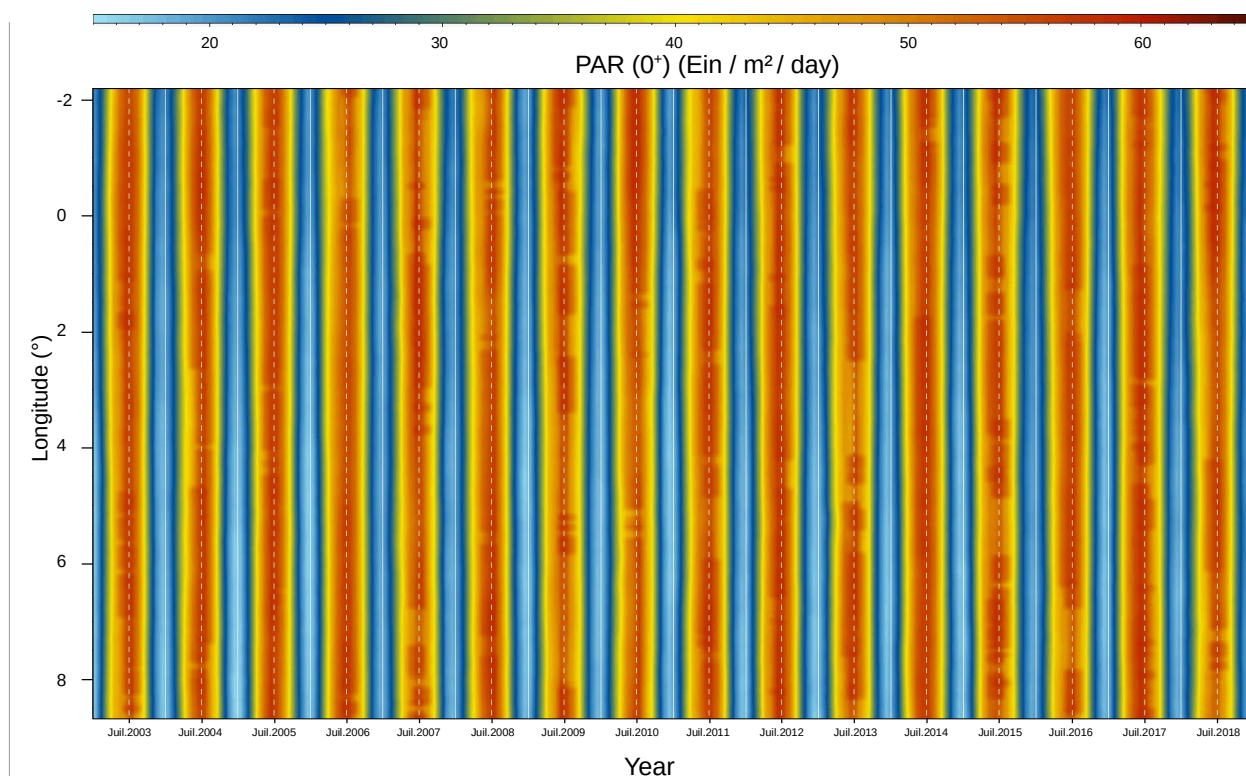


Figure 28: Variabilité interannuelle du $PAR(0^+)$ en surface estimée à partir des données MODIS-Aqua Niveau-2 entre 2003 et 2018 dans le AB. Cette figure est générée en utilisant le langage IDL version 7.1 (2009).

En profondeur, la variabilité du PAR a été calculée pour la longueur d'onde utilisée dans l'algorithme OC3M (488 nm) pour toutes les stations *in-situ* en appliquant l'Éq. 21 pour calculer le PAR et l'Éq. 20 pour calculer le k_d *in-situ* utilisé dans l'Éq. 21.

6. Décomposition de la série temporelle de la Chl-*a* MODIS

Il existe différentes manières d'analyser les données de séries chronologiques. Une façon de procéder est de la décomposer en différents éléments, et d'examiner ces éléments séparément ou encore de le faire de manière informelle en utilisant la fonction STL (*Seasonal-Trend decomposition of time series based on Loess*). Dans notre travail, nous avons retenu la méthode STL disponible dans le logiciel R (package *stl*) pour décomposer la moyenne de la série temporelle de la concentration de Chl-*a* entre 2003-2018. Le détail de la méthode est disponible dans Hafen (2016). La fonction STL décomposera la série temporelle en composantes saisonnières, de tendance et de données non expliquées, en utilisant la méthode de Loess¹ (*LOcally wEighted Scatterplot Smoothing*). Pour interpréter une série temporelle, nous la décomposons en ses éléments constitutifs comme suit :

$$\text{Serie Temporelle} = \text{Tendance} + \text{composante Saisonnière} + \text{données non expliquées}$$

Le calcul de la STL peut nous donner un premier aperçu de la structure d'une série chronologique et

¹ La régression Loess : (ou "lowess") est une méthode de régression non-paramétrique (c'est-à-dire qu'elle n'est pas associée à une équation, comme par exemple une régression linéaire ou polynomiale classique). Elle permet de produire des courbes lissées, ajustées à un nuage de point.

aide amplement à son interprétation.

7. L'algorithme OC5 de l'ifremer pour MODIS

7.1. La concentration de la Chl-*a*

L'algorithme OC5 pour l'estimation de la Chl-*a* est empirique, il fonctionne après l'application d'une LUT (*Look-Up Tables*), basée sur la radiance spectrale nL_w (voir Éq. 2 du chapitre I). Cet algorithme est développé par Gohin et al., (2002) à partir de l'algorithme OC4¹ du capteur SeaWiFS de la NASA. La Chl-*a* calculée par OC5 est corrigée en grande partie des effets des SPM et CDOM.

7.2. La matière en suspension particulaire

Le modèle semi-analytique retenu dans la suite de notre travail pour le calcul des SPM à partir des réflectances satellitaires est recommandé par Gohin et al., (2005). Les concentrations des SPM sont obtenues après l'inversion de la radiance marine du capteur MODIS en tenant compte de la concentration de la Chl-*a* calculée à priori par l'algorithme OC5 décrit par Gohin et al., (2002).

L'estimation des concentrations des SPM est effectuée à partir des radiances à 547 nm et 667 nm, après une première estimation de la concentration de la Chl-*a* en utilisant les radiances de 5 bandes spectrales: 412 nm, 443 nm, 488 nm, 531 nm et 547 nm. En fonction des valeurs de SPM trouvées, les concentrations finales conservées sont celles correspondant à :

- 547 nm si la concentration des SPM à 547 nm et 667 nm $< 4 \text{ g m}^{-3}$ (cas des eaux claires).
- 667 nm si la concentration des SPM à 547 nm et 667 nm $> 4 \text{ g m}^{-3}$ (cas des eaux non-claires).

Cela signifie que, si SPM (547) et SPM (667) sont faibles, nous choisissons la SPM (547), autrement nous restons sur la SPM (667). Ceci parce que $nL_w(667)$ est d'un mauvais rapport Signal/Bruit lorsque sa valeur est faible, nous utilisons donc $nL_w(547)$. En cas de valeurs négatives pour les 2 longueurs d'onde, la valeur de SPM est mise à $0,05 \text{ g m}^{-3}$. La fraction SPM est alors estimée par l'équation :

$$SPM = \frac{R' [a_w + b_{bw} + (a_{Chla}^* + b_{bChla}^*) Chla] - [b_{bw} + (b_{bChla}^* \times Chla)]}{b_{bp}^* - (a_p^* + b_{bp}^*) R'} \quad \text{Éq. 22}$$

Avec *Chla* est la concentration de la Chl-*a* estimée au préalable avec l'algorithme OC5. Le a_w et b_w sont respectivement, le coefficient d'absorption et de rétrodiffusion de l'eau de mer pure (voir l'Éq. 7 et Éq. 4 du chapitre I). Le a_{Chla}^* et b_{bChla}^* sont respectivement, le coefficient d'absorption spécifique et le coefficient de rétrodiffusion spécifique du pigment Chl-*a* (voir l'Éq. 8 et l'Éq. 5 du chapitre I). Le a_p^* et b_{bp}^* sont respectivement, le coefficient d'absorption spécifique et le coefficient de rétrodiffusion spécifique des SPM (voir l'Éq. 9 et l'Éq. 6 du chapitre I). Le R' est un terme intermédiaire de réflectance calculé à partir des radiances normalisées (nL_w), selon l'équation:

¹ OC4 : L'algorithme opérationnel de calcul des concentrations de Chl-*a* à proximité de la surface pour les données du capteur SeaWiFS (O'Reilly et al., 2000).

$$R' = \alpha_0 + \alpha_1 nL_w \quad \text{Éq. 23}$$

α_0 et α_1 sont estimés à partir de la régression linéaire entre R' et la nL_w satellitaire pour chaque longueur d'onde (547 et 667 nm). Le R' peut être relié aux coefficients d'absorption et de rétrodiffusion comme représenté dans l'équation (voir l'Éq. 7 et l'Éq. 4 du chapitre I pour définir les termes b_{bT} et a_T):

$$R' = \frac{b_{bT}}{a_T + b_{bT}} \quad \text{Éq. 24}$$

Les valeurs de chaque coefficient utilisé dans l'Éq. 22 sont définies suivant les paramètres et les constantes déterminés selon les références du tableau suivant :

Tableau 7: Formulation des IOP utilisés pour le calcul des SPM

Paramètres Optiques (en m ⁻¹)	Référence
α_0 et α_1	(Gohin et al., 2005)
b_{bw}	(Smith et Baker, 1981)
b_{bChla}	(Loisel et Morel, 1998; Morel, 1988)
b_{bp}	(Babin et al., 2003; Bowers et al., 2002)
a_p	(Bowers et al., 1998; Bowers et Mitchelson-Jacob, 1996)
<i>Chl-a</i>	(Gohin et al., 2002)

8. Données *in-situ* dans la baie de Bou-Ismaïl (zone côtière du AB)

Quatre campagnes en mer ont été réalisées entre Février, Mars et Avril 2017 (Tableau 8) dans la baie de Bou-Ismaïl. Plusieurs paramètres ont été échantillonnés. Les analyses ont été effectuées dans le laboratoire ECOSYSMARL de l'ENSSMAL.

Tableau 8: Coordonnées géographiques des stations et les paramètres mesurés durant les campagnes.

N° station	Latitude	Longitude	Date	Profondeur (m)	Paramètres
1	36.745556	2.748889	26/02/2017	[1 – 100] m	T, S, O ₂ , Chl- <i>a</i> , Tur, MES
2	36.724117	2.807879	12/03/2017		
3	36.724117	2.807879			
4	36,737549	2.793472			
5	36.761695	2.825546			
6	36.723901	2.78389			
7	36.62166667	2.439166667			
8	36.59555556	2.476944444			
9	36.64972222	2.684722222			
10	36.71162	2.679995			
11	36.61	2.588333333			
12	36.73385	2.747067			
13	36.612306	2.603406	10/04/2017		
14	36.733333	2.766667			

Conditionnement du matériel avant chaque campagne

Le matériel utilisé lors des sorties en mer (Tableau 8) a été conditionné comme suit :

- Rinçage à l'eau de robinet.

- Rinçage à l'eau acidulée préparée à partir d'acide chlorhydrique à 0,1 N.
- Rinçage à l'eau distillée.
- Séchage à l'étuve à 70 °C.

Prélèvements de l'eau

Le prélèvement des échantillons a été effectué à l'aide d'une bouteille Niskin de 5 L. Une fois les bouteilles de prélèvement remontées à bord, nous avons rincé 2 fois nos flacons avec l'eau de mer à analyser, puis nous avons rempli chaque flacon (pour les paramètres du Tableau 8, sauf pour la Température et la Salinité) de façon à ne pas provoquer des contaminations des échantillons qui ont été conservés dans des glacières à une température 4 à 6°C et à l'abri de la lumière et transportés directement au laboratoire.

8.1. Analyse de la Chl-*a*

La mesure des pigments chlorophylliens se base sur leurs caractéristiques spectroscopiques; absorption de lumière (spectrophotométrie). La Chl-*a* présente 2 bandes d'absorption lumineuse, l'une qui est forte dans le bleu (< 490 nm), l'autre moins forte dans le rouge (630-670 nm). La Chl-*a* est un paramètre *particulaire* qui, pour une mesure précise en laboratoire, nécessite la récolte du matériel en suspension par filtration, suivie d'une extraction du filtre par solvant (Aminot et Kérouel, 2004). L'analyse de la Chl-*a* passe impérativement par 4 étapes (voir annexe 2). Tout au long de la procédure d'analyse, on manipule à l'abri de la lumière pour éviter la dégradation de la Chl-*a* en phéopigments¹ (Aminot et Kérouel, 2004). Le détail de la méthode est décrit dans l'annexe 2.

8.2. Analyse de la matière en suspension

La méthode consiste à filtrer l'eau de mer sur membrane filtrante afin de retenir toutes les particules > 0,5 µm environ. La membrane est rincée, séchée à 105 °C et pesée avant et après filtration. La différence de poids permet de connaître la masse sèche totale de matières en suspension dans le volume filtré correspondant (Aminot et Kérouel, 2004). Le détail de la méthode est décrit en annexe 2.

8.3. Mesure de la turbidité

La turbidité est mesurée au laboratoire à l'aide d'un turbidimètre de paillasse (HANNA instruments HI88703). Avant de l'utiliser, ce dernier est calibré par des solutions d'étalonnage de différentes concentrations.

8.4. Oxygène dissous

L'oxygène dissous est dosé selon le protocole de Winkler sur les échantillons d'eau de mer. La méthode de Winkler optimisée par Carpenter (1965) et Carritt et Carpenter (1966), reste une méthode de référence pour le dosage de l'oxygène (Aminot et Chaussepied, 1983). C'est une méthode

¹ Phéopigment : pigment chlorophyllien dégradé contenu dans les organismes phytoplanctoniques.

chimique basée essentiellement sur le dosage indirect de l'oxygène dissous après une série de réaction d'oxydo-réduction. Le précipité d'hydroxyde manganoux fixe complètement l'oxygène pour former de l'oxyde manganique qui, en milieu acide, oxyde l'iodure de potassium préalablement introduit. L'iode libéré est titré par le thiosulfate de sodium à l'aide d'un titrateur automatique. La méthode de mesure est décrite dans l'annexe 2.

8.5. Température et salinité de l'eau de mer

Les mesures de température et de salinité ont été effectuées *in-situ* à l'aide d'une sonde conductimétrique de terrain (sonde de température intégrée) de type WTW, soit directement dans le milieu (pour les prélèvements de surface), ou en introduisant la sonde dans la bouteille de prélèvement, juste après l'échantillonnage de l'oxygène dissous. Le conductimètre est calibré avant de sortir en mer par des solutions étalons de NaCl à salinités connues (33, 34, 35, 36, 37) g kg⁻¹ et par le blanc (eau distillée). Cette calibration sert à corriger les valeurs de salinité mesurées lors de la sortie à partir de l'équation de la courbe d'étalonnage des salinités vraies en fonction des salinités mesurées (voir la courbe en annexe 2).

9. Débits des oueds

Afin de vérifier si les flux sortants des oueds jouent un rôle important sur la variabilité de la Chl-*a* sur le plateau continental du AB, la localisation géographique des principaux oueds est illustrée dans les Figure 39 et Figure 48. Dans notre travail, nous avons utiliser les données des débits de 2 oueds Mazafran et El-Harrach, mesurés par l'Agence Nationale des ressources hydrauliques (ANRH, 2014). Les données sont représentées dans l'annexe 1.

Résultats et discussions



III. Résultats et Discussions

La biomasse chlorophyllienne joue un rôle majeur dans tous les écosystèmes marins en assurant sa production primaire. Sa variabilité est largement influencée par les processus physiques et biochimiques. Une meilleure description de la variabilité spatio-temporelle de la biomasse de Chl-*a* est nécessaire pour appréhender le fonctionnement des écosystèmes marins, spécifiquement le côtier. La Chl-*a* dans le Sud de la M-Med occidentale est étroitement associé au mélange hivernal et à la stratification estivale. L'écosystème de la M-Med est de plus en plus menacée par les activités humaines dans les régions côtières, ainsi que par une tendance continue au réchauffement (Vargas-Yáñez et al., 2010). Une étude récente Keraghel et al., (2020) montre que le Sud de la M-Med occidentale est un important réservoir de CO₂, même par rapport à l'ensemble de la M-Med. Cette dernière est un contributeur majeur de CO₂ au niveau mondial (Khatiwala et al., 2013). Les scientifiques essaient toujours de comprendre l'évolution de l'écosystème de la M-Med afin de mieux évaluer les changements actuels et futurs et envisager des solutions pour atténuer certains impacts du réchauffement climatique.

Actuellement, l'analyse de la couleur de l'océan couplée avec les mesures *in-situ* pourraient être utilisés pour la caractérisation et la surveillance des efflorescences de phytoplancton (Barale et al., 2008). Dans les études précédentes comme celle de Mayot et al., (2016) montrent l'existence d'une limitation importante liée aux faibles présentations des détails côtiers dus à l'utilisation de données satellitaires de Niveau-3 avec une résolution de 4 km. Dans ce chapitre, nous présentons les résultats sur la biomasse phytoplanctonique dans le AB, comme suit :

- Section 1. Les efflorescences algales dans le bassin Algérien
- Section 2. L'indice d'enrichissement de la biomasse et influence des processus côtiers
- Section 3. La Chl-*a* intégrée sur la profondeur dans le AB en été
- Section 4. Les efflorescences de coccolithophores dans la Baie d'Alger entre 2003-2018
- Section 5. L'étude de la matière en suspension dans le Bassin Algérien

Section 1. Efflorescences algales dans le bassin Algérien

1. Comparaison entre les Chl-*a* *in-situ* et satellitaire

Dans un premier temps, nous avons comparé les résultats des données satellitaires de Chl-*a* avec celles obtenues par HPLC de Chl-*a* suite à la campagne SOMBA-2014 (voir la section 2 du chapitre II). 34 mesures *in-situ* sont conservées en fonction de leurs correspondances avec le passage de satellites dans un délai de ± 6 heures. Le pixel le plus proche à une résolution de 1 km est considéré. Une erreur de représentativité (ER) est également prise en compte, en fonction de la proximité d'un gradient élevé de Chl-*a*. Nous l'avons défini à une valeur de $0,01 \text{ mg m}^{-3} \text{ km}^{-1}$, à comparer avec le gradient effectif de Chl-*a* mesuré dans une matrice de pixels de 5×5 représenté par les barres d'erreurs dans la Figure 29. Bien que cette variabilité spatiale soit généralement faible pour les pixels éloignés des tourbillons (Figure 29b et Figure 29e). Nous avons également vérifié la proximité des points HPLC au nuage (ceux < 5 km) pour annuler 2 mesures.

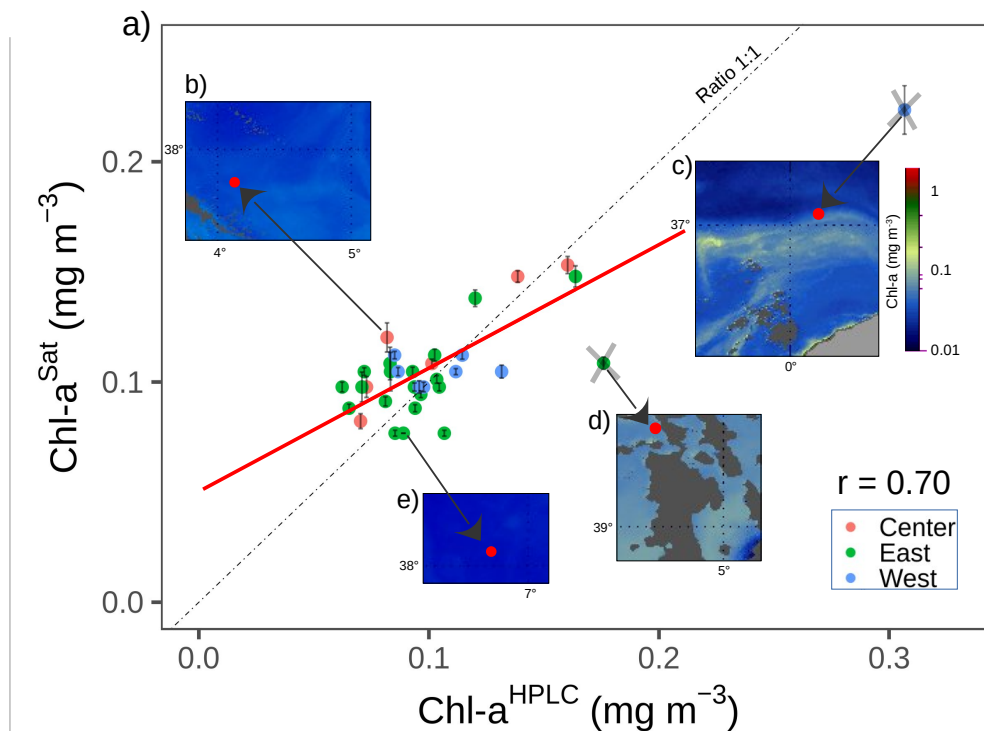


Figure 29: Relation linéaire (ligne rouge) (a) entre les données satellite corrigées et les données *in-situ* de la Chl-*a* durant l'Été dans le AB. (b), (c), (d), et (e) présentent la variabilité spatiale de la Chl-*a* journalière associée aux quatre stations de la campagne SOMBA. Les stations (avec la croix grise, points (c) et (d)) ont été exclues de cette comparaison (ces points correspondent aux critères d'élimination en se basant sur les critères de gradient et de proximité au nuage).

Les données *in-situ* sont comprises entre $0,062$ et $0,307 \text{ mg m}^{-3}$ (Figure 29). Ces valeurs sont typiques pour les eaux du large du AB durant la saison oligotrophe (été) dans la couche de surface. Les 2 sources de données de la Chl-*a* ont presque la même amplitude. Les données HPLC ont une moyenne de $0,100 \text{ mg m}^{-3}$ et une médiane $0,094 \text{ mg m}^{-3}$ ces valeurs sont légèrement inférieures à celles des données satellitaires respectivement $0,105 \text{ mg m}^{-3}$ et $0,104 \text{ mg m}^{-3}$. Il faut noter que le satellite a un

effet intégrateur (exponentiellement décroissant) de la valeur estimée de Chl-*a*, alors que les mesures *in-situ* représentent exclusivement les valeurs de surface entre 1 et 2 m de profondeur.

L'erreur finale associée aux données satellitaires de la Chl-*a*, estimée par le RMSD entre les données HPLC et les données MODIS Niveau-2, est de 0,025 représentant $\approx 8\%$ de la moyenne.

2. Impact de la résolution spatiale sur la discrimination des structures côtières

Nous avons d'abord comparé les données MODIS standards (originales) avec les données MODIS corrigées, les 2 jeux de données sont à 1 km de résolution spatiale. L'amélioration est particulièrement élevée pendant la saison hivernale caractérisée par une large couverture nuageuse avec une meilleure détection des pixels atmosphériques contaminés (Figure 30). Un exemple sur l'impact des valeurs aberrantes de la Chl-*a* sur la distribution spatiale des moyennes des séries temporelles est représenté dans la Figure 30a et 30b pour la moyenne bimensuelle et la Figure 30c et 30d pour la climatologie mensuelle. Cette correction produit une baisse modérée de la concentration de la Chl-*a* notamment pendant la saison productive, renforçant le profil côte-large.

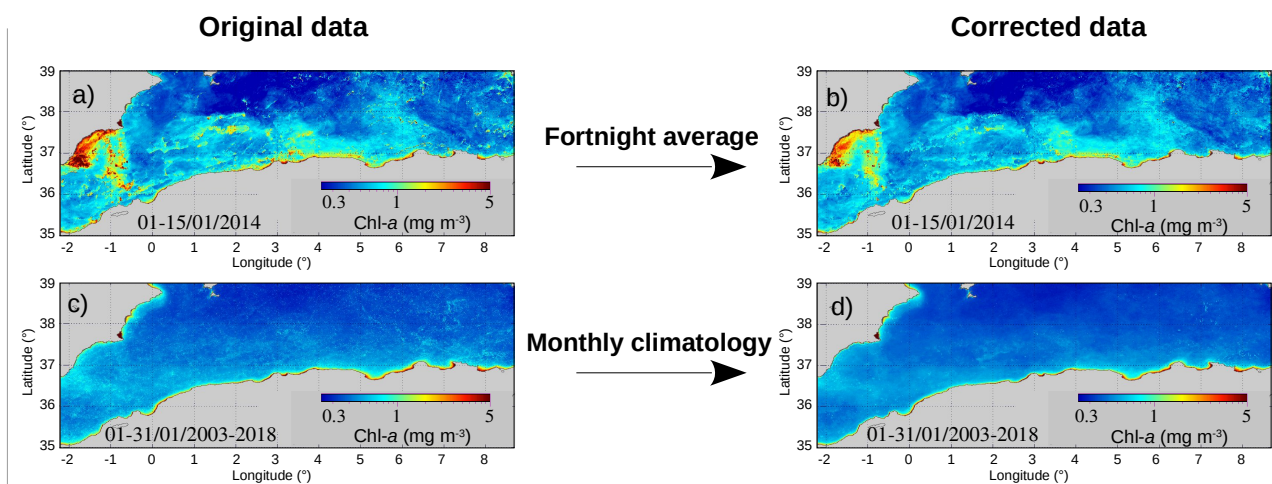


Figure 30: Résultats après élimination des pixels aberrants à partir des données standards de MODIS Niveau-2 (colonne à gauche), respectivement pour la moyenne bimensuelle (exemple de 1-15/01/2014) (a et b), et pour la moyenne de la climatologie mensuelle (exemple de Janvier 2003-2018) (c et d). Cette figure est générée en utilisant le langage IDL version 7.1 (2009).

Nous avons comparé la climatologie bimensuelle de la Chl-*a* (corrigée) à 1 km de résolution avec celle à 4 km de résolution qui est utilisée dans les études antérieures pour décrire la variabilité de la Chl-*a* dans le AB. La variabilité saisonnière de la Chl-*a* des données corrigées MODIS Niveau-2 à 1 km de résolution (Figure 31), est explorée le long du transect côte-large (Figure 31b) et comparée à la Chl-*a* de 4 km de résolution (Figure 31a).

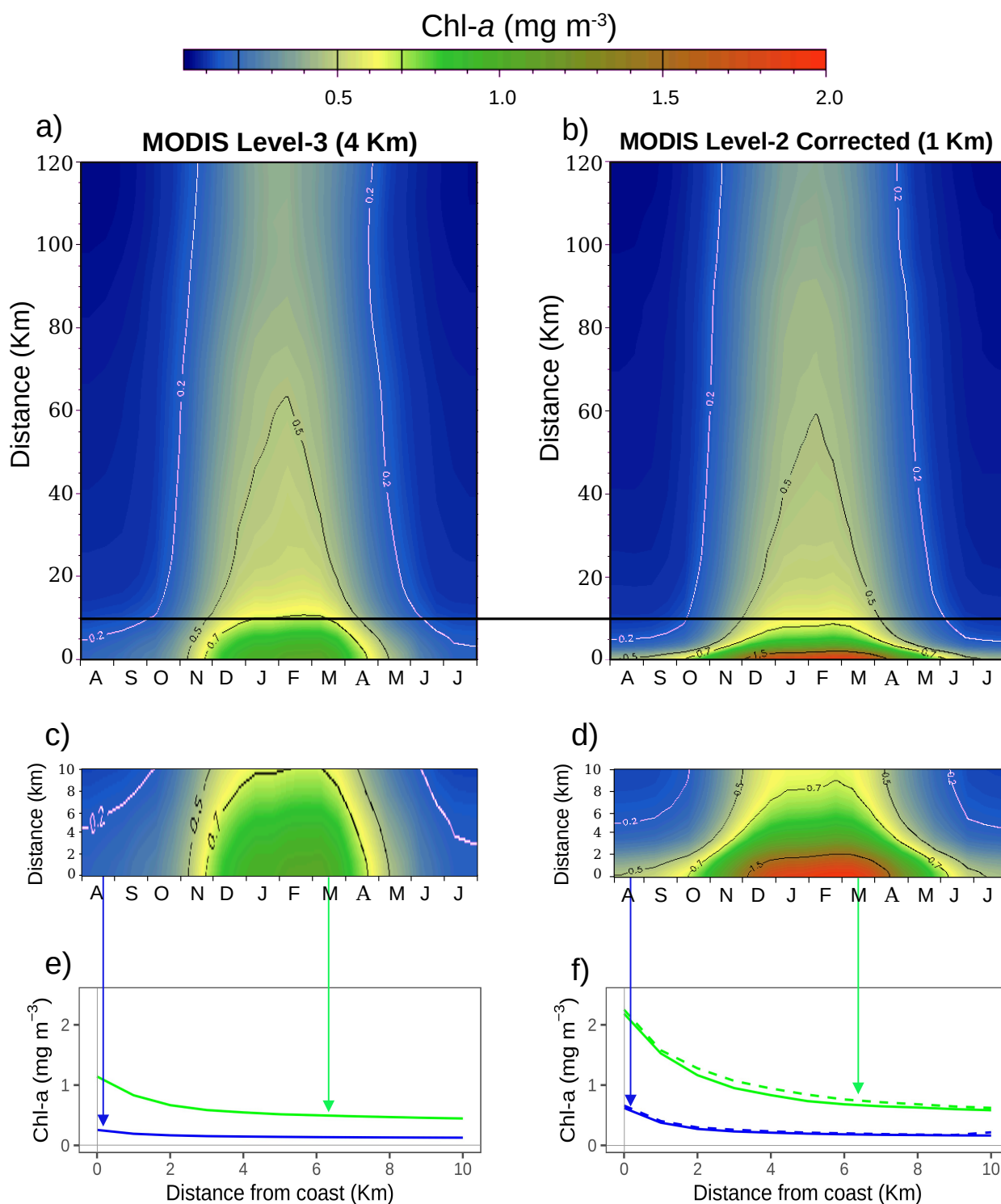


Figure 31: La variabilité côte-large de la climatologie bimensuelle de la Chl-a dans le AB entre 2003 et 2018. (a) Hovmöller de la climatologie bimensuelle de la Chl-a entre 0 et 120 km à partir des données MODIS Niveau-3 (4 km de résolution). La ligne noire entre (a et b) représente la distance de 10 km par rapport à la côte. (b) Hovmöller de la climatologie bimensuelle de la Chl-a entre 0 et 120 km à partir des données corrigées de MODIS Niveau-2 (1 km de résolution). (c) Un zoom sur l'Hovmöller de la climatologie bimensuelle de la Chl-a entre 0 et 10 km des données MODIS Niveau-3 (4 km de résolution). (d) Un zoom sur l'Hovmöller de la climatologie bimensuelle de la Chl-a entre 0 et 10 km des données corrigées de MODIS Niveau-2. (e) Chl-a à partir des données MODIS Niveau-3 vs distance par rapport à la côte [0-10 km] : en vert le mois avec des concentrations élevées, et en bleu le mois avec des concentrations faibles. (f) Chl-a vs distance par rapport à la côte [0-10 km] : en vert c'est le mois avec des concentrations élevées, en bleu c'est le mois avec les concentrations faibles. La ligne solide représente la Chl-a à partir de données corrigées de MODIS Niveau-2. La ligne en pointillé représente la Chl-a à partir de données standard de MODIS Niveau-2. Cette figure est générée en utilisant le langage IDL version 7.1 (2009).

Un zoom plus attentif sur les distances proches à la côte (0-10 km) (Figure 31c et 31d) montre que, comme prévu, l'amélioration de la résolution est très significative et met en évidence des schémas côte-large beaucoup plus forts (Figure 31e et 31f) lors des mois les plus contrastés, Mars et Août, en termes de concentration moyenne de Chl-*a* et de structures saisonnières. La concentration de la Chl-*a* côtière à partir des données à 1 km est 37 % plus élevée que celle obtenue à partir des données à 4 km à une distance de 10 km, 49 % et 46 % respectivement à des distances de 2 km et 4 km par rapport à la côte. En revanche, d'un point de vue purement spatial, la qualité des données de Chl-*a* est améliorée de manière plus significative par la suppression des valeurs aberrantes en comparaison avec les présentations synthétiques précédentes. Dans le AB, les résultats de la climatologie bimensuelle des données de la Chl-*a* MODIS Niveau-2 (à 1 km de résolution) peuvent être consulté en ligne sur : <https://doi.org/10.5281/zenodo.5390383> (Harid & Demarcq, 2021).

3. Variabilité interannuelle de la Chl-*a*

La variabilité interannuelle de la concentration de la Chl-*a* présentée dans la Figure 32 montre une amplitude relativement faible avec un minimum estival régulier de 0,1 mg m⁻³, alors que la saison productive est caractérisée par un maximum variable entre 0,5 et 0,8 mg m⁻³. La saisonnalité de l'année 2012 est un exemple de faible amplitude. Les années 2009, 2011, 2013 et 2014 présentent une production intégrée dans le temps relativement plus élevée que les autres années. Durant certaines années, des pics remarquables sont détectés, correspondant aux efflorescences hivernales et printanières, particulièrement dans la région Ouest du bassin (Figure 32a). Les années 2009, 2011, 2013, 2014 et 2018 se caractérisent par les valeurs les plus élevées des efflorescences hiver-printemps de la Chl-*a* et les années 2005, 2008, 2012 et 2016 les plus faibles concentrations. En outre, la concentration de la Chl-*a* entre Juillet 2011 et Juillet 2012 décrit de très remarquables pics avec des valeurs faibles par rapport au reste du cycle interannuel entre 2003 et 2018. Les valeurs faibles observées entre l'été et l'automne sont < 0,2 mg m⁻³, à l'exception de l'année 2018 où elles sont légèrement plus élevées, surtout à l'Ouest du bassin. En 2006, l'été a commencé tôt et fini tard dans l'Est du bassin, contrairement à l'Ouest où il était relativement court (Figure 32c) alors qu'en 2017, l'été était long comparé aux autres années et similaire sur tout le AB il a commencé tôt et s'est terminé tard. Généralement, l'été dure plus longtemps dans la partie Est du bassin que dans la partie Ouest. En revanche, l'hiver est caractérisé par des pics dans la partie Ouest sur toute la série temporelle, à l'exception de 2012 où un pic est observé dans la partie Est du bassin, malgré que la présence des plus faibles concentrations en moyennes cette année (Figure 32b). En outre, il convient de noter que la variabilité de la Chl-*a* est plus perturbée dans la partie Est du bassin que dans la partie Ouest (Figure 32b) pendant toutes les années d'étude.

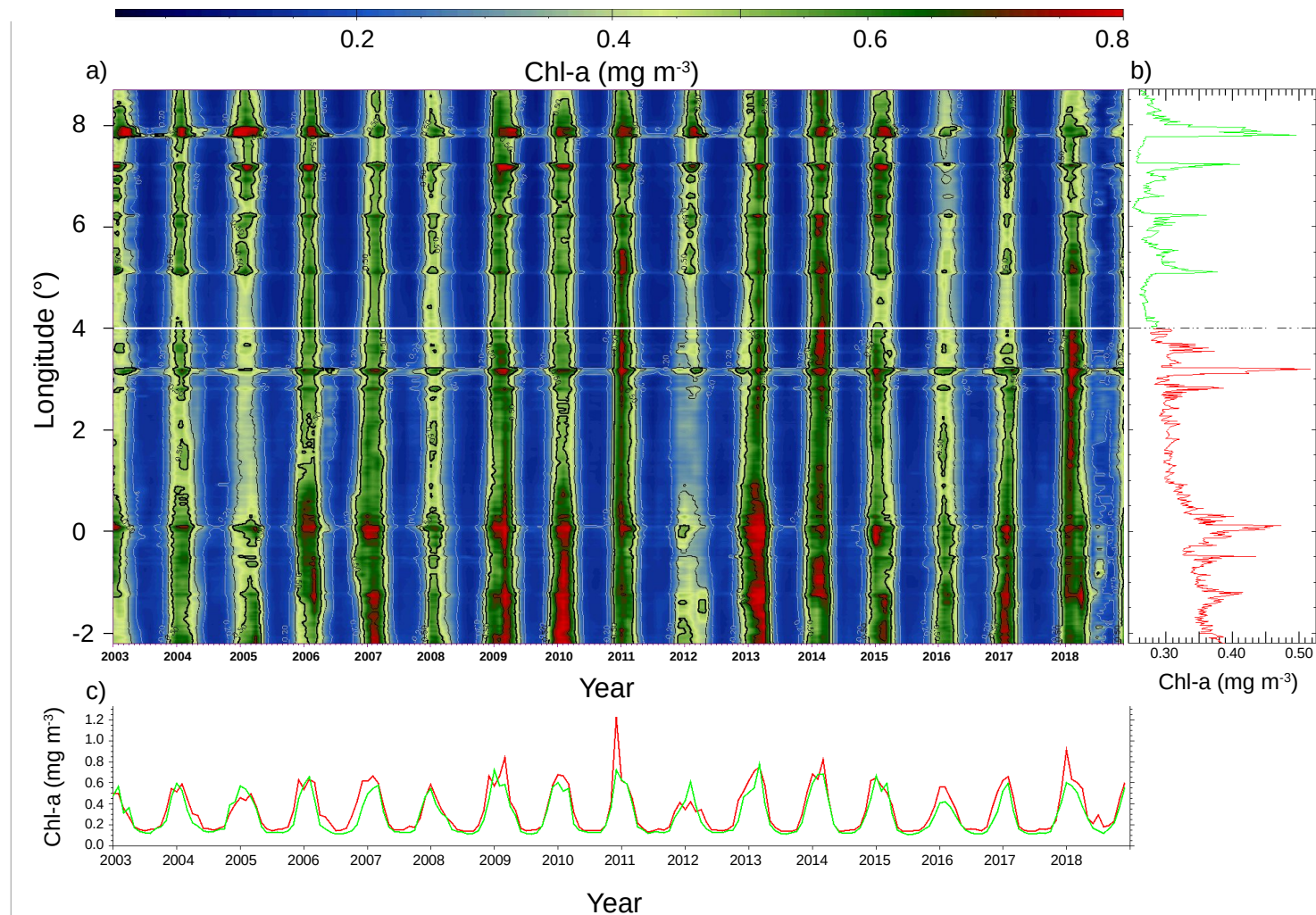


Figure 32: Le diagramme Hovmöller (a) la variabilité interannuelle de la concentration de la Chl-*a* dans tout le AB de 2003 à 2018 le long du transect méridien de 2,2°W à 8,7°E entre 0 et 120 km (la ligne blanche horizontale est à 4°E de longitude). (b) Courbe latérale représente la moyenne de la série temporelle. (c) Le transect spatial des deux zones à partir de 2,2°W à 4°E (courbe rouge) et à partir de 4°E à 8,7°E (courbe verte). Cette figure est générée en utilisant le langage IDL version 7.1 (2009).

Décomposition et analyse de la série temporelle de la Chl-*a* de MODIS

La Figure 33 représente les courbes de décomposition de la série temporelle de la concentration de la Chl-*a* entre 2003 et 2018, de la côte à 120 km au large entre 2.2°W et 8.7°E. La décomposition STL de la série temporelle de la Chl-*a* entre 2003-2018 dans le AB est scindée en 4 courbes (Figure 33) :

- La première contient l'ensemble des données brutes, c'est-à-dire toutes les données reportées dans le temps.
- La deuxième comporte les données non expliquées qui montrent ce qui reste après que la tendance et la composante saisonnière aient été écartées des données brutes.
- La troisième représente la composante saisonnière elle montre nettement la saisonnalité des données et sa périodicité régulière au fil des saisons.
- La quatrième donne la tendance qui nous permet de voir s'il y a un changement global des moyennes.

La tendance et les variations saisonnières sont constantes dans le temps (Figure 33), montrant un cycle annuel fixe dans la série. La composante de tendance augmente brusquement jusqu'en 2007, elle est relativement constante entre 2007 et 2013, puis diminue légèrement jusqu'en 2015 pour reprendre entre 2016 et 2018 (Figure 33). La composante restante (non expliquée) a moins de variabilité à l'origine d'un meilleur ajustement des séries chronologiques (Figure 33).

Une autre façon d'analyser la décomposition de la série temporelle est de calculer l'IQR (*Interquartile Range*). La fonction de synthèse (sur le langage R) appliquée aux résultats de la méthode STL permet d'identifier la composante qui contribue le plus aux changements observés au cours de la série chronologique. Ceci est déduit du pourcentage de données représentées au sein de l'IQR de chaque composante, qui est calculé à partir de l'IQR de chaque composante par rapport à l'IQR de la série temporelle originale. L'IQR pour les données de la Figure 33 sont respectivement de : composante saisonnière =108,7 %, tendance =15,8 %, et données non expliquées donc capturées par le modèle =17,4 %.

Les données de la série chronologique MODIS dans le AB sont très significatives. La variation interannuelle de la Chl-*a* montre l'influence des processus d'enrichissement saisonniers ainsi que les tourbillons permanents de méso-échelle caractérisant le AB (Millot, 1999). La variabilité saisonnière interannuelle de la Chl-*a* peut être expliquée par la stabilité des différentes sources d'enrichissement annuels dans AB.

La concentration de Chl-*a* de 2003 à 2018 est dominée par la composante saisonnière. Cependant, les tendances de Chl-*a* pendant 16 ans d'observations mensuelles augmentent le long de cette période.

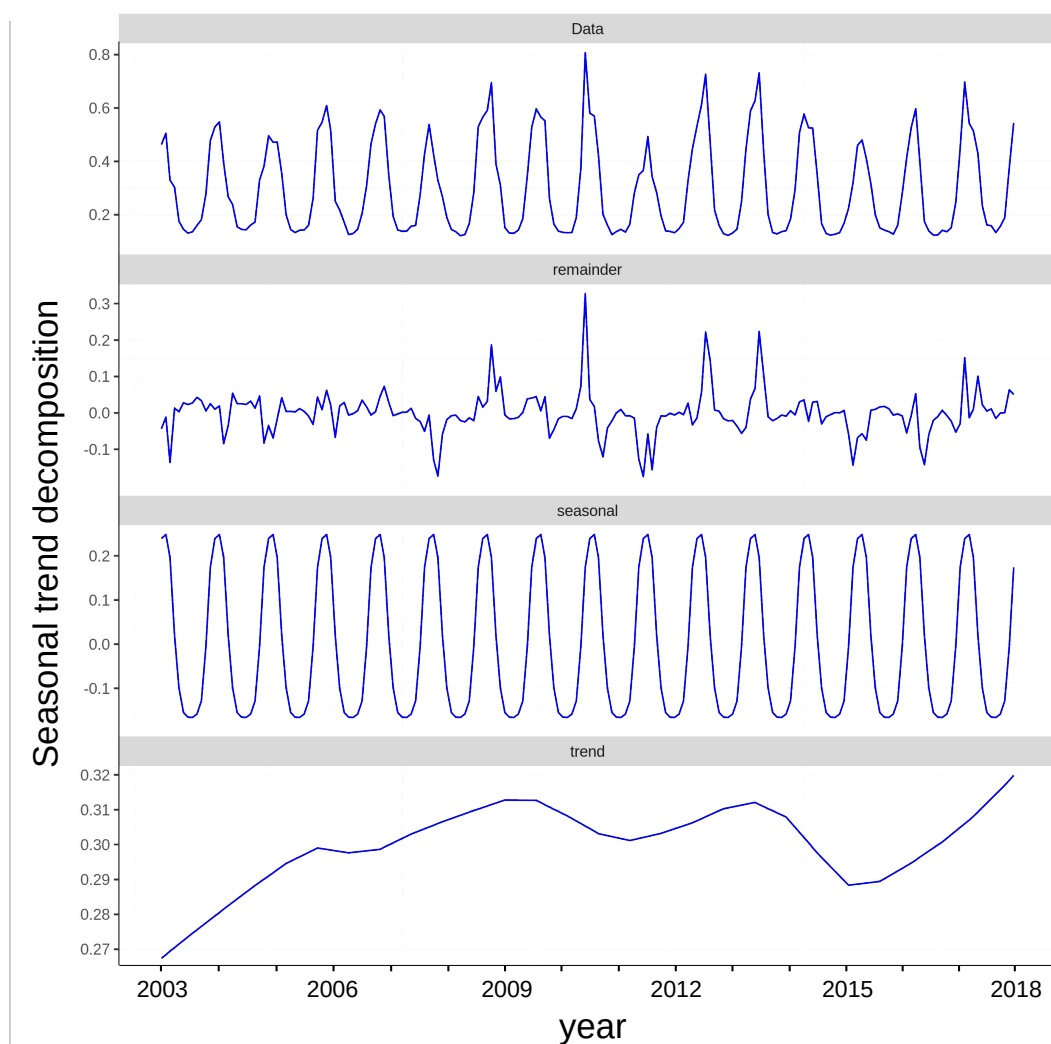
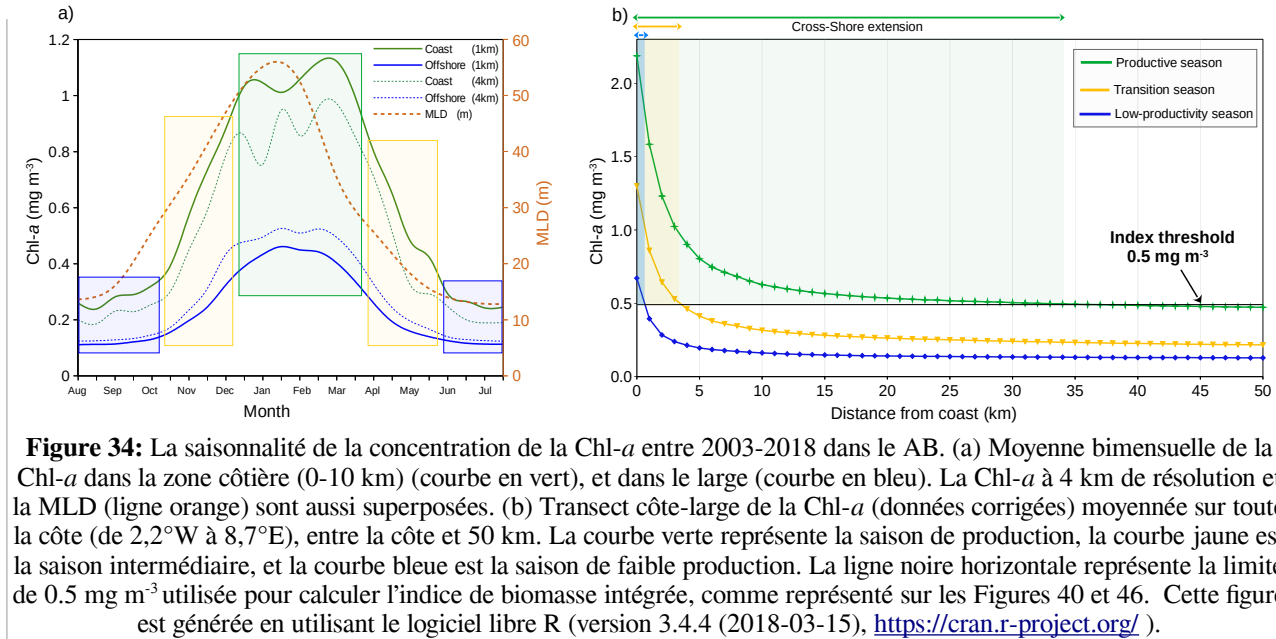


Figure 33: Décomposition de la Chl-*a* entre 2003-2018 en utilisant la fonction STL. Cette figure est générée en utilisant le logiciel libre R (version 3.4.4 (2018-03-15), <https://cran.r-project.org/>).

4. La saisonnalité de la Chl-*a* dans le AB

La section côte-large de la Chl-*a* dans la Figure 31b indique que les faibles concentrations de la Chl-*a* sont observées de Mai jusqu'à Octobre dans les 2 secteurs, côtier et large. Les concentrations élevées liées aux efflorescences de la Chl-*a* sont observées de Novembre à Avril, représentant la saison de forte production. Dans le domaine côtier, le maximum de Chl-*a* peut dépasser les 2 mg m^{-3} en hiver (Figure 34), et atteindre les $0,5 \text{ mg m}^{-3}$ en été (Figure 34). Cependant, au large du bassin, le minimum peut atteindre $0,5 \text{ mg m}^{-3}$ en hiver et $0,2 \text{ mg m}^{-3}$ en été (Figure 31b et Figure 34b). Au-delà de 10 km, la concentration de la Chl-*a* devient stable durant toutes les saisons (Figure 31b et Figure 34b). En effet, nous avons choisi la distance de 10 km par rapport à la côte comme la distance la plus petite à laquelle la saisonnalité de la Chl-*a* se stabilise en moyenne et cesse d'augmenter vers le large (Figure 31b et Figure 34b).



Le gradient côte-large est très prononcé toute l'année et augmente exponentiellement vers la côte (Figure 31b). L'intensité du gradient côte-large varie avec la saison, il atteint son maximum à la côte et diminue fortement avec l'augmentation de la distance par rapport à la côte (Figure 31b). Cette diminution du gradient est différente entre les saisons de forte et de faible production (Figure 31b et Figure 34b). La variabilité saisonnière de la concentration de la Chl-*a* présente des intervalles différents entre la côte et le large, elle est comprise entre 0,2 et 2 mg m⁻³ dans la zone côtière (Figure 31b) et entre 0,1 et 0,5 mg m⁻³ au large du bassin (Figure 31b).

5. La délimitation de la zone côtière

Dans notre travail, la séparation zone côtière et zone du large est réalisée de 2 manières différentes tenant compte de 2 limites:

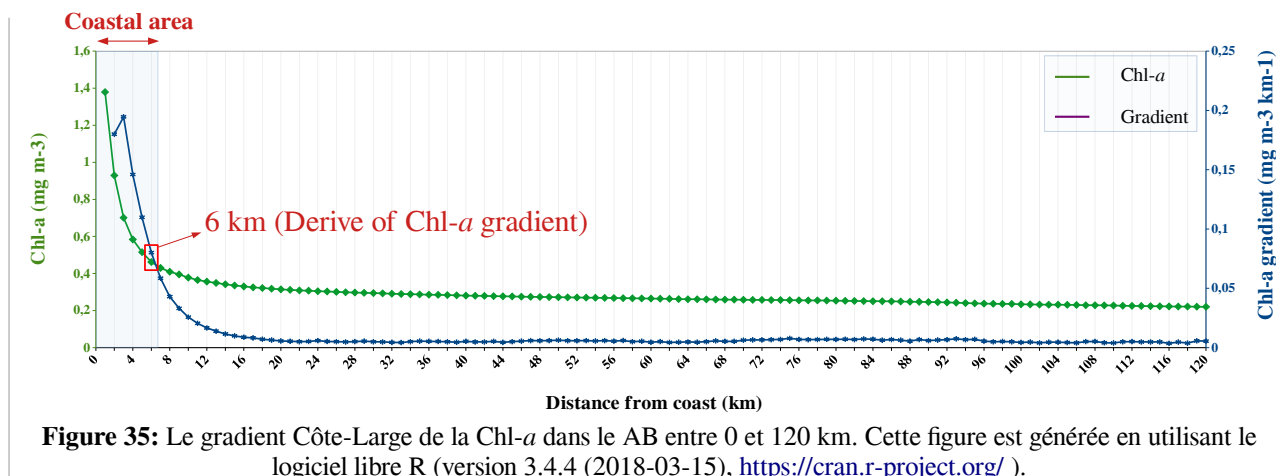
- Limite fixe : gradient local de variabilité de la Chl-*a* (gradient de Sobel) pour l'étude de la concentration de la Chl-*a* dans le AB.
- Limite variable : extension de l'isopleth 0,5 mg m⁻³ pour l'étude de l'indice d'enrichissement côtier de la biomasse de la Chl-*a*.

5.1. Limite fixe

Pour définir la limite de la zone côtière dans le AB, nous avons calculé le gradient côte-large de la Chl-*a* en utilisant le filtre de Sobel (Éq. 15, voir la section 1.4 du chapitre II). En analysant la dérivée seconde de la Chl-*a*, nous cherchons le maximum de son gradient sur le transect côte-large (Figure 35) entre 0 et 120 km (à partir de la côte). La dérive de ce gradient correspond au maximum du nombre dérivé 'b' calculé à partir de la tangente (Éq. 11) de chaque points 'a' entre 0 à 120 km (les astérisques sur la courbe bleu de la Figure 35). La fonction de la tangente est la suivante :

$$f(x) = f'(x) (x-a) + f(a) \quad \text{Éq. 25}$$

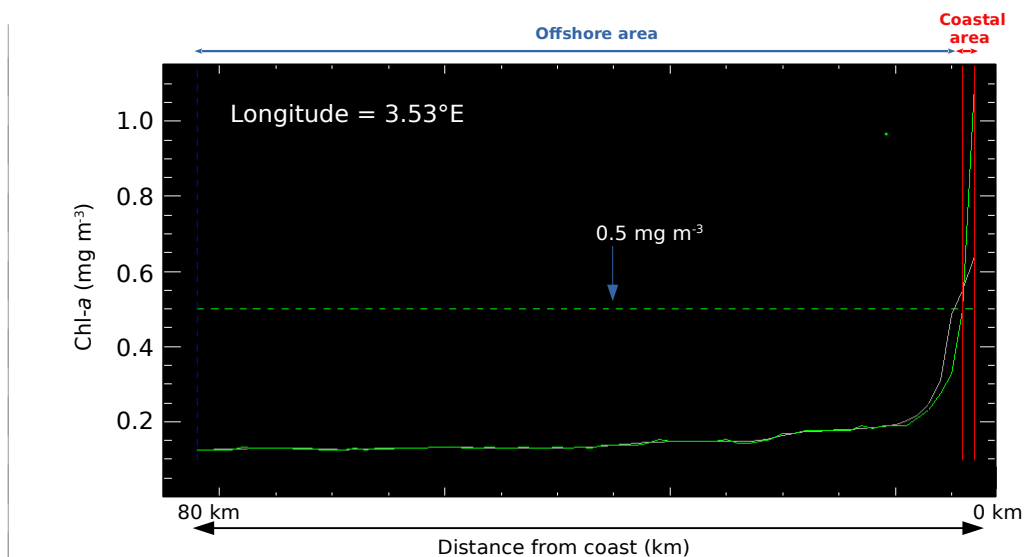
Avec : $b = f'(a)$ est le nombre dérivé. Le maximum du nombre dérivé du gradient de la Chl-*a* dans le AB est localisé à une distance moyenne de 6 km par rapport à la côte (Figure 35).



Ce point de dérive correspond à la zone de transition où la concentration de la Chl-*a* s'arrête de chuter, s'affaiblit et se stabilise.

5.2. Limite variable

Dans cette partie, la zone côtière est limitée en fonction de la localisation de l'isopleth 0,5 de la Chl-*a* dans une bande de 10 km de distance par rapport à la côte (Figure 36).



Pour cela, un programme de calcul sous IDL a été élaboré pour déterminer la distance par rapport à la côte de la dernière valeur de Chl-*a* qui est $\geq 0,5 \text{ mg m}^{-3}$. Cette distance est utilisée comme une limite

de la zone côtière variant en fonction de la longitude (Figure 36), cette variable nous permet de décrire l'indice d'enrichissement côtier dans le AB (détail de l'indice dans la Section 2. du chapitre III).

6. La variabilité méridienne de la Chl-*a* dans le AB

La variabilité longitudinale entre 2,2°W et 8,7°E de la concentration de la Chl-*a* et sa dynamique saisonnière associée, sont explorées dans les 2 secteurs; large et côtier, à partir des moyennes climatologiques bimensuelles, comme le montrent respectivement la Figure 37 et la Figure 38.

6.1. Au large (6-120 km)

Au large du bassin, la variabilité longitudinale de la Chl-*a* est beaucoup moins marquée dans l'espace et dans le temps (Figure 37c, Figure 38c) par rapport à la zone côtière (Figure 37a).

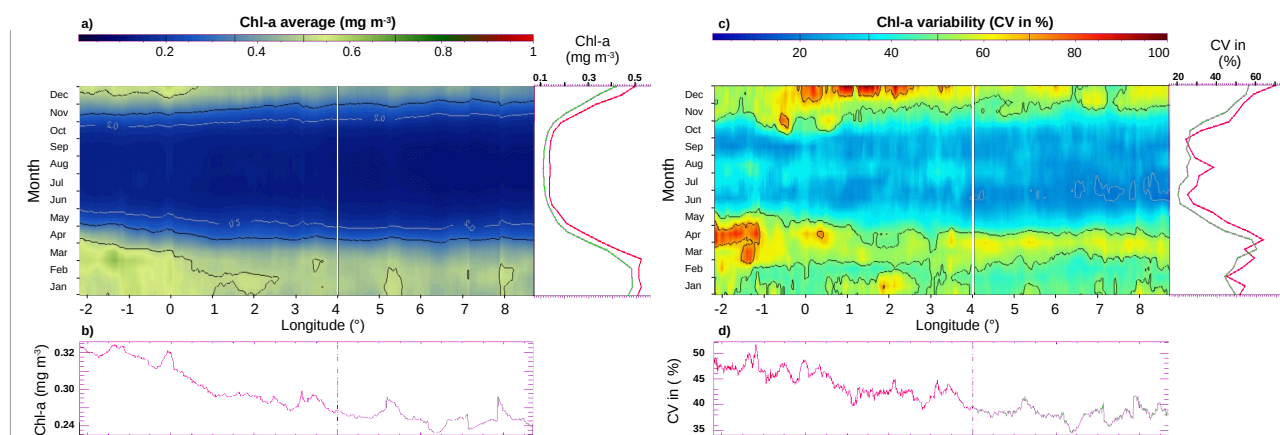


Figure 37: La variabilité longitudinale de la climatologie bimensuelle de la concentration de la Chl-*a* au large [6-120 km] du AB entre 2003 et 2018. (a) La moyenne de la Chl-*a* associée à (b) sa variabilité (Coefficient de variation). La ligne blanche verticale marque le 4°E de longitude. Cette figure est générée en utilisant le langage IDL version 7.1 (2009).

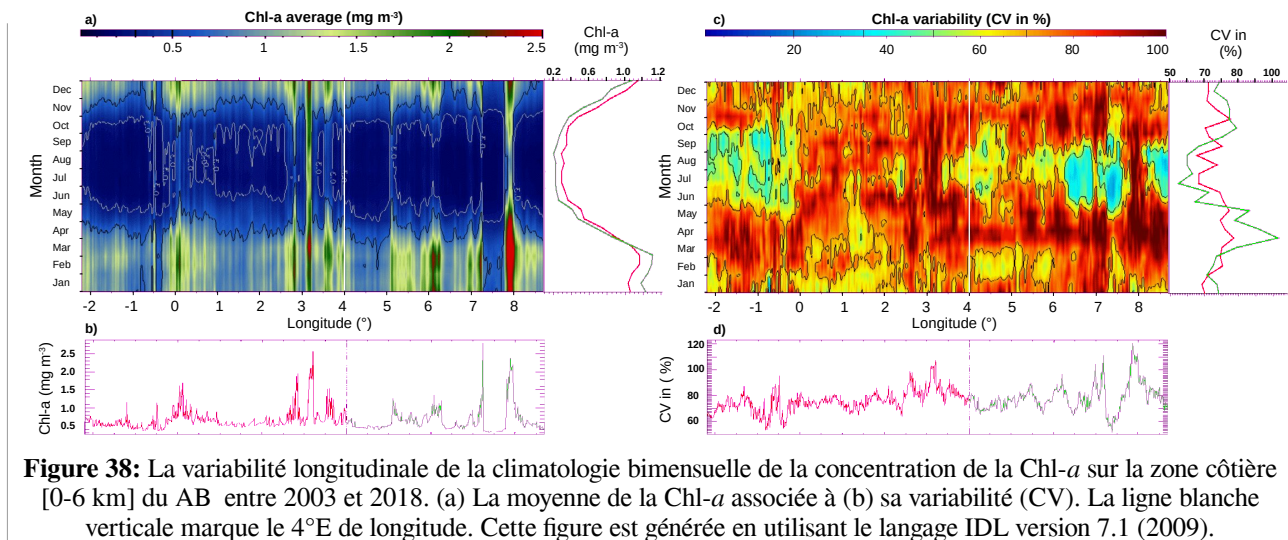
Les concentrations les plus élevées et les plus faibles sont constamment observées, respectivement en hiver puis en été. La Chl-*a* est stable d'Ouest en Est durant toutes les saisons, à l'exception de la saison d'efflorescence algales (hiver-printemps) à l'Ouest de 1°E où des valeurs élevées sont observées.

En comparaison avec le reste de la M-Med, Mayot et al., (2016) trouvent que la moyenne du cycle interannuelle de la concentration de la Chl-*a* varie entre 0,10 et 0,80 mg m⁻³. Bosc et al., (2004) ont trouvé une variabilité interannuelle plus faible (entre 1997 et 2001 des données SeaWiFS), avec un maximum du cycle moyen de 0,52 mg m⁻³ et un minimum de 0,07 mg m⁻³. Ces variations sont principalement liées à la saisonnalité de la région qui représente 80 % de la variabilité de la Chl-*a* dans la M-Med (Colella et al., 2016). Cependant, la variabilité spatiale de la Chl-*a* estimée dans le large du AB (zone côtière non incluse) entre 0,1 à 0,5 mg m⁻³ est comparable à celles obtenues par Bosc et al., (2004) ou encore Mayot et al., (2016) en confondant les résultats des 2 zones côte et large.

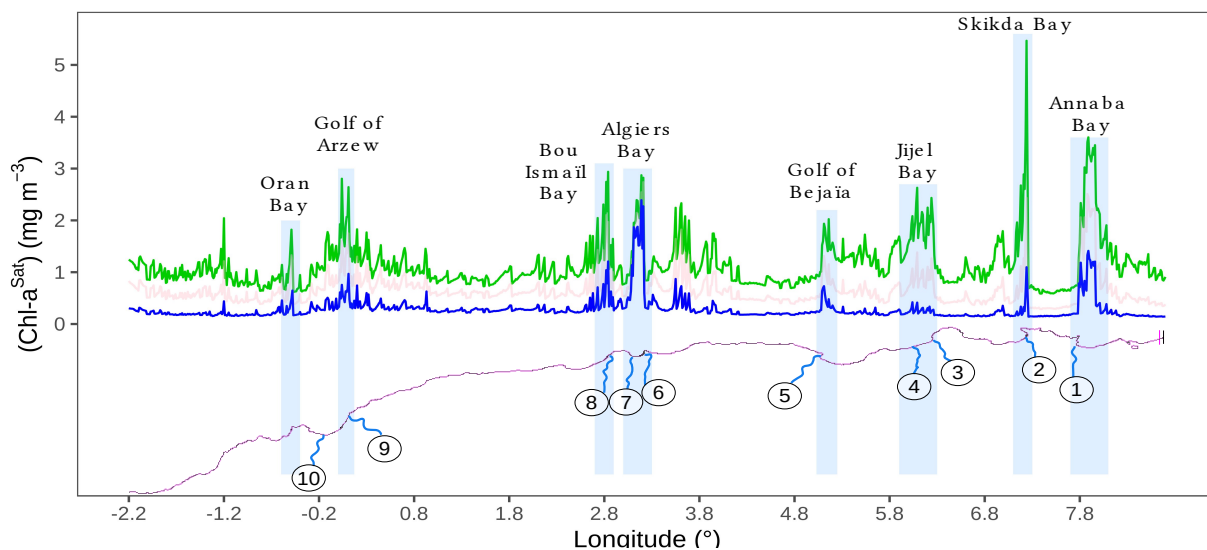
6.2. À la côte entre 0 et 6 km

La concentration de la Chl-*a* le long de la côte sur le transect Ouest-Est (2,2°W et 8,7°E) est illustrée

sur la Figure 38. Nous avons divisé ce transect à 4°E (la ligne blanche dans la Figure 38a et la Figure 38c, la ligne pointillée dans la Figure 38b et Figure 38d) afin de mieux décrire l'inter-saisonnalité entre l'Ouest et l'Est du bassin. La concentration de la Chl-*a* dans la zone côtière représente plus de variabilité dans l'espace et dans le temps entre 0,2 et 2 mg m⁻³ par rapport au large du bassin, particulièrement à l'Est de 3°E. Le coefficient de variation associé à cette moyenne de Chl-*a* (Figure 38b) montre clairement la grande variabilité saisonnière de la concentration de la Chl-*a* dans la zone côtière, surtout durant les deux saisons de transition, en Avril où se déroule la fin de l'efflorescence printanière, et entre Octobre-Novembre (le début de l'efflorescence hivernale).



La Figure 39 représente principalement la moyenne de la Chl-*a* côtière des 2 saisons extrêmes, indiquant l'existence de 5 anomalies locales similaires à des pics d'efflorescence du cycle saisonnier. Néanmoins, chaque maxima local est probablement lié à des rejets terrestres qui enrichissent les eaux côtières par les nutriments. En effet, chaque pic coïncide avec la présence d'un oued. La morphologie de la côte Ouest est plus linéaire que la côte Est (Figure 39) avec moins d'oueds à l'origine de faibles débits en période estivale et l'absence d'enrichissements terrestres par les éléments nutritifs, à l'exception de la baie d'Alger (3°E) (Figure 39) et la baie d'Annaba durant la saison de transition (Figure 39).



① Seybouse Wadi	③ Z'Hor Wadi	⑤ Soummam Wadi	⑦ El-Harrach Wadi	⑨ Cheliff Wadi
② El-Kebir Wadi	④ El-Kebir Wadi	⑥ El-Hamiz Wadi	⑧ Mazafran Wadi	⑩ El-Hammam Wadi

Figure 39: La variabilité de la concertation de la Chl-*a* le long de la côte Algérienne [0 km à 6 km] entre 2,2°W et 8,7°E en Été (courbe bleue), hiver (courbe verte) et la période de transition (courbe rose). La morphologie de la ligne côtière et les oueds sont superposés. Cette figure est générée en utilisant le logiciel libre R (version 3.4.4 (2018-03-15), <https://cran.r-project.org/>).

Section 2. Indice d'enrichissement de la biomasse et influence des processus côtiers

1. Développement d'un indice d'enrichissement de la biomasse

Pour calculer l'indice de biomasse intégrée (I_B) dans le AB, nous avons opté pour une version modifiée de l'indice côtier, basée sur la Chl-*a* préconisée par Demarcq et al., (2007). En se basant sur la Chl-*a*, nous avons fixé un seuil (β) de concentration de la Chl-*a*, ce dernier est considéré comme une valeur commune observée le long des saisons de l'année (Figure 34b). C'est en fonction de ce critère que nous avons retenu dans notre étude la valeur de $0,5 \text{ mg m}^{-3}$. Le I_B est donc calculé à chaque point de la côte suivant la formule :

$$I_B = \left(\sum_{dist=Dist_{min}}^{Dist_{(\beta, max)}} \overline{Chla} \right) \times Dist_{(\beta, max)} \quad \text{Éq. 26}$$

La moyenne de la Chl-*a* est calculée par la formule :

$$\overline{Chla} = \left(\sum_{i=1}^{n_{(\beta, max)}} Chla \right) / n_{(\beta, max)} \quad \text{Éq. 27}$$

$n_{(\beta, max)}$ est la position du pixel le plus éloigné du transect côte-large.

La distance côte-large $Dist_{(\beta, max)}$ associée à l'indice est la position la plus éloignée où la $Chl-a \geq \beta$ est la distance maximale autorisée avec la contrainte $Dist_{(\beta, max)} \leq max$. Lorsque cette distance maximale est déterminée, toutes les valeurs de pixel de $Dist_{min}$ à $Dist_{(\beta, max)}$ sont considérées, indépendamment de leur valeur; parfois légèrement $< \beta$. Si aucune donnée $\geq \beta$ n'a été trouvée dans un profil, le calcul de I_B est effectué uniquement pour le premier pixel valide à la position de $Dist_{min}$, quelle que soit sa valeur. La distance maximale $Dist_{(\beta, max)}$ en km retenue se situe à 10 km pour la zone côtière et à 80 km pour la zone du large, selon la structure moyenne des profils côte-large (Figure 31b). Il est important de noter que pour des raisons de continuité, le premier pixel (intérieur) de la zone du large a été considéré comme étant le pixel qui suit immédiatement le dernier pixel de la zone côtière. Les indices intégrés de biomasse côtière et large ont ensuite été calculés pour l'ensemble du littoral Algérien.

Nous avons utilisé une analyse GLM (*General Linear Model*) pour estimer les relations entre des classes de la biomasse Chl-*a* (Chl-*a* ou I_B) et des variables et facteurs représentatifs des différentes sources d'enrichissement côtier. Toutes les analyses de données ont été réalisées à l'aide du paquet "stats" version 3.4.4 du logiciel R.

2. La variabilité de l'indice I_B

Afin d'explorer et de quantifier l'enrichissement côtier le long de la côte Algérienne, un indice de

biomasse côte-large intégrée est calculée pour chaque point en allant de la côte vers le Nord. Cette intégration horizontale de la Chl-*a* est estimée jusqu'à une distance variable (Figure 40b) déterminée en fonction de la première valeur de la Chl-*a* qui descend en dessous d'une valeur prédéfinie de 0,5 mg m⁻³ en allant vers le Nord. Ce dernier a été soigneusement choisi comme le meilleur seuil $\beta=0,5 \text{ mg m}^{-3}$ qui intersecte les différents profils climatologiques côte-large moyens durant toutes les saisons de l'année (Figure 34b). La ligne rouge sur la Figure 40a représente la distance maximale effectivement atteinte pendant la saison productive (nous avons considéré les concentrations de la Chl-*a* < 0.5 mg m⁻³ comme oligotrophe, et ne peuvent être représentatives d'un enrichissement).

La distance $Dist_{(\beta, \max)}$ obtenue (Figure 40b) montre que la zone productive varie dans le temps de quelques kilomètres pendant l'été (zone bleue de la Figure 40b) avec un minimum de 1 km (lorsqu'un seul pixel de mer est considéré). En hiver, cette distance atteint un maximum de 80 km, principalement près de la mer d'Alboran à l'Ouest du bassin. Le gradient longitudinal le long du littoral montre une nette diminution de cette distance vers l'Est (Figure 40b), qui est bien en phase avec l'influence décroissante de l'enrichissement des eaux Atlantiques entrant dans la mer d'Alboran et se déplaçant vers l'Est. La moyenne de la Chl-*a* le long du même transect (Figure 40c) montre une extrême variabilité selon les régions, à partir de valeurs < 0,5 mg m⁻³ en été à des valeurs > 2 mg m⁻³ entre Avril et Septembre, i.e. en dehors de la saison de production.

L'indice de biomasse I_B (Figure 40d) est défini comme le produit de la distance précédente par la moyenne de la concentration de la Chl-*a* le long du même transect (Éq. 27). Cet indice représente l'intégration spatiale (horizontale) des valeurs significatives de la Chl-*a* le long du transect côte-large. La dimension verticale est partiellement prise en compte par la profondeur d'atténuation de la mesure de la Chl-*a* par satellite. Néanmoins, cette profondeur représente une fraction variable de la couche euphotique, selon la forme du profil vertical de la Chl-*a*. La concentrations de cette dernière (Figure 40c) représente un proxy de la biomasse phytoplanctonique moyenne le long du profil côte-large, tandis que l'indice intégré spatialement I_B (Figure 40d) est principalement déterminé par la longueur du profil (Figure 40b).

L'indice I_B est exprimé en g m⁻² et varie entre 20 et 50 g m⁻² durant la saison productive (Figure 40d), avec une diminution régulière vers l'Est du bassin. Plusieurs pics de la biomasse phytoplanctonique sont observés : I_B est >45 g m⁻²; entre 2,2°W et 0,5°E de Janvier à Mars, entre 5,1 à 5,5°E en Janvier et Février, et à 7,7°E de Janvier à Mars-Avril. Ces pics correspondent soit à des extensions prononcées des $Dist_{0.5\text{mg}}$ (Figure 40b) ou à des efflorescences de la Chl-*a* (Figure 40c). Durant la saison de faible production, I_B est < 10 g m⁻² partout, à l'exception de la baie d'Alger et la baie d'Annaba (Figure 40d). Le I_B est pratiquement nul de Juin à Septembre dans quelques endroits où la concentration de la Chl-*a* dépasse à peine les 0,5 mg m⁻³ (Figure 40c).

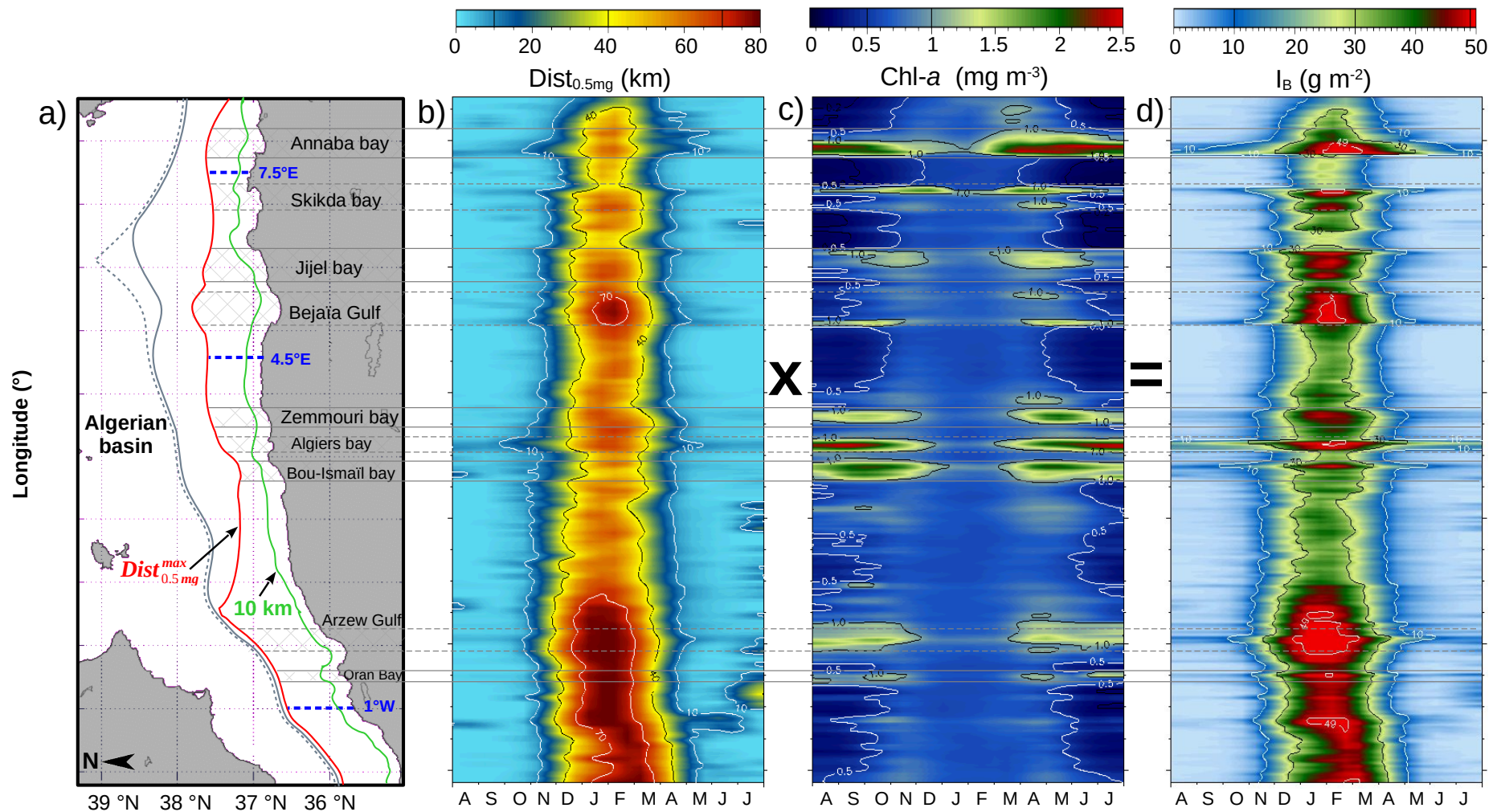


Figure 40: Diagramme spatio-temporel de la variabilité longitudinale (2,2°W 8,7°E) des trois indices de base de la Chl-*a* dans le AB entre 2003 et 2018, de Août à Juillet. (a) Quatre distances calculées par rapport à la côte : la distance de 10 km par rapport à la côte (ligne verte), la moyenne de la distance maximale de l'isopleth 0,5 mg m⁻³ (ligne rouge), la distance maximale de 80 km fixée pour le I_B (la ligne grise continue), et la ligne de la distance maximale à partir de la ligne côtière définissant le AB (la ligne grise en pointillé). (b) La distance par rapport à la côte pour la Chl-*a* ≥ 0,5 mg m⁻³. (c) La Chl-*a* moyennée sur la même distance en (b). (d) L'indice de biomasse intégrée (I_B) sur l'ensemble du bassin.

Cette figure est générée en utilisant le langage IDL version 7.1 (2009).

3. Processus gouvernant la variabilité de la Chl-*a* dans le AB

La ligne côtière du AB est interrompue par plusieurs oueds, rejets domestiques, etc. En effet, un enrichissement des eaux côtières par des éléments nutritifs d'origine terrestre peut ne pas être négligeable.

3.1. Processus à méso-échelle

Le AB est caractérisé par 2 saisons extrêmes (Figure 34a) : une saison de production précoce de 3,5-mois entre les 2^{ème} quinzaine de Décembre et de Mars et une saison de faible production de 4,5-mois entre début Juin et début Octobre, caractérisée par une forte stratification des eaux. Ces 2 saisons sont séparées par des périodes de transition quasi symétriques et linéaires de 2 mois, très marquées au printemps et en automne (Figure 34a). L'extrême précocité de la période productive entre Octobre et Novembre i.e. pendant l'élévation la plus basse du soleil, montre clairement que la lumière n'est pas un facteur limitant pour l'apparition des efflorescences d'hiver. En revanche, la saisonnalité de la Chl-*a* est étroitement liée à la dynamique de la MLD (courbe marron dans la Figure 34a, et la Figure 41), qui est maximale en hiver entre Décembre et Février et très faible en été de Mai à Septembre.

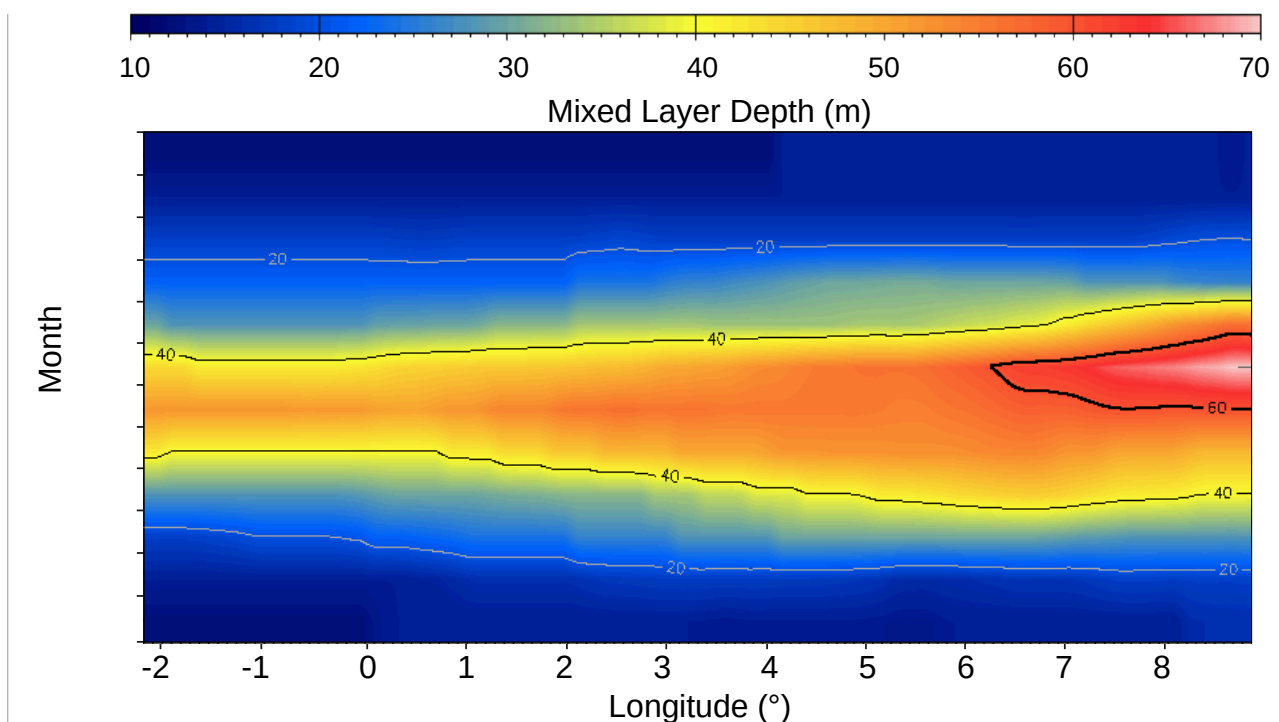


Figure 41: Hovmöller de la climatologie mensuelle de la MLD calculée à partir des données satellitaires dans le AB entre 1969 et 2013 (Houper et al., 2015) (<https://www.seanoe.org/data/00354/46532/>). Cette figure est générée en utilisant le langage IDL version 7.1 (2009).

Il est bien connu que les efflorescences d'hiver et de printemps dans cette région sont presque exclusivement déterminées par les apports de nutriments consécutifs dus au mélange vertical d'automne et d'hiver (Millot et al., 1990). Ce constat est bien quantifié par notre indice de biomasse (Figure 40d). Les résultats obtenus montrent que les enrichissements côtiers dominent des parties

spécifiques de la zone côtière en dehors de la saison productive, d'Avril à Novembre (Figure 40c).

À grande échelle, la variabilité de la Chl-*a* dans le AB est connue pour être conditionnée par :

- Les flux des eaux Atlantiques riches en nutriments qui pénètrent dans la Mer d'Alboran par le détroit de Gibraltar (Taupier-Letage et Millot, 1988) et progressent vers l'Est le long du AB.
- La propagation des tourbillons vers l'Est du bassin module la circulation des masses d'eau au-delà du plateau continental, génère un mélange vertical intense (Millot et al., 1990), dont l'influence positive sur la productivité est perceptible jusque dans la partie Est du bassin avec un enrichissement en nutriments à partir du fond (Millot et al., 1990a). Le mélange vertical au large est considéré comme le principal facteur influençant l'enrichissement en hiver et au printemps avant la période de la stratification des eaux en été-automne.

En dehors de ces deux sources potentielles d'enrichissement bien connues, nous avons mis en évidence une troisième source côtière :

- Le piégeage des nutriments associé à la morphologie irrégulière de la côte Algérienne (Figure 40a) à l'intérieur des baies ou des golfes, favorisant la croissance planctonique locale.

L'indice de biomasse intégrée (I_B , Figure 40d) est utilisé comme un proxy de la dynamique de la production primaire dans le AB. Au lieu d'utiliser les simples moyennes locales de la Chl-*a*, le I_B décrit adéquatement la saisonnalité et la variabilité longitudinale des efflorescences printanières, en raison de sa capacité d'intégration transversale le long de la côte. La moyenne de la Chl-*a* (Figure 40c) donne une représentation précise de l'origine des effets de l'enrichissement sans tenir compte de leur importance spatiale, tandis que I_B (Figure 40d) intègre les deux composantes.

Afin de comparer ces résultats avec l'information équivalente extraite des données 4 km de Niveau-3, le même traitement a été appliqué sur les données de 4 km (Figure 42). Le ratio Côte/Large est <33 %. En revanche, très peu de zones avec des pics de Chl-*a* ont été détectées, quelle que soit la saison soutenant l'hypothèse clairement que des données de 1 km peuvent être considérées comme un minimum requis pour explorer de manière adéquate la signature des processus côtiers dans la région.

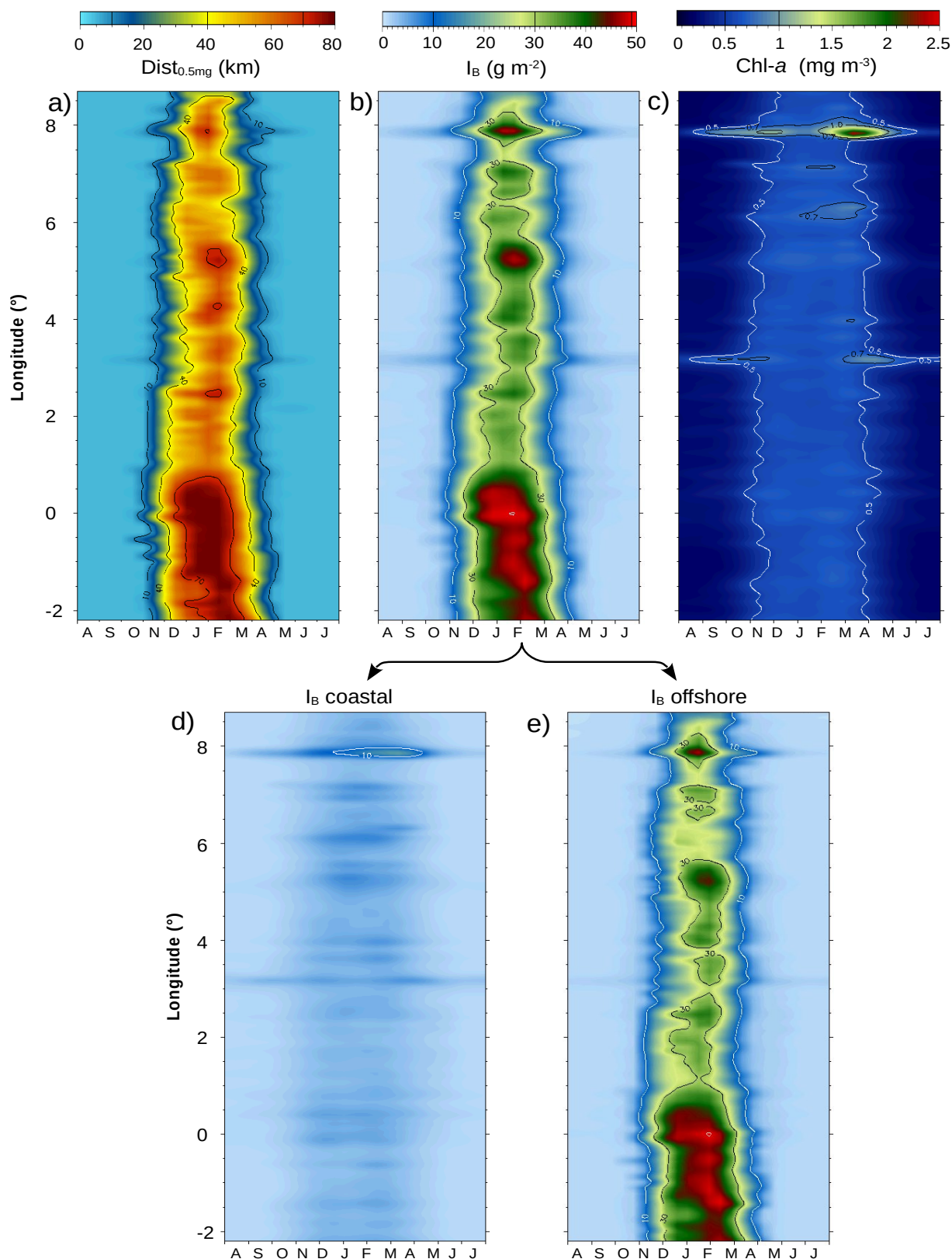


Figure 42: Diagramme spatio-temporel de la variabilité longitudinale ($2,2^{\circ}\text{W } 8,7^{\circ}\text{E}$) des trois indices basées sur la Chl-*a* dans le AB entre 2003-2018, à partir des données MODIS de 4-km de résolution. (a) La distance par rapport à la côte de la Chl-*a* > $0,5 \text{ mg m}^{-3}$. (b) Le I_B de l'ensemble du bassin. (c) La Chl-*a* moyenne calculée dans l'ensemble du bassin. (d) Le I_B entre la ligne côtière et la distance de 10 km par rapport à la côte. (e) Le I_B au large. Cette figure est générée en utilisant le langage IDL version 7.1 (2009).

3.2. La variabilité longitudinale de l'enrichissement à méso-échelle

Afin d'explorer la variabilité longitudinale de la biomasse phytoplanctonique tout au long de l'année, nous avons examiné 3 profils de la moyenne de l'indice de biomasse, ainsi que la MLD, la TKE du courant géostrophique (chapitre II) et les 2 moyennées entre la côte et 80 km au large. Pour ce faire, nous avons examiné 3 transects transversaux entre la côte et 80 km, dans 3 longitudes (1°W, 4,5°E et 7,5°E) choisis en raison de leur indépendance par rapport à tout enrichissement observé dans le domaine côtier (Figure 46c).

Les premiers résultats montrent une forte diminution de l'intensité de la saison productive vers l'Est, avec des valeurs annuelles cumulées de l'indice de biomasse de 285, 152, et 86 g m⁻² de l'Ouest vers l'Est (Figure 45). Ils quantifient et valident en même temps les observations rencontrées sur la diminution progressive de l'influence des eaux Atlantiques riches circulant d'Ouest vers l'Est, en fonction de leur appauvrissement progressif en nutriments. La forme de la saison productive est stable à 1°W et 4,5°E, avec un maximum centré pendant la première quinzaine de Février. Un calcul précis de ce timing sur toute la côte Algérienne (Figure 43) montre que cette position centrale est assez stable de 1°W à 8,7°E (avec une variabilité mineure < 1 quinzaine), alors qu'il y a un changement positif de presque une quinzaine (la première de Mars) entre 3°W et 1°W à proximité de la Mer d'Alboran. C'est dans cette zone que nous avons noté un décalage maximal de 2 quinzaines (Figure 43) avec une saison de production plus étalée, en raison de la forte teneur en nutriments des eaux de l'océan Atlantique. Seule l'intensité moyenne de la saison diminue significativement entre les 2 sites.

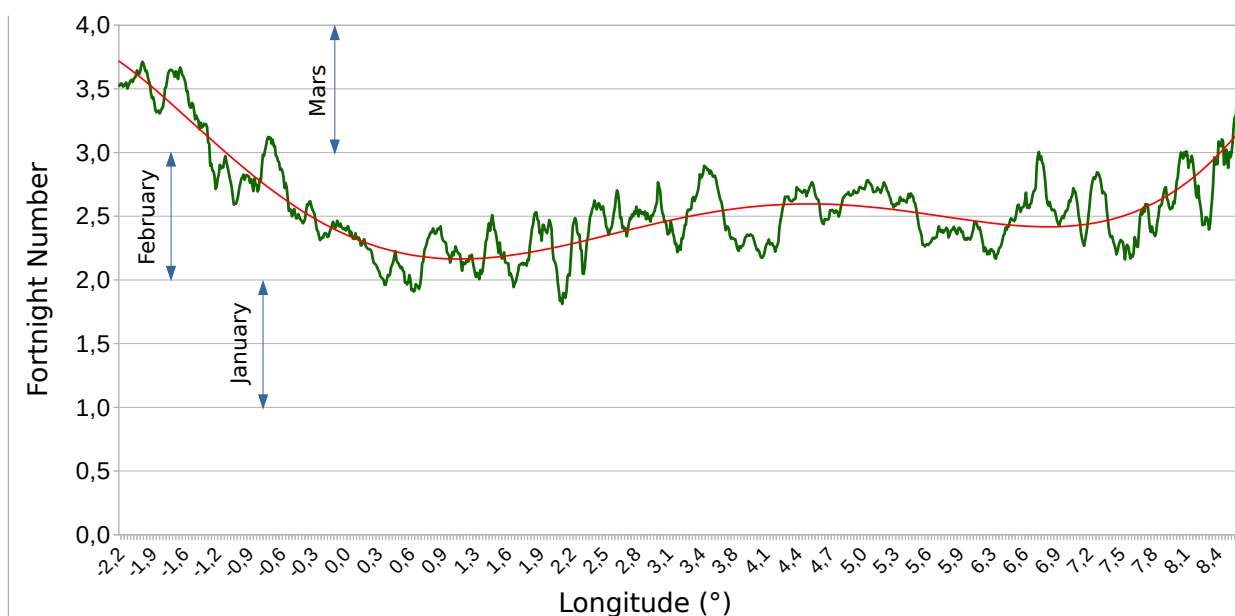
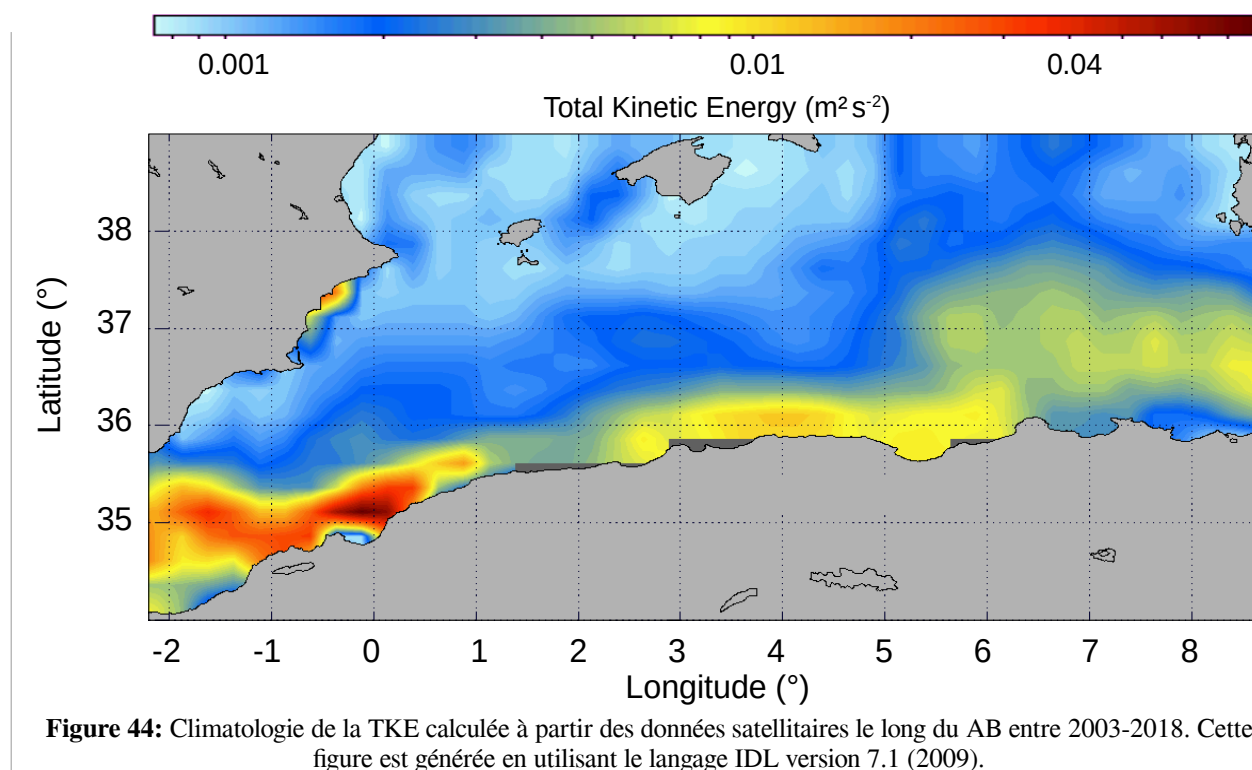


Figure 43: Timing moyen du centre de la saison de production dans le AB entre 2003-2018. Cette figure est générée en utilisant le logiciel libre R (version 3.4.4 (2018-03-15), <https://cran.r-project.org/>).

À 7,5°E (Figure 45c), la saison productive est presque 2 fois moins intense que celle observée plus à l'Ouest, avec un début très marqué durant la première quinzaine de Janvier et une réduction de la

durée de la saison productive. Nous savons que le mélange hivernal dû aux vents et aux courants est la principale cause de la disponibilité des nutriments dans la couche euphotique du AB. Nous avons constaté l'existence d'une relation étroite entre ces 3 paramètres ; la saisonnalité de la MLD et dans une moindre mesure avec la TKE (voir la variabilité spatiale de la TKE Figure 44), et la dynamique de la saison productive capturée par notre indice de biomasse. Le MLD s'approfondit vers l'Est avec un maximum hivernal simultané de 45 m à 60 m (Figure 41) de Janvier à Février, tandis que les eaux Atlantiques modifiées (*Modified Atlantic Waters*, MAW¹) se dirigent vers l'Est (Font et al., 1998).



Le mélange hivernal est suivi généralement par un mois saison de productive (MLD moyenne > 20 m, courbe bleue Figure 45) dans la partie Ouest et Centrale du bassin (Figure 45a et b). Tandis qu'à l'Est, une synchronisation relative est progressivement établie entre la saison de production et la MLD (Figure 45c), ainsi que l'épuisement progressif des nutriments dans les masses d'eau. La TKE calculée à partir du courant géostrophique, i.e. y compris l'énergie des tourbillons et des courants permanents est presque en permanence élevée à 1°W dans la zone attenante la mer d'Alboran (Figure 45a) tandis que sa saisonnalité n'est pas liée à celle de l'indice de biomasse. Il est très probable que le mélange des eaux soit un facteur important contribuant à la productivité de surface (ainsi que l'effet d'enrichissement majeur du MAW) et non un facteur limitant à des niveaux d'énergie aussi élevés. Des niveaux d'énergie plus faibles sont observés plus à l'Est vers 4,5°E (Figure 45b) sans aucune relation avec l'indice de biomasse, tandis qu'un lien plus élevé est observé à 7,5°E (Figure 45c).

¹ MAW : "Modified Atlantic Water" est initialement le résultat du mélange d'eau relativement fraîche de l'Atlantique ($S < 36.5$) s'écoulant via le détroit de Gibraltar dans la M-Med via les eaux de surface de la Mer d'Alboran (Gascard et Richez, 1985).

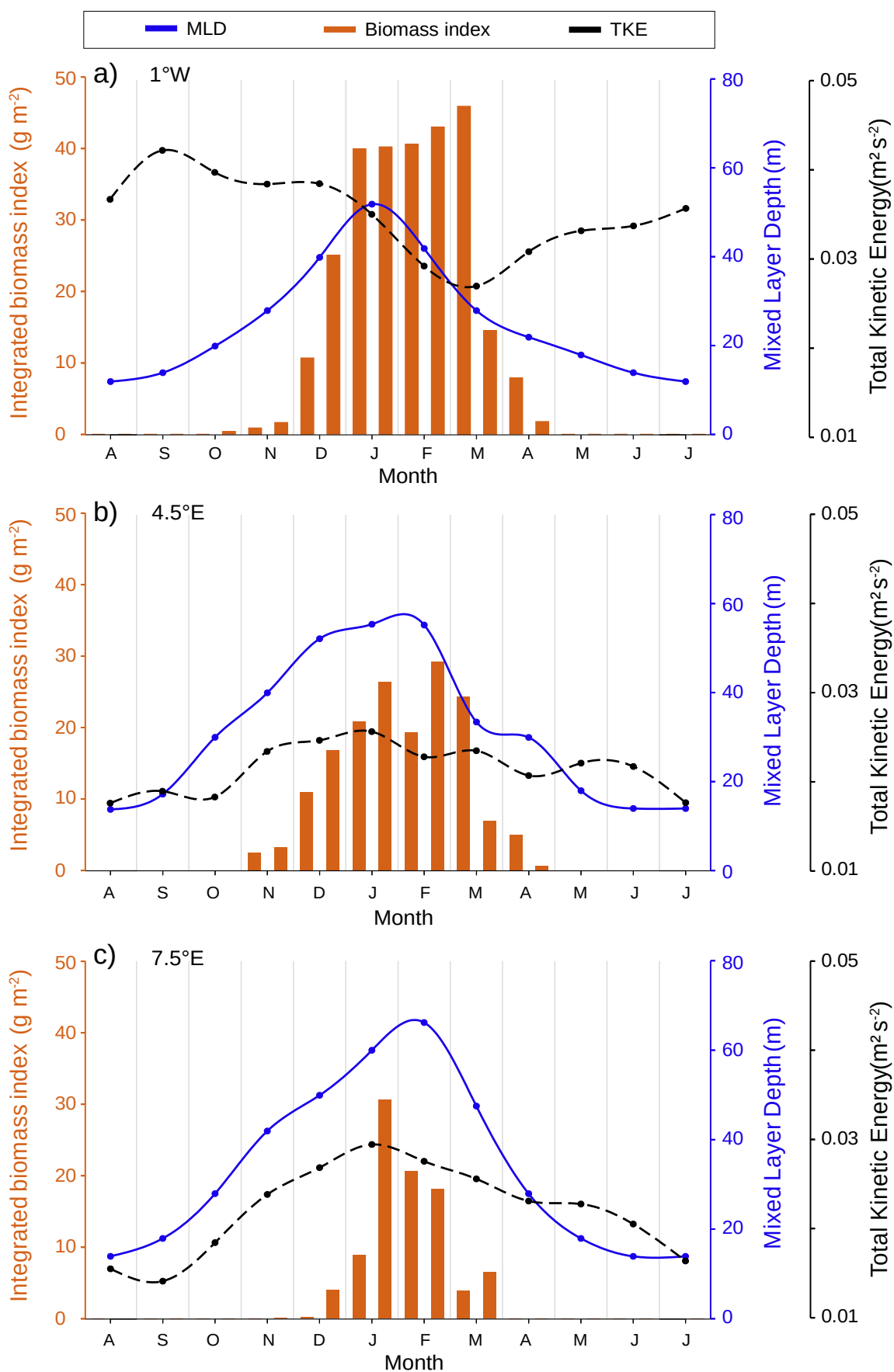


Figure 45: La saisonnalité moyenne de I_B (barres orange) dans les trois localisations (ligne pointillée de la Figure 40a) : 1°W (a), 4,5°E (b), et 7,5°E (c), situées à l'extérieur des influences côtières. La MLD (courbe bleue), et la TKE (courbe noire) sont superposées. Cette figure est générée en utilisant le logiciel libre R (version 3.4.4 (2018-03-15)).

Cette structure saisonnière bien définie, correspond à des MLD plus élevés (une moyenne de 40 m entre [0-80]km) observés en Janvier et Février, provoquant un mélange rapide des eaux de surface et une augmentation rapide de la biomasse planctonique durant la deuxième quinzaine de Février. La courte durée de la saison productive s'explique par les faibles concentrations en éléments nutritifs provenant des MAW le long de leur parcours vers l'Est. La moyenne de la vitesse du courant (données non présentées) ne présente aucune relation qui pourrait contribuer de manière significative aux mélanges des eaux de surface, avec de faibles valeurs hivernales d'Octobre à Février.

La variabilité à méso-échelle de la biomasse phytoplanctonique dans le AB est déterminée par la trajectoire du MAW. Elle est fortement limitée par la disponibilité des nutriments, tandis que les processus côtiers apportent une contribution plus élevée durant l'année et une importance relative imprévue d'environ 2/3 au milieu de la saison productive, qui augmente progressivement pour devenir beaucoup plus élevée le reste de l'année.

3.3. Enrichissement côtier

L'indice I_B (ainsi que sa moyenne associée à la Chl-*a*) ne permet pas, dans sa forme mélangée (Figure 40d, les 2 domaines mélangés), de distinguer les sources d'enrichissement côtières par rapport au large ce qui nous a mené à les scinder en 2 parties (Figure 46). La zone côtière est définie comme la distance de 1 km (la distance minimale d'un seul pixel) jusqu'à 10 km par rapport à la côte, en fonction de la position de l'isopleth de $0,5 \text{ mg m}^{-3}$ (voir la Figure 34a). La composante du large est correspond à la zone située au-delà de cette limite (10 km) spatiale variable jusqu'à une distance maximale de 80 km. Cette séparation met en évidence 2 signaux bien distincts détectables à partir du signal de la Chl-*a* (Figure 46a et Figure 46b) ou à partir de l'indice de biomasse intégrée correspondant (Figure 46c et Figure 46d).

Au-delà du signal saisonnier spatialement calculé pour les 2 domaines (Figure 34a), les résultats donnent un aperçu précis sur la variabilité régionale de la biomasse de la Chl-*a* le long de la côte, particulièrement distincte grâce à l'indice I_B (Figure 46c et Figure 46d). L'indice de biomasse côtière (Figure 46c) met en évidence l'étendue de la saison productive, de 4 à 6-8 mois dans la zone côtière, principalement caractérisée par des pics de valeurs d'indice distinctes dans l'espace $> 20 \text{ g m}^{-2}$. Certains endroits, comme la baie d'Alger ($3,2^\circ\text{E}$) et la baie d'Annaba ($7,9^\circ\text{E}$), présentent des valeurs particulièrement élevées presque toute l'année. En revanche, au large du AB, ces pics sont totalement absents (Figure 46d) même dans les zones où les pics de Chl-*a* les plus élevés ont été observés. Au large, les résultats ont une structure spatialement homogène avec une biomasse cumulée plus intense et une saison productive plus courte.

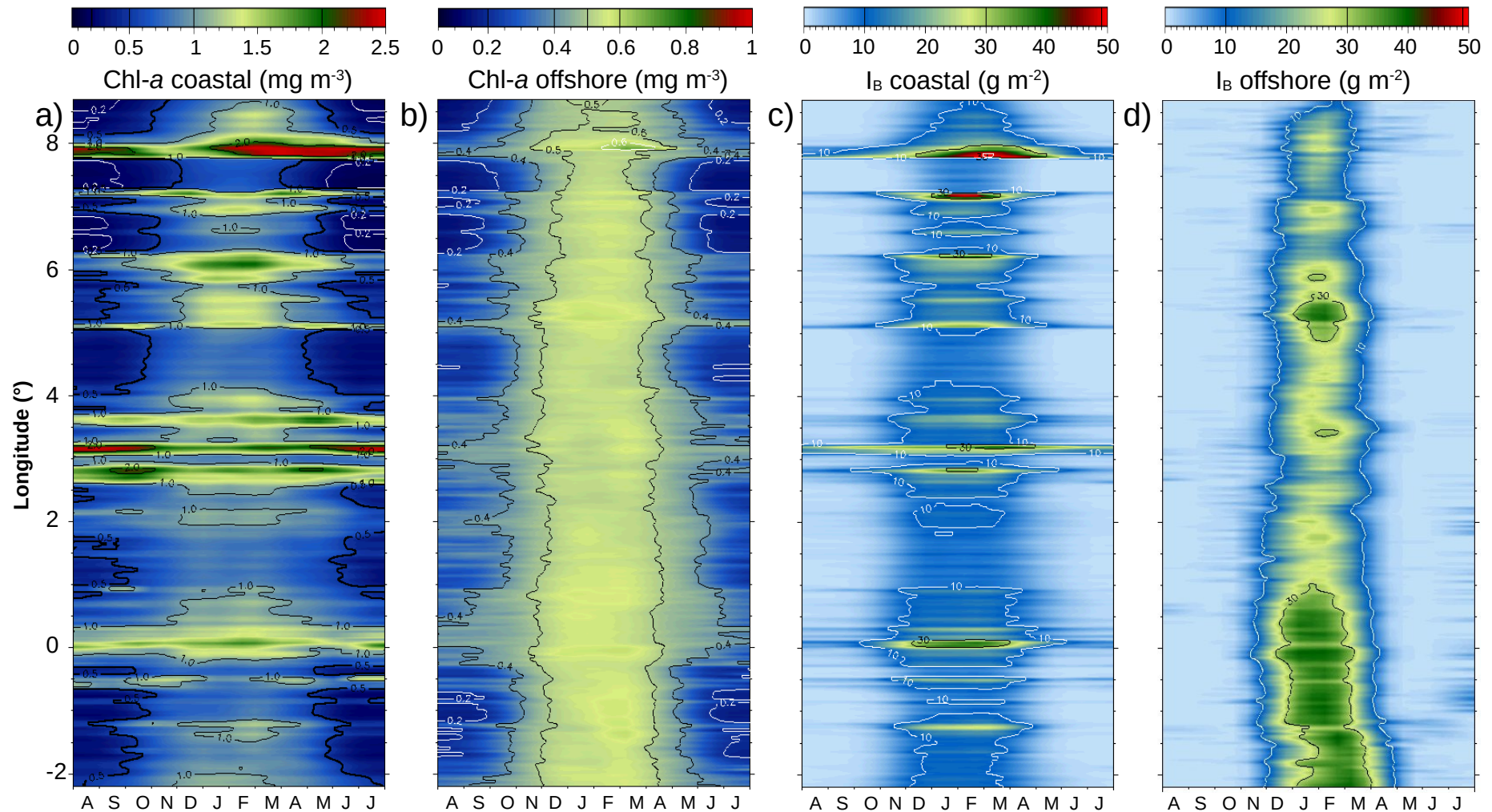


Figure 46: Diagramme spatio-temporel de la variabilité longitudinale (2,2°W 8,7°E) de la Chl-*a* et le I_B dans les deux zones : large et, séparément. (a) La moyenne de la Chl-*a* dans la zone côtière (0-10 km). (b) La moyenne de la Chl-*a* dans la zone du large (10 - $Dist_{0.5mg}^{max}$ km). (c) L'indice de biomasse intégrée côtière (I_B) entre la côte et 10 km. (d) L'indice de biomasse intégrée côtière (I_B) entre 10 et $Dist_{0.5mg}^{max}$ km. Cette figure est générée en utilisant le langage IDL version 7.1 (2009).

La durée de la saison de production est très stable d'Ouest en Est avec un maximum en Janvier et Février, à l'exception de la zone proche de la Mer d'Alboran, où le maximum est rencontré un mois plus tard. La durée de la saison de production à l'Ouest du bassin (à 2°E et 1°E) varie de 4 mois (Décembre à Avril) avec des valeurs $>30 \text{ g m}^{-3}$ (ces valeurs élevées peuvent durer de 2 à 3 mois), jusqu'à une durée saisonnière minimale de 2 mois (entre mi-Janvier et Février) avec une intensité beaucoup plus faible. Entre 5°E et 6°E de longitude, un maximum de l'indice de biomasse au large est bien démontré pendant la saison productive (voir la Figure 46d et la courbe bleue de la Figure 48). Cette caractéristique correspond probablement à la présence relativement stable d'un tourbillon cyclonique de méso-échelle indiqué dans la Figure 9 (Alg WG et Alg EG) au large, et le EAG (Eastern Algerian Gyre) dans Testor et al., (2005), où les concentrations les plus élevées de Chl-*a* ont été régulièrement aperçues (Taupier-Letage, 2003).

Afin de synthétiser les effets spécifiques des enrichissements locaux côtiers par rapport aux enrichissements à méso-échelle, des moyennes de I_B à la côte et au large sont effectuées pour toutes les zones où des valeurs élevées de I_B ont été observées. Ces zones sont nommées par la suite : "Zones Côtiers à Biomasse Forte" ou HBC (*High-Biomass Coastal zones*) et "Zones Côtiers à Biomasse Faible" ou LBC (*Low-Biomass Coastal zones*) (Tableau 9, partie gauche).

Tableau 9: L'indice de biomasse intégrée dans l'espace (I_B , en g m^{-2}) est cumulé d'une manière saisonnière entre 2003 et 2018 pour les régions HBC et LBC de la Chl-*a* côtière dans la côte et le large, séparément. L'importance relative de HBC vs LBC de l' I_B est calculé comme étant le ratio entre la côte et le large.

Season	I_B Coastal (g m^{-2})		I_B Offshore (g m^{-2})		I_B Coastal / I_B Offshore	
	summer	winter	summer	winter	Jan & Feb	Dec & Mar
LBC	0.7	10.1	0.317	23.2	0.64	2.57
HBC	2.9	18.2	0.626	24.8	0.73	4.14
HBC / LBC (%)	+305%	+80%	+97%	+7%		

Les HBC dominent la biomasse totale avec un rapport de conversion de 4 avec +300% (Figure 47) en été et surtout de +80 % en hiver. Cette augmentation est encore élevée au large avec +97 % en été, alors qu'aucune différence (+7%) n'est notable en hiver durant la saison de production (Figure 47b). L'indice annuel de biomasse cumulée associé aux HBCs représente 88 % du domaine côtier, malgré une représentativité faible du domaine côtier d'environ 42% par rapport à toute la surface du bassin.

En raison de l'importance relative au centre de la période productive (de Décembre à Mars) en hiver, nous avons estimé séparément l'importance globale du domaine côtier par rapport au large (Tableau 9, partie droite). Le ratio I_B côte / I_B large atteint un minimum relatif de Janvier à Février avec des valeurs de 0,64 et 0,73 des domaines LBCs et HBCs, respectivement (Tableau 9) il augmente rapidement au cours des mois adjacents (Décembre et Mars), avec des ratios représentatifs de 2,57 et 4,14 dans les LBCs et HBCs.

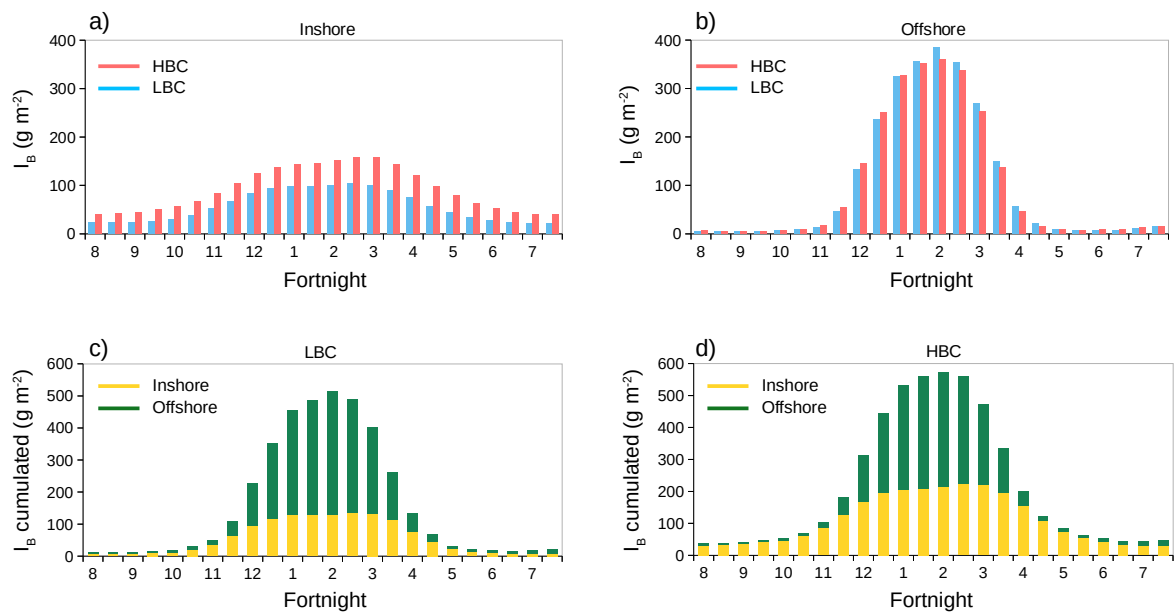


Figure 47: La saisonnalité (en quinzaine) de l' I_B et l' I_B cumulé dans le AB entre 2003-2018. (a) Le I_B des HBCs (orange) et les LBCs (bleu) dans la zone côtière. (b) Le I_B correspondant aux HBCs (orange) et LBCs (bleu) aux large. (c) Le I_B cumulé entre la côte (en jaune) et la large (en vert) à l'intérieur des LBCs. (d) Le I_B cumulé entre la côte (jaune) et le large (vert) dans les HBCs. Cette figure est générée en utilisant le logiciel libre R (version 3.4.4 (2018-03-15), <https://cran.r-project.org/>).

4. Les sources des enrichissements côtiers

Les études antérieures traitant de la variabilité de la biomasse le long du bassin Algérien ont concentré leurs analyses sur des échelles spatiales plus grandes (i.e. sur la saisonnalité des concentrations de Chl-*a* dans l'ensemble du bassin) portée essentiellement sur les eaux du large délimitant la côte. Peu de travaux ont été consacrés au AB ils ont porté sur des échelles spatiales plus petites (i.e. sur la saisonnalité de la biomasse de Chl-*a* des zones côtières). En effet, nous calculons pour chaque section du littoral environ tous les 1 km la moyenne spatiale de I_B pour toutes les saisons, dans la zone côtière comprise entre 0 et 10 km (courbe verte de la Figure 48), et au large au-delà de 10 km (courbe bleu de la Figure 48). Le rapport I_B côte / I_B large est également calculé et considéré comme un indicateur relatif de l'enrichissement local des côtes (courbe rouge de la Figure 48). Les pics côtiers du I_B sont variables dans l'espace et dans le temps (Figure 48) ils indiquent l'existence de plusieurs anomalies locales. Dans les baies de : Arzew, Bou-Ismaïl, Alger et Annaba, la moyenne de I_B est $> 20 \text{ g m}^{-2}$ sur l'ensemble des saisons, ce qui montre clairement la présence d'anomalies côtières (Figure 48). Globalement, le I_B dans les côtes sableuses est plus important que celui des côtes rocheuses (Figure 48). Les HBCs sont situées dans les côtes sableuses et les LBCs dans les côtes rocheuses (Figure 48). La production des côtes sableuses est toujours celle qui contribue le plus à l'augmentation de la biomasse côtière (Figure 48).

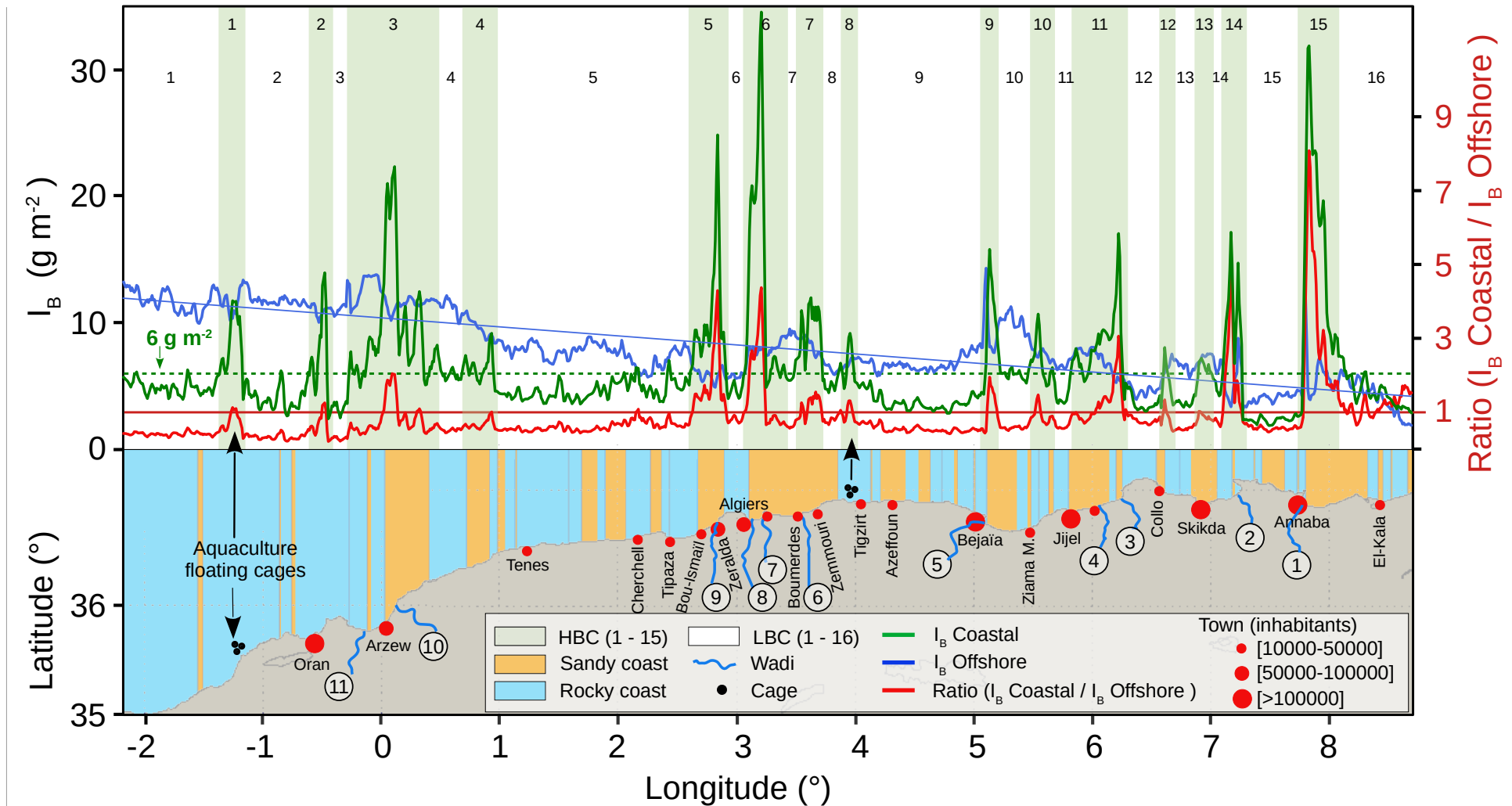


Figure 48 : Variabilité longitudinale de l'indice de biomasse intégrée dans la zone côtière (courbe verte) et au large (courbe bleu) dans le AB entre 2003-2018. Le ratio I_B côte / I_B large est superposé (courbe rouge). Les HBCs sont représentées avec des rectangles vert. Les décharges des oueds, le type de fond (sableux en jaune et rocheux en bleu), et les villes à proximité (cercles rouge) sont superposés. Le type de fond est déduit à partir des images "Google Map" (Google Maps, 2021). Les noms des oueds : (1) Oued Seybouse, (2) Oued El-Kebir, (3) Oued Z'Hor, (4) Oued El-Kebir, (5) Oued Soummam, (6) Oued Bou-Douaou, (7) Oued El-Hamiz, (8) Oued El-Harrach, (9) Oued Mazafran, (10) Oued Cheliff, (11) Oued El-Hammam. Cette figure est générée en utilisant le logiciel libre R (version 3.4.4 (2018-03-15), <https://cran.r-project.org/>).

En effet, il est important de noter que quelques espèces de microphytobenthos (comme les diatomées¹, les cyanobactéries, les chlorophycées² et les flagellées) préfèrent les environnements côtiers sableux peu profonds pour leur développement (Cook et Røy, 2006; Hassan et al., 2006). De plus, chaque maxima local correspond à la morphologie irrégulière du littoral, en particulier dans les baies et golfes (Figure 48), ils sont généralement associés à la présence des oueds (voir la Figure 48). À l'Ouest du bassin (2,2°W et 4°E), la ligne côtière est plus linéaire (régulière) par rapport à l'Est du bassin (Figure 48), avec moins d'oueds. Cette morphologie côtière est largement liée au type de fond sableux ou rocheux (Figure 48).

Les oueds de la côte Algérienne sont caractérisés par des débits très faibles (Figure 49), généralement $< 15 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ durant toutes les saisons de l'année. En effet, la présence de CDOM provenant des apports terrestres d'eau douce principale source de CDOM dans l'eau de mer peut être considérée comme quantitativement négligeable. Une modélisation du CDOM, réalisée par Lazzari et al., (2021), a montré que le AB est caractérisé par une très faible concentration de CDOM.

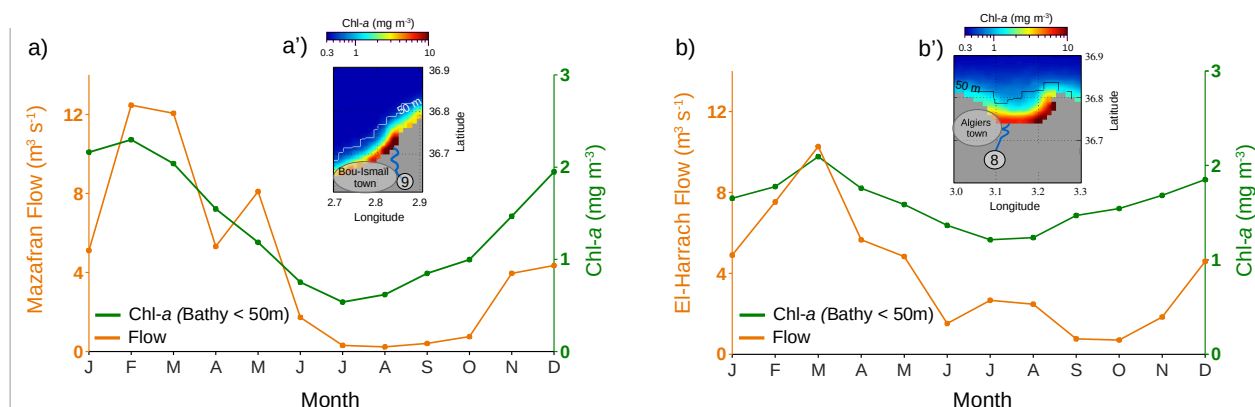


Figure 49: Variabilité saisonnière des débits de oued Mazafran et oued El-Harrach (en $\text{m}^3 \text{ s}^{-1}$, ligne orange) et la moyenne de la Chl-a (ligne verte) calculée à une bathymétrie $< 50 \text{ m}$ entre 2003 et 2012 : (a) Baie de Bou-Ismaïl et (b) baie d'Alger. Les cartes (a' et b') représentent la variabilité spatiale de la Chl-a correspondant aux courbes verte. Cette figure est générée en utilisant le logiciel libre R (version 3.4.4 (2018-03-15), <https://cran.r-project.org/>).

Dans la baie de Bou-Ismaïl (Figure 49a), le débit de Mazafran³ est $< 4 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ en été (Juin à Octobre) et entre 4 et $13 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ en hiver (Novembre à Mai). Dans la baie d'Alger (Figure 49b), le débit de oued El-Harrach⁴ a des structures similaires à celles de Mazafran. La ville d'Alger est affectée par une urbanisation intensive $\sim 70 \%$ de la bande terrestre entre de littoral et 800 m urbanisée, ce qui a entraîné une dégradation environnementale importante de la zone côtière et impacté la morphologie

1 Diatomées : sont des algues brunes vivant en eaux douces comme en eaux salées et présentes dans toutes les mers du monde. Elles peuvent être libres ou fixées sur d'autres algues, à des plantes submergées ou des rochers. Les diatomées, qui mesurent entre 0,02 et 0,3 mm, sont les organismes les plus représentés du plancton (Futura, 2021a).

2 Chlorophycées : sont des algues vertes des eaux douces ou marines. Elles sont unicellulaires ou pluricellulaires, constituant alors des thalles d'aspects variés qui forment soit des filaments cellulaires simples ou ramifiés, en lame ou en tube, soit des filaments siphonnés souvent associés entre eux pour former des thalles de formes diverses (Universalis, 2021)

3 Oued Mazafran : est une rivière qui prend naissance aux croisements de l'Oued Chiffa et l'Oued Djer, qui se jette dans la Méditerranée, séparant la Wilaya de Tipaza et celle d'Alger (« Oued Mazafran », 2017)

4 Oued El-Harrach : est un oued Algérien qui prend naissance dans l'Atlas Blidéen près de Hammam Melouane. Il est long de 67 km avec un débit moyen de $4 \text{ m}^3/\text{s}$ et se jette dans la Méditerranée, en plein milieu de la baie d'Alger (« Oued El Harrach », 2020)

du littoral (Rabehi et al., 2019). Dans la baie d'Annaba, les apports d'oued Seybouse¹ (Figure 48, oued n°1) sont très riches en PO₄ et NH₄ par rapport aux autres rivières de la M-Med (Ounissi et al., 2014). Durant la saison de production, les apports de Seybouse sont principalement limités à la baie d'Annaba et entraînent un risque potentiel d'eutrophisation (Ziouch et al., 2020). En raison des très faibles débits des oueds, la biomasse côtière de la Chl-*a* (Figure 48) ne bénéficie pas uniquement des enrichissements terrestres. Les pics de la biomasse observés dans la Figure 48 s'expliquent par un ensemble de facteurs environnementaux et pas uniquement par le type de côte sableuse et/ou rocheuse ou encore par les apports des oueds. Par exemple, entre Skikda et Annaba (Figure 48), nous observons un pic à 7,3°E associé à la présence d'un oued (n°2), qui disparaît juste après vers la longitude 7,5°E, malgré la présence d'une côte sableuse (donc, il n'y a pas d'effet de la côte sableuse). Dans la baie d'Oran, il y a un pic de I_B côtier, malgré l'absence de côte sableuse et d'oued (Figure 48). Cependant, la ville d'Oran est marquée par une population de plus de 100.000 habitants (Figure 48), ces derniers sont généralement à l'origine d'une importante pollution marine (Houma, 2009) (i.e. décharge des égouts dans l'eau de mer, ...) qui provoque une augmentation à des nutriments dans les eaux côtières. Un autre exemple sur les types d'enrichissement côtiers locaux est observé à proximité de 1,3°W où des cages flottantes d'aquaculture sont installées (Figure 48) qui provoquent une augmentation des nutriments dans les eaux côtières (Cao et al., 2007).

Les faibles débits des oueds de la côte Algérienne suggèrent que les SPM d'origine terrestre sont très faibles dans les eaux côtières. En effet, la source majeure de ces SPM provient probablement de la remise en suspension des sédiments locaux, en particulier dans les côtes sableuses. D'autre part, le AB est caractérisé par un plateau continental étroit, qui peut disparaître rapidement sur la côte rocheuse et s'étendre sur la côte sableuse (Grimes et al., 2010). En effet, si le fond est sableux, le sédiment mobile peut atteindre le plateau continental par sa remise en suspension, ce qui génère un flux de nutriments vers le large (Robinson & Hill, 2005). La partie remise en suspension qui ne fournit pas les nutriments, apporte donc des SPM (particules fines de sédiment, ...).

Dans la zone côtière contrairement à la zone du large, les facteurs et les processus qui gouvernent la production sont différents ils sont soit naturels soit anthropiques. En revanche, la partie intérieure des golfes et des baies (Figure 48) piège les nutriments des apports terrestres et modifie leur hydrodynamique locale (Okubo, 1973; Pingree & Maddock, 1979; Signell & Geyer, 1991; Wolanski & Hamner, 1988).

Ces modifications créent une structure hydrodynamique comme les upwellings² côtiers, les tourbillons,

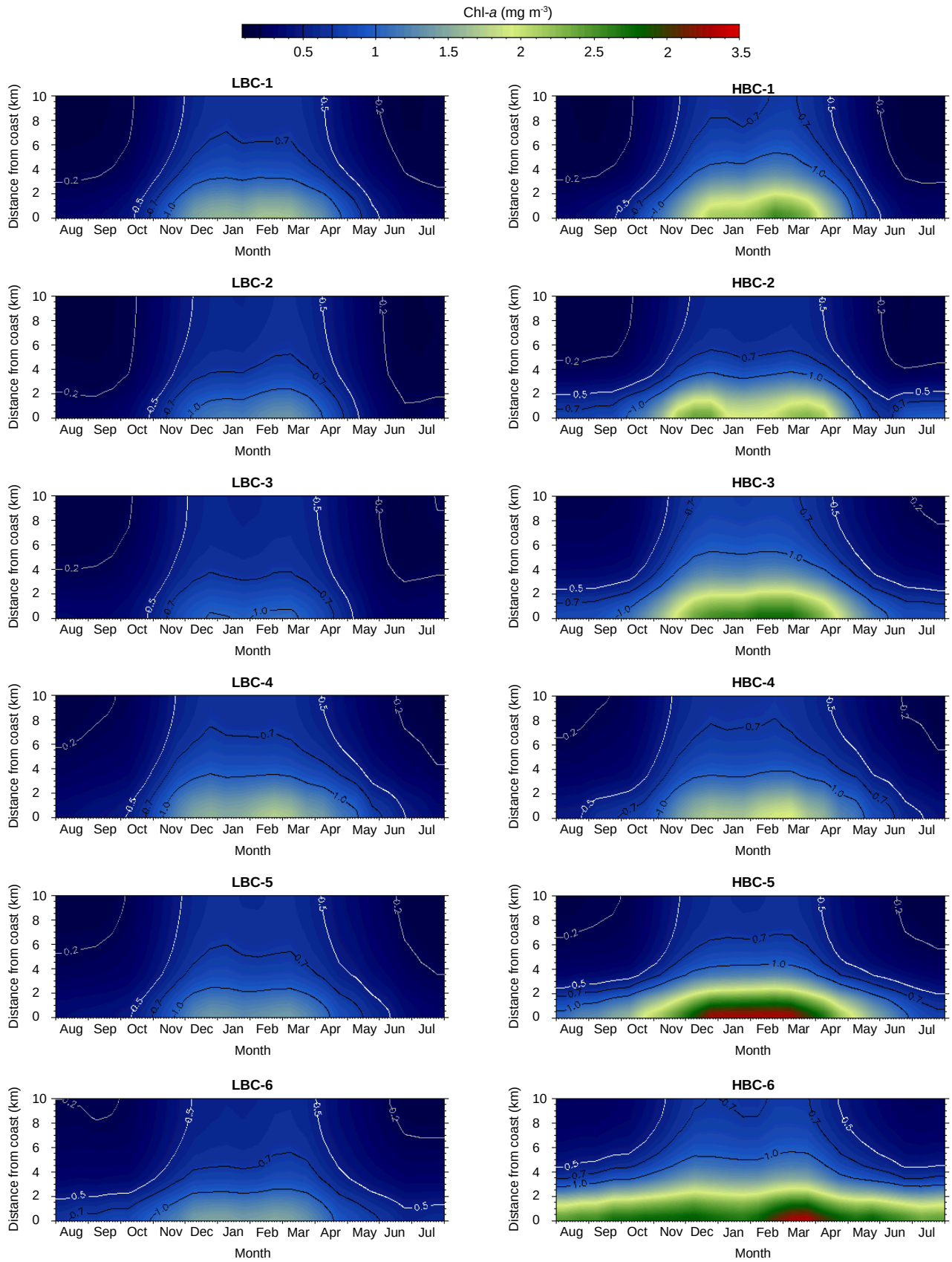
1 Oued Seybouse : est une rivière du Nord-est de l'Algérie formée près de Guelma par l'oued Cheref et l'oued Zenati, son bassin est le plus étendu d'Algérie et ses terres sont des plus fertiles. Elle rejoint la Méditerranée près d'Annaba (« Seybouse », 2018).

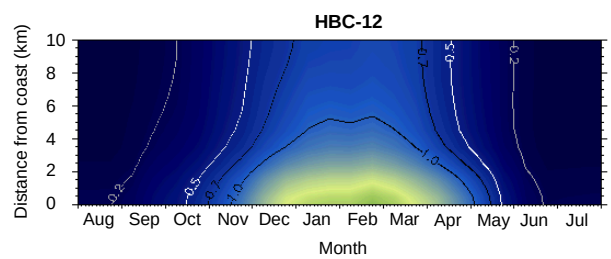
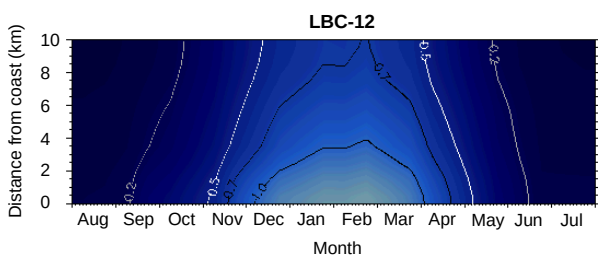
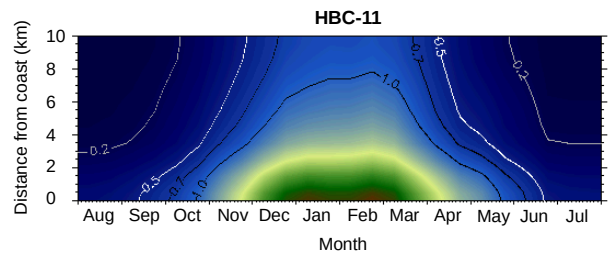
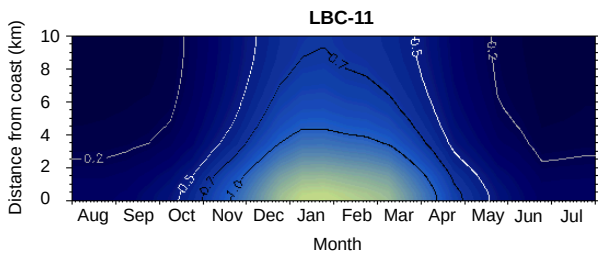
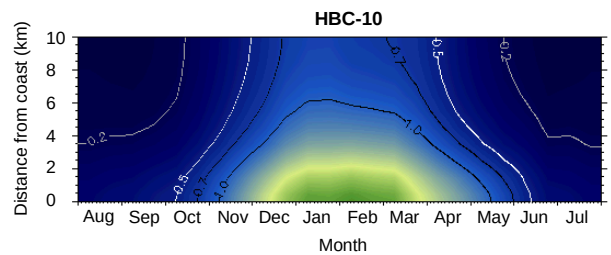
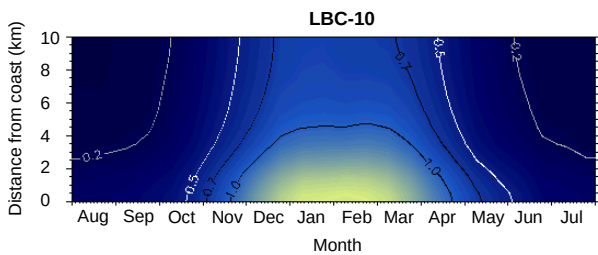
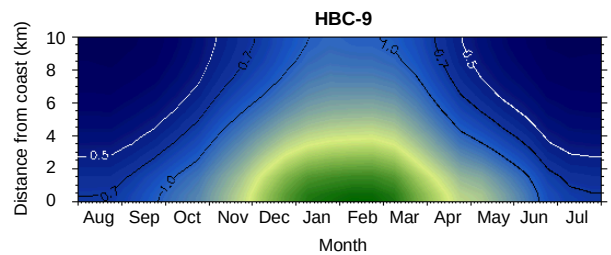
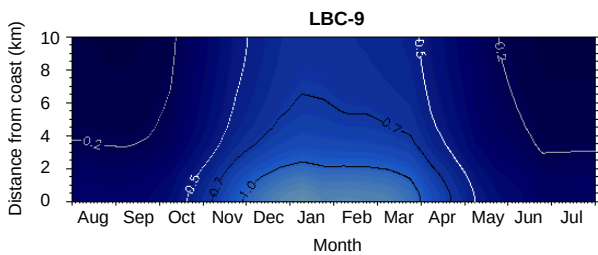
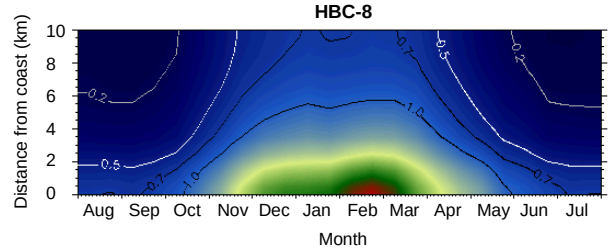
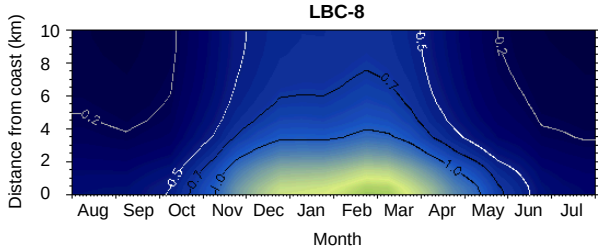
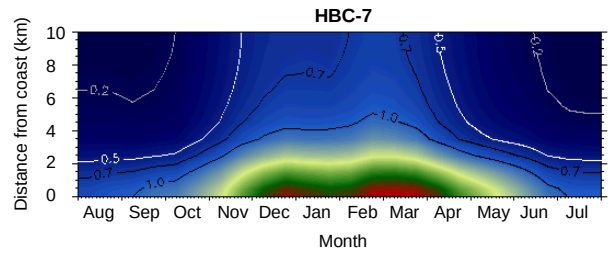
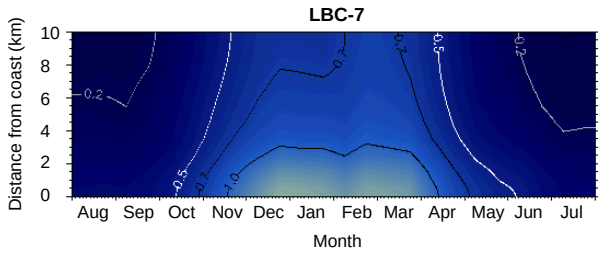
2 Upwelling : phénomène où les eaux de surface sont chassées vers le large et remplacées à la côte par des eaux profondes relativement froides et riches en sels nutritifs. Au large, quand les vents ou des courants provoquent une ascendance de l'eau profonde, le terme divergence est généralement préféré.

les fronts¹, ... qui limite la dispersion des nutriments, ce qui maintient une production côtière élevée avec peu d'influence sur la production du large. Durant l'hiver et le début du printemps, dans certains endroits, les eaux côtières plus riches peuvent être mélangées avec les eaux du large et contribuent à favoriser la production dans l'ensemble du bassin. La Figure 50 représente la structure côtière de la concentration de la Chl-*a* des 31 sous-zones côtières définies dans la Figure 48.

On peut dire que, la production côtière n'est pas seulement liée au type de fond (sableux ou rocheux) mais à d'autres critères (Figure 48). Les sources locales des enrichissements côtiers peuvent être expliquées par la présence des villes à proximité indépendamment de la présence des côtes sableuses, et/ou des apports des oueds, et peuvent être aussi le mélange de ces 3 derniers facteurs (Figure 48).

¹ Front : surface de contact entre des masses d'air ou des masses d'eau de caractéristiques physiques différents, dont les mouvements sont de sens opposés.





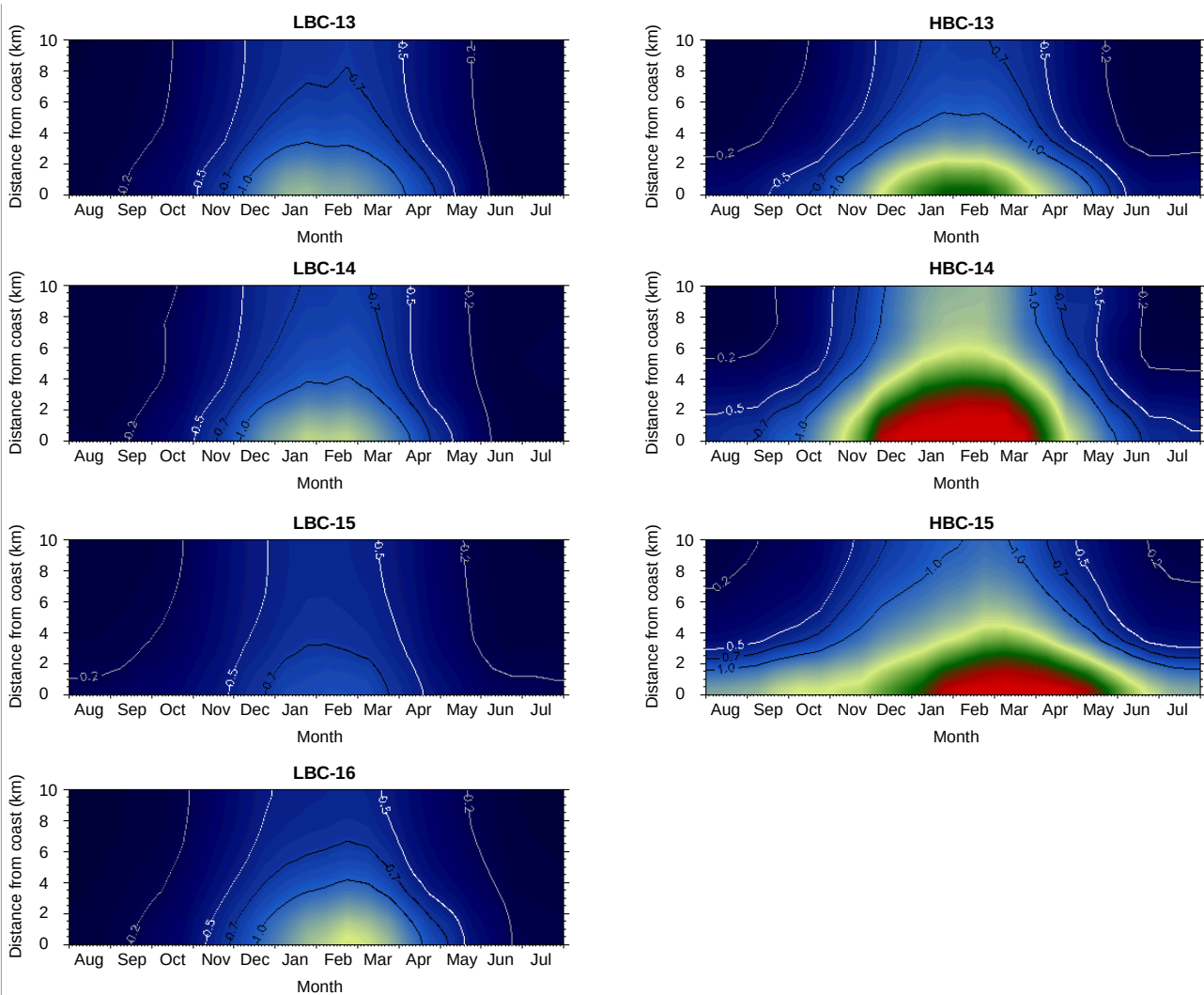


Figure 50: Climatologie bimensuelle de la variabilité côtière de la Chl-a des 31 zones calculée par l’algorithme standard OC3M. Cette figure est générée en utilisant le langage IDL version 7.1 (2009).

5. Approche de modélisation

La zone côtière a été séparée en zones HBC et LBC comme montré sur la Figure 45 et le Tableau 10. Leur séparation en 2 classes a été optimisée visuellement en définissant des seuils spécifiques pour les variables Chl-a et I_B , résumée dans le Tableau 11 (variable de réponse). Nous avons défini 3 variables qualitatives : la présence d’oueds, le type de côte (Sableux ou Rocheux), et la présence des baies. Les villes sont définies comme une variable quantitative en 4 niveaux : 0 / 0-50k / 50k-100k / >100k habitants.

Le Tableau 10 synthétise les caractéristiques respectives des LBC numérotés de 1 à 16 et des HBC numérotés de 1 à 15 tels qu’ils ont été sélectionnés dans la Figure 48. La présence de villes, d’oueds et de baies est positivement liée à la détection de zones côtières à forte biomasse. En même temps, le type de côte ne semble pas très important en présence d’une baie.

Tableau 10: Synthèse des caractéristiques des régions LBC (numérotées 1-16) et HBC (numérotées 1-15) telles que sélectionnées manuellement sur la Figure 48. La moyenne des variables Chl-*a* et I_B a été calculée pour chaque région LBC (rectangles blancs, 1-16) et HBC (rectangles verts, 1-15) de la Figure 48. La taille de la ville [0-3] est définie respectivement par : 0 (pas de ville), 1 : [0 50k] habitants (petit cercle rouge), 2 [50k- 100k] (cercle rouge intermédiaire), 3 : > 100k] habitants (petit cercle rouge).(cercle rouge intermédiaire), 3 : > 100k (grand cercle rouge). Le type de côte : Sandy(S) est Rocky(R). Les petits cercles noirs représentent les cages d'aquaculture.

LBC n°	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
Chl- <i>a</i> (mg m ⁻³)	0.67	0.50	0.46	0.76	0.63	0.72	0.69	0.77	0.55	0.76	0.65	0.54	0.54	0.60	0.37	0.61
I _B (g m ⁻²)	4.9	4.0	3.2	5.7	4.6	4.7	5.6	5.3	3.8	5.9	4.8	3.7	3.8	4.5	2.4	4.2
City size [0-3]					●				●							●
Coast-type	R	R	R	R	R	R	S	S	R	S	R	R	R	R	S	S
Wadi presence																
Bay (or gulf)										B						
HBC n°	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	
Chl- <i>a</i> (mg m ⁻³)	0.71	0.75	1.00	0.81	1.11	1.47	1.14	1.11	1.12	0.84	1.04	0.63	0.85	1.22	1.59	
I _B (g m ⁻²)	8.6	8.0	9.7	6.5	10.0	13.2	9.4	8.7	11.6	7.9	8.6	7.2	6.5	11.5	14.4	
City size [0-3]		●	●		●	●	●		●	●	●	●	●		●	
Coast-type	R,●	R	S	S	S	S	S	R,●	S	R	S	S	S	R	S	
Wadi presence			~~~~~		~~~~~	~~~~~	~~~~~		~~~~~		~~~~~			~~~~~	~~~~~	
Bay (or gulf)		B	B		B	B	B		B	B	B		B	B	B	

Des modèles qualitatifs linéaires (modèles linéaires généraux, GLM) ont été réalisés pour évaluer les interactions entre la concentration côtière de Chl-*a* ou l'indice de biomasse (I_B) et les 4 variables explicatives (Tableau 11). Les 2 zones spécifiques HBC-1 et HBC-8 ont été exclues de la modélisation parce qu'elles sont influencées par la présence des cages flottantes d'aquaculture qui ne sont pas associées aux variables explicatives. Le premier modèle général (m1) est d'abord testé en combinant toutes les saisons pour tester la répartition entre HBC et LBC (Figure 48). Ce modèle explique 67 % de la variabilité avec une prédominance unique de l'effet ville. L'effet oued n'est pas présent, probablement en raison de son association avec la ville. En revanche, en hiver, la variable de réponse Chl-*a* (modèle m2, 79%) est principalement associée à la présence d'un oued, puis aux villes, alors que la variable de réponse I_B (modèle m3) est principalement liée à la présence d'une baie et d'une ville. Le modèle I_B d'hiver (m3) est très similaire dans l'explication de la variabilité de la biomasse (77%), avec une dominance de la présence de ville comme précédemment avec Chl-*a* ainsi qu'à un effet significatif de la baie. Dans les modèles d'hiver, l'effet oued est uniquement mis en évidence par la variable Chl-*a* qui reflète l'influence des enrichissements locaux plutôt que leur extension spatiale, associée à l'indice de biomasse (I_B), mettant en évidence l'effet baie. Pendant l'été, saison de faible biomasse, la concentration en Chl-*a* (modèle m4, Tableau 11) explique 57% de la variabilité de la Chl-*a*, avec un effet unique des oueds malgré leurs faibles débits en hiver (Figure 49).

Tableau 11: Paramètres des modèles linéaires calculés pour évaluer les interactions entre la biomasse de Chl-*a* côtière et les quatre variables de différentes sources d'enrichissement côtier. Les moyennes de I_B et de la Chl-*a* en hiver et en Été sont calculées en fonction des mois à forte et à faible biomasse présentés dans la Figure 34.

Model	Season	Response variables	Explanatory variables	p-value	Model %
m1	All seasons	[HBC ; LBC]	Coast type	-	67%
			Bay	-	
			Wadi	-	
			City	**	
m2	Winter	$Chl-a \geq 1.5$	Coast type	-	79%
			Bay	-	
			Wadi	***	
			City	*	
m3	Summer	$I_B \geq 13$	Coast type	-	77%
			Bay	**	
			Wadi	-	
			City	**	
m4	All seasons	$Chl-a \geq 0.5$	Coast type	-	57%
			Bay	-	
			Wadi	*	
			City	-	
m5	All seasons	$I_B \geq 2.4$	Coast type	-	78%
			Bay	*	
			Wadi	*	
			City	-	

Statistical signification of p-value (correlation is significant with p-value < 0.05 (5%)):
 *** < 0.1 % ; ** < 1% ; * < 5% ; 5% < . < 10% ; - > 10%

Le modèle équivalent pour l'indice de biomasse (m5) explique 78% de la variabilité, avec une dominance de la présence des baies, alors que l'effet oued est toujours présent. La faible variabilité de la biomasse en été est mieux expliquée par l'indice de biomasse intégré dans l'espace (I_B). Ceci met en évidence un effet baie, même si la variabilité principale des enrichissements côtiers est probablement dominée par les oueds et sous l'influence des eaux usées des villes.

Par conséquent, nous pouvons affirmer que les effets anthropiques comme la présence d'une ville et d'un oued dominant la variabilité de la biomasse dans les zones côtières le long de la côte Algérienne, beaucoup plus que les effets "naturels" tels que le type de côte et la présence d'une baie. En revanche, la présence de la baie est également de première importance pour piéger l'eau enrichie dans le domaine côtier. Un autre point significatif est le fort effet positif des cages d'aquaculture dans 2 endroits spécifiques du AB (Figure 48). Il convient de noter que l'aquaculture marine s'est considérablement développée au cours de la dernière décennie, avec un plan d'initiative nationale dont l'objectif était de produire 100 000 tonnes de poissons et de crustacés à l'horizon 2020 (FAO, 2019).

Section 3. La Chl-*a* intégrée sur profondeur dans le AB en été

La plupart des études océanographiques nécessitent des modèles numériques dont la fonction est de comprendre les systèmes océaniques afin de décrire les processus qui les caractérisent. Les modèles de la fixation de carbone par le phytoplancton sont basés sur une ou plusieurs relations idéalisées entre la photosynthèse nette et l'irradiance ou les mesures de la production primaire¹ net. Par définition, la production primaire net est la quantité de carbone fixé par la photosynthèse consommé par la suite au premier niveau hétérotrophe² (Lindeman, 1942). Par conséquent, de nombreux modèles de production primaire ont été décrits. Malheureusement, ces modèles ont été masqués par une énorme diversité de noms, de variables et paramétrisation. Le modèle VGPM (*Vertically Generalized Production Model*) proposé par Behrenfeld et Falkowski, (1997) est largement utilisé pour estimer la production primaire, car il peut utiliser tous les paramètres possibles récupérés à partir des données satellites. Le VGPM (Éq.40) décrit la relation entre la productivité³ primaire intégrée en profondeur et le taux maximal de fixation du carbone dans la colonne d'eau, le PAR à la surface de la mer, la concentration de Chl-*a* en surface, la profondeur euphotique et la photopériode⁴. La production primaire est calculée comme suit (Behrenfeld & Falkowski, 1997):

$$\sum PP = P_{opt}^b * f[PAR(0)] * DL * Chla^{Sat} * Z_{eu} \quad \text{Éq. 40}$$

Avec : $\sum PP$ est la fixation du carbone journalier intégré de la surface jusqu'à la Z_{eu} . P_{opt}^b est le rapport de fixation du carbone de maximum de Chl-*a* spécifique observé dans la colonne d'eau mesurée sous les conditions de l'irradiance variable durant l'incubation qui s'étendant généralement sur plusieurs heures. DL est la photopériode. Après la validation du modèle VGPM, Behrenfeld et Falkowski, (1997) ont constaté que ~85 % de la $\sum PP$ pourrait être attribuée à des changements dans la Chl-*a* intégrée calculé par les deux paramètres satellitaires suivants :

$$Integrated\ Chla = Chla^{Sat} * Z_{eu} \quad \text{Éq. 41}$$

Avec la Z_{eu} dans l'équation 41 et 40 calculée comme suit : $Z_{eu} = 1/K_d$ Éq. 42

En effet, une importance est accordée dans ce chapitre à l'estimation de la Chl-*a* intégrée (l'Éq. 41) utilisée comme *input* dans les modèles bio-optique de production primaire. Les modèles de productivité les plus complets calculent les taux nets de la photosynthèse à des profondeurs dans la zone euphotique en fonction des longueurs d'onde spécifiques d'absorption du PAR. Comme point de

1 Production primaire : quantité de matière vivante produite par des organismes autotrophes par unité de surface (ou volume) et unité de temps.

2 Hétérotrophe : le terme hétérotrophe qualifie un organisme incapable de synthétiser lui-même ses composants et qui recourt donc à des sources de matières organiques exogènes (Futura, 2020c).

3 Productivité : ce terme est généralement réservé à des rendements, rapports entre la production de matière vivante et un élément du système producteur comme la biomasse (Guy, 2006)

4 La photopériode : est le rapport entre la durée du jour et la durée de la nuit. Ce rapport conditionne de nombreuses activités physiologiques et écologiques comme la reproduction, la migration, l'entrée en hibernation, la floraison, etc (Futura, 2020d).

référence, nous avons envisagé l'estimation de la Chl-*a* intégrée au sein de la zone euphotique en considérant la Z_e comme étant la profondeur à laquelle l'irradiance de surface PAR(0^+) est devenue à 1 % du PAR (0^+) (Morel, 1988). Notre but est donc d'améliorer le calcul de la Chl-*a* intégrée par satellite (Éq. 41) à l'aide d'un nouveau modèle bio-optique créé pour la première fois dans ce travail pour le AB, qui utilisera des profondeurs de la zone euphotique qui sont plus proches de la réalité.

1. Importance de la structure verticale

Dans la M-Med, les eaux de surfaces sont profondément éclairées par la lumière du soleil, qu'est un facteur fondamental à la photosynthèse. Néanmoins, les sels nutritifs sont considérés comme un facteur limitant dans le AB surtout pendant la période de stratification des eaux (Herrig and Falkowski, 1989 ; Moore et al., 2003 ; Moutin et al., 2008). La profondeur d'atténuation déduite des données MODIS est défini comme l'inverse du coefficient d'atténuation de la lumière k_d à 488 nm. Elle représente un profil plat au-dessus de la DCM (Figure 51a) durant l'été (la moyenne de $1/k_d$ égale à 30 m et la DCM moyenne égale à 60 m) dans l'ensemble du bassin. L'atténuation verticale de la lumière de soleil dépend de tous les pigments biologiques (ici réduite au pigment de Chl-*a*) ainsi que sur la seston¹ totale (Morel, 1988). Elle est donc très variable et conduit à des profils de Chl-*a* complexes. En effet, le capteur MODIS-Aqua est incapable d'intégrer les concentrations de Chl-*a* sur l'ensemble de la colonne d'eau en été (Figure 51).

Cependant, la variabilité de la structure verticale de Chl-*a* en été peut s'expliquer par :

- Un taux de croissance limité du phytoplancton dans les couches superficielles fortement stratifiées (Astraldi et Gasparini, 1992 ; Krivosheya, 1983 ; Sankey, 1973) qui limite les apports de nutriments dans la couche euphotique.
- L'effet positif du processus de la photo-acclimation (Cullen, 1982 ; Winn et al., 1995) des cellules phytoplanctoniques qui augmente la DCM.

En hiver, sous les conditions des tourbillons, le maximum de la DCM est localisé au niveau photométrique entre 25 % et 50 %, à une profondeur inférieure à 20 m (Jacques et Minas, 1981). Dans le AB, la DCM est localisée au-dessus de la thermocline saisonnière entre 20 et 25 m (Cotroneo et al., 2016). En effet, la moyenne des profils de la Chl-*a* en hiver dans le AB selon Lavigne et al., (2015) (point : 38°N5°E) montre que le maximum de Chl-*a* se situe autour de 30 m. L'épaisseur de la MLD en hiver (Figure 41), générée par des vents forts, favorise l'homogénéisation de la Chl-*a* dans la colonne d'eau (Krom et al., 1992 ; Marty et al., 2002 ; Mignot et al., 2014).

¹ Seston : Ensemble des particules d'origine minérale ou organique et de très petits organismes en suspension dans l'eau et dénués d'une mobilité propre suffisante. Le seston se décompose en tripton, necton, plancton et neuston.

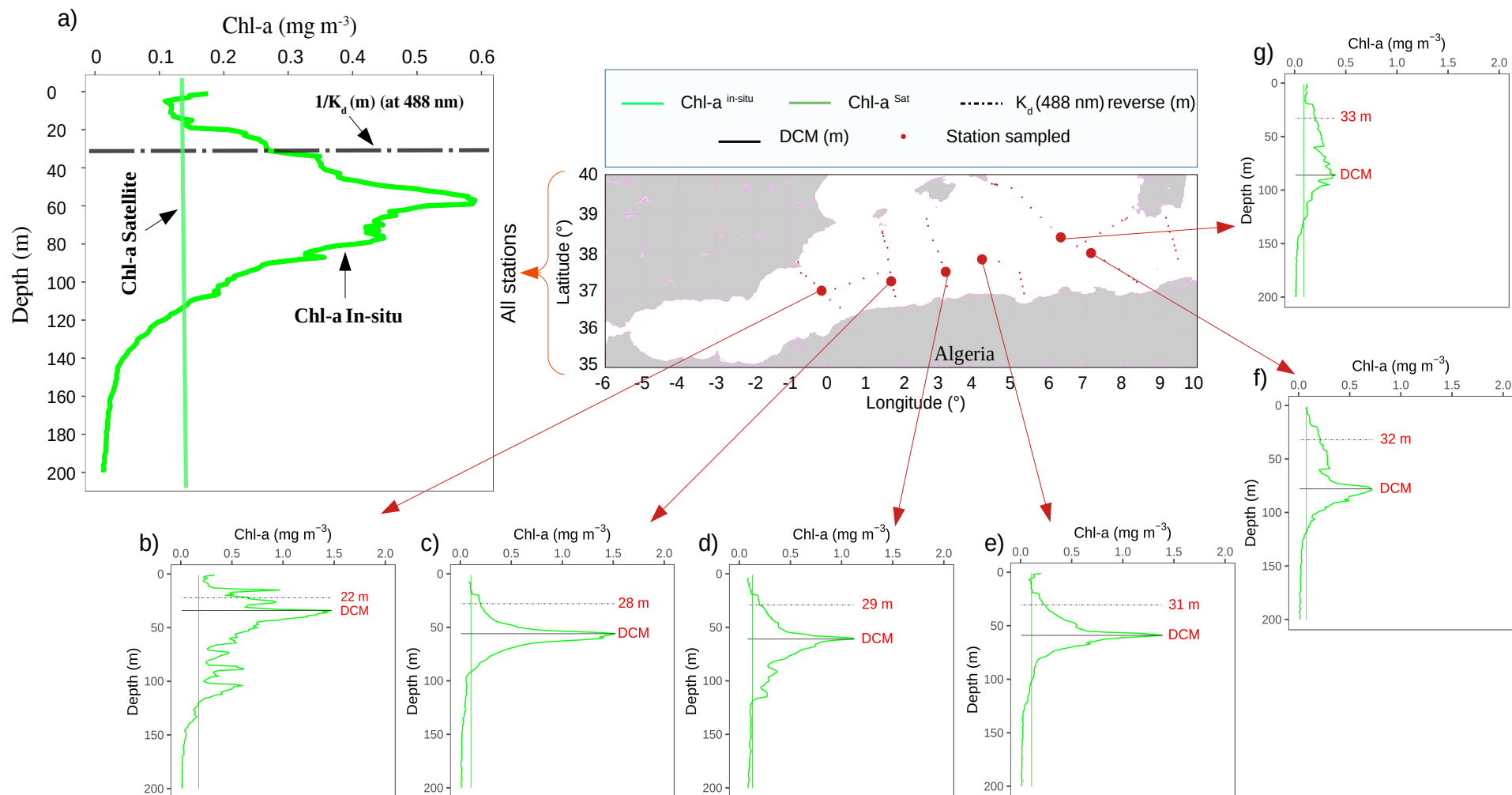


Figure 51: La concentration de la Chl-*a in-situ*, la concentration de la Chl-*a* satellitaire, et l'inverse du K_d en fonction de la profondeur (de a à g). Les courbes vertes représentent la concentration de la Chl-*a in-situ*. Les lignes vertes représentent la concentration de la Chl-*a* satellitaire. Les lignes en pointillées représentent l'inverse du coefficient d'atténuation à 488 nm des données MODIS. Les lignes noires représentent la DCM des données *in-situ*. Cette figure est générée en utilisant le logiciel libre R (version 3.4.4 (2018-03-15), <https://cran.r-project.org/>).

Dans Lavigne et al., (2015), la saisonnalité de la Chl-*a* dans le AB est représentée par un seuil profil de la Chl-*a*. Dans notre travail, nous exploitons la variabilité spatiale des profils verticaux de la Chl-*a* *in-situ* issus de la campagne SOMBA-2014 (Figure 51). La forme des profils verticaux de Chl-*a* varie dans l'espace (Figure 51b, c, d, e, f, et g) avec un approfondissement régulier de la DCM d'Ouest en Est, suggérant un mouvement longitudinal de la transition saisonnière. Afin d'évaluer la variabilité de ces profils en été, nous avons calculé le coefficient de variation (CV) des mesures *in-situ* de 70 profils (0 m à 100 m) et les données satellitaires correspondantes indiquées dans le Tableau 12.

Tableau 12: Coefficient de variation de toutes les stations *in-situ* sur les différents niveaux de profondeur en Été.

Deep	0-10 m	20 m	30 m	40 m	50 m	60 m	70 m	80 m	90-100 m
CV (Satellite)	0.30	-	-	-	-	-	-	-	-
CV (<i>in-situ</i>)	0.72	0.46	1.40	0.38	0.96	0.71	0.38	0.56	0.84

Le CV *in-situ* à 30 m de profondeur (Tableau 12) est le plus élevé (CV = 1,40) que le CV dans les autres niveaux de profondeurs. Cela probablement lié à la présence dans cet endroit des tourbillons hétérogènes à méso-échelle (Millot, 1999 ; Taupier-Letage, 2003 ; Testor et Gascard, 2005) qui se propagent vers l'Est de la mer d'Alboran. Ces tourbillons influencent la structure verticale dans la partie Ouest du bassin. Les stations les plus à l'Ouest échantillonnées pendant la campagne SOMBA sont généralement localisées à l'intérieur d'un tourbillon où à ses extrémités (Figure 22 du chapitre II). Dans cette partie du bassin (à l'Ouest de 1°E), le maximum de Chl-*a* est généralement localisé aux alentours de 30 m de profondeur (Figure 51b). D'autre part, le CV de la Chl-*a* à des profondeurs supérieures à 30 m est variable selon la structure verticale des profils de la Chl-*a* (Tableau 12) et la présence des DCM variable entre 60 m et 80 m (Figure 51). Cette variabilité de localisation de DCM pourrait s'expliquer par le faible taux de croissance du phytoplancton à la profondeur de compensation où la respiration compense la production.

Le CV de la Chl-*a* satellitaire de la couche de surface est de 0,3, qu'est très faible par rapport au CV de la Chl-*a* *in-situ* à 10 m de profondeur (0,72). Cela est probablement dû au fait que l'observation par satellite n'a pas permis de saisir la variabilité du profil au-delà de la profondeur d'atténuation de la lumière par satellite. En effet, les causes de la variabilité de la Chl-*a* de surface ont un fort impact sur la mesure du satellite entre 0 m et 30 m. Cela pourrait être lié à plusieurs facteurs :

- Le broutage du zooplancton durant une période précise de la journée. Les brouteurs consomment 3 à 26 % de la biomasse totale de la Chl-*a*, et 22 à 139 % de la production nette journalière (Levine et al., 1999).
- La dynamique des eaux de surface qui est induite par les caractéristiques du courant Algérien (Millot, 1999b).

- La variabilité des apports en nutriments dans le AB qui varie à méso-échelle.
- La mort rapide des espèces du phytoplancton (Kirchman, 1999).

Il est donc très probable que le fort contraste actuellement déduit des données satellitaires entre l'été et l'hiver sera considérablement atténué lorsque nous prendrons en compte la vraie intégration verticale de Chl-*a*. De la même manière, la moyenne de rapport pigments/biomasse dans le AB et M-Med n'est pas bien connu pour les différents groupes phytoplanctoniques. Cela représente autre source d'incertitude pour la modélisation de la production primaire dans la région. Ce ratio devrait être intégré dans les modèles de production primaire pour plus d'affinité.

2. InC-AB1 « *Integrated Chl-a model in Algerian Basin* »

Le calcul de la biomasse intégrée de la Chl-*a* à partir des données satellitaires est réalisé après la construction d'un modèle bio-optique développé dans ce travail. Le code est dédié à la modélisation océanographique de la Chl-*a* intégrée des eaux du Cas-1 durant la saison oligotrophe dans le AB (Sud-Ouest de la M-Med occidentale). L'un des objectifs de cette partie était de créer un modèle d'estimation de la biomasse intégrée sur la verticale (contrairement à l'I_B qui intègre sur l'horizontale). Ce modèle sera utilisé par la suite pour alimenter les modèles de production primaire adapté au AB.

2.1. Présentation du modèle InC-AB1

Afin de développer un modèle bio-optique de production intégrée dans le AB, nous avons utilisé un jeu de données de différentes sources : satellitaire et *in-situ*. Le but était de modéliser l'intégration satellitaire en utilisant les données suivants (Figure 85) : Chl-*a* satellitaire et le coefficient d'atténuation (k_d) satellitaire. D'abord, nous avons calculé la Chl-*a* intégrée de chaque station *in-situ* de la campagne SOMBA-14 en utilisant le profil vertical de la concentration de la Chl-*a* et la profondeur de la zone euphotique (Z_e , Éq.43). La profondeur de la zone euphotique (Figure 85) est déterminée en utilisant le PAR calculé dans le chapitre II, section 5. Selon Morel, (1988) la Z_e est calculée comme suit :

$$Z_e = Z \text{ where } PAR(1\%) \quad \text{Éq. 43}$$

La Chl-*a* intégrée est donc calculée comme suit :

$$Integrated\ Chla^{in-situ} = \sum_{0m}^{Z_e} Chla^{in-situ} \quad \text{Éq. 44}$$

Le calcul de la Chl-*a* intégrée *in-situ* est effectué aux stations qui répondent aux critères suivants :

- Disponibilité des données satellitaires MODIS-Aqua en concomitances avec les mesures *in-situ* SOMBA-2014. Le nombre de profils de Chl-*a* *in-situ* utilisé dans cette partie est limité en fonction de la disponibilité des données satellitaires par rapport aux mesures *in-situ*.
- Disponibilité des profils de Chl-*a* *in-situ* pour chaque station.

2.2. Évaluation de la qualité du modèle InC-AB1

L'évaluation de la qualité du modèle InC-AB1 a été réalisée en utilisant les équations (45, 46, 47, 48, 49, 50), Avec : $Chl-a^{model}$ est la valeur modélisée. $Chl-a^{insitu}$ est la Chl-a des données *in-situ*. N : nombre de points totale (stations *in-situ*).

- **RMSEP** : *Root Mean Square Error of Prediction*

$$RMSEP = \sqrt{\frac{\sum_1^n (Chla^{model} - Chla^{insitu})^2}{n}} \quad \text{Éq. 45}$$

- Le biais :

$$BIAS = \frac{\sum_1^n (Chla^{model} - Chla^{insitu})}{n} \quad \text{Éq. 46}$$

- **SEPC** : *Standard Error of Prediction Corrected*

$$SEPC = \sqrt{\frac{\sum_1^n (Chla^{model} - Chla^{insitu} - BIAS)^2}{n}} \quad \text{Éq. 47}$$

- **CV** : *Coefficient de variabilité*

$$CV = 100 * (SEPC \setminus \overline{Chla^{insitu}}) \quad \text{Éq. 48} \quad \text{avec } \overline{Chla^{insitu}} : \text{la moyenne de la Chl-a } in-situ.$$

Afin de mieux évaluer notre modèle, nous avons calculé aussi sa performance suivant (Seegers et al., 2018) par le calcul de l'erreur moyenne absolu (MAE) ainsi que le coefficient d'efficacité du modèle (Eff), en utilisant les formules suivantes:

- **MAE** : *Mean Absolute Error*

$$MAE = \frac{1}{n} * \sum_1^n |Chla^{model} - Chla^{insitu}| \quad \text{Éq. 49}$$

- **Eff** : *Efficiency*

$$Eff = \frac{\sum_1^n (Chla^{model} - Chla^{insitu})^2}{\sum_1^n (Chla^{insitu} - \overline{Chla^{insitu}})^2} * 100 \quad \text{Éq. 50}$$

A cause de la non disponibilité d'autre données *in-situ* de la Chl-a dans le AB, la validation et la performance de notre modèle est testée en utilisant les sous-ensemble des testes statistiques calculés par les équations (45, 46, 47, 48, 49, 50). Les résultats de calcul de ces testes statistiques sont représentés dans le tableau suivant :

Tableau 13: Performance relative au modèle InC-AB1

	RMSEP (mg m ⁻²)	BIAS (mg m ⁻²)	SEPC (mg m ⁻²)	CV	MAE (mg m ⁻²)	Eff	$\overline{\text{Chla}}^{\text{in situ}}$
InC-AB1	5.316	-0.432	5.367	17 %	4.023	92 %	31.3
Signification	Bon : très petit par à rapport à la moyenne	Bon : très petit	Bon : très petit par à rapport à la moyenne	Bon : petit	Bon : très petit par à rapport à la moyenne	Bon : proche de 100 %	-

Les résultats des testes statistiques montrent qu'il y a un biais absolu faible dans l'estimation de notre Chl-*a* intégrée, atteignant 0,432 mg m⁻². Le BIAS négatif (Tableau 13) est lié aux valeurs de la Chl-*a* qui sont inférieures à l'unité (O'Reilly & Werdell, 2019). Les valeurs satellitaires et *in-situ* en surface utilisées pour le modèle sont inférieures à 0,2 mg m⁻³ (le modèle est applicable pour la saison oligotrophe). O'Reilly et Werdell, (2019) ont trouvé des biais avec des valeurs négatives lors de l'estimation de la Chl-*a* pour des concentrations $\leq 0,2$ mg m⁻³. Dans notre cas, le CV est estimé à 17 % ce qui est un pourcentage d'erreur acceptable en modélisation. Le coefficient d'efficacité montre que notre modèle donne des résultats qui sont à 92 % proches de la réalité. La MAE, RMSEP et SEPC donnent des valeurs qui représentent environ 17 % de la moyenne.

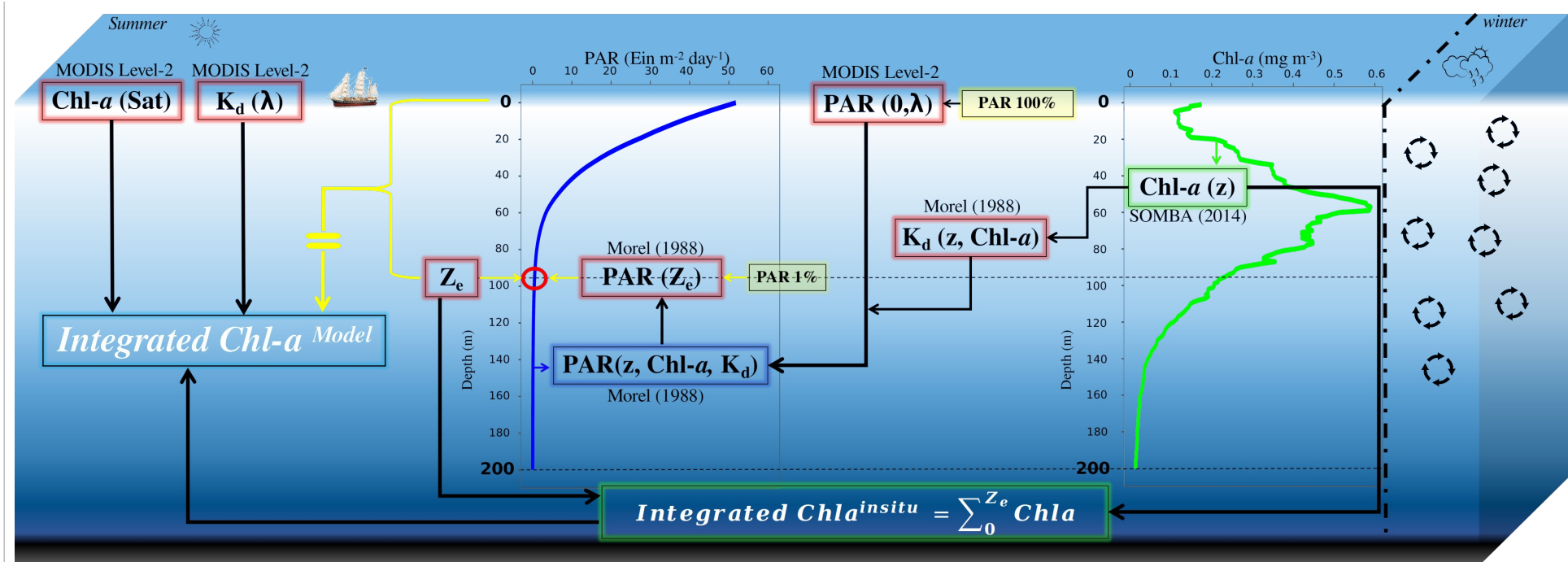


Figure 85: Schéma représentatif des différents paramètres utilisés dans le modèle bio-optique InC-AB1 de la Chl-a intégrée à partir des données satellitaires dans le bassin Algérien. Le profil en vert représente la moyenne de tous les profils de la Chl-a *in-situ* de la campagne SOMBA-2014. Le profil en bleu représente le PAR moyen pour les stations SOMBA-2014 calculées par le modèle de Morel (1988).

3. La biomasse de la Chl-*a* intégrée sur la verticale en été

Dans le AB, l'inter-saisonnalité de la Chl-*a* est brutale. Ses concentrations en surface ont une amplitude différente entre la saison mésotrophe (hivernale) et la saison oligotrophe (estivale) (Harid et al., 2022). En été, et à cause de la stratification des eaux, la concentration de la Chl-*a* en surface de la couche euphotique ne reflète pas le maximum des concentrations sur toute la zone euphotique. La DCM est bien plus profonde, en mois d'Août, elle est estimée généralement entre 60 et 70 m de profondeur (Kessouri et al., 2018b). Tandis que, en période hivernale, la DCM est située au-dessus d'une forte thermocline saisonnière à environ 20 et 25 m de profondeur (Cotroneo et al., 2016). Le modèle InC-AB1 donne des estimations de la Chl-*a* intégrée en période de stratification des eaux du AB en utilisant des données satellitaires. Cela nous a aidé à mieux quantifier et évaluer dans l'espace et dans le temps la production phytoplanctonique en terme de Chl-*a* intégrée sur la verticale dans le AB.

3.1. Importance de la Z_e

La Figure 86c représente la relation linéaire entre la Z_e calculée dans notre travail par le modèle de Morel, (1988) (Éq. 43) et l'inverse du k_d satellitaire. En effet, l'estimation réelle de la biomasse de la Chl-*a* (Satellitaire) intégrée en fonction de la vraie Z_e est très importante pour une meilleur estimation de la production primaire par les modèles bio-optique. La Chl-*a* intégrée est inversement proportionnelle à la Z_e (Figure 86a). La Z_e dans les eaux riches en phytoplanctons est généralement réduite (~65 m) car le mélange verticale des eaux fait enrichir la surface par les nutriments et les eaux sont moins stratifiées. En revanche, la Z_e dans les eaux moins riches en phytoplancton est plus profonde (~110 m) (Figure 86a) car les eaux sont plus stratifiées et l'oligotrophe en surface.

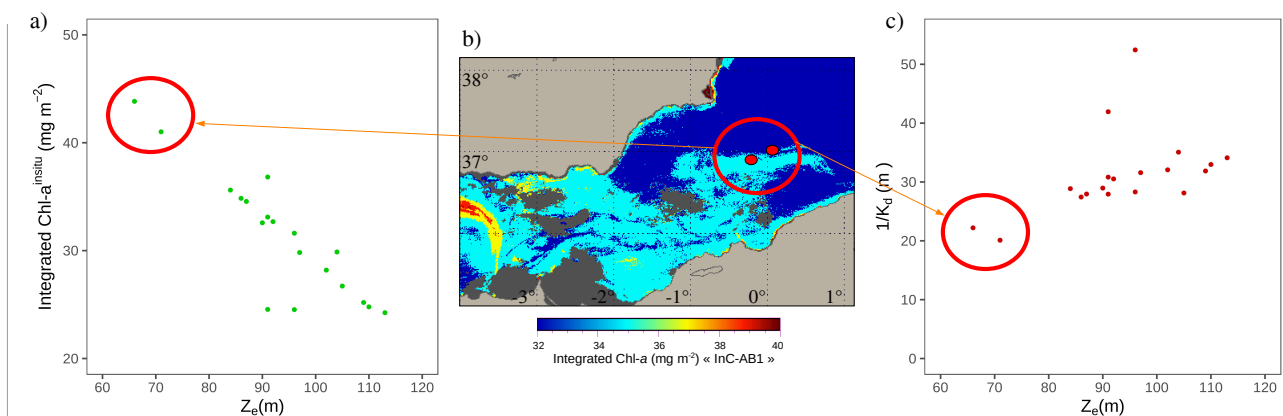


Figure 86: Distribution des paramètres bio-optiques utilisés dans le modèle InC-AB1 en fonction de la Z_e . (a) Distribution de la Chl-*a* intégrée *in-situ* en fonction de la Z_e . (b) Représentation spatiale de la Chl-*a* intégrée InC-AB1 le jour d'échantillonnage des deux stations entourées par le cercle rouge. (c) Distribution de l'inverse du k_d en fonction de la Z_e . Les deux points rouges entourés par le cercle rouge dans la figure b représentent les deux stations échantillonnées sur un gradient spatial de Chl-*a* au cours de la campagne SOMBA-14 (voir la Figure 19b). Cette figure est générée en utilisant le logiciel libre R (version 3.4.4 (2018-03-15), <https://cran.r-project.org/>) et le langage IDL version 7.1 (2009).

La Z_e (Éq. 44) calculée dans ce présent travail représente une amplitude très différente (Figure 86c, Figure 87a et Figure 87b) par rapport à la Z_{eu} (Éq. 42) calculée pour le modèle VGPM de production

primaire. La Z_c (Éq. 43) est environ deux fois plus grande ($\sim 50\%$) que la Z_{eu} (Éq. 42) calculée par l'inverse du k_d satellitaire. En effet, dans les zones oligotrophes comme le AB, l'estimation de la production primaire par des modèles bio-optiques nécessite une Chl-*a* intégrée très proche à réalité. Désormais, le modèle InC-AB1 pourrait être intégré dans le modèle VGPM pour une meilleur estimation de la production primaire dans le AB pendant la saison oligotrophe (l'été).

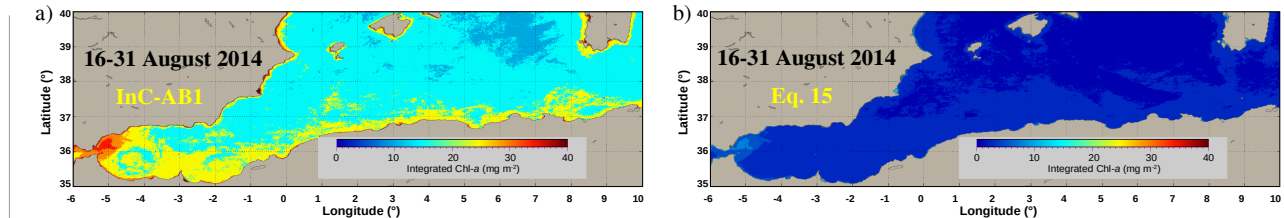


Figure 87 : Distribution spatiale de la Chl-*a* intégrée calculé par deux méthodes différentes. (a) Distribution de la moyenne bimensuelle de la Chl-*a* intégrée InC-AB1 durant la seconde quinzaine du mois d'Août 2014. (b) Distribution spatiale de la moyenne bimensuelle de la Chl-*a* intégrée calculée par l'Éq. 42 utilisée dans le modèle VGPM (Behrenfeld et Falkowski, 1997). Cette figure est générée en utilisant le langage IDL version 7.1 (2009).

3.2. Variabilité de la Chl-*a* intégrée dans le AB

La variabilité côte-large de la biomasse de la Chl-*a* intégrée dans le AB durant l'été varie dans un intervalle très réduit entre 31 mg m^{-2} et 37 mg m^{-2} (Figure 88). La stratification des eaux durant les mois d'été (Figure 88) et la limitation des apports en nutriment jouent un rôle très important dans la production du bassin. Un gradient côte-large de faible amplitude est très marqué sur la Figure 88a.

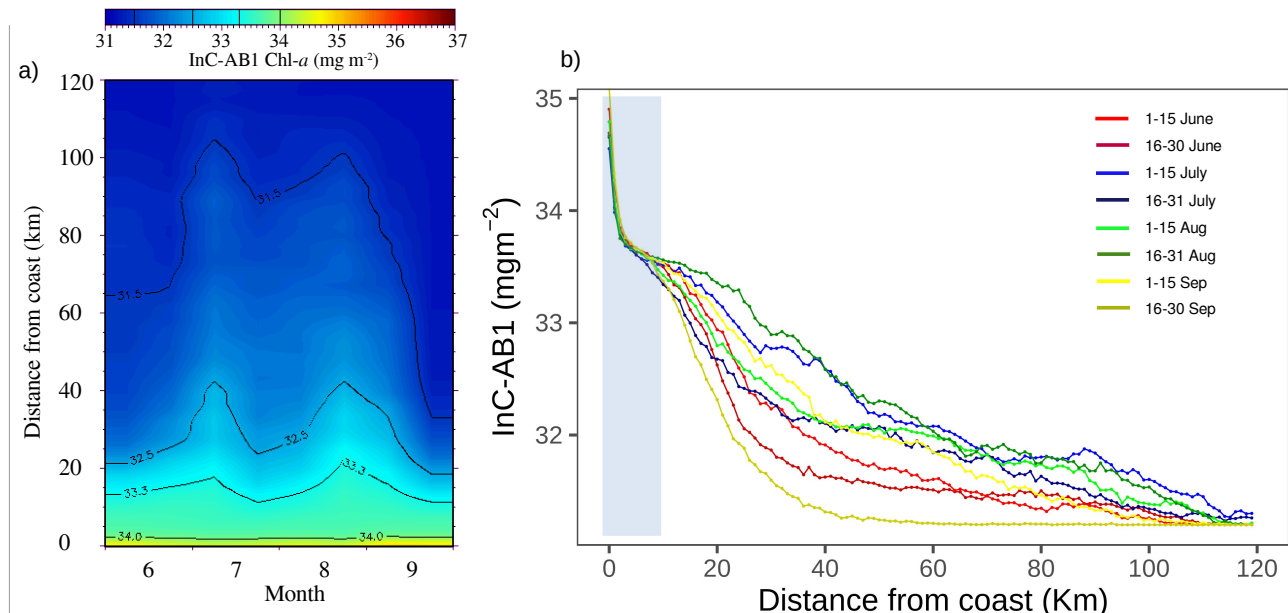


Figure 88 : Climatologie bimensuelle de la production intégrée de la Chl-*a* (de 0 à 120 km) dans le AB entre 2003 et 2018. (a) Hovmöller de la Chl-*a* intégrée en fonction de la distance par rapport à la côte. (b) Courbes de la Chl-*a* intégrée de chaque quinzaine de Juin à Septembre en fonction de la distance par rapport à la côte. Cette figure est générée en utilisant le langage IDL version 7.1 (2009).

En effet, de la côtière jusqu'à environ 30 km, la Chl-*a* intégrée varie entre $32,5 \text{ mg m}^{-2}$ et 35 mg m^{-2} . Au delà de 30 km la variabilité est très stable, elle est comprise entre 31 mg m^{-2} et 32 mg m^{-2} pour les mois de Juin et Septembre, et entre 31 mg m^{-2} et 33 mg m^{-2} pour les mois de Juillet et Août.

Morel et al., (1989) ont déterminé des situations trophiques de la couche euphotique en fonction des intervalles des valeurs de Chl-*a* intégrée :

1. Zones avec une situation trophique oligotrophe : Chl-*a* intégrée $\leq 10 \text{ mg m}^{-2}$.
2. Zones avec une situation trophique eutrophe : Chl-*a* intégrée $\geq 90 \text{ mg m}^{-2}$.
3. Zones avec une situation trophique intermédiaire : $10 \text{ mg m}^{-2} \leq \text{Chl-}a \text{ intégrée} \leq 90 \text{ mg m}^{-2}$.

En conclusion, la situation trophique durant l'été dans le AB est considérée comme intermédiaire. La variabilité bimensuelle de la Chl-*a* intégrée du mois de Septembre se diffère un petit peu entre sa première et la deuxième quinzaine (Figure 88b). En revanche, la Chl-*a* intégrée des autres mois ne varient pas beaucoup entre les deux quinzaines du même mois. La zone de 0 à 10 km est plus stable (varie de la même manière) durant les 4 mois par rapport à la zone entre 10 à 120 km (Figure 88b). La très faible amplitude des valeurs de la Chl-*a* intégrée durant la saison oligotrophe (les 4 mois d'été) est probablement liée à la faible production de la Chl-*a* qui caractérise cette saison dans le AB. Les concentrations de la Chl-*a* durant la période oligotrophe ne dépassent pas les $0,2 \text{ mg m}^{-3}$ en surface, et 1 mg m^{-3} à la DCM dans tout le bassin, à exception de quelques régions tourbillonnaires à l'Ouest où la concentration de la Chl-*a* à la DCM pourrait atteindre les 2 mg m^{-3} (Figure 51).

Comme était le cas pour les concentrations de la Chl-*a* dans le AB, la moyenne de la Chl-*a* intégrée sur tout le bassin (côte et large ensemble) peut atténuer le signal côtier (Figure 89).

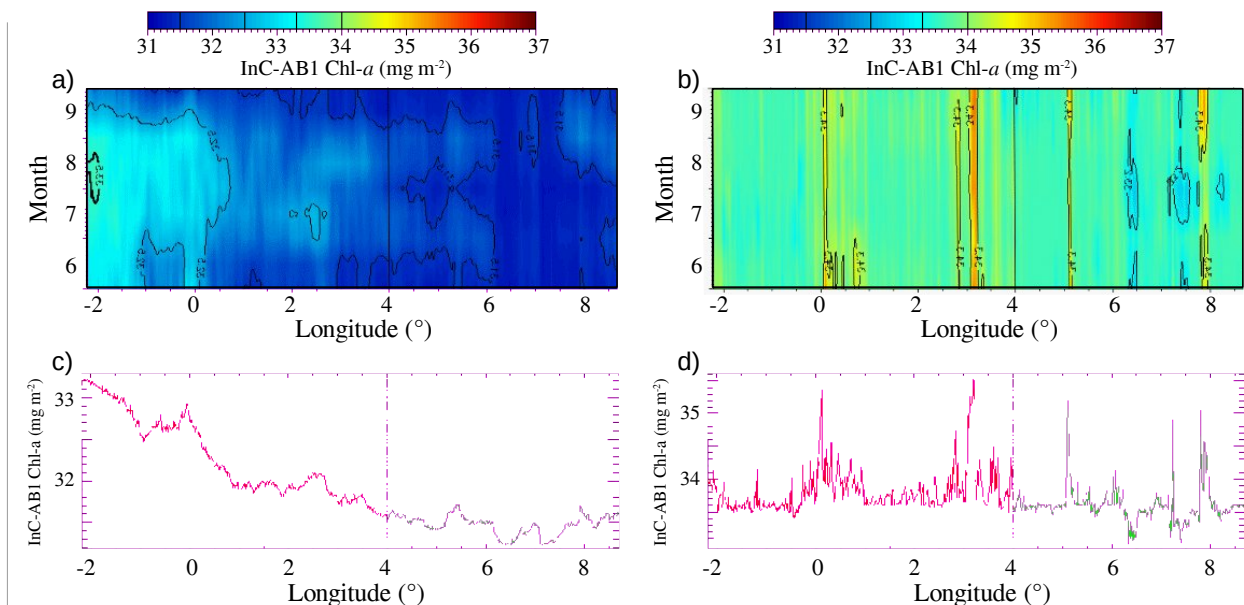


Figure 89 : Hovmöller de la climatologie bimensuelle de la production intégrée de la Chl-*a* dans le AB entre 2003 et 2018. (a) et (c) Climatologie bimensuelle longitudinale de la InC-AB1 Chl-*a* entre 10 km et 120 km. (b) et (d) Climatologie bimensuelle longitudinale de la InC-AB1 Chl-*a* entre 0 km et 10 km. Cette figure est générée en utilisant le langage IDL version 7.1 (2009).

Au large du AB, la Chl-*a* intégrée diminue de l'Ouest en Est (Figure 89c), cela pourrait être lié à l'augmentation de l'oligotrophie du bassin en allant vers l'Est. En revanche, la Chl-*a* intégrée dans la zone côtière a des valeurs qui sont plus stable de l'Ouest vers l'Est (Figure 89d). Des pics sont

observés vers les 0°E, 3,2°E, 5,1°E et 7,8°E (Figure 89b et d) pendant les 4 mois d'été. Sur la baie d'Alger, le pic est étalé un petit peu sur la longitude par rapport aux autres pics (sur toute de la baie).

4. Apport de la biomasse de la Chl-*a* au rendement de la pêche en Algérie

Le modèle InC-AB1 est applicable uniquement en saison estivale oligotrophe du bassin Algérien. La distribution spatiale de la climatologie bimensuelle de la Chl-*a* intégrée (Figure 90), montre clairement la très faible variabilité de la Chl-*a* intégrée dans le AB pendant les mois d'été. L'amplitude spatiale des valeurs est comprise entre un minimum de 32 mg m⁻² et un maximum de 40 mg m⁻², ces maximums sont observés sur les zones proches de la côte (Figure 90). Selon Behrenfeld et Falkowski, (1997), la biomasse de la Chl-*a* intégrée pourrait refléter environ 85 % de la production primaire (mg C m⁻² d⁻¹).

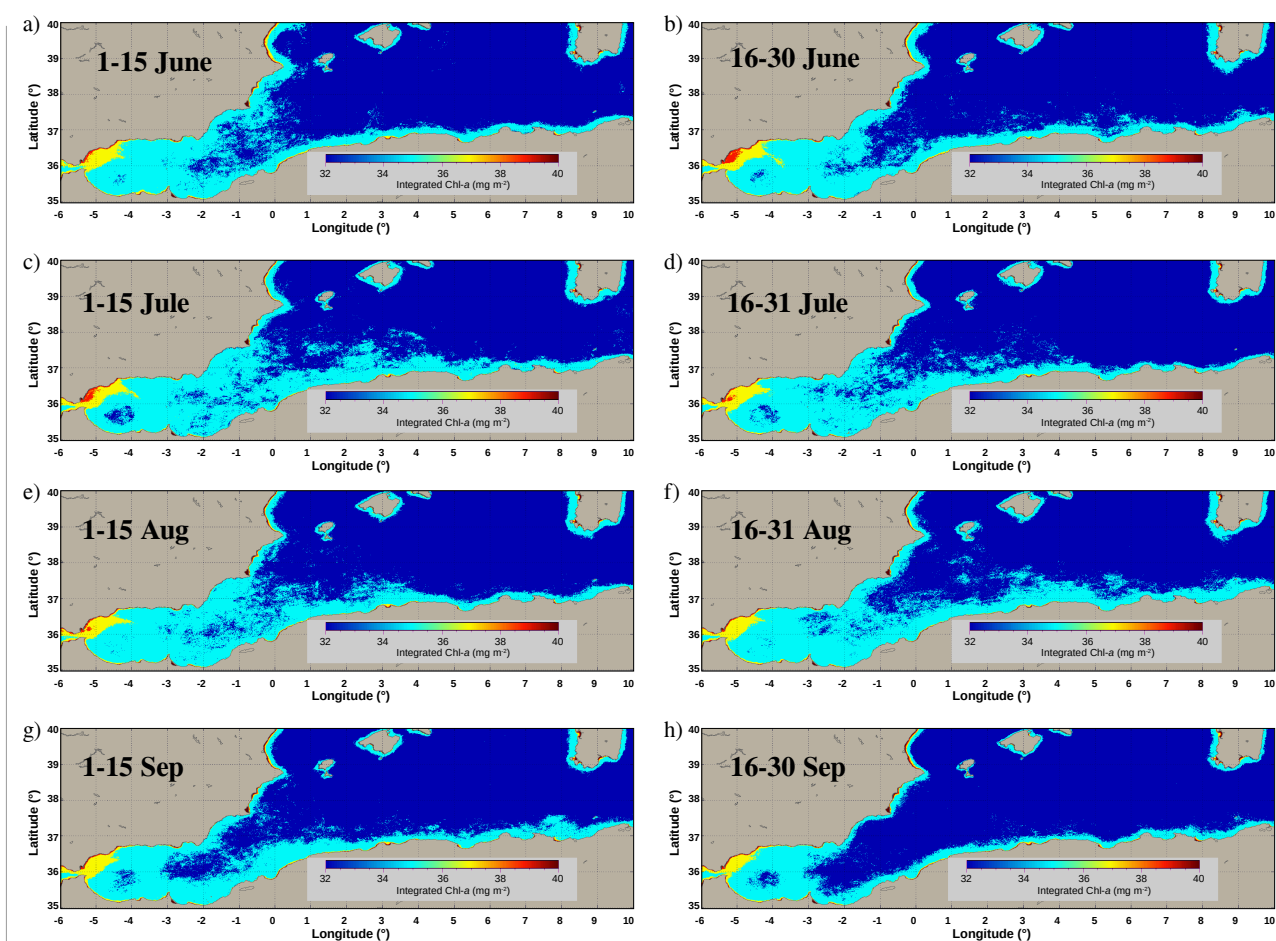


Figure 90 : Climatologie bimensuelle de la Chl-*a* intégrée calculée par le modèle InC-AB1 entre 2003 et 2018. Cette figure est générée en utilisant le langage IDL version 7.1 (2009).

Cette faible production primaire influence directement l'évolution de la chaîne alimentaire marine qui est basée sur la production de son premier maillon. Cependant, le rendement de la pêche en Algérie diminue de l'Ouest vers l'Est (Furnestin, 1961) en raison du courant atlantique qui régit la biologie de ces formes, ainsi que la faible étendue et le relief de son plateau côtier. D'après l'FAO (2016), pour estimer les rendements de la pêche continentale, les modèles doivent examiner les facteurs de soutien

de la production, tels que la production primaire. L'utilisation de la télédétection a élargi la palette d'approches de modélisation pour y inclure des estimateurs plus fiables du rendement de pêche, notamment des mesures directes de la production primaire et du régime hydrologique. Plusieurs chercheurs ont établi, par exemple, des relations entre les concentrations de Chl-*a*, comme mesure de la production primaire et utilisent désormais les données de la Chl-*a* satellitaire pour prévoir les rendements de pêche (FAO, 2016). En revanche, la Chl-*a* intégrée dans les zone oligotrophes pourrait être le meilleur proxy de la production primaire par rapport aux concentrations de la Chl-*a*. Et donc indirectement, un bon indicateur de la localisation des zones de pêches sur le plateau continental Algérien.

Section 4. Efflorescences des coccolithophores dans la Baie d'Alger entre 2003-2018

Afin d'étudier les épisodes des efflorescences des coccolithophores dans la baie d'Alger, nous avons utilisé ici une approche basée sur deux méthodes complémentaires : observations *in-situ* et satellitaire. Dans cette partie, premièrement, nous sommes intéressés à l'étude des épisodes de bloom des coccolithophores qui sont observées plusieurs fois dans la baie d'Alger à partir des observations *in-situ*. Deuxièmement, un *monitoring* des observations *in-situ* est réalisé à partir des données satellitaire. Finalement, un index de coccolithophores basé sur les *Rrs* est proposé ici pour définir les pixels de blooms des coccolithophores dans les *match-up* d'observations MODIS entre 2003 et 2018 dans la baie d'Alger.

1. La baie d'Alger

La baie d'Alger est localisée au centre de la côte Algérienne (Nord-Ouest de l'Afrique). Elle s'étend sur un littoral de 70 km, entre Cape Caxine à l'Ouest, Cape Matifou à l'Est, la M-Med au Nord, et la ville d'Alger au Sud (Figure 91). Deux principaux oueds débitent directement dans les eaux de la baie : El-Harrach et El-Hamiz. Pendant plusieurs années, le *monitoring* des micro-algues potentiellement dangereuses est réalisé par quelques agences de protection des eaux côtières dans la ville d'Alger. La Figure 91 montre le bloom des coccolithophores (en couleur vraie) du 19 Juillet 2017 dans la baie d'Alger.

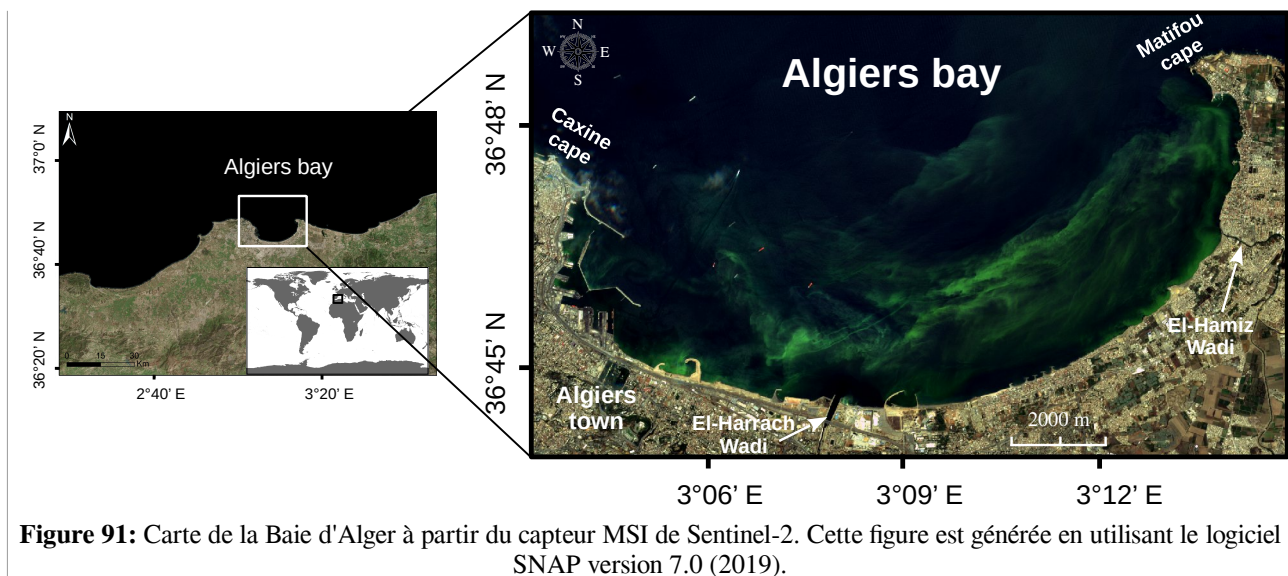


Figure 91: Carte de la Baie d'Alger à partir du capteur MSI de Sentinel-2. Cette figure est générée en utilisant le logiciel SNAP version 7.0 (2019).

2. Observations *in-situ* des efflorescences des Coccolithophores

Afin de déterminer les épisodes des blooms de coccolithophores à partir des données *in-situ*, nous sommes basés sur les informations extraites de l'analyse documentaire trouvées dans la littérature. En 2003, les scientifiques ont signalé l'apparition pour la première fois l'espèce *Holococcolithophora sphaeroidea* (espèce de coccolithophores) dans la baie d'Alger (Illoul et al., 2008). Ce bloom a été

signalé récemment en Juillet 2017, et représente le cinquième événement dans la baie d’Alger depuis celui de 2003. Ce bloom est apparu dans la M-Med pour la première fois en 2001 en Espagne (Cros & Fortuño, 2002) et en Algérie en 2003 (Illoul et al., 2008). Les autres épisodes sont observés durant Août-Juillet 2013 et Juillet 2015 (APPL, 2013, 2015). Nous résumons dans le Tableau 14 les épisodes de blooms de *Holococcolithophora sphaeroidea* entre 2003-2018 identifiés par des mesures *in-situ* dans la baie d’Alger.

Tableau 14: Les épisodes des blooms de coccolithophores dans la Baie d’Alger à partir des observations *in-situ*.

Episode	Month	Year	Otheur	Bloom Species
E1	August	2003	(Illoul et al., 2008)	
E2	July and August	2013	(APPL, 2013)	<i>Holococcolithophora sphaeroidea</i> (coccolithophores species)
E3	July	2015	(APPL,2015)	
E4	July	2017	(present study)	

En revanche, nous avons trouvé un nombre très limité d'articles concernant l'étude des espèces de coccolithophores dans la baie d’Alger. En effet, afin de surveiller les blooms de coccolithophores, il est très souhaitable d'utiliser d'autres sources de données, comme les observations par satellite.

3. Acquisition des données satellitaire

Pour étudier les épisodes des blooms de coccolithophores dans la baies d’Alger entre 2003-2018, nous avons utilisé les données *Rrs* de MODIS-Aqua Niveau-2 de la NASA aux longueurs d’onde du visible (412, 443, 469, 488, 531, 547, 555, 645, 667, 678 nm). L'ensemble de données atteint les 5844 d’observations quotidiennes calculé à partir de 15020 orbites individuel (voir chapitre II). Toutes les données *Rrs* sont re-projeté dans une grille rectangulaire de la baie d’Alger entre 36,2°N38°N et 2,1°E4,1°E.

4. Suivi et réponse spectrale de E1, E2 et E3

Nous utilisons les observations par satellite pour surveiller l’extension dans l’espace et dans le temps des épisodes cités dans le Tableau 14. Les données MODIS correspondant aux observations *in-situ* cité dans la Tableau 14 sont disponibles durant les épisodes de 2003, 2013, et 2015 (ne sont pas disponibles pour Juillet 2017 à cause de la grande couverture nuageuse).

Durant Août 2003, le bloom est détaché de la côte et se déplace vers le large (Figure 92a, 92b et 92c). En revanche, durant l’épisode de 2013 (Figure 93), le bloom reste attacher à la côte et propage vers l’Est par un tourbillon cyclonique (Figure 93a, 93b et 93c). Pour le E3 en 2015 (Figure 94), le bloom reste à l’intérieure de la baie, en revanche, une veine très fine (Figure 94i) est détaché de la côte et se déplace vers le Nord-Est de la baie (Figure 94a,94b, 94c et 94d).

Les coquilles calcaires des espèces coccolithophores sont caractérisées par une rétrodiffusion de la lumière très élevée. En effet, nous avons présenté aussi sur les Figures 92, 93 et 94 la distribution

spatiale des *Rrs* dans les longueurs d'ondes du visible durant les E1, E2, et E3, respectivement. Le signal très élevé de rétrodiffusion dans les bandes du vert et du bleu est observé pour chaque épisode (Figures 92, 93 et 94). Les valeurs maximales de *Rrs* (à chaque longueur d'onde) à l'intérieur de la baie, représentent les Bloom-Pixels (BP), mais avec un nombre de BP différent à chaque bande (voir les *match-up* de *Rrs* sur les Figures 92, 93 et 94). Les premiers travaux réalisés sur les propriétés optiques des blooms de coccolithophores ont aussi observé des *Rrs* élevées dans les BP représentatifs (Brown, 1995; Brown et Yoder, 1994; Holligan et al., 1983). En revanche, le nombre BP dans les bandes vertes est supérieur à ceux dans les bandes bleues (Figures 92, 93 et 94), et les valeurs maximales des *Rrs* sont observées aux longueurs d'onde 488 nm et 531 nm, respectivement (Figures 92g, 92h, 93g, 93h, 94h et 94i), mais, le nombre BP maximal est observé à la longueur d'onde 555 nm (voir les Figures 92j, 93j et 94k). En effet, les espèces de coccolithophores ont des préférences optique pour cette dernière bande (555 nm). Dans les longueurs d'ondes du rouge, les *Rrs* sont faibles comparé aux autres longueurs d'ondes. Ces *Rrs* élevées caractéristique de bloom de coccolithophores reflètent les propriétés optique des coquilles calcaires de ses coccolithes.

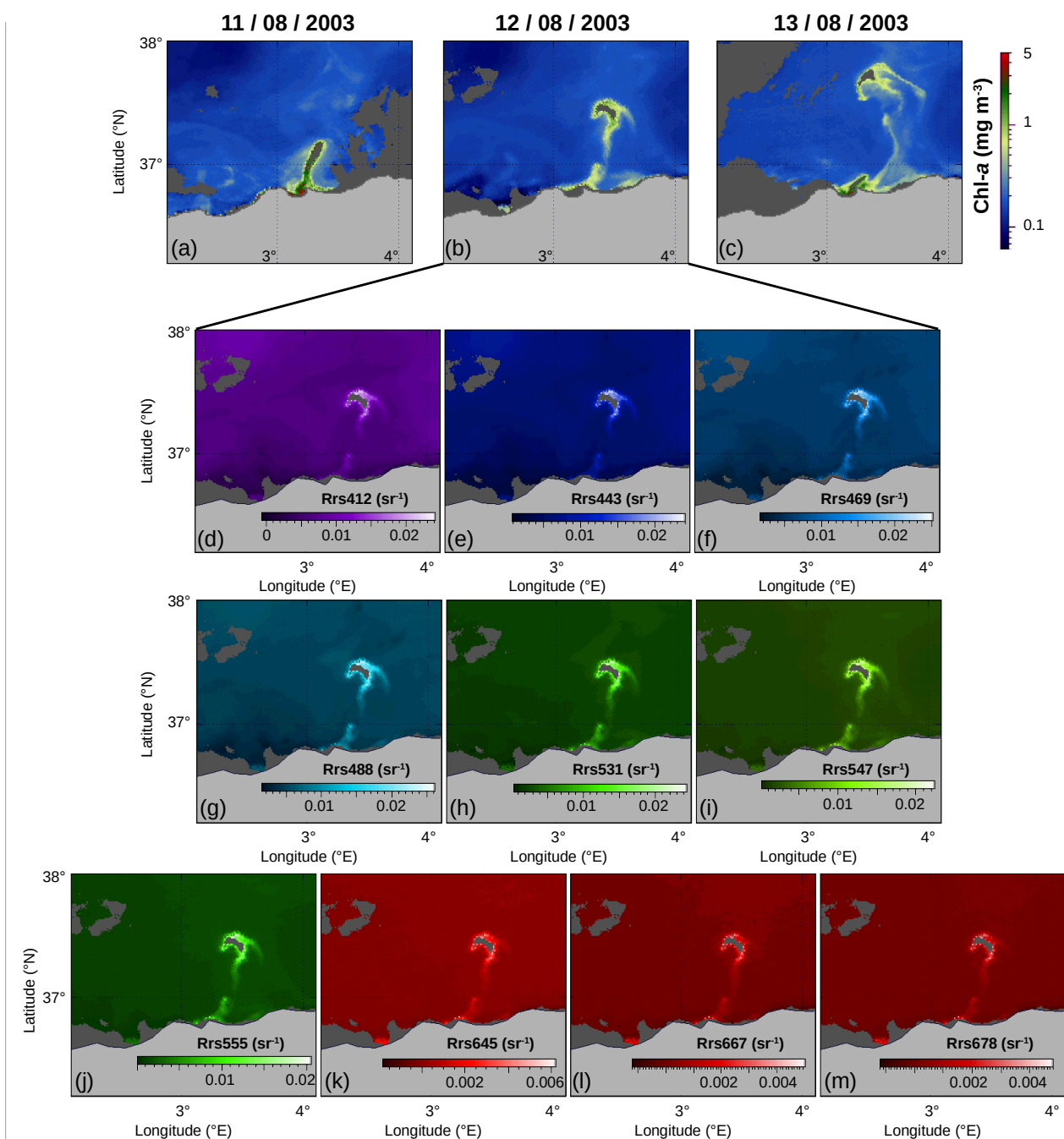


Figure 92: Monitoring de bloom e coccolithophores durant Août 2003 à partir des données MODIS (a, b, et c). De (d à m), sont les *Rrs* du 12 Août 2003 aux longueurs d'ondes 412, 443, 469, 488, 531, 547, 555, 645, 667, et 687 nm respectivement. Cette figure est générée en utilisant le langage IDL version 7.1 (2009).

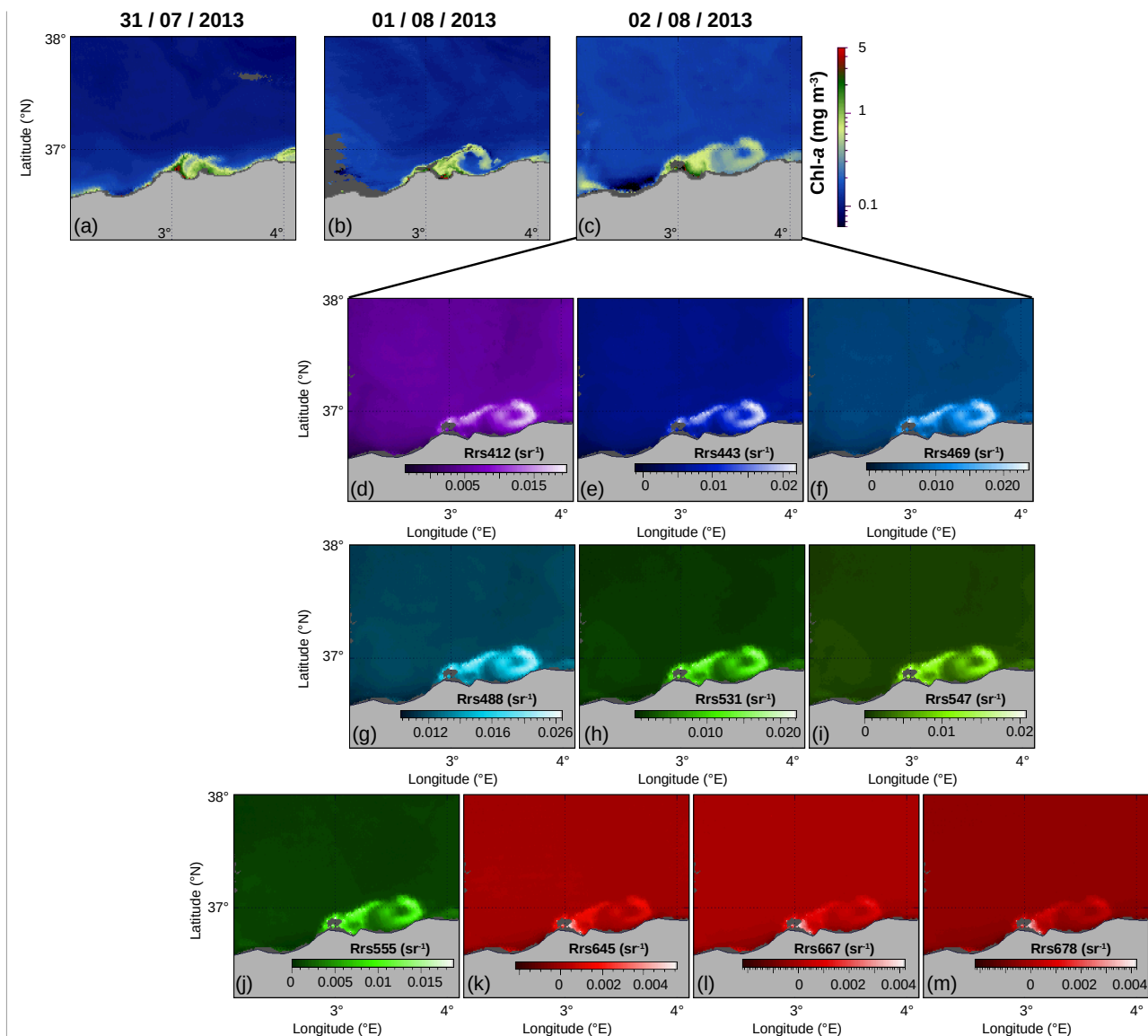


Figure 93 : Monitoring de bloom e coccolithophores durant Août 2013 à partir des données MODIS (a, b, et c). De (d) à (m), sont les Rrs de Août-Juillet 2013 aux longueurs d'ondes 412, 443, 469, 488, 531, 547, 555, 645, 667, et 678 nm respectivement. Cette figure est générée en utilisant le langage IDL version 7.1 (2009).

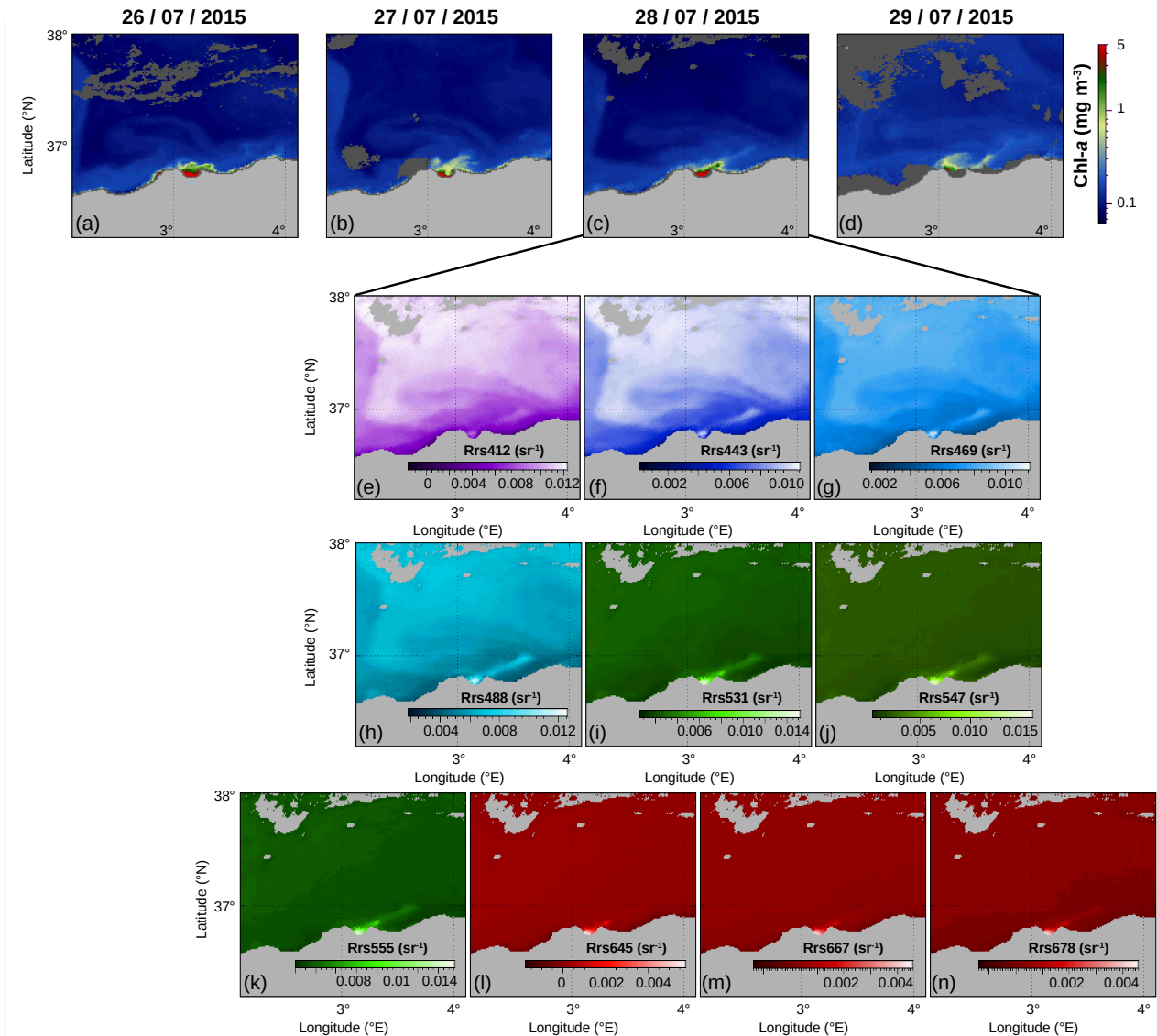


Figure 94: Monitoring de bloom e coccolithophores durant Juillet 2015 à partir des données MODIS (a, b, et c). De (d) à (m), sont les *Rrs* de Juillet 2015 aux longueurs d'ondes 412, 443, 469, 488, 531, 547, 555, 645, 667, et 687 nm respectivement. Cette figure est générée en utilisant le langage IDL version 7.1 (2009).

5. Eaux du Cas-1 vs Cas-2

Afin de vérifier le signal associé au calcul de la concentration de la Chl-*a* par l'algorithme OC3M du capteur MODIS, nous avons utilisé les *Rrs* (Figure 95) qui représentent, en effet, un outil très efficace pour distinguer les SPM, la Chl-*a*, et le bloom de coccolithophore dans les eaux de surface océanique.

La Figure 95 met en évidence les signaux de *Rrs* pour vérifier la présence des SPM, la Chl-*a* et le bloom coccolithophore. Les *Rrs* dans les longueurs d'ondes verte et bleu sont très élevées dans les eaux avec un bloom de coccolithophore par rapport à ceux dans les eaux côtières riches en SPM (Figure 95a). Dans les eaux du Cas-1 où y a uniquement de la Chl-*a*, le maximum de *Rrs* est toujours observée dans les longueurs d'ondes bleu et diminue progressivement vers les longueurs d'ondes verte puis les longueurs d'ondes rouge (courbes verte de la Figure 95a).

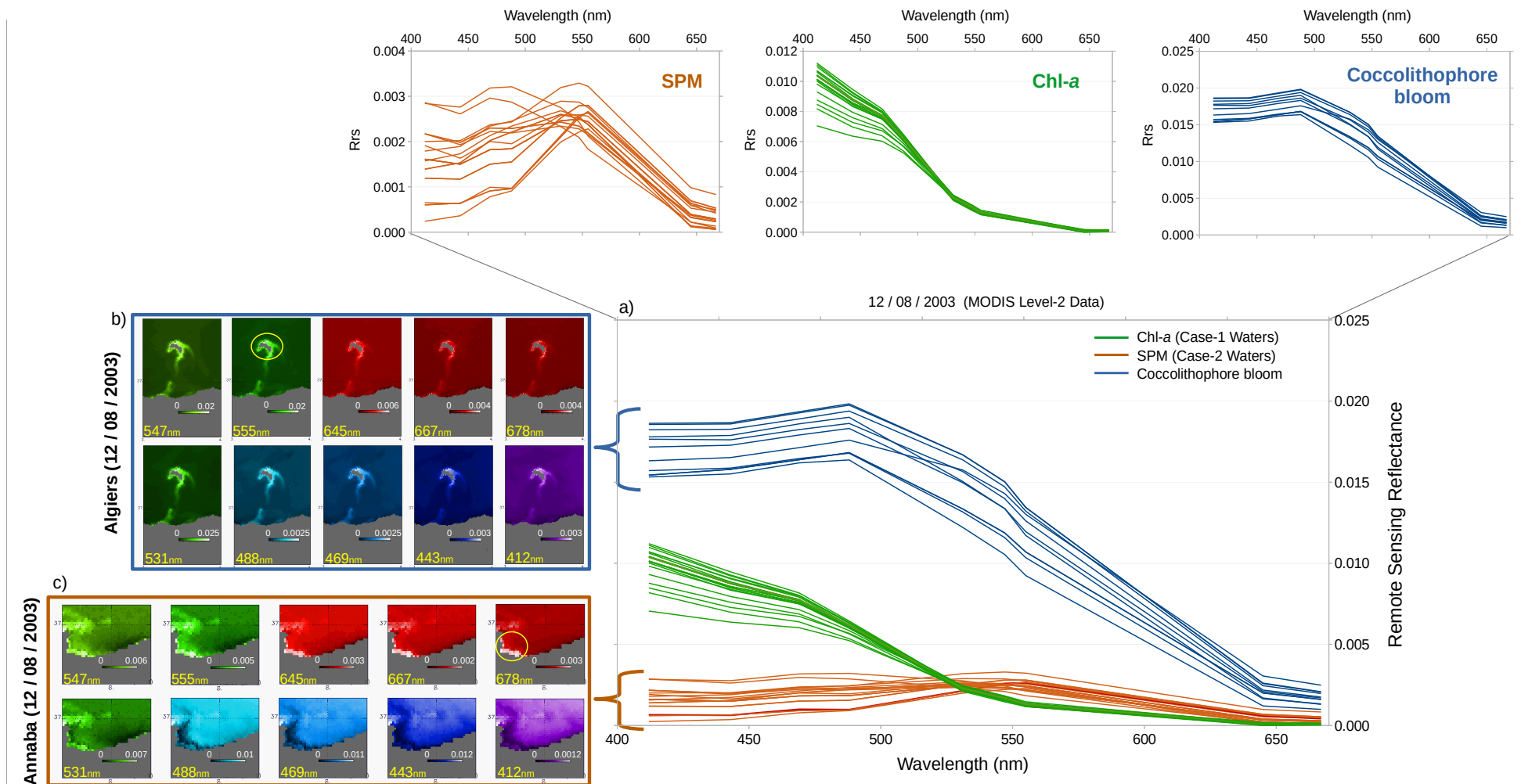


Figure 95: Signature spectrale de la Chl-a, la SPM et le bloom coccolithophore dans les eaux côtières Algérienne. Les Rrs utilisées dans cette figure sont issues des données MODIS de Niveau-2, téléchargées dans le AB, et correspondes au jour de signalisation du bloom coccolithophores dans la baie d'Alger par Illoul et al., (2008) le 12 Août 2003. (a) Les Rrs en fonction des longueurs d'ondes dans trois catégories d'eaux différentes : (i) les eaux du Cas-1 (large de AB) en courbes verte, (ii) les eaux du Cas-2 (eaux côtières de la baie d'Annaba) en courbes marron, (iii) dans des eaux avec un bloom de coccolithophores (eaux côtières de la baie d'Alger) en courbes bleu. (b) Représentation spatiale des Rrs pour chaque longueurs d'ondes le jour de l'apparition de bloom de coccolithophore dans la baie d'Alger. (c) Représentation spatiale des Rrs pour chaque longueurs d'ondes dans la baie d'Annaba. Cette figure est générée en utilisant le langage IDL version 7.1 (2009).

Le signal Rrs des SPM est faible dans les longueurs d'ondes bleu, et toujours maximal dans les longueurs d'ondes verte (vers les 555 nm pour le capteur MODIS), après il diminue de nouveau dans les longueurs d'ondes rouge (Figure 95a). En revanche, le signal Rrs des bloom de coccolithophores a un pic dans les longueurs d'ondes bleu (vers les 488 nm pour le capteur MODIS), après il diminue légèrement dans le vert (les valeurs de Rrs restent toujours élevées), et il devient très faible dans le rouge (Figure 95a). Ces caractéristiques bio-optiques spécifique aux espèces de coccolithophores vont nous aider à les distinguer par rapport aux SPM.

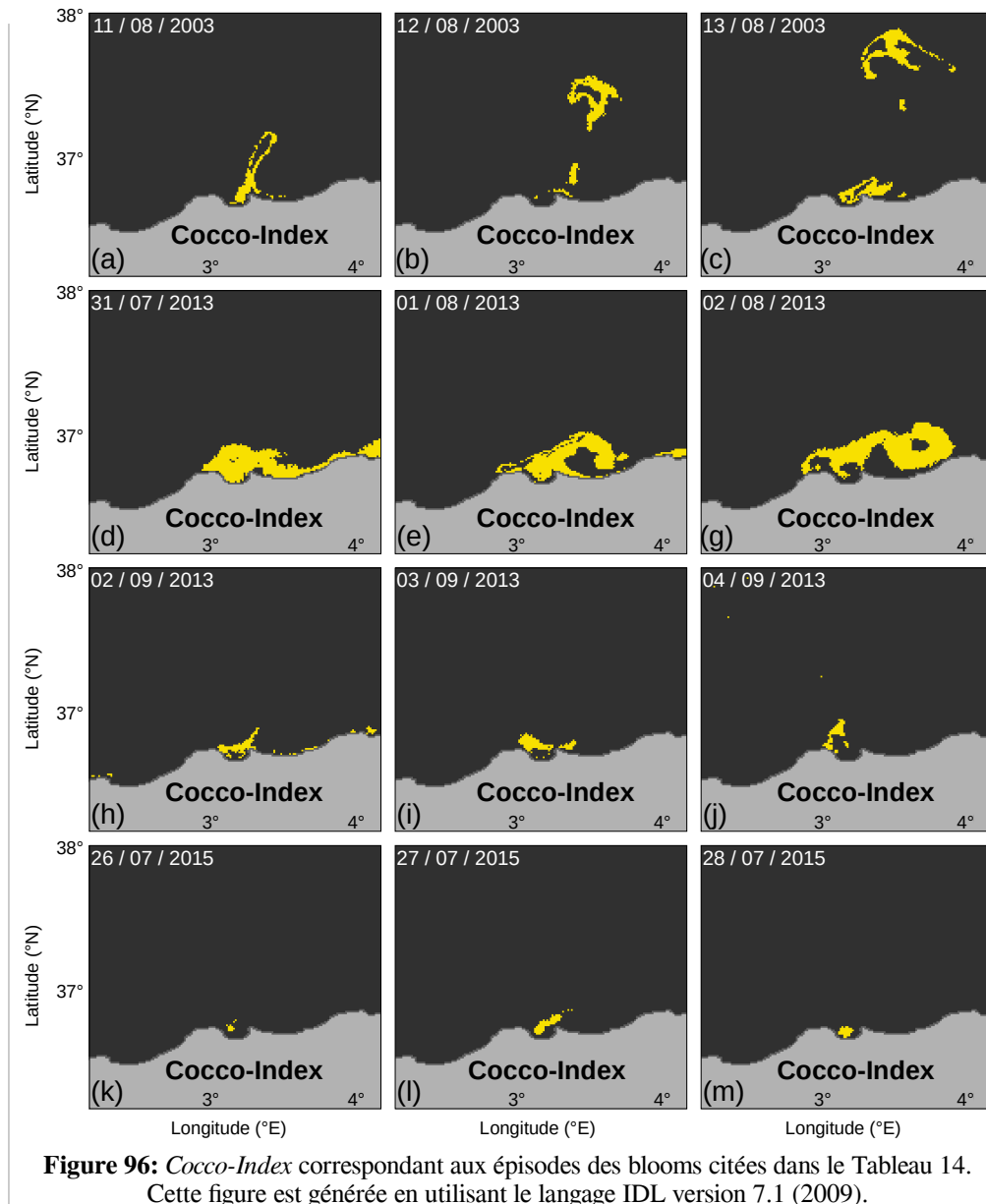
6. Cocco-Index

La télédétection de la couleur de l'océan fournit une large observation spatiale et temporelle dans la baie d'Alger, permettant de détecter à partir de l'espace les épisodes de bloom de coccolithophores dans une large série temporelle. Plusieurs techniques ont été utilisées pour la détection des coccolithophores à partir de l'espace, comme les algorithmes des ratios de bandes spectrale, indices basés sur les ratios de Rrs (Amin et al., 2009), et la classification des pixels de bloom coccolithophores (Perrot et al., 2016). En utilisant les propriétés optiques, nous pouvons développer un indice pour détecter les blooms de coccolithophores à partir des observations satellitaires entre 2003-2018 dans la baie d'Alger. Dans notre travail, nous développons pour la première fois dans la baie d'Alger un « Indice Rrs de Coccolithophores », dont le but est de détecter la présence des coccolithophores à partir des données journalière du capteur MODIS.

Le *Cocco-Index* proposé ici est basé sur la détermination d'un seuil de Rrs entre les bandes dans le vert et dans le bleu. Ces seuils (Éq. 51) sont fixés en fonction des valeurs maximales des Rrs . Le *Cocco-Index* détermine la position des BP en calculant l'intersection entre les $Rrs \geq 0,008$ dans la bande du bleu et les $Rrs \geq 0,004$ dans la bande du vert, comme elle montre la formule suivante :

$$Cocco-Index = \int_{Rrs \geq 0.008}^{Rrs^{max}} Rrs(\text{blue}) \cap \int_{Rrs \geq 0.004}^{Rrs^{max}} Rrs(\text{green}) \quad \text{Éq. 51}$$

Les seuils de 0,004 (dans le vert) et 0,008 (dans le bleu) sont fixés après plusieurs tests effectués sur les Rrs qui correspond aux observations *in-situ* de E1. Les positions de BP des E1, E2, et E3 sont parfaitement détectées par notre *Cocco-Index*. Les résultats sont montrées sur la Figure 96. Cette indice peut être appliqué pour les données journalière de MODIS Niveau-2 dans les eaux de surface de la baie d'Alger.

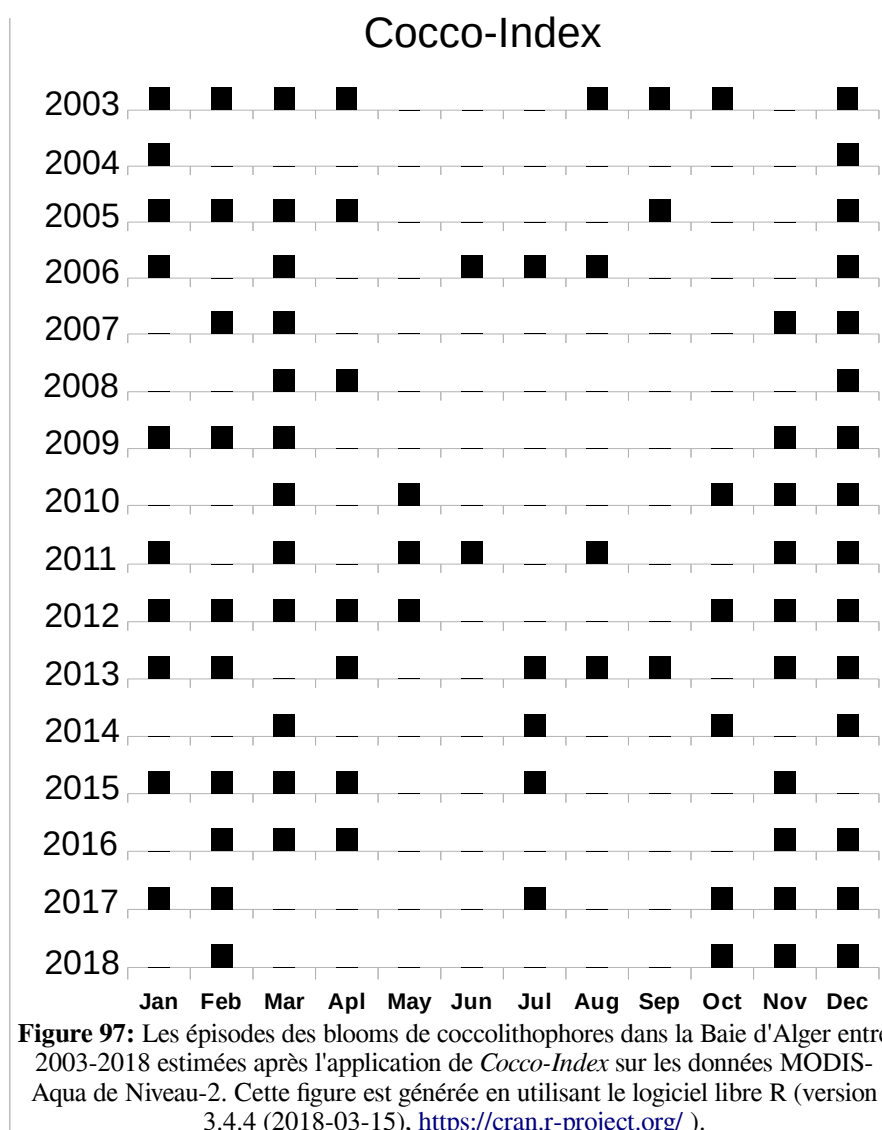


7. Les épisodes des blooms de coccolithophores

De 2003 à 2018, le *Cocco-Index* apparut chaque année dans la baie d'Alger, mais avec une variabilité saisonnière très remarquable (Figure 97). Le bloom de coccolithophore se développe en hiver et rarement en été (Figure 97). Ce bloom est observé en Décembre de chaque année de 2003 à 2018, à l'exception de Décembre 2015 (Figure 97). En outre, ce bloom est généralement observé en Janvier, Février, et Mars de chaque année (Figure 97). Durant Juin, ce bloom s'est développé uniquement pendant l'année 2006 et 2011 (Figure 97). Généralement, le bloom de coccolithophore est observé pendant trois mois successives de chaque année (Figure 97).

La baie d'Alger est beaucoup plus caractérisée par l'efflorescence des espèces coccolithophores durant l'hiver comparé à l'été (Figure 97). Probablement, le mélange des eaux de surface par les tourbillons en hiver (Millot et al., 1990) favorise la prolifération de ces espèces. Par ailleurs, la classe des

coccolithophores domine les espèces du phytoplancton identifiées dans la M-Med (Nunes et al., 2019).



Il est très important de noter que les eaux de surface de la baie d'Alger souffre de la pollution (Raimbault et al., 1993) et de très forte activité humaine (ports et industrie), et une très importante urbanisation sur la côte (Rabehi et al., 2019). Comme il est montré sur la Figure 91, la baie d'Alger est semi-fermée, apparemment elle attrape les nutriments à l'intérieure de ces eaux, ce qui favorise la production des blooms de coccolithophores. Durant l'été, la baie d'Alger est caractérisée par l'influence d'un niveau très élevé d'activité humaine. Les deux oueds ; El-Harrach et El-Hamiz (Figure 91), ainsi que certains rejets domestiques et industriels qui déversent directement dans la baie, conduits à une augmentation des concentrations de ses nutriments. L'augmentation de la température des eaux pendant plusieurs jours successive, peut causer la stratification des eaux, ce qui peut expliquer les épisodes des blooms de coccolithophores observées durant l'été des années 2003, 2006, 2011, 2013, 2014, 2015, et 2017 dans la baie d'Alger (voir Tableau 14 et Figure 97).

Section 5. Étude de la matière en suspension dans le Bassin Algérien

L'objectif de cette partie peut être résumé en deux points, qui ont tous deux fait l'objet de notre thèse :

- i. Étude de la SPM dans les eaux côtières du AB par les outils de la télédétection.
- ii. Définir les zones des eaux du Cas-2 dans les eaux côtières du AB.

Ces deux points sont détaillés dans cette partie. Comme expliqué au premier chapitre de la thèse, dans les eaux du Cas-1, les propriétés optiques sont dominées par la Chl-*a* et ses produits de dégradation associés. Dans les eaux côtières, classées comme Cas-2, les SPM et les CDOM d'origine terrestre, qui ne sont pas liées à la concentration de la Chl-*a*, augmentent d'une manière dramatique les erreurs d'estimation de la Chl-*a* par satellite (Carder et al., 1991). En effet, une estimation de la concentration de la Chl-*a* qui reflète des valeurs plus proche à la réalité dans les eaux côtières est primordiale pour tous les domaines (la détection des zones de pêches, le *monitoring* de l'écologie des zones côtières, etc ...). En outre, les chercheurs et les décideurs utilisent des cartes de concentration de la Chl-*a* satellitaire pour les comparer avec leurs données de campagnes ou les sorties des modèles numériques.

L'algorithme OC5 de Gohin et al., (2002) pour l'estimation de la Chl-*a* et la SPM est introduit et validé dans cette partie. En 2017, des données SPM *in-situ* issues des trois campagnes côtières réalisées dans la Baie de Bou-Ismaïl (BBI), située au centre de la côte Algérienne, ont permis de comparer les données SPM de OC5 avec les données SPM *in-situ* mesurées durant les périodes ; (i) de forte production phytoplanctonique associés au AB (Février, Mars, et Avril) (Harid et al., 2021), (ii) de résurgence côtière (Furnestin & Allain, 1962), (iii) et d'efflorescence algale. La première application de l'algorithme OC5 est exposée avec les données de Chl-*a* afin de les comparer avec les données OC3M standard de la NASA. La saisonnalité et la variabilité inter-annuel des SPM dans une bande côtière de 10 km de distance par rapport à la côte sont analysées et présentées en détail. Ces données, détaillées dans cette partie, ont servi à définir les eaux du Cas-2 du AB.

1. La signature spectrale des eaux côtières Algérienne

La signature spectrale des eaux côtières observée sur la Figure 98 peut donc répondre indirectement à cette question : *Le signal Chl-*a* utilisé dans ce travail a-t-il été affecté par le signal SPM ou CDOM ?*

Selon la localisation des eaux côtières et son extension vers le large, nous avons choisi quelques zones représentatives (les zones 1, 2, 3 et 4 de la Figure 98). Ces zones sont utilisées pour étudier la réponse spectrale des eaux côtières. Cependant, les niveaux de Rrs correspondent entre les zones (Figure 98), et leurs forme révèlent généralement différentes contributions des pigments de Chl-*a* et/ou SPM, surtout au printemps (Figure 98).

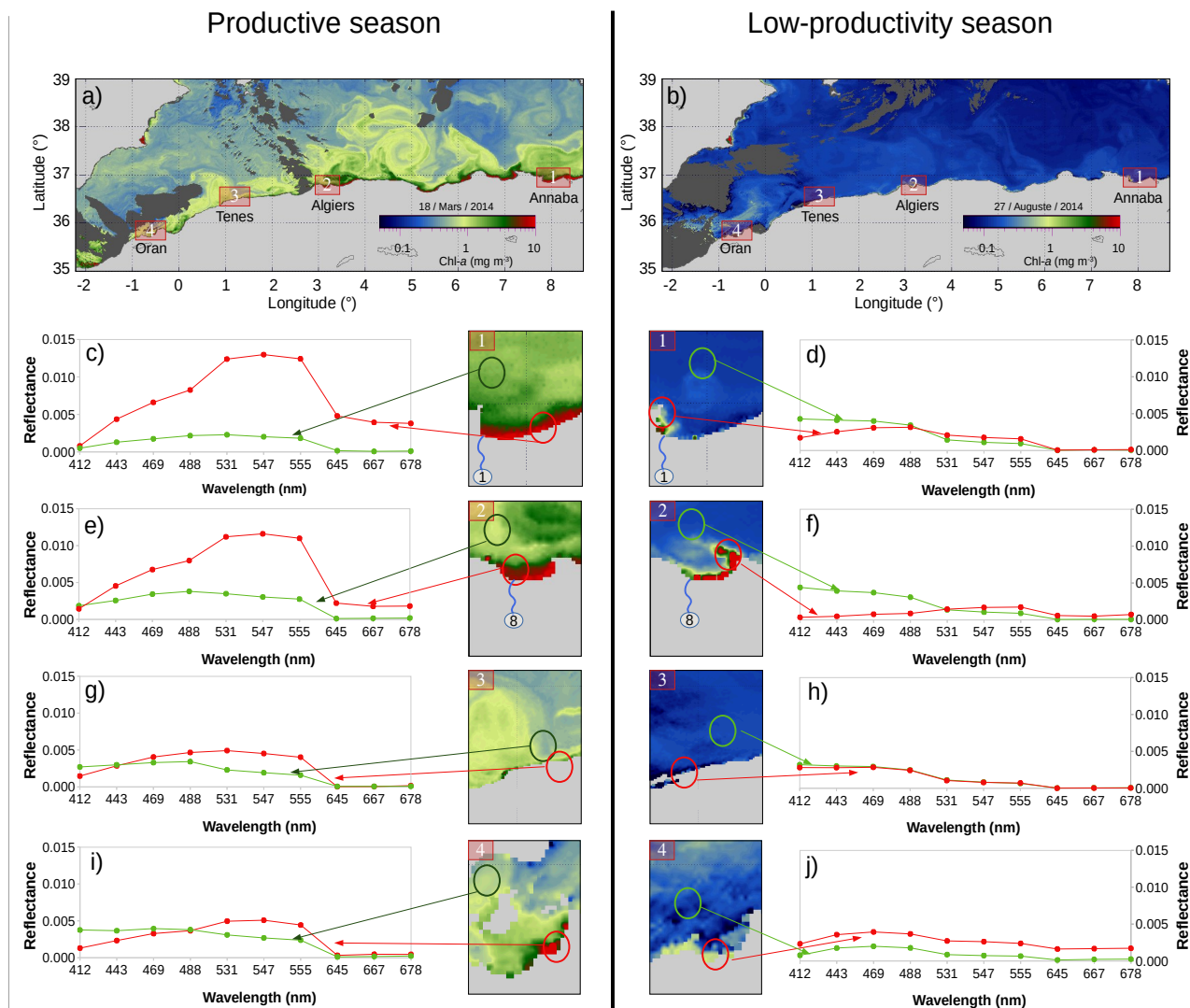


Figure 98: Structure côtière et signature spectrale (R_{rs} MODIS entre 412 et 678 nm) dans les eaux côtières durant (a) la saison productive du 18 Mars 2014 (à gauche) et (b) la saison de faible production le 27 Août 2014 (à droite). Des couples de spectres de réflectance sont représentés dans à partir des eaux très côtières et d'autre un petit peu plus loin (courbes rouge et verte, respectivement) dans quatre endroits différent pour les deux saisons (c, d) à la baie d'Annaba, (e, f) à la baie d'Alger, (g, h) à la région de Tenes, et (i, j) à la baie d'Oran. Cette figure est générée en utilisant le langage IDL version 7.1 (2009).

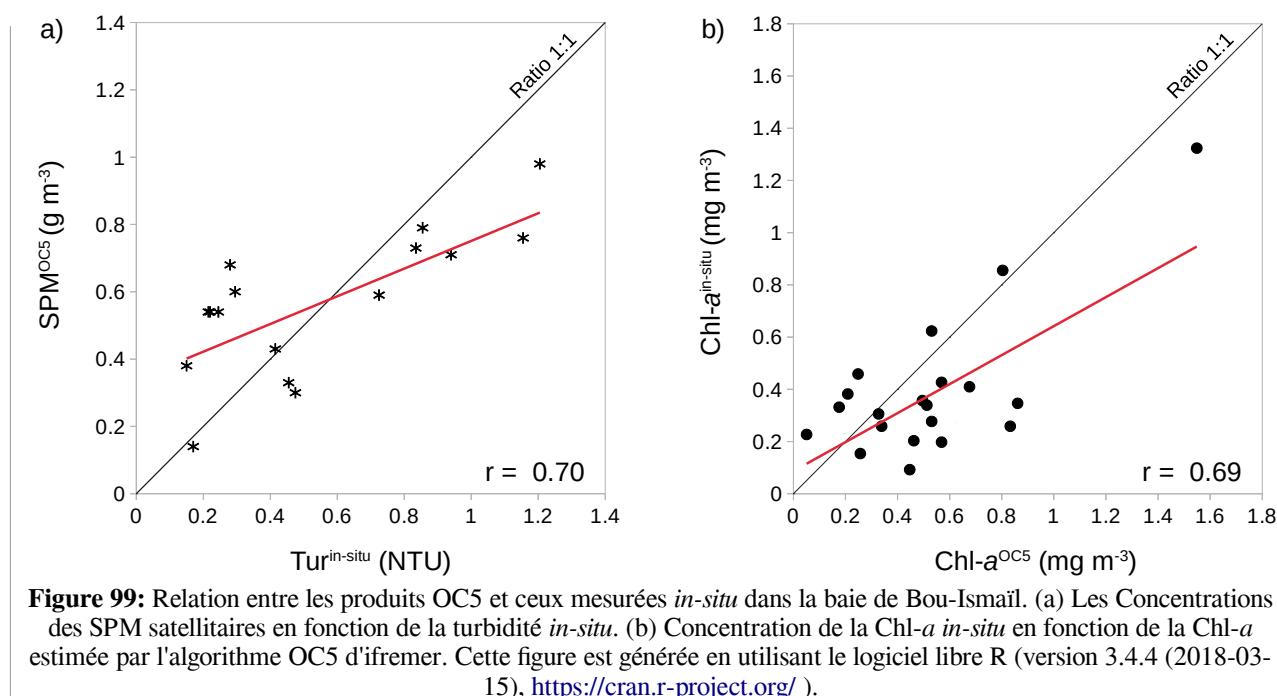
Durant le saison de production, la courbe rouge dans les baies d'Alger et d'Annaba (Figure 98c, Figure 98e), révèle clairement la présence de SPM dans les eaux côtières. Le spectre des R_{rs} dans les zones 1 et 2 (courbes rouges dans les deux baies Annaba et Alger) est très similaire au spectre typique de la réponse spectrale des SPM présentées par Gernez et al., (2014). Durant la même saison, les spectres observés à Oran et à Tenes montrent une contribution relativement plus faible de la SPM (Figure 98g, Figure 98i). Durant la saison de faible production (été), les eaux côtières sont pauvres en SPM dans les baies d'Alger et d'Annaba (Figure 98d et Figure 98f), avec la présence des pigments Chl-*a* plus élevés vers le large. À Tenes (Figure 98h), où la côte est rocheuse (voir la Figure 48) et linéaire, les eaux côtières contiennent uniquement le pigment Chl-*a*, et les deux courbes spectrales (rouges et vertes, Figure 98h) sont similaires. Cependant, sur l'ensemble des courbes, ni les spectres côtiers ni

ceux du large (courbes vertes et rouges de la Figure 98) montrent la fonction exponentielle associée à la présence de CDOM (Cannizzaro et al., 2013; Mobley, 1994). On considère que la signature spectrale de CDOM n'est pas détectée.

L'algorithme standard OC3M de la NASA utilise des ratios Rrs de bandes bleues et vertes uniquement (O'Reilly, Maritorena, O'Brien, et al., 2000), ce qui n'est pas conçu pour les eaux côtières du Cas-2. Dans les régions côtières sableuses où la côte est découpée par des oueds (Figure 48), la Chl- a estimée par OC3M est significativement affectée par la présence des SPM. Par conséquent, elle reflète une surestimation de la concentration de Chl- a pendant la saison productive. En effet, cette surestimation de la Chl- a ne peut être observée que dans certaines zones côtières comme Alger, Annaba, Bejaïa, et Arzew. En revanche, dans les côtes rocheuses, les concentrations de la Chl- a estimées par OC3M ne sont pas vraiment affectées par le signal de la SPM.

2. Validation des données OC5 dans le AB

Afin de valider les données issues de l'algorithme OC5 de l'ifremer, nous avons collecté un ensemble de données *in-situ* mesurées à partir des eaux de surfaces échantillonnées à une bathymétrie <50 m dans la BBI. Les concentrations en Chl- a estimées par OC5 et ceux mesurées *in-situ* dans la BBI sont mises en relation. Il est important de noter que, la turbidité étant un paramètre optique relié à la rétrodiffusion, celle-ci est mieux estimée de l'espace que les matières en suspensions (Jafar-Sidik et al., 2017). En effet, dans le but de déterminer la relation entre la SPM-OC5 et la turbidité *in-situ*, ces deux derniers ont été aussi mise en relation (Figure 99).



2.1. Relation SPM^{OC5} vs $Tur^{in-situ}$

D'après la Figure 99a, il existe une relation linéaire ($r=0,70$) entre la SPM calculée par l'algorithme

OC5 et la Tur mesurée *in-situ* dans la BBI. Cela confirme l'hypothèse proposée par Jafar-Sidik et al., (2017). En effet, l'algorithme OC5 est adapté pour l'estimation des concentrations des SPM dans les eaux côtières du AB. En considérant l'ensemble du jeu de données (Figure 99a), la pente moyenne est de $0,41 \text{ g m}^{-3}$ avec un coefficient de corrélation r de 0,70.

2.2. Relation $\text{Chl-}a^{\text{in-situ}}$ vs $\text{Chl-}a^{\text{OC5}}$

Il existe une relation linéaire ($r=0,69$) entre la $\text{Chl-}a$ calculée par l'algorithme OC5 et la $\text{Chl-}a$ mesurée *in-situ* (Figure 99b) dans la BBI. En effet, l'algorithme OC5 est adapté pour l'estimation des concentrations des $\text{Chl-}a$ dans les eaux côtières du AB. En considérant l'ensemble du jeu de données (Figure 99b), la pente moyenne est de $0,55 \text{ mg m}^{-3}$ avec un coefficient de corrélation r de 0,69.

3. Données OC3M-NASA vs OC5-Ifremer

Afin d'évaluer un effet algorithme sur les valeurs estimées, les concentrations en $\text{Chl-}a$ ont été calculées à partir de OC3M-NASA et OC5-Ifremer pour les données du capteur MODIS sur la même période, 2003-2018. La Figure 100 présente des comparaisons des moyennes OC3M (gauche) et OC5 (droite) de la $\text{Chl-}a$ sur 16 ans.

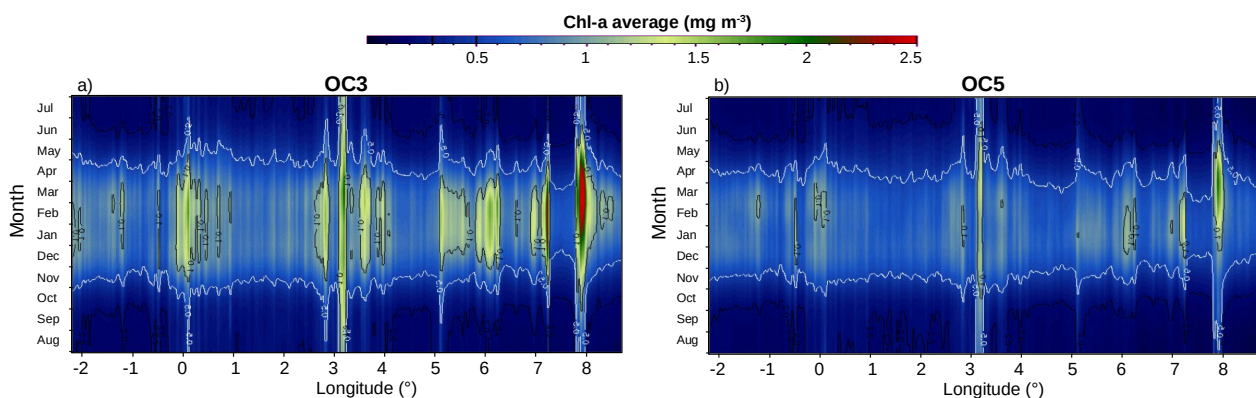


Figure 100: Comparaison entre la climatologie bimensuelle de la $\text{Chl-}a$ calculée par un algorithme standard et un algorithme spécifique pour les eaux côtières. (a) Variabilité longitudinale de la $\text{Chl-}a$ dans la bande côtière de 10 km du AB entre 2003 et 2018 calculée par l'algorithme OC3M. (b) Variabilité longitudinale de la $\text{Chl-}a$ dans la bande côtière de 10 km du AB entre 2003 et 2018 calculée par l'algorithme OC5 de l'ifremer. Cette figure est générée en utilisant le langage IDL version 7.1 (2009).

Nous constatons une bonne similarité en Juillet, Août, et Septembre dans les zones hors baies (LBC¹), alors que dans les zones HBC², les niveaux de concentrations en $\text{Chl-}a$ sont plus forts pour OC3M que OC5 (Figure 100). Durant les autres mois de l'année, on observe une grande différence entre les valeurs dans les zones de HBC. Cette différence est due aux corrections apportées par l'algorithme OC5, particulièrement en zones côtières où la diffusion par les SPM est à l'origine de fortes erreurs dans l'estimation de la $\text{Chl-}a$ par les algorithmes standards comme OC3M. En effet, l'OC3M surestime les concentrations de la $\text{Chl-}a$ dans certaines zones côtières du AB.

1 LBC : Low-Biomass Coastal Zone

2 HBC : High-Biomass Coastal Zone

Les algorithmes bio-optiques relient la Chl-*a* au ratio Bleu/Vert pour prendre en compte l'absorption dans le bleu du pigment chlorophyllien. Il y a donc une relation inverse entre le ratio Bleu/Vert et la concentration en Chl-*a*. Le OC3M n'utilise que 3 canaux (443, 488 et 547 pour MODIS) allant du bleu au vert pour l'estimation de la Chl-*a* de l'eau. Le ratio maximal $Rrs(\text{Bleu})/Rrs(\text{Vert})$ sera utilisé donc par OC3M. En revanche, l'algorithme OC5 tient en compte 5 canaux (412, 443, 488, 531 et 547 pour MODIS). La plus faible longueur d'onde disponible (412 nm) est utilisée pour mettre en évidence la présence des CDOM (Gohin et al., 2002) dans les eaux côtières. En effet, les *Rrs* à 412 nm sont sensibles à l'absorption par le CDOM et aux erreurs de corrections atmosphériques. Ces erreurs sont particulièrement marquées aux courtes longueurs d'onde où le signal marin est faible. Les *Rrs* à 531 nm pour sa part, sont prises en compte afin d'évaluer l'effet de diffusion par les SPM qui sont particulièrement nombreux sur les eaux côtières en hiver (à cause de l'agitation des eaux).

Dans la baie d'Alger (3,2°E), la Chl-*a* est élevée durant toute les saisons pour les deux algorithmes (Figure 100), cependant, les valeurs de OC5 sont moins fortes par rapport à OC3M. En revanche, à 0,55°W (baie d'Oran), la Chl-*a* est forte de Novembre à Avril pour les deux algorithmes avec les mêmes valeurs. La plupart des pics calculés par OC3M sont observés en hiver (Figure 100) et correspondent à des baies ou golfs (voir Figure 48 du chapitre III). Entre 7,4°E et 7,8°E (entre Skikda et Annaba), les valeurs de Chl-*a* calculées par les deux algorithmes sont faibles et ont le même ordre de grandeur (Figure 100). Durant le mois de Mars, les fortes valeurs à 1,4°W sont observées pour les deux algorithmes (Figure 100), cela pourrait être expliquer par la présence des pigments chlorophylliens et non pas à la SPM ou CDOM. En revanche, dans la baie d'Annaba (7,9°E), les très fortes valeurs de Chl-*a* en hiver calculées par l'algorithme OC3M (Figure 100a) correspondent à des concentrations moins fortes pour l'algorithme OC5 (Figure 100b). En effet, OC3M surestime la Chl-*a* dans la baie d'Annaba, et ces fortes valeurs pourraient être liées à la présence de SPM. Le Tableau 15 résume la validité de l'algorithme OC3M-NASA dans les eaux côtières du AB. En considérant que l'algorithme OC5 d'ifremer comme adapté au calcul de la Chl-*a* dans les eaux côtière Algérienne (Figure 99), nous avons calculé le ratio $[Chl-a (OC3) / Chl-a (OC5)]$ pour chaque quinzaine de la climatologie bimensuelle (2003-2018) et chaque zones de HBCs et LBCs, séparément. Nous avons considéré que les estimations de OC3M sont proches à ceux de OC5, lorsque les résultats du ratio sont entre 0,8 et 1,2 (<20 % de différence). Dans ce cas, le OC3M sera valide pour l'estimation de la Chl-*a* pour certaines zones côtières comme montré dans le Tableau 15.

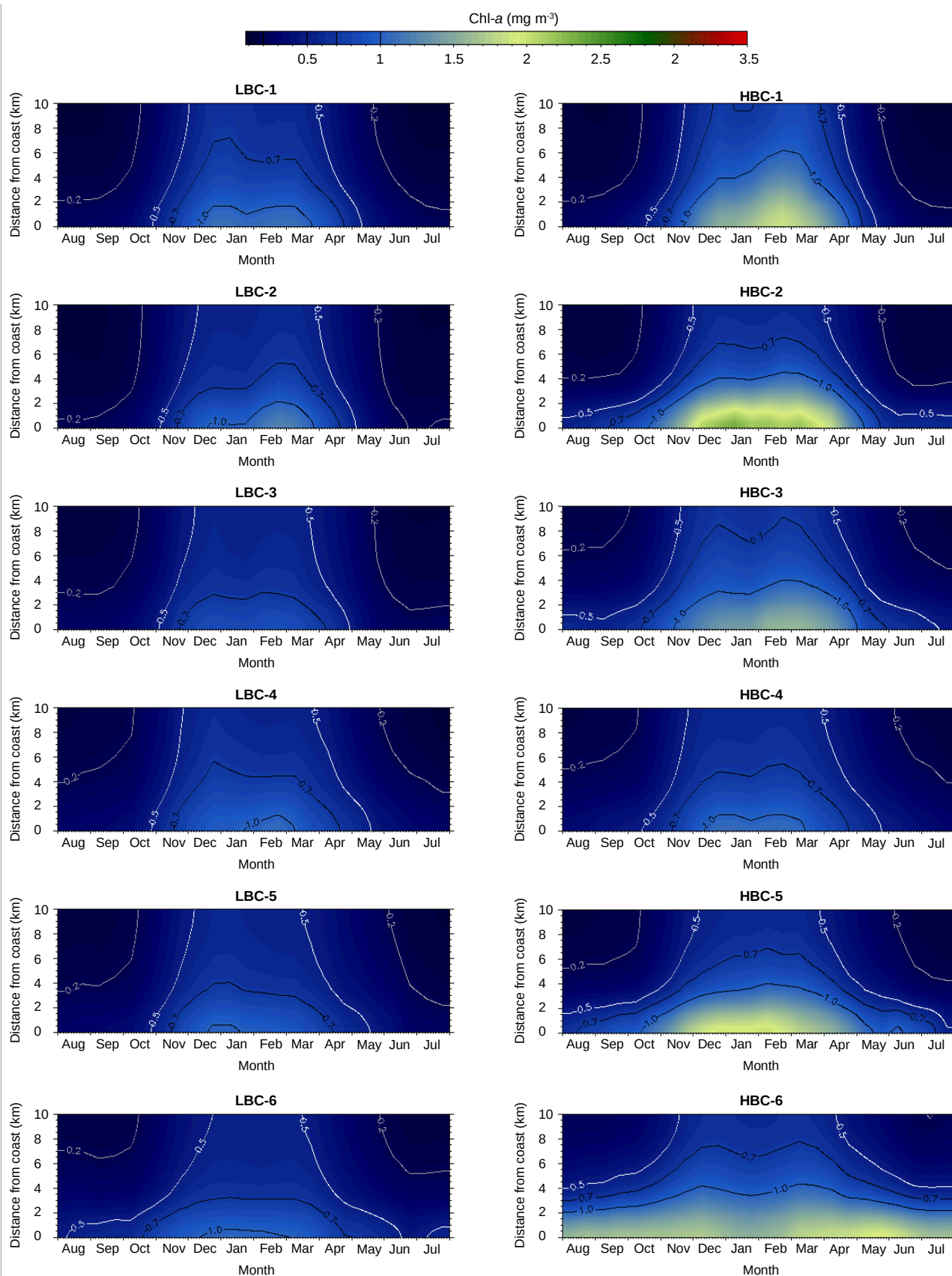
Tableau 15: Validation de l'algorithme standard OC3M-NASA pour l'estimation de la Chl-*a* dans les eaux de la côte Algérienne. « OC3M » dans les cases du tableau signifie sa validation pour le mois et la zone en question.

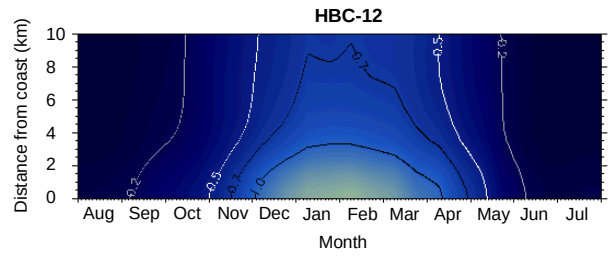
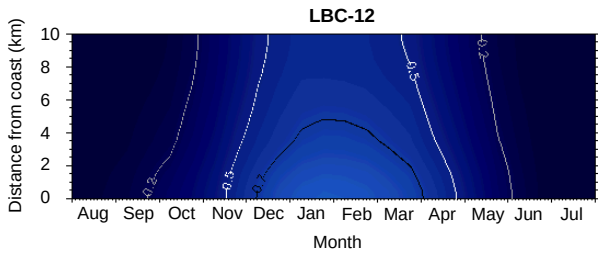
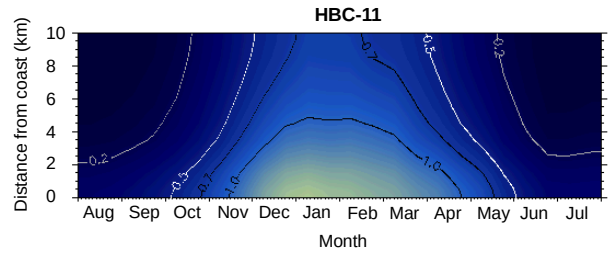
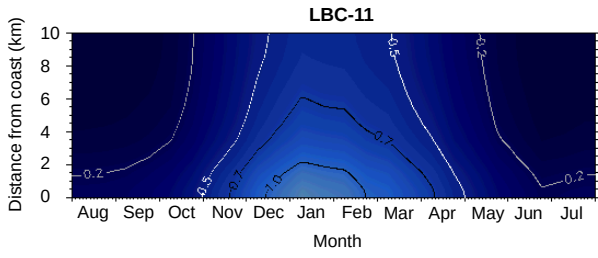
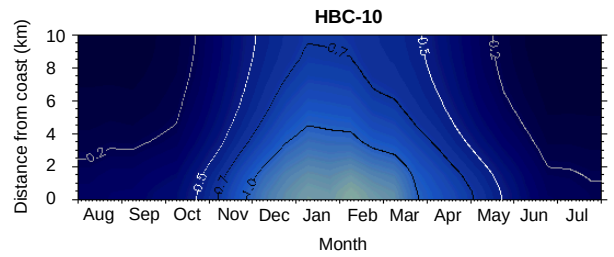
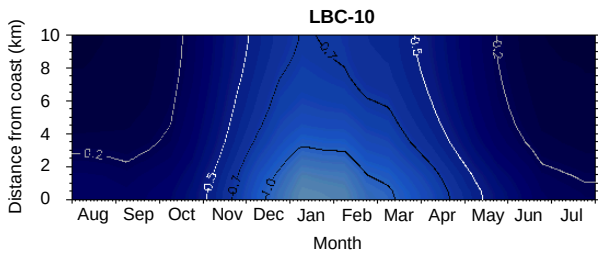
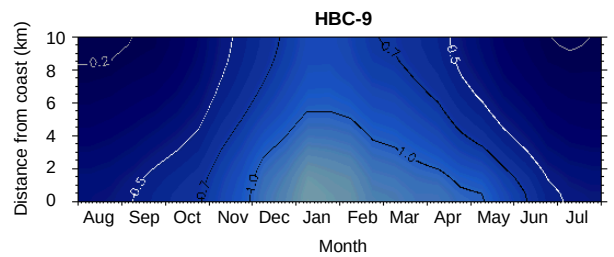
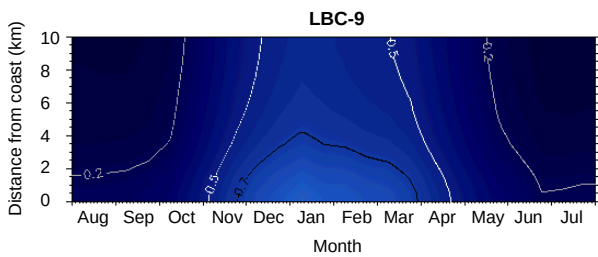
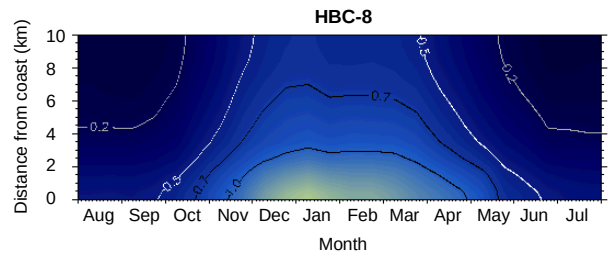
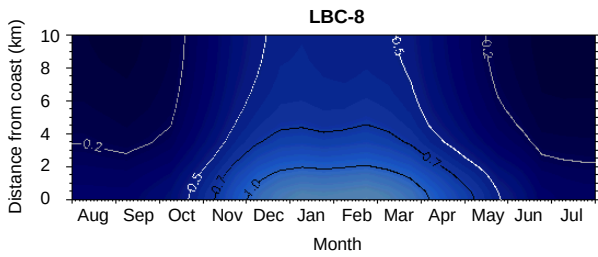
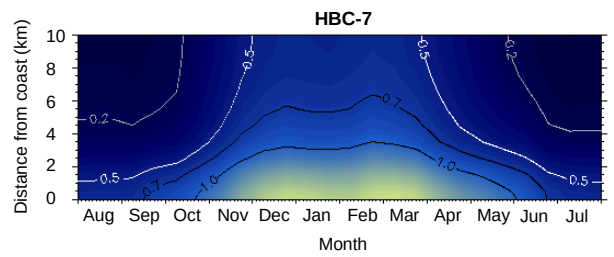
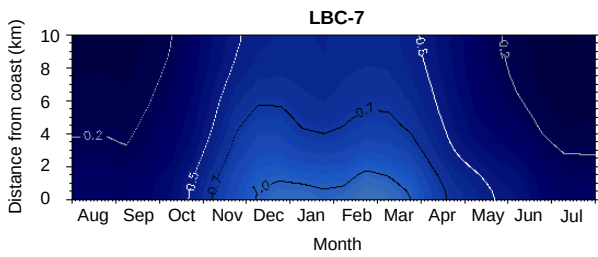
Zone	Longitude	Jan		Feb		Mar		Apr		May		Jun		Jul		Aug		Sep		Oct		Nov		Dec	
		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24
LBC1	2.2°W 1.39°W	OC3M	-	OC3M	OC3M	OC3M	-	-	-	-	-	OC3M	-	OC3M	-	OC3M	-	OC3M	OC3M	OC3M	OC3M	OC3M	OC3M	OC3M	OC3M
HBC1	1.38°W 1.19°W	OC3M	OC3M	OC3M	OC3M	OC3M	OC3M	OC3M	-	OC3M	OC3M	OC3M	OC3M	OC3M	-	OC3M	-	OC3M	OC3M	OC3M	OC3M	-	OC3M	OC3M	OC3M
LBC2	0.18°W 0.64°W	OC3M	OC3M	OC3M	OC3M	OC3M	OC3M	OC3M	OC3M	OC3M	OC3M	OC3M	OC3M	OC3M	OC3M	OC3M	OC3M	OC3M	OC3M	OC3M	OC3M	OC3M	OC3M	OC3M	OC3M
HBC2	0.63°W 0.47°W	OC3M	OC3M	OC3M	OC3M	OC3M	OC3M	OC3M	OC3M	OC3M	OC3M	OC3M	OC3M	-	-	OC3M	-	OC3M	-	OC3M	OC3M	OC3M	OC3M	OC3M	OC3M
LBC3	0.46°W 0.28°W	OC3M	OC3M	OC3M	OC3M	OC3M	OC3M	OC3M	OC3M	OC3M	OC3M	OC3M	OC3M	OC3M	-	OC3M	OC3M	OC3M	OC3M	OC3M	OC3M	OC3M	OC3M	OC3M	OC3M
HBC3	0.27°W 0.49°E	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
LBC4	0.50°E 0.58°E	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	OC3M	OC3M	OC3M	-	OC3M	-	-	-	-	-
HBC4	0.59°E 0.94°E	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	OC3M	-	OC3M	-	OC3M	-	-	-	-	-
LBC5	0.95°E 2.56°E	OC3M	OC3M	-	OC3M	-	-	OC3M	-	-	OC3M	-	-	OC3M	OC3M	OC3M	-	OC3M	-	OC3M	-	OC3M	OC3M	OC3M	-
HBC5	2.57°E 2.90°E	-	OC3M	-	OC3M	-	-	OC3M	-	-	OC3M	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
LBC6	2.91°E 3.06°E	OC3M	OC3M	-	-	-	2.91°E 3.06°E	OC3M	-	OC3M	OC3M	-	-	OC3M	OC3M	OC3M	OC3M	-	OC3M	OC3M	-	OC3M	OC3M	OC3M	-
HBC6	3.07°E 3.40°E	-	-	-	-	-	-	OC3M	OC3M	OC3M	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
LBC7	3.41°E 3.49°E	-	OC3M	-	OC3M	-	-	OC3M	OC3M	OC3M	OC3M	OC3M	-	OC3M	OC3M	OC3M	OC3M	-	OC3M	OC3M	OC3M	OC3M	OC3M	OC3M	-
HBC7	3.50°E 3.73°E	-	-	-	-	-	-	-	-	OC3M	-	-	-	-	-	-	-	-	-	OC3M	-	-	OC3M	-	-
LBC8	3.73°E 3.93°E	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	OC3M	-	OC3M	-	-	OC3M	OC3M	-	-	-	-	-
HBC8	3.94°E 3.98°E	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
LBC9	3.99°E 5.10°E	OC3M	OC3M	-	OC3M	-	-	OC3M	OC3M	OC3M	-	-	-	-	-	-	-	OC3M	OC3M	-	OC3M	OC3M	OC3M	-	OC3M
HBC9	5.11°E 5.22°E	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	OC3M	-	-	-	OC3M	-	-	-	-	-	-	-
LBC10	5.23°E 5.46°E	-	OC3M	-	-	-	-	OC3M	-	-	-	-	-	-	-	OC3M	-	OC3M	OC3M	-	OC3M	OC3M	-	OC3M	-
HBC10	5.47°E 5.59°E	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	OC3M	-	-	OC3M	OC3M	OC3M	-	-
LBC11	5.60°E 5.82°E	-	OC3M	-	-	-	-	OC3M	OC3M	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	OC3M	OC3M	-	OC3M	-	-
HBC11	5.83°E 6.26°E	-	-	-	-	-	-	OC3M	-	-	-	-	-	OC3M	-	-	OC3M	-	-	-	-	-	OC3M	-	-
LBC12	6.27°E 6.60°E	-	OC3M	-	-	-	OC3M	-	OC3M	OC3M	-	-	-	-	-	-	-	OC3M	-	-	OC3M	OC3M	OC3M	OC3M	OC3M
HBC12	6.61°E 6.65°E	-	OC3M	-	OC3M	-	OC3M	-	OC3M	-	OC3M	-	-	OC3M	-	-	OC3M	OC3M	-	OC3M	OC3M	OC3M	OC3M	OC3M	OC3M
LBC13	6.66°E 6.89°E	-	OC3M	-	OC3M	-	-	OC3M	OC3M	-	OC3M	-	-	-	-	-	-	OC3M	-	-	OC3M	OC3M	-	OC3M	OC3M
HBC13	6.90°E 7.04°E	-	OC3M	-	-	-	-	OC3M	OC3M	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	OC3M	OC3M	-	OC3M	-
LBC14	7.05°E 7.10°E	-	OC3M	-	-	-	-	OC3M	OC3M	-	OC3M	-	-	-	-	-	-	-	-	-	OC3M	OC3M	-	OC3M	OC3M
HBC14	7.10°E 7.26°E	-	-	-	-	-	-	OC3M	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	OC3M	-	-	-	-
LBC15	7.27°E 7.79°E	OC3M	OC3M	-	OC3M	OC3M	-	OC3M	OC3M	OC3M	OC3M	-	-	-	-	-	-	-	-	-	OC3M	OC3M	OC3M	OC3M	OC3M
HBC15	7.80°E 8.19°E	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
LBC16	8.20°E 8.70°E	-	-	-	-	-	-	-	-	-	OC3M	-	-	-	-	-	-	-	-	-	OC3M	OC3M	OC3M	OC3M	OC3M

La validité de l'algorithme standard OC3M dans les eaux côtières du AB varie avec la saison et en fonction des zones de HBC et LBC. Dans le Tableau 15, le terme « OC3M » signifie que nous pouvons utiliser cette algorithme standard pour l'estimation de la Chl-*a* dans les zones côtières Algérienne en fonction de chaque mois (saison). Les zones où le terme « OC3M » n'est pas mentionné dans le Tableau 15, il est recommandé d'utiliser un algorithme spécifique pour les eaux du Cas-2 pour l'estimation de la Chl-*a* (comme l'algorithme OC5 de l'Ifremer).

Nous avons calculé les données de la Chl-*a* par l'algorithme OC5 pour chaque sous-zones côtières du AB (HBCs et LBCs). Le résultat est représenté sur la Figure 101. Les maximums de Chl-*a* artificiellement élevés sur la Figure 50 (OC3M) sont disparus sur la Figure 101 (OC5), que ce soit pour les HBCs ou les LBCs. Les données Chl-*a* issues de OC5 montrent clairement la soustraction du signal SPM à partir des données brutes. La zone HBC-2 (baie d'Oran) a les mêmes valeurs maximales et les mêmes paternes entre le OC3M (Figure 50) et le OC5 (Figure 101). Les deux correspondent à des très faibles concentrations en SPM observées sur la Figure 105. En effet, les eaux côtières de la HBC-2 (baie d'Oran) sont des eaux du Cas-1 où nous pouvons utiliser l'algorithme standard OC3M de la NASA pour l'estimation de la concentration de la Chl-*a*. Le même résultat est trouvé sur le Tableau 15 (HBC-2), à l'exception du mois de Juillet et la deuxième quinzaine du mois d'Août, où les eaux côtière de la HBC-2 pourraient être des eaux du Cas-2 (Tableau 15). Un signal fort de la SPM est observé aussi dans les deux zones LBC-4 (extrême Est de la wilaya de Mostaganem) et HBC-4 (extrême Ouest de la wilaya de Cheliff) (Figure 105). Ce signal qui a été calculé par le OC3M comme étant de la concentration de la Chl-*a* (Figure 50), est complètement disparu lorsque nous avons calculé la concentration de la Chl-*a* par OC5 (Figure 101). Ces deux zones sont caractérisées par un littoral linéaire est sableux (Figure 48). Par conséquent, les eaux côtières de LBC-4 et HBC-4 sont des eaux du Cas-2, principalement constituées de la SPM. Ce résultat correspond à celui trouvé sur le Tableau 15 où le OC3M n'est pas valide dans c'est deux zones, à l'exception du mois d'Août et les premières quinzaine de Septembre et Octobre. La HBC-6 (baie d'Alger), contrairement aux autres zones, elle est productive toute les saisons de l'année avec un maximum de valeurs de Chl-*a* très collé à la côte (les 3 premiers kilomètres de distance par rapport à la côte) (Figure 50 et Figure 101). En revanche, les concentrations maximales de la SPM dans cette zone sont observées pendant les mois d'hiver, c'est à dire, les mois de forte production (Figure 105). Cependant, le signal de la Chl-*a* au niveau de la HBC-6 observé sur la Figure 101 est affecté artificiellement par le signal de la SPM pendant toutes les saisons. En effet, les eaux côtières de la baie d'Alger (HBC-6) sont des eaux du Cas-2, où il est recommandé d'utiliser un algorithme bio-optique spécifique pour l'estimation de la Chl-*a* dans les eaux côtières. Au niveau de la LBC-1 (extrême Ouest de la côte Algérienne), la biomasse de la Chl-*a* est considérée comme faible en hiver lorsque nous l'avons calculé par le OC3M (Figure 50). Mais encore plus faible lorsque nous l'avons calculé par le OC5 (Figure 101), en revanche, les

concentrations de la SPM en hiver sont élevées dans cette zone (Figure 105). En effet, dans la LBC-1, les eaux côtières en hiver sont considérées du Cas-2.





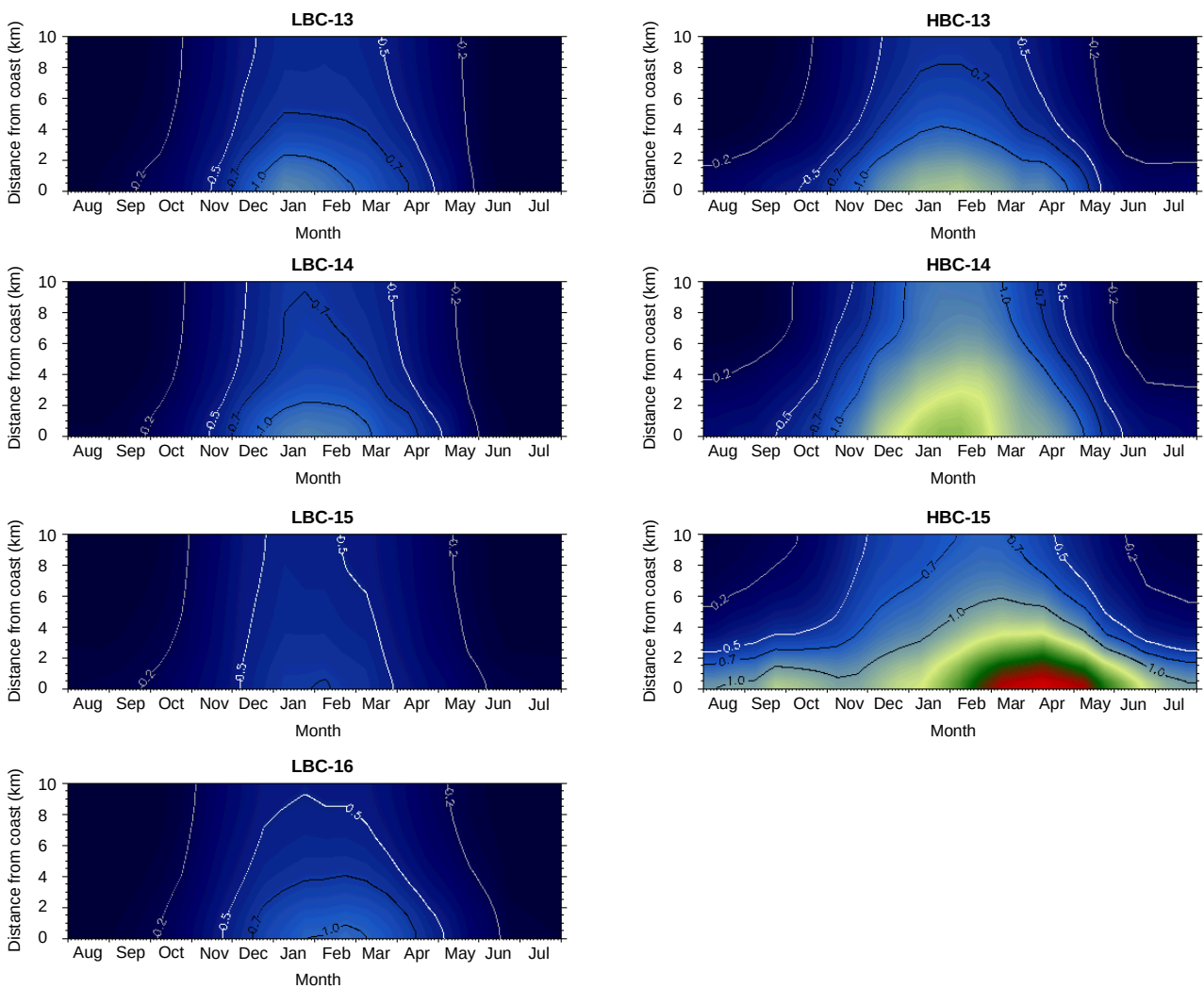


Figure 101: Climatologie bimensuelle de la variabilité côtière de la Chl-a des 31 zones calculée par l’algorithme OC5 de l’ifremer. Cette figure est générée en utilisant le langage IDL version 7.1 (2009).

Dans la zone HBC-15 (Ouest de la baie d’Annaba), le maximum de la Chl-a est observé de la première quinzaine de Mars à la première quinzaine de Mai, dans les deux premiers kilomètres de distance par rapport à la côte, pour les deux estimations ; OC3M (Figure 50) et OC5 (Figure 101). L’Ouest de la baie d’Annaba est très caractérisé par des efflorescences algales pendant presque toutes les saisons de l’année à cause de la disponibilité des sels nutritifs d’origine continentale (Frehi et al., 2007; Ounissi et al., 2014) favorisant la photosynthèse. Dans la zone LBC-3 (Ouest du golf d’Arzew), les patrons de Chl-a sont les mêmes entre le OC3M (Figure 50) et le OC5 (Figure 101). En parallèle, les plus faibles concentrations de la SPM sont observées dans la zone LBC-3 (Figure 105), où le littoral est rocheux (voir Figure 48). Cela signifie que les eaux côtières de la LBC-3 sont des eaux du Cas-1 pendant toutes les saisons de l’année, à l’exception de la deuxième quinzaine de Juillet où l’estimation de la concentration de la Chl-a peut nécessiter un algorithme spécifique pour les eaux du Cas-2 (Tableau 15). La zone LBC-15, située entre la baie de Skikda et la baie d’Annaba, est très ouverte vers le large du bassin, avec un littoral en grande partie sableux, et légèrement inclinée vers

l'Est (voir Figure 48). La LBC-15 a les mêmes paternes entre les estimations OC3M et OC5, à l'exception des deux premiers kilomètres de distance par rapport à la côte, où la OC3M surestime très légèrement la concentration de la Chl-*a* (voir l'isopleth 0,2 mg m⁻³ sur les Figures 50 et 101, respectivement pour le OC3M et le OC5). Le Tableau 15 montre clairement que les eaux côtières de la LBC-15 entre le mois de Juin et le mois d'Octobre nécessitent l'utilisation d'un algorithme spécifique pour les eaux côtières. En revanche, le reste de l'année, les eaux côtières de la LBC-15 sont des eaux du Cas-1 où nous pouvons utiliser le OC3M pour estimer la concentration de la Chl-*a*.

4. Variabilité saisonnière et longitudinal de la SPM

L'étude de la variabilité des SPM dans les zones côtières Algérienne est réalisée sur un plan spatial (longitudinal et distance par rapport à la côte) et temporel (2003-2018) (Figure 102).

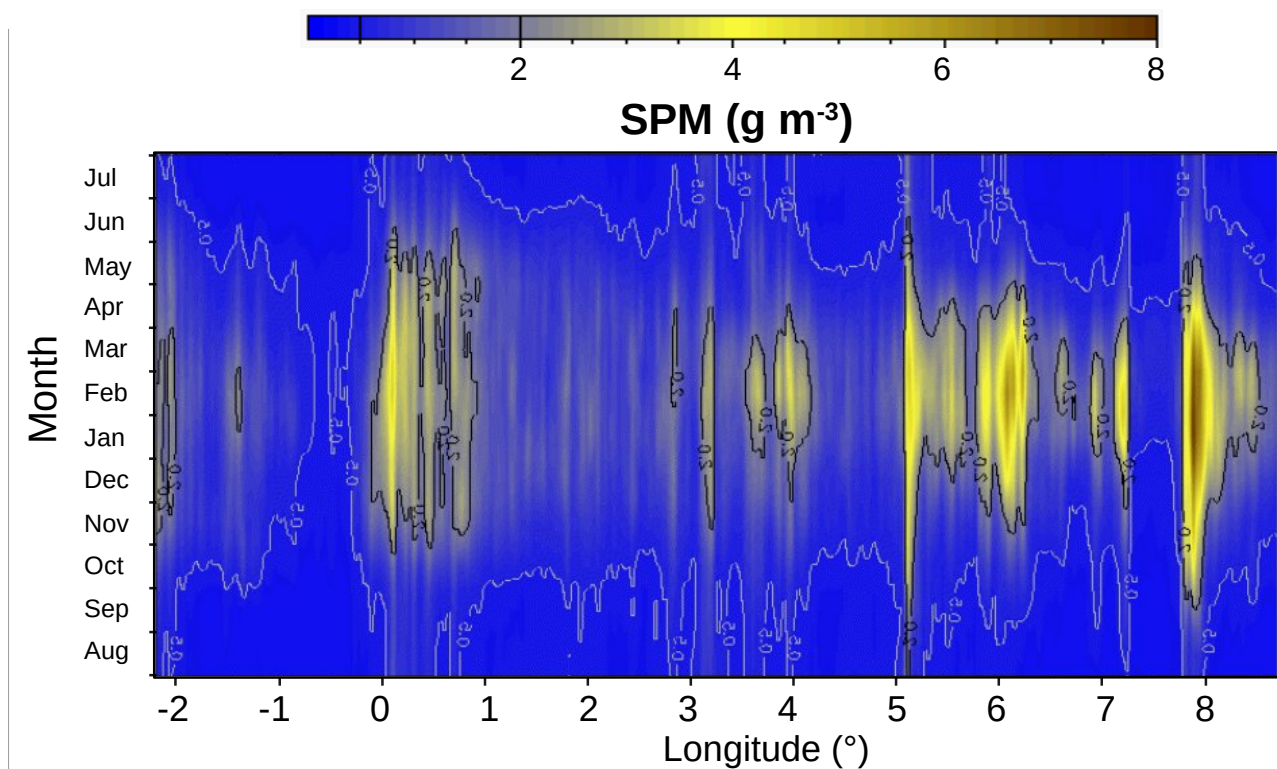


Figure 102: Hovmöller de la variabilité longitudinale de la climatologie bimensuelle de la concentration de la SPM sur la zone côtière [0-10 km] du AB entre 2003-2018. Cette figure est générée en utilisant le langage IDL version 7.1 (2009).

Après l'application de l'algorithme semi-analytique OC5, nous avons obtenu la dynamique saisonnière des SPM le long de la côte Algérienne (2,2°W 8,7°E) et durant toutes les saisons (Figure 102). Les résultats sont présentés comme une moyenne bimensuelle. La variabilité saisonnière de la SPM peut être relié à la dynamique des masses d'eau provoquée par les grandes vagues caractéristiques de la région de Novembre à Mai avec un maximum en Février (Amarouche et al., 2020). La Figure 103 présente la moyenne interannuel de la concentration de la SPM dérivée à partir des données MODIS de Niveau-2 (2003-2018). Le nombre d'observation pour chaque moyenne climatologique mensuelle est compris entre 130 en Février jusqu'à 250 en Août (Figure 11 du chapitre II). En générale, les

concentrations de la SPM sont dans un intervalle de $0,5$ à 8 g m^{-3} (Figure 102), comparées à ceux dans la baie de Biscay qui sont dans un intervalle de $0,5$ à 9 g m^{-3} (Gohin et al., 2005), et ceux dans la baie de Liverpool qui sont entre $0,5$ et 13 g m^{-3} (Jafar-Sidik et al., 2017).

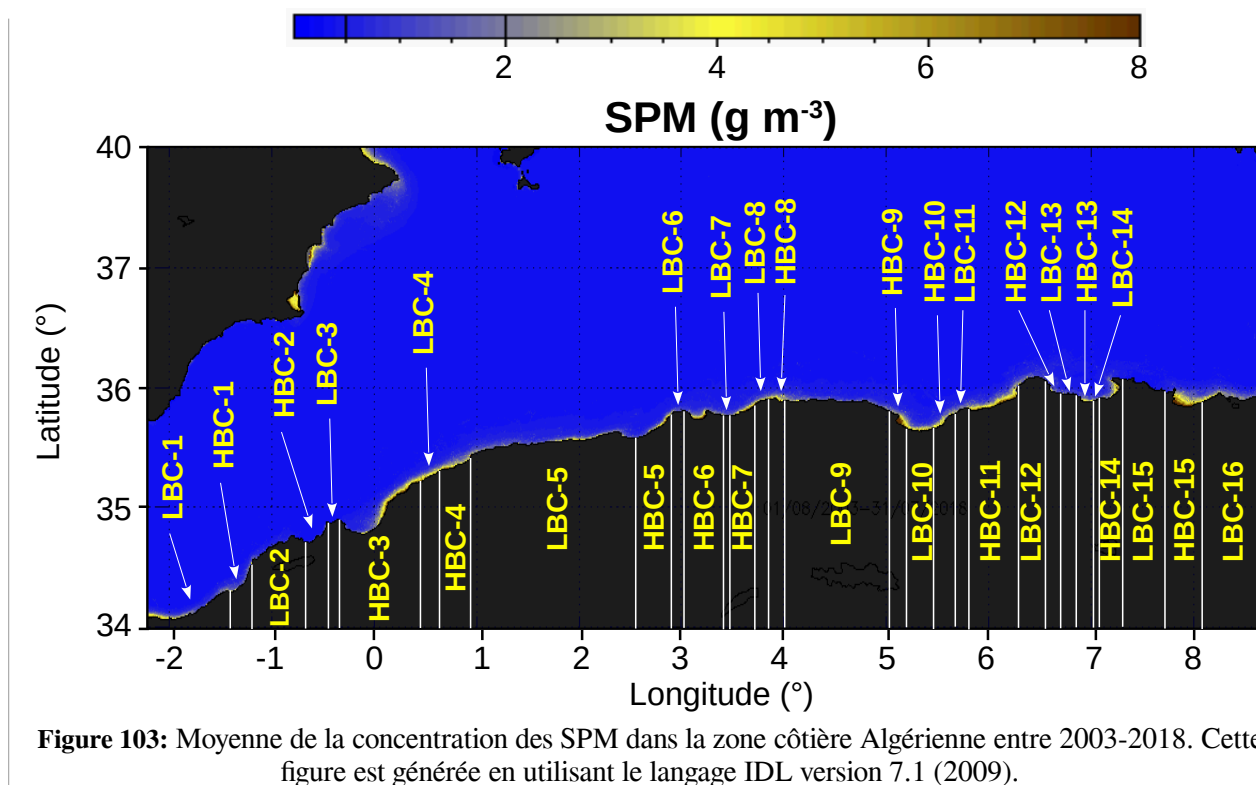
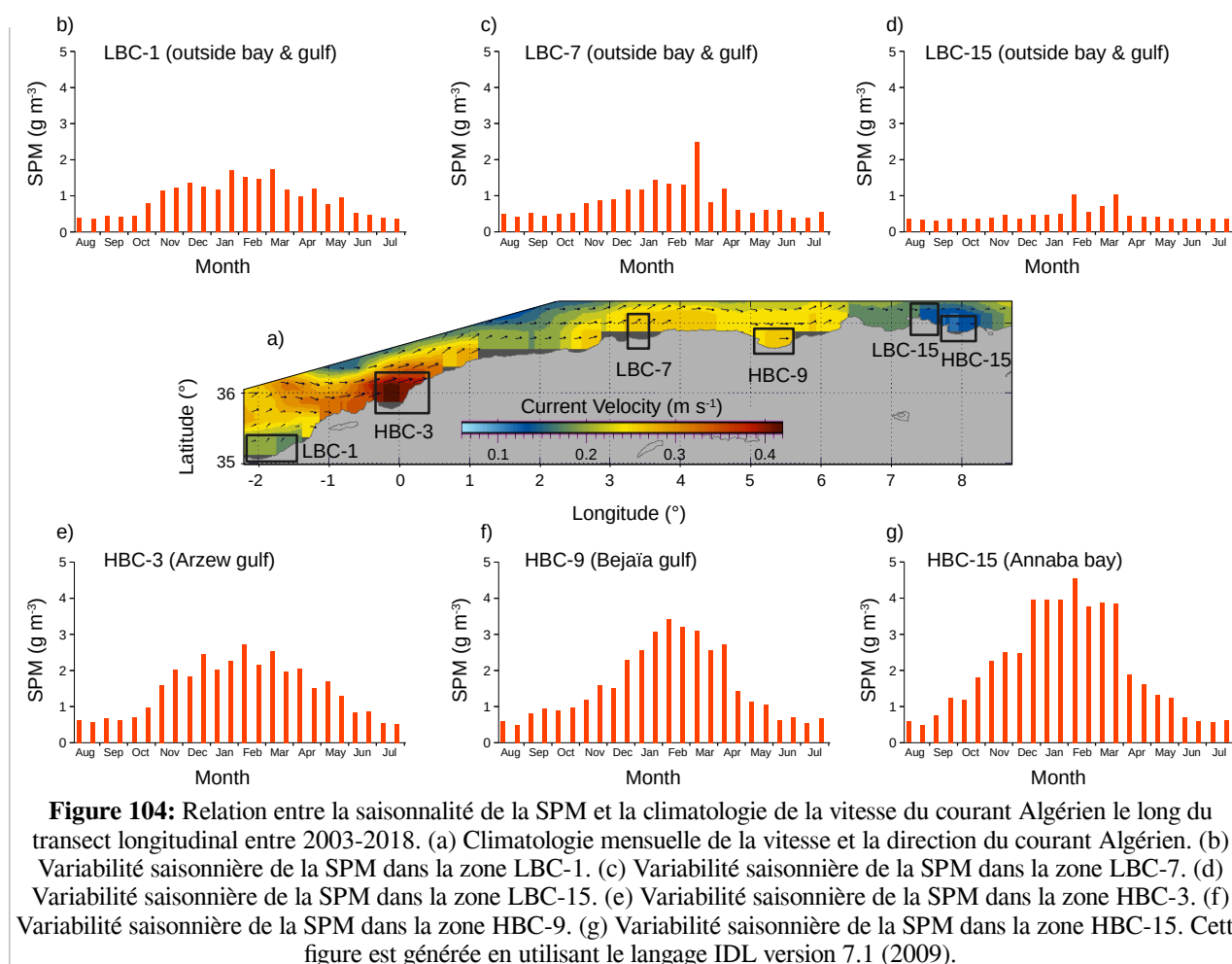


Figure 103: Moyenne de la concentration des SPM dans la zone côtière Algérienne entre 2003-2018. Cette figure est générée en utilisant le langage IDL version 7.1 (2009).

Les fortes concentrations de la SPM sont observées en hiver dans la partie Est du bassin entre 5°E et $8,7^{\circ}\text{E}$ (Figure 102). Entre 0°E et 1°E , nous observons de fortes valeurs de SPM qui sont étalées dans le temps de Octobre à Juin (Figure 102). Dans le golf de Béjaïa ($5,2^{\circ}\text{E}$), les concentrations des SPM sont élevées durant toutes les saisons de l'année (Figure 102). Dans la baie d'Annaba ($7,8^{\circ}\text{E}$), la SPM atteignent leurs maximum de 8 g m^{-3} en hiver et de 5 g m^{-3} en été (Figure 102). Dans la baie d'Alger ($3,2^{\circ}\text{E}$), les concentrations de la SPM sont supérieures à 2 g m^{-3} en hiver de Novembre à Mars, et inférieures à 2 g m^{-3} entre Avril et Octobre (Figure 102). De $7,2^{\circ}\text{E}$ à $7,8^{\circ}\text{E}$, la côte est linéaire (Figure 103), les concentrations de la SPM sont très faibles vers négligeable dans cette partie ($<0,5 \text{ g m}^{-3}$) durant toutes les saisons de l'année (Figure 102). Dans la baie d'Oran (côte non-linéaire) entre $0,3^{\circ}\text{W}$ et $0,8^{\circ}\text{W}$, les concentrations de la SPM sont très faibles $<0,5 \text{ g m}^{-3}$ (Figure 102).

En revanche, dans les zones hors baies et golfs, c'est à dire dans les LBCs (Figure 103), un gradient Est-Ouest de la SPM est observé en hiver (Figure 102 et Figure 104b, 104c et 104d). Cependant, dans les zones de HBCs (Figure 103), situées dans les zones de baies et golfs, un gradient Ouest-Est de la SPM est observé en hiver (Figure 102 et Figure 104e, 104f et 104g). Ces deux gradients qui évoluent inversement sur la longitude et en fonction de la morphologie côtière, ne sont pas lié à la dynamique et l'intensité du courant Algérien comme il est montré sur la Figure 104a. Au niveau de la zone HBC-3,

la vitesse du courant est la plus élevée (Figure 104a) par rapport au reste de la ligne côtière, en revanche, les SPM sont faibles par rapport aux autres zones HBC-9 et HBC-15 qui ont des SPM plus élevés (Figure 104f et Figure 104g). La même chose est observée pour les zones de LBCs (Figure 104a, 104b, 104c et 104d), il n'y a pas de relation entre les concentrations de la SPM et la vitesse du courant Algérien. Pendant l'été, les SPM sont toujours $<0,5 \text{ g m}^{-3}$ dans les LBCs (Figure 104b, 104c et 104d) et $<1 \text{ g m}^{-3}$ dans les zones HBCs (Figure 104e, 104f et 104g).



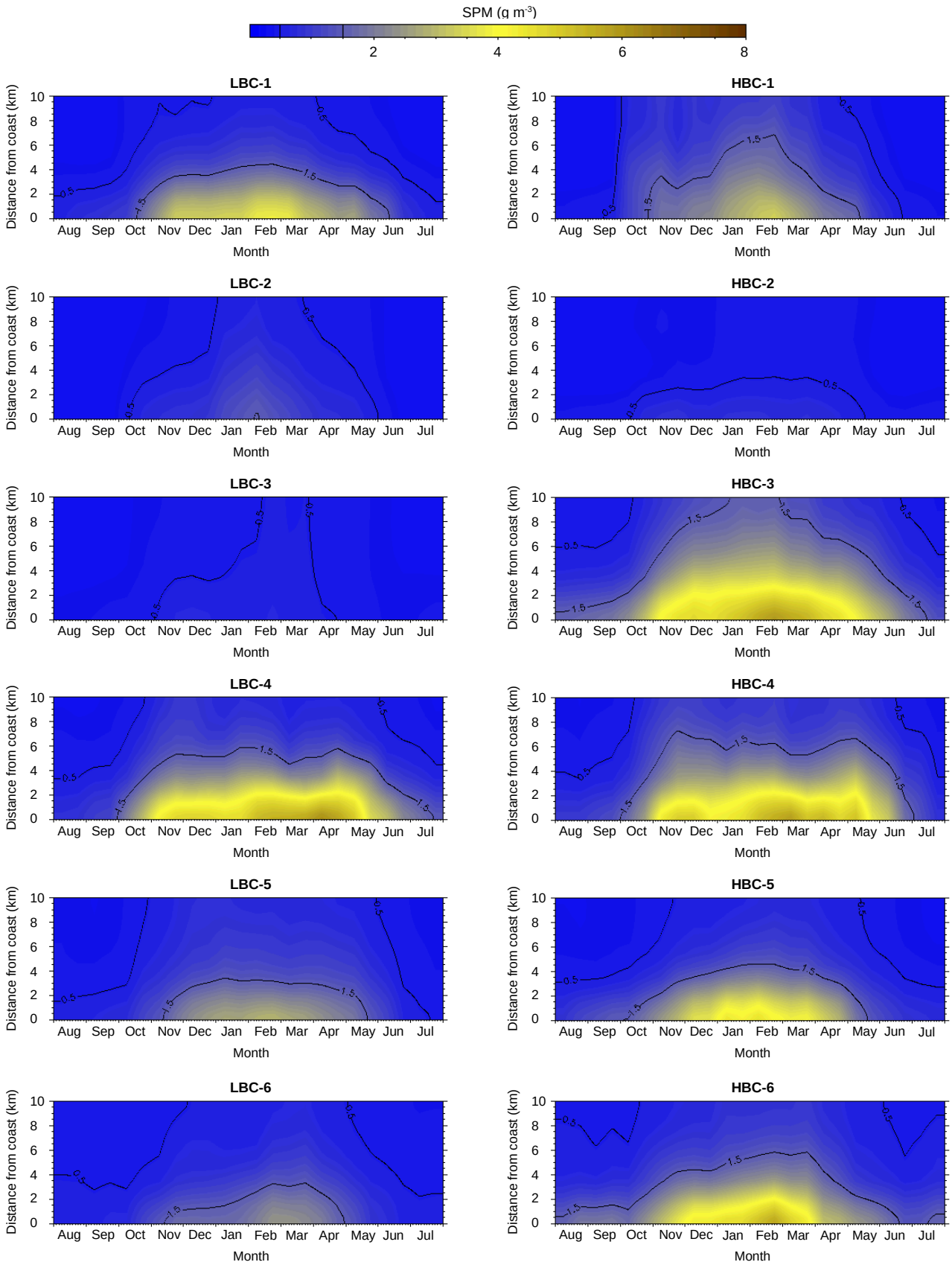
La concentration moyenne de la SPM entre 2003-2018 (Figure 103) montre clairement que la plupart des zones côtières de HBCs correspondent aux zones de SPM élevées $>4 \text{ g m}^{-3}$ (HBC-3, HBC-4, HBC-6, HBC-7, HBC-8, HBC-9, HBC-10, HBC-11, HBC-13, HBC-14 et HBC-15) (Figure 103). Par contre, le reste des zones HBCs (HBC-1, HBC-2, HBC-5 et HBC-12) correspondent à des SPM généralement faibles $<4 \text{ g m}^{-3}$ (Figure 103). En revanche, la majorité des zones côtières de LBCs correspondent aux zones de SPM très faibles (LBC-2, LBC-3 et LBC-15) $<1 \text{ g m}^{-3}$ durant toutes les saisons de l'année. Deux zones ; LBC-10 et LBC-16 peuvent atteindre le 7 g m^{-3} en hiver et restent toujours $<1 \text{ g m}^{-3}$ en été (Figure 103). La SPM dans les zones ; LBC-1, LBC-4, LBC-5, LBC-6, LBC-7, LBC-8, LBC-9, LBC-11, LBC-13 et LBC-14 ne dépassent pas le 4 g m^{-3} (Figure 103).

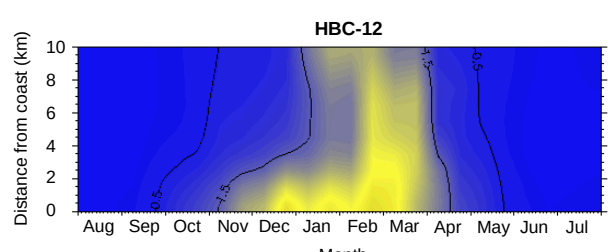
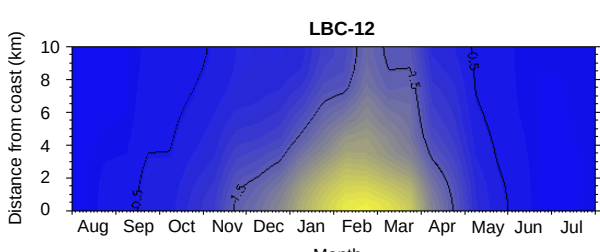
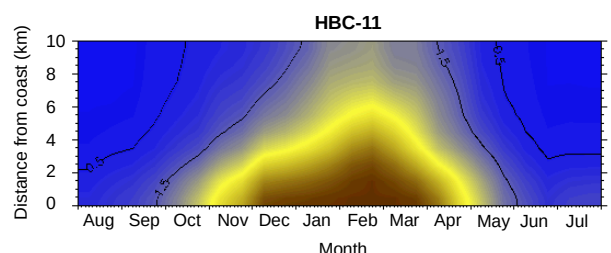
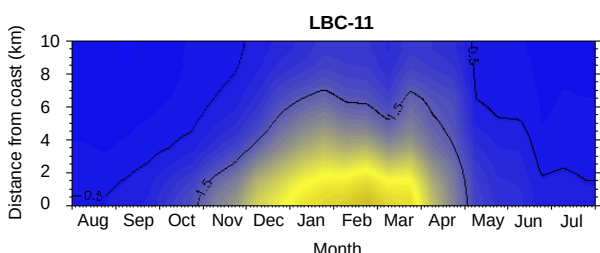
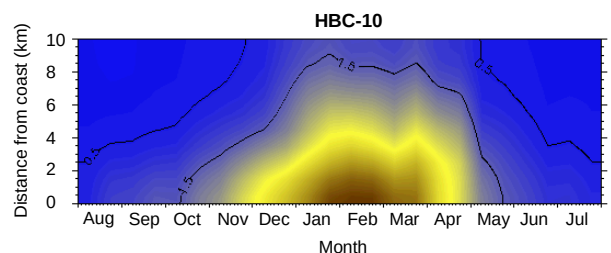
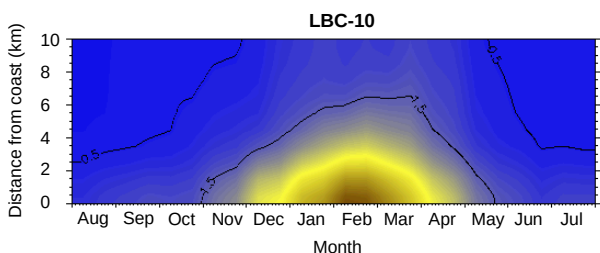
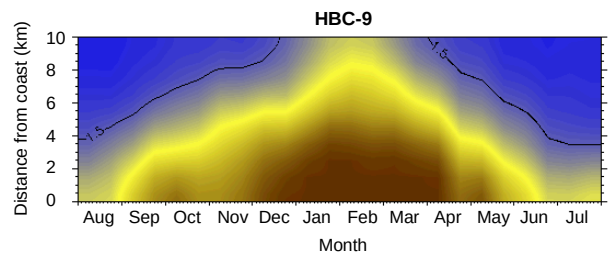
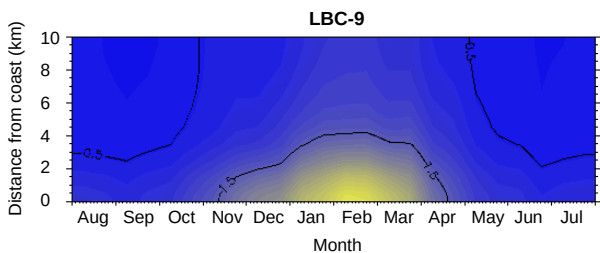
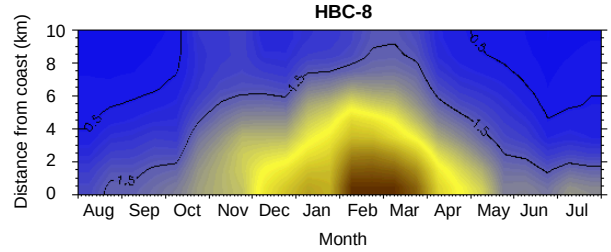
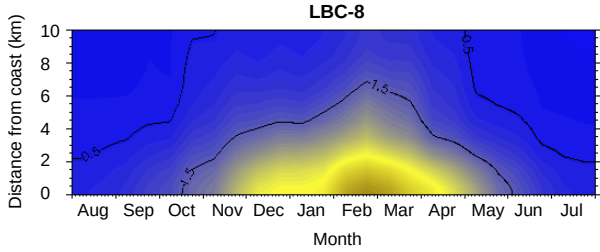
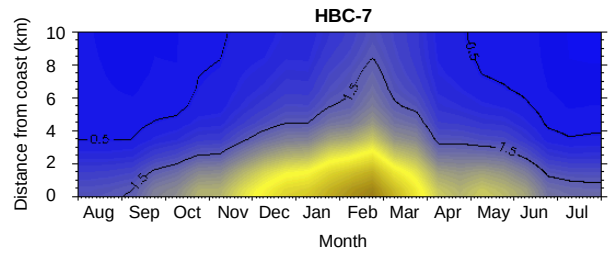
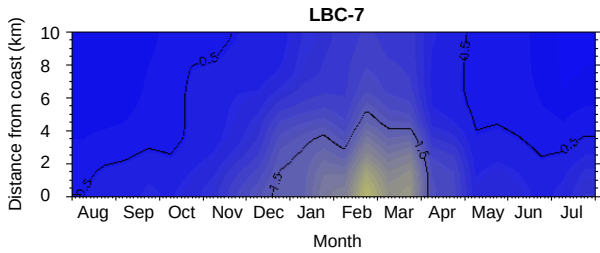
En conclusion, la majorité des HBCs sont des zones avec un fond sableux (voir Figure 48 du chapitre III), cela peut provoquer une remonter du sable vers la couche de surface par le mécanisme de la remise en suspension des sédiments.

5. Structure Côte-Large des paternes de la SPM

Les structures côte-large de la SPM dans les 10 premiers kilomètres de distance par rapport à la côte sont représentées sur la Figure 105 pour chaque sous-zones côtières décrites dans le Tableau 15. Nous rappelons ici que les 31 sous-zones côtières définies dans la Figure 48 et la Figure 103 sont sélectionnées en fonction des pics de la biomasse de la Chl-*a*. L'objectif de cette partie est donc d'essayer de définir si les pics de Chl-*a* de la Figure 48 sont contaminés ou non par la présence du signal SPM, ainsi de mieux confirmer les hypothèses proposées dans le Tableau 15.

À l'Est du AB, les concentrations des SPM dans les HCBs sont plus élevées que ceux à l'Ouest (Figure 105). D'autre part, les concentrations de la SPM dans les LCBs à l'Est du AB sont aussi plus élevées que ceux à l'Ouest (Figure 105). Cependant, la morphologie côtière à l'Est est très irrégulière (non linéaire) par rapport à l'Ouest (voir Figure 48 et Figure 103). Aussi, la côte est généralement sableuse à l'Est, et rocheuse à l'Ouest (voir Figure 48 et Figure 103). Le maximum des SPM est observé dans les zones HCB-9, HCB-11 et HCB-15 (Figure 105), localisées dans des baies et golfs, respectivement ; Golf de Béjaïa, Baie de Jijel et Baie d'Annaba (Figure 48) dans l'Est de AB. Ces valeurs maximales qui peuvent atteindre les 8 g m^{-3} sont observées durant toutes les saisons de l'année dans la HCB-9 (Golf de Béjaïa), de Novembre à Avril dans la HCB-11 (Baie de Jijle), et de Septembre à Mai dans la HCB-15 (Baie d'Annaba) (Figure 105).





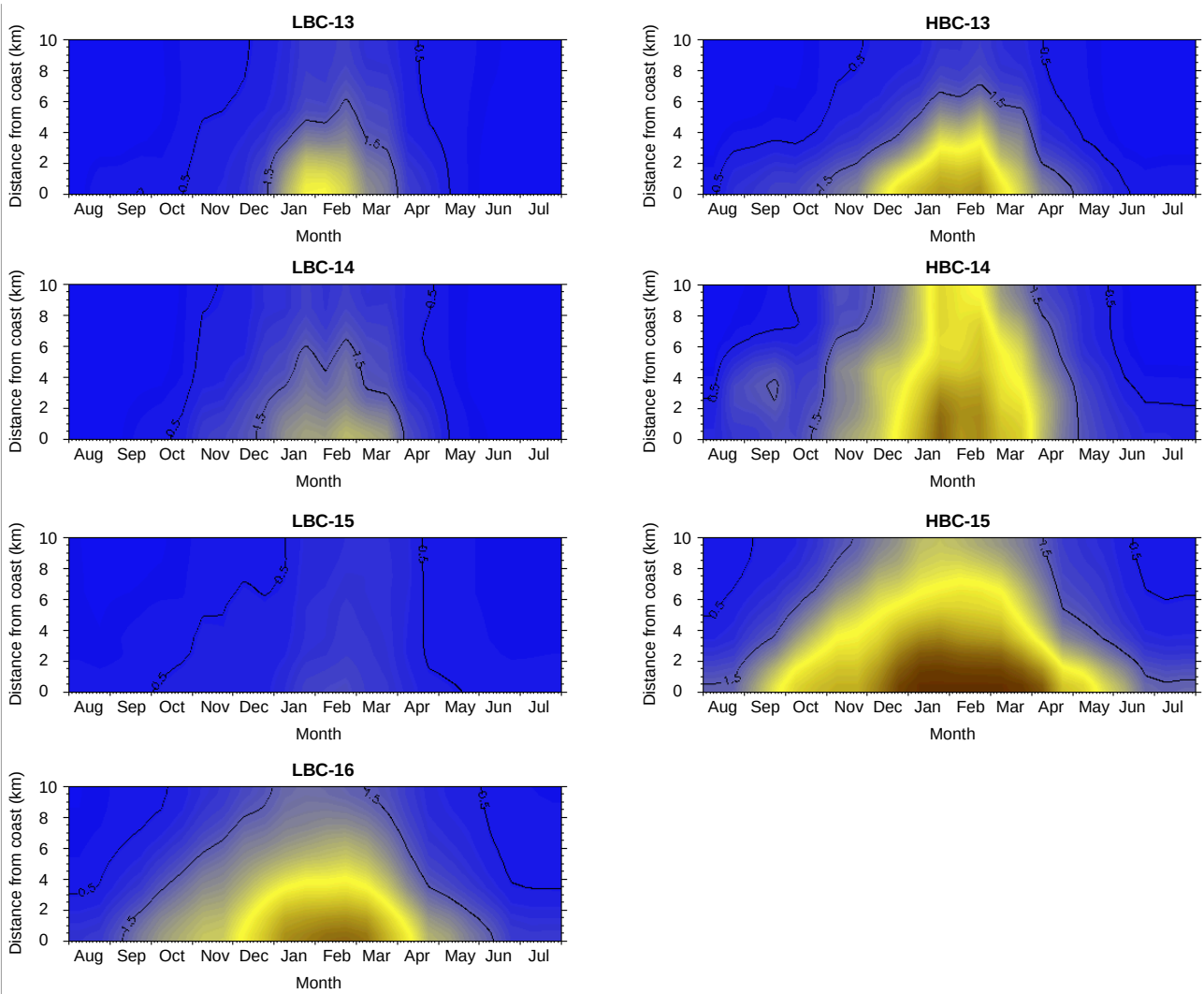


Figure 105: Climatologie bimensuelle de la variabilité côtière de la SPM des 31 zones calculée par l'algorithme OC5 de l'ifremer. Cette figure est générée en utilisant le langage IDL version 7.1 (2009).

Conclusion générale



Conclusion générale

L'objectif principal de la thèse était de quantifier et de déterminer l'évolution des efflorescences algales et de la matière en suspension dans le bassin Algérien de la côte vers le large. Après avoir présenté la problématique dans l'introduction générale, le 1^{er} chapitre a rappelé les notions fondamentales de la télédétection de la couleur de l'océan qui nous avons utilisées. Dans le 2^{ème} chapitre nous avons présenté la méthodologie générale adoptée. Les résultats obtenus ont été interprétés et discutés dans le 3^{ème} chapitre sous forme de 5 sections.

Les données *in-situ* n'ont jamais été suffisantes pour répondre aux problématiques qui traitent des sujets complexes et à grande échelle. Désormais, dans ce genre de thématique, la démarche adoptée repose sur des campagnes en mer associées à d'autres types de données. Dans notre cas, la combinaison des données *in-situ* et celles de la télédétection de la couleur de l'océan a été un bon outil pour décrire et expliquer les efflorescences phytoplanctoniques et les SPM dans le AB. La couleur de l'océan a été utilisée pour estimer les concentrations de la Chl-*a* qui sont proportionnelles à la biomasse ou le stock du phytoplancton. La disponibilité des données satellitaires sur les eaux de surface du AB est estimée à 52 % entre 2003 et 2018 les 48 % restant sont masquées par les nuages.

Le bassin Algérien est caractérisé par 2 saisons extrêmes de la biomasse de Chl-*a*, fortes et faibles, séparées par de courtes périodes de transition de deux mois. La variabilité au large est étroitement liée aux processus à méso-échelle elle est régie, par l'influence des eaux Atlantiques et caractérisée par une diminution progressive de la biomasse de Chl-*a* en allant vers l'Est du bassin. Le domaine côtier révèle une dynamique très distincte associée à des efflorescences phytoplanctoniques productives plutôt qu'une saisonnalité bien définie. La morphologie et la nature irrégulières de la côte algérienne : baies, golfes, côtes rocheuses ou sableuses sont façonnées par de nombreux apports terrestres temporaires qui affectent la productivité locale. Un indice spatialement intégré basé sur la biomasse de la Chl-*a* nous a permis de quantifier l'importance de ces enrichissements côtiers. Ainsi, une approche de modélisation nous a aidé à montrer que les apports des oueds, largement liés aux saisons, les eaux usées urbaines, la présence de baies et la présence récente de cages d'aquaculture, expliquent jusqu'à 79% la présence de des efflorescences algales.

Dans la section 3 des résultats et discussions, la structure verticale de la biomasse de Chl-*a* au large du AB a été caractérisée. Les résultats obtenus montrent que le satellite détecte uniquement 12 % de la biomasse réelle de la Chl-*a* dans les eaux du large du AB pendant leur stratification estivale. En revanche, les résultats de notre modèle InC-AB donnent des estimations 92 % proches de la biomasse

de la Chl-*a* intégrée réellement de la surface jusqu'à la profondeur maximale de la zone euphotique dans le AB. Les résultats de ce modèle peuvent être intégrés en tant que *input* dans les modèles d'estimation de production primaire dans le AB.

Dans la section 4 de résultats et discussion, nous avons caractérisé la réponse spectrale des eaux de surface de la baie d'Alger lors de l'apparition des efflorescences des coccolithophores. Nous pouvons maintenant désormais identifier les blooms de coccolithophores à partir de la télédétection de la couleur de l'océan dans les eaux de surface de la baie d'Alger. Cette approche peut aider l'identification et la surveillance des blooms de coccolithophores quand les prélèvements *in-situ* ne peuvent pas s'effectuer lorsque une efflorescence s'installe dans les eaux de surface de la baie d'Alger. L'étude de la variabilité saisonnière et interannuelle de ces blooms dans une série temporelle aide à mieux prédire les impacts futurs du réchauffement climatique, les coquilles calcaire des coccolithophores influençant largement le cycle du carbone. Dans la baie d'Alger, les épisodes du bloom de coccolithophores sont marqués chaque année de 2003 à 2018 au moins 2 ou 3 fois par an, généralement plus observés en hiver.

Bien que les mesures de la SPM procurent une information relativement complète sur la nature du signal des *Rrs* dans les eaux côtières du AB, elles présentent la limitation principale d'être acquises en même temps que la Chl-*a* en appliquant des algorithmes bio-optiques standard dans les eaux côtières du Cas-2. En revanche, l'application des algorithmes bio-optiques spécifiques pour les eaux côtières du Cas-2 sera toujours recommandé pour l'estimation de la Chl-*a* afin d'éliminer le signal SPM associé. Dans les eaux côtières du bassin Algérien, les eaux du Cas-2 ont été définies dans ce travail conformément au Tableau 16.

Tableau 16: Récapitulatif sur le type général des eaux côtières du AB [-2,2°W 8,7°E] dans les zones de LBCs et HBCs.

LBC n°	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
Case water	Case-1	Case-1	Case-1	Case-2	Case-2	Case-1	Case-1	Case-2	Case-2	Case-2	Case-2	Case-2	Case-2	Case-2	Case-1	Case-2
HBC n°	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	
Case water	Case-1	Case-1	Case-2	Case-2	Case-2	Case-2	Case-2	Case-2	Case-2	Case-2	Case-2	Case-2	Case-2	Case-2	Case-2	

Perspectives

Cette étude est limitée par l'absence des profils verticaux de la Chl-*a* mesurés pendant l'hiver et sur les eaux côtières le long du bassin Algérien. La prochaine étape consistera à mettre en place un modèle régional bio-optique tridimensionnel de la production primaire à partir de données satellitaires et *in-situ*. Il est donc très probable que le fort contraste actuellement déduit des données satellitaires entre l'été et l'hiver soit considérablement atténué si nous tenons compte de la véritable intégration verticale de la Chl-*a*. De même, les rapports moyens pigments/biomasse dans le AB et la M-Med ne sont pas bien connus pour les différents groupes phytoplanctoniques, ce qui constitue une autre source

d'incertitude pour la modélisation de la production primaire dans la région. Ce rapport devrait être intégré dans les modèles de production primaire pour une affinité accrue. Enfin, la prise en compte des communautés phytoplanctoniques et la détermination *in-situ* de la qualité de l'eau seraient intéressantes pour comprendre les conséquences biologiques des enrichissements d'origine naturels et/ou anthropiques.

En perspective on peut dire que les données satellitaires présentent un bon outil pour la surveillance des blooms de coccolithophores dans la baie d'Alger. En revanche, ce travail devra être suivi par une étude sur les interactions entre les facteurs biologiques, physiques et environnementaux dans les zones où le bloom se développe.

Références bibliographiques



Références bibliographiques

- Ackleson, S. G., Balch, W. M., & Holligan, P. M. (1994). Response of water-leaving radiance to particulate calcite and chlorophyll a concentrations : A model for Gulf of Maine coccolithophore blooms. *Journal of Geophysical Research*, 99, 7483-7499. <https://doi.org/10.1029/93JC02150>
- Alvain, S., Moulin, C., Dandonneau, Y., & Loisel, H. (2008). Seasonal distribution and succession of dominant phytoplankton groups in the global ocean : A satellite view: PHYTOPLANKTON GROUPS - A SATELLITE VIEW. *Global Biogeochemical Cycles*, 22(3), n/a-n/a. <https://doi.org/10.1029/2007GB003154>
- Amarouche, K., Akpınar, A., Bachari, N. E. I., & Houma, F. (2020). Wave energy resource assessment along the Algerian coast based on 39-year wave hindcast. *Renewable Energy*, 153, 840-860. <https://doi.org/10.1016/j.renene.2020.02.040>
- Amin, R., Gilerson, A., Gross, B., Moshary, F., & Ahmed, S. (2009). *MODIS and MERIS detection of dinoflagellates blooms using the RBD technique* (C. R. Bostater, Jr., S. P. Mertikas, X. Neyt, & M. Velez-Reyes, Eds.; p. 747304). <https://doi.org/10.1117/12.830631>
- Aminot, A., & Chaussepied, M. (1983). *Manuel des analyses chimiques en milieu marin* (Ifremer).
- Aminot, A., & Kérouel, R. (2004). *Hydrologie des écosystèmes marins* (Ifremer). <https://www.eyrolles.com/BTP/Livre/hydrologie-des-ecosystemes-marins-9782844331335/>
- ANRH. (2014). *Agence Nationale des Ressources Hydrauliques, Alger*. <http://www.anrh.dz/>
- Antoine, D., & Morel, A. (1996). Oceanic primary production : 1. Adaptation of a spectral light-photosynthesis model in view of application to satellite chlorophyll observations. *Global Biogeochemical Cycles*, 10(1), 43-55. <https://doi.org/10.1029/95GB02831>
- Antoine, D., Morel, A., & André, J.-M. (1995). Algal pigment distribution and primary production in the eastern Mediterranean as derived from coastal zone color scanner observations. *Journal of Geophysical Research*, 100(C8), 16193. <https://doi.org/10.1029/95JC00466>
- APPL. (2013). *Agence de la Protection et de la Promotion du Littoral Algérois*. Agence de la Protection et de la Promotion du Littoral Algérois.
- APPL. (2015). *Agence de la Protection et de la Promotion du Littoral Algérois*. Agence de la Protection et de la Promotion du Littoral Algérois.
- Armengol, L., Calbet, A., Franchy, G., Rodríguez-Santos, A., & Hernández-León, S. (2019). Planktonic food web structure and trophic transfer efficiency along a productivity gradient in the tropical and subtropical Atlantic Ocean. *Scientific Reports*, 9(1). <https://doi.org/10.1038/s41598-019-38507-9>
- Astraldi, M., & Gasparini, G. P. (1992). The seasonal characteristics of the circulation in the north Mediterranean basin and their relationship with the atmospheric-climatic conditions. *Journal of Geophysical Research*, 97(C6), 9531. <https://doi.org/10.1029/92JC00114>
- Ayata, S.-D., Irisson, J.-O., Aubert, A., Berline, L., Dutay, J.-C., Mayot, N., Nieblas, A.-E., D'Ortenzio, F., Palmiéri, J., Reygondeau, G., Rossi, V., & Guieu, C. (2018). Regionalisation of the Mediterranean basin, a MERMEX synthesis. *Progress in Oceanography*, 163, 7-20. <https://doi.org/10.1016/j.pocean.2017.09.016>
- Babin, M., Morel, A., Fournier-Sicre, V., Fell, F., & Stramski, D. (2003). Light scattering properties of marine particles in coastal and open ocean waters as related to the particle mass concentration. *Limnology and Oceanography*, 48(2), 843-859. <https://doi.org/10.4319/lo.2003.48.2.0843>
- Bailey, S. (2010). Ocean_Level-3_Standard_Mapped_Image_Products. *Ocean Color Web*, 7.
- Baker, K. S., & Smith, R. C. (1982). Bio-optical classification and model of natural waters. 21 : Bio-optical model 2. *Limnology and Oceanography*, 27(3), 500-509. <https://doi.org/10.4319/lo.1982.27.3.0500>
- Barale, V., Garcia-Gorritz, E., Hoepffner, N., & Stips, A. (2008). *Near-Coastal Features of the NW Mediterranean Sea—Space and Time Heterogeneity of Atmospheric Forcing, Vertical Mixing and Algal Blooming, from Satellite Observations and Model Simulations (1997-2007)*. <https://doi.org/10.13140/RG.2.1.2425.9285>
- Barbieux, M., Uitz, J., Gentili, B., Pasqueron de Fommervault, O., Mignot, A., Poteau, A., Schmechtig, C., Taillandier, V., Leymarie, E., Penkerch, C., D'Ortenzio, F., Claustre, H., & Bricaud, A. (2018). Bio-optical characterization of subsurface chlorophyll maxima in the Mediterranean Sea from a Biogeochemical-Argo float database. *Biogeosciences Discussions*, 1-54. <https://doi.org/10.5194/bg-2018-367>
- Behrenfeld, M. J., & Boss, E. (2006). Beam attenuation and chlorophyll concentration as alternative optical indices of phytoplankton biomass. *Journal of Marine Research*, 64(3), 431-451. <https://doi.org/10.1357/002224006778189563>
- Behrenfeld, M. J., & Falkowski, P. G. (1997). A consumer's guide to phytoplankton primary productivity models. *Limnology and Oceanography*, 42(7), 1479-1491. <https://doi.org/10.4319/lo.1997.42.7.1479>

- Béranger, K., Mortier, L., & Crépon, M. (2005). Seasonal variability of water transport through the Straits of Gibraltar, Sicily and Corsica, derived from a high-resolution model of the Mediterranean circulation. *Progress in Oceanography*, 66(2-4), 341-364. <https://doi.org/10.1016/j.pocean.2004.07.013>
- Bethoux, J. P., Durieu de Madron, X., Nyffeler, F., & Tailliez, D. (2002). Deep water in the western Mediterranean : Peculiar 1999 and 2000 characteristics, shelf formation hypothesis, variability since 1970 and geochemical inferences. *Journal of Marine Systems*, 33-34, 117-131. [https://doi.org/10.1016/S0924-7963\(02\)00055-6](https://doi.org/10.1016/S0924-7963(02)00055-6)
- Bianchi, C. N., & Morri, C. (2000). Marine Biodiversity of the Mediterranean Sea : Situation, Problems and Prospects for Future Research. *Marine Pollution Bulletin*, 40(5), 367-376. [https://doi.org/10.1016/S0025-326X\(00\)00027-8](https://doi.org/10.1016/S0025-326X(00)00027-8)
- Bianchi, T. S., Lambert, C., & Biggs, D. C. (1995). Distribution of Chlorophyll A and Phaeopigments in the Northwestern Gulf of Mexico : A Comparison between Fluorometric and High-Performance Liquid Chromatography Measurements. *Bulletin of Marine Science*. <https://www.ingentaconnect.com/content/umrsmas/bullmar/1995/00000056/00000001/art00002#>
- Bidigare, R. R., Ondrusek, M. E., Morrow, J. H., & Kiefer, D. A. (1990). In-vivo absorption properties of algal pigments. *Ocean Optics X*, 1302, 290-302. <https://doi.org/10.1117/12.21451>
- Bosc, E., Bricaud, A., & Antoine, D. (2004). Seasonal and interannual variability in algal biomass and primary production in the Mediterranean Sea, as derived from 4 years of SeaWiFS observations : MEDITERRANEAN SEA BIOMASS AND PRODUCTION. *Global Biogeochemical Cycles*, 18(1), n/a-n/a. <https://doi.org/10.1029/2003GB002034>
- Bowers, D. G., Boudjelas, S., & Harker, G. E. L. (1998). The distribution of fine suspended sediments in the surface waters of the Irish Sea and its relation to tidal stirring. *International Journal of Remote Sensing*, 19(14), 2789-2805. <https://doi.org/10.1080/014311698214514>
- Bowers, D. G., Gaffney, S., White, M., & Bowyer, P. (2002). Turbidity in the southern Irish Sea. *Continental Shelf Research*, 22(15), 2115-2126. [https://doi.org/10.1016/S0278-4343\(02\)00066-3](https://doi.org/10.1016/S0278-4343(02)00066-3)
- Bowers, D. G., & Mitchelson-Jacob, E. G. (1996). Inherent Optical Properties of the Irish Sea Determined from Underwater Irradiance Measurements. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 43(4), 433-447. <https://doi.org/10.1006/ecss.1996.0080>
- Bown, P. R., & Young, J. (1998). *Techniques*. 17-28. https://doi.org/10.1007/978-94-011-4902-0_2
- Boyce, D. G., Dowd, M., Lewis, M. R., & Worm, B. (2014). Estimating global chlorophyll changes over the past century. *Progress in Oceanography*, 122, 163-173. <https://doi.org/10.1016/j.pocean.2014.01.004>
- Brewin, R. J. W., Dall'Olmo, G., Sathyendranath, S., & Hardman-Mountford, N. J. (2012). Particle backscattering as a function of chlorophyll and phytoplankton size structure in the open-ocean. *Optics Express*, 20(16), 17632-17652. <https://doi.org/10.1364/OE.20.017632>
- Brown, C. (1995). Global distribution of coccolithophore blooms. *Oceanography*, 8.
- Brown, C. W., & Yoder, J. A. (1994). Coccolithophorid blooms in the global ocean. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 99(C4), 7467-7482. <https://doi.org/10.1029/93JC02156>
- Cannizzaro, J. P., Carlson, P. R., Yarbro, L. A., & Hu, C. (2013). Optical variability along a river plume gradient : Implications for management and remote sensing. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 131, 149-161. <https://doi.org/10.1016/j.ecss.2013.07.012>
- Cao, L., Wang, W., Yang, Y., Yang, C., Yuan, Z., Xiong, S., & Diana, J. (2007). Environmental Impact of Aquaculture and Countermeasures to Aquaculture Pollution in China. *Env Sci Pollut Res*, 11. <http://dx.doi.org/10.1065/espr2007.05.426>
- Carder, K. L., Chen, F. R., Lee, Z. P., Hawes, S. K., & Kamykowski, D. (1999). Semianalytic Moderate-Resolution Imaging Spectrometer algorithms for chlorophyll a and absorption with bio-optical domains based on nitrate-depletion temperatures. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 104(C3), 5403-5421. <https://doi.org/10.1029/1998JC900082>
- Carder, K. L., Hawes, S. K., Baker, K. A., Smith, R. C., Steward, R. G., & Mitchell, B. G. (1991). Reflectance Model for Quantifying Chlorophyll a in the Presence of Productivity Degradation Products. *Journal of Geophysical Research*, 96(C11), 20,599-20,611.
- Carpenter, J. H. (1965). The Accuracy of the Winkler Method for Dissolved Oxygen Analysis1. *Limnology and Oceanography*, 10(1), 135-140. <https://doi.org/10.4319/lo.1965.10.1.0135>
- Carritt, D., & Carpenter, J. (1966). Comparison and evaluation of currently employed modifications of the Winkler method for determining dissolved oxygen in seawater A NASCO report. *J Mar Res*, 24(3), 286-318. https://jglobal.jst.go.jp/en/detail?JGLOBAL_ID=201602002138133923
- Charnock, H., Dyer, K. R., Huthnance, J., LISS, P., & Simpson, B. H. (1994). *Understanding the North Sea System*. Springer Netherlands. <https://www.springer.com/fr/book/9789401045407>
- Chen, K., Ying, Z., Zhang, H., & Zhao, L. (2008). Analysis of least absolute deviation. *Biometrika*, 95(1), 107-122. <https://doi.org/10.1093/biomet/asm082>
- Chiswell, S. (2011). Annual cycles and spring blooms in phytoplankton : Don't abandon Sverdrup completely. *Marine Ecology Progress Series*, 443, 39-50. <https://doi.org/10.3354/meps09453>
- Colella, S., Falcini, F., Rinaldi, E., Sammartino, M., & Santoleri, R. (2016). Mediterranean Ocean Colour Chlorophyll Trends. *PLoS ONE*, 11(6). <https://doi.org/10.1371/journal.pone.0155756>

- Coll, M., Piroddi, C., Steenbeek, J., Kaschner, K., Ben Rais Lasram, F., Aguzzi, J., Ballesteros, E., Bianchi, C. N., Corbera, J., Dailianis, T., Danovaro, R., Estrada, M., Froggia, C., Galil, B. S., Gasol, J. M., Gertwagen, R., Gil, J., Guilhaumon, F., Kesner-Reyes, K., ... Voultsiadou, E. (2010). The biodiversity of the Mediterranean Sea : Estimates, patterns, and threats. *PLoS One*, 5(8), e11842. <https://doi.org/10.1371/journal.pone.0011842>
- Cook, P. L. M., & Røy, H. (2006). Advective relief of CO₂ limitation in microphytobenthos in highly productive sandy sediments. *Limnology and Oceanography*, 51(4), 1594-1601. <https://doi.org/10.4319/lo.2006.51.4.1594>
- Cotroneo, Y., Aulicino, G., Ruiz, S., Pascual, A., Budillon, G., Fusco, G., & Tintoré, J. (2016). Glider and satellite high resolution monitoring of a mesoscale eddy in the algerian basin : Effects on the mixed layer depth and biochemistry. *Journal of Marine Systems*, 162, 73-88. <https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2015.12.004>
- Crispi, G., & Pacciaroni, M. (2009). Long-term numerical evolution of the nitrogen bulk content in the Mediterranean Sea. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 83(2), 148-158. <https://doi.org/10.1016/j.ecss.2007.12.015>
- Cros, L., & Fortuño, J. M. (2002). Atlas of Northwestern Mediterranean Coccolithophores. *Scientia Marina*, 66(S1), 1-182. <https://doi.org/10.3989/scimar.2002.66s11>
- Cros, L., Fortuño, J. M., & Estrada, M. (2013). Elemental composition of coccoliths : Mg/Ca relationships. *Scientia Marina*, 77(S1), 63-67. <https://doi.org/10.3989/scimar.03727.27E>
- Cullen, J. J. (1982). The Deep Chlorophyll Maximum : Comparing Vertical Profiles of Chlorophyll *a*. *Canadian Journal of Fisheries and Aquatic Sciences*, 39(5), 791-803. <https://doi.org/10.1139/f82-108>
- Cullen, J. J. (2001). Primary Production Methods. In *Encyclopedia of Ocean Sciences* (p. 2277-2284). Elsevier. <https://doi.org/10.1006/rwos.2001.0203>
- Cullen, J. J., & Eppley, R. W. (1981). Chlorophyll maximum layers of the Southern California Bight and possible mechanisms of their formation and maintenance. *Oceanologica Acta*, 4, 23-32.
- Cullen, J. J., & Lewis, M. R. (1995). Biological processes and optical measurements near the sea surface : Some issues relevant to remote sensing. *Journal of Geophysical Research*, 100(C7), 13255. <https://doi.org/10.1029/95JC00454>
- d'Elbée, J. (2016). *Mémento de planctologie marine* (1ère édition). Éditions Quae. <https://www.quae.com/produit/1395/9782759224159/memento-de-planctologie-marine>
- Demarcq, H., Barlow, R., & Hutchings, L. (2007). Application of a chlorophyll index derived from satellite data to investigate the variability of phytoplankton in the Benguela ecosystem. *African Journal of Marine Science*, 29(2), 271-282. <https://doi.org/10.2989/AJMS.2007.29.2.11.194>
- Doney, S. C. (2006). Oceanography : Plankton in a warmer world. *Nature*, 444(7120), 695-696. <https://doi.org/10.1038/444695a>
- Doron, M., Babin, M., Mangin, A., & Hembise, O. (2007). Estimation of light penetration, and horizontal and vertical visibility in oceanic and coastal waters from surface reflectance. *Journal of Geophysical Research*, 112(C6), C06003. <https://doi.org/10.1029/2006JC004007>
- D'Ortenzio, F., & Ribera D'Alcalà. (2009). *On the trophic regimes of the Mediterranean Sea : A satellite analysis*. 10.
- D'Ortenzio, F., & Ribera d'Alcalà, M. (2009). On the trophic regimes of the Mediterranean Sea : A satellite analysis. *Biogeosciences*, 6, 139-148. <https://doi.org/10.5194/bg-6-139-2009>
- Elbaz-Poulichet, F., Guieu, C., & Morley, N. H. (2001). A Reassessment of Trace Metal Budgets in the Western Mediterranean Sea. *Marine Pollution Bulletin*, 42(8), 623-627. [https://doi.org/10.1016/S0025-326X\(01\)00065-0](https://doi.org/10.1016/S0025-326X(01)00065-0)
- FAO. (2016). *La situation mondiale des pêches et de l'aquaculture 2016. Contribuer à la sécurité alimentaire et à la nutrition de tous*. Organisation des Nations Unies pour l'alimentation et l'agriculture.
- FAO. (2019). *Vue générale du secteur aquacole national Algérie*. http://www.fao.org/fishery/countrysector/naso_algeria/fr#tcN700B1
- Fasham, M. J. R., & Platt, T. (1985). *Factors Affecting the Spatial Pattern of the Deep Chlorophyll Maximum in the Region of the Azores Front*. 37.
- Font, J., Millot, C., Salas, J., Julià, A., & Chic, O. (1998). The drift of Modified Atlantic Water from the Alboran Sea to the eastern Mediterranean. *SCIENTIA MARINA*, 62(3), 6. <https://doi.org/10.3989/scimar.1998.62n3211>
- Franz, B. A., Karaköylü, E. M., Siegel, D. A., & Westberry. (2018). Global ocean phytoplankton [in State of the Climate in 2017]. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 99(8), 94-96.
- Frehi, H., Couté, A., Mascarell, G., Perrette-Gallet, C., Ayada, M., & Kara, M. H. (2007). Dinoflagellés toxiques et/ou responsables de blooms dans la baie d'Annaba (Algérie). *Comptes Rendus Biologies*, 330(8), 615-628. <https://doi.org/10.1016/j.crv.2007.05.002>
- Froidefond, J.-M. (2004). *TÉLÉDÉTECTION OPTIQUE APPLIQUÉE À L'ÉTUDE DES EAUX CÔTIÈRES*. 4, 19.
- Frouin, R., Lingner, D. W., Gautier, C., Baker, K. S., & Smith, R. C. (1989). A simple analytical formula to compute clear sky total and photosynthetically available solar irradiance at the ocean surface. *Journal of Geophysical Research*, 94(C7), 9731. <https://doi.org/10.1029/JC094iC07p09731>
- Fujiki, T., & Taguchi, S. (2002). Variability in chlorophyll *a* specific absorption coefficient in marine phytoplankton as a function of cell size and irradiance. *Journal of Plankton Research*, 24(9), 859-874. <https://doi.org/10.1093/plankt/24.9.859>
- Furnestin, J. (1961). *La pêche maritime algérienne et ses possibilités (Rapport de mission)* (N° 25; p. 12). Rcu. Trau fnst. Pêches marit.

- Furnestin, J., & Allain, C. (1962). L'hydrologie Algérienne en Hiver (Campagne du Président-Théodore-Tissier, février 1960). *Revue des Travaux de l'Institut des Pêches Maritimes*, 26(3), 277-308.
- Futura. (2020a). *Caroténoïde*. Futura. <https://www.futura-sciences.com/planete/definitions/botanique-carotenoide-2217/>
- Futura. (2020b). *Fluorescence*. Futura. <https://www.futura-sciences.com/sciences/definitions/physique-fluorescence-859/>
- Futura. (2020c). *Hétérotrophe*. Futura. <https://www.futura-sciences.com/planete/definitions/environnement-heterotrophe-4551/>
- Futura. (2020d). *Photopériode*. Futura. <https://www.futura-sciences.com/sante/definitions/biologie-photoperiode-6101/>
- Futura. (2020e). *Phycocyanine*. Futura. <https://www.futura-sciences.com/planete/definitions/botanique-phycocyanine-5398/>
- Futura. (2021a). *Diatomée*. Futura. <https://www.futura-sciences.com/planete/definitions/botanique-diatomee-12607/>
- Futura. (2021b). *Océans : La pompe à carbone et le rôle du plancton*. Futura. <https://www.futura-sciences.com/planete/questions-reponses/rechauffement-climatique-oceans-pompe-carbone-role-plancton-2625/>
- Garver, S. A., Siegel, D. A., & Greg, M. B. (1994). Variability in near-surface particulate absorption spectra : What can a satellite ocean color imager see? *Limnology and Oceanography*, 39(6), 1349-1367. <https://doi.org/10.4319/lo.1994.39.6.1349>
- Gascard, J. C., & Richez, C. (1985). Water masses and circulation in the Western Alboran sea and in the Straits of Gibraltar. *Progress in Oceanography*, 15(3), 157-216. [https://doi.org/10.1016/0079-6611\(85\)90031-X](https://doi.org/10.1016/0079-6611(85)90031-X)
- Gernez, P., Barillé, L., Lerouxel, A., Mazeran, C., Lucas, A., & Doxaran, D. (2014). Remote sensing of suspended particulate matter in turbid oyster-farming ecosystems. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 119(10), 7277-7294. <https://doi.org/10.1002/2014JC010055>
- Giorgi, F. (2006). Climate change hot-spots. *Geophysical Research Letters*, 33(8). <https://doi.org/10.1029/2006GL025734>
- Giorgi, F., & Lionello, P. (2008). Climate change projections for the Mediterranean region. *Global and Planetary Change*, 63(2), 90-104. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2007.09.005>
- Gohin, F. (2011). Annual cycles of chlorophyll-a, non-algal suspended particulate matter, and turbidity observed from space and in-situ in coastal waters. *Ocean Science*, 7(5), 705-732. <https://doi.org/10.5194/os-7-705-2011>
- Gohin, F., Druon, J. N., & Lampert, L. (2002). A five channel chlorophyll concentration algorithm applied to SeaWiFS data processed by SeaDAS in coastal waters. *International Journal of Remote Sensing*, 23(8), 1639-1661. <https://doi.org/10.1080/01431160110071879>
- Gohin, F., Loyer, S., Lunven, M., Labry, C., Froidefond, J.-M., Delmas, D., Huret, M., & Herbland, A. (2005). Satellite-derived parameters for biological modelling in coastal waters : Illustration over the eastern continental shelf of the Bay of Biscay. *Remote Sensing of Environment*, 95(1), 29-46. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2004.11.007>
- Google Maps. (2021). *Algeria—Google Maps*. <https://www.google.com/maps/place/Alger>
- Gordon, H. R. (1989). Can the Lambert-Beer law be applied to the diffuse attenuation coefficient of ocean water? : Lambert-Beer law applied to K. *Limnology and Oceanography*, 34(8), 1389-1409. <https://doi.org/10.4319/lo.1989.34.8.1389>
- Gordon, H. R., & Clark, D. K. (1981). Clear water radiances for atmospheric correction of coastal zone color scanner imagery. *Applied Optics*, 20(24).
- Gordon, H. R., Clark, D. K., Brown, J. W., Brown, O. B., Evans, R. H., & Broenkow, W. W. (1983). Phytoplankton pigment concentrations in the Middle Atlantic Bight : Comparison of ship determinations and CZCS estimates. *Applied Optics*, 22(1), 20. <https://doi.org/10.1364/AO.22.000020>
- Gordon, H. R., & Kenneth, J. V. (1999). *MODIS Normalized Water-leaving Radiance Algorithm Theoretical Basis Document (MOD 18) Version 4*. Department of Physics University of Miami.
- Gordon, H. R., & McCluney, W. R. (1975). Estimation of the Depth of Sunlight Penetration in the Sea for Remote Sensing. *Applied Optics*, 14(2), 413. <https://doi.org/10.1364/AO.14.000413>
- Grimes, S., Ruellet, T., Dauvin, J.-C., & Boutiba, Z. (2010). Ecological Quality Status of the soft-bottom communities on the algerian coast : General patterns and diagnosis. *Marine Pollution Bulletin*, 60(11), 1969-1977. <https://doi.org/10.1016/j.marpolbul.2010.07.032>
- Guy, J. (2006). *Écologie du plancton* (Edition TEC&DOC). Lavoisier.
- Hafen, R. (2016). *Package 'stlplus', Enhanced Seasonal Decomposition of Time Series by Loess*. <https://github.com/hafen/stlplus>
- Harid, R., Ait Kaci, M., Keraghel, M. A., Zerrouki, M., & Houma-Bachari, F. (2018). Seasonal and Interannual Variability of Primary Production and Chlorophyll Concentrations in the Algerian Basin : Application of Ocean Color. In A. Kallel, M. Ksibi, H. Ben Dhia, & N. Khélifi (Éds.), *Recent Advances in Environmental Science from the Euro-Mediterranean and Surrounding Regions* (p. 1641-1643). Springer International Publishing. https://doi.org/10.1007/978-3-319-70548-4_475
- Harid, R., & Demarcq, H. (2021). *Fortnight Climatology Average of Corrected Chlorophyll-a Concentration from MODIS Level-2 Data in the Algerian Basin (2003-2018)* [Data set]. Zenodo. <https://doi.org/10.5281/zenodo.5390383>
- Harid, R., Demarcq, H., Keraghel, M.-A., Ait-Kaci, M., Zerrouki, M., Bachari, N.-E.-I., & Houma, F. (2022). Spatio-temporal variability of a chlorophyll-a based biomass index and influence of coastal sources of enrichment in the Algerian Basin. *Continental Shelf Research*, 232, 104629. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2021.104629>

- Hassan, G. S., Espinosa, M. A., & Isla, F. I. (2006). Modern Diatom Assemblages in Surface Sediments from Estuarine Systems in the Southeastern Buenos Aires Province, Argentina. *Journal of Paleolimnology*, 35(1), 39. <https://doi.org/10.1007/s10933-005-6444-8>
- Henson, S. A., Sarmiento, J. L., Dunne, J. P., Bopp, L., Lima, I., Doney, S. C., John, J., & Beaulieu, C. (2010). Detection of anthropogenic climate change in satellite records of ocean chlorophyll and productivity. *Biogeosciences*, 7(2), 621-640. <https://doi.org/10.5194/bg-7-621-2010>
- Herrig, R., & Falkowski, P. G. (1989). Nitrogen Limitation in Isochrysis Galbana (haptophyceae). I. Photosynthetic Energy Conversion and Growth Efficiencies. *Journal of Phycology*, 25(3), 462-471. <https://doi.org/10.1111/j.1529-8817.1989.tb00251.x>
- Hoepffner, N., & Sathyendranath, S. (1992). Bio-optical characteristics of coastal waters : Absorption spectra of phytoplankton and pigment distribution in the western North Atlantic. *Limnology and Oceanography*, 37(8), 1660-1679. <https://doi.org/10.4319/lo.1992.37.8.1660>
- Hoepffner, N., & Sathyendranath, S. (1993). Determination of the major groups of phytoplankton pigments from the absorption spectra of total particulate matter. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 98(C12), 22789-22803. <https://doi.org/10.1029/93JC01273>
- Holligan, P. M., Charalampopoulou, A., & Hutson, R. (2010). Seasonal distributions of the coccolithophore, *Emiliania huxleyi*, and of particulate inorganic carbon in surface waters of the Scotia Sea. *Journal of Marine Systems*, 82(4), 195-205. <https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2010.05.007>
- Holligan, P. M., Viollier, M., Harbour, D. S., Camus, P., & Champagne-Philippe, M. (1983). Satellite and ship studies of coccolithophore production along a continental shelf edge. *Nature*, 304(5924), 339-342. <https://doi.org/10.1038/304339a0>
- Houma, F. (2009). *Modélisation et cartographie de la pollution marine et de la bathymétrie à partir de l'imagerie satellitaire* [Thesis, Paris Est]. <http://www.theses.fr/2009PEST0065>
- Houpert, L., Testor, P., Durrieu de Madron, X., Somot, S., D'Ortenzio, F., Estournel, C., & Lavigne, H. (2015). Seasonal cycle of the mixed layer, the seasonal thermocline and the upper-ocean heat storage rate in the Mediterranean Sea derived from observations. *Progress in Oceanography*, 132, 333-352. <https://doi.org/10.1016/j.pocean.2014.11.004>
- Hu, C., Lee, Z., & Franz, B. (2012). Chlorophyll *a* algorithms for oligotrophic oceans : A novel approach based on three-band reflectance difference: A NOVEL OCEAN CHLOROPHYLL *a* ALGORITHM. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 117(C1). <https://doi.org/10.1029/2011JC007395>
- Huertas, I. E., Ríos, A. F., García-Lafuente, J., Makaoui, A., Rodríguez-Gálvez, S., Sánchez-Román, A., Orbi, A., Ruíz, J., & Pérez, F. F. (2009). Anthropogenic and natural CO₂ exchange through the Strait of Gibraltar. *Biogeosciences*, 6(4), 647-662. <https://doi.org/10.5194/bg-6-647-2009>
- Huot, Y., Babin, M., Bruyant, F., Grob, C., Twardowski, M. S., & Claustre, H. (2007). Relationship between photosynthetic parameters and different proxies of phytoplankton biomass in the subtropical ocean. *Biogeosciences*, 4(5), 853-868. <https://doi.org/10.5194/bg-4-853-2007>
- Iida, T., Saitoh, S. I., Miyamura, T., Toratani, M., Fukushima, H., & Shiga, N. (2002). Temporal and spatial variability of coccolithophore blooms in the eastern Bering Sea, 1998-2001. *Progress in Oceanography*, 55(1), 165-175. [https://doi.org/10.1016/S0079-6611\(02\)00076-9](https://doi.org/10.1016/S0079-6611(02)00076-9)
- Illoul, H., Masó, M., Alos, J., Cros Miguel, L., Morales-Blake, A., & Séridji, R. (2008). Potentially harmful microalgae in coastal waters of the Algiers area (Southern Mediterranean Sea). *Cryptogamie, Algologie*, 29, 261-278.
- IOCCG. (2009). *Partition of the Ocean into Ecological Provinces: Role of Ocean-Colour Radiometry* (Reports and Monographs of the International Ocean-Colour Coordinating Group N° 9; p. 104).
- Jacques, G., & Minas, M. (1981). Production primaire dans le secteur indien de l'océan Antarctique en fin d'été. *Oceanologica Acta*, 4.
- Jafar-Sidik, M., Gohin, F., Bowers, D., Howarth, J., & Hull, T. (2017). The relationship between Suspended Particulate Matter and Turbidity at a mooring station in a coastal environment : Consequences for satellite-derived products. *Oceanologia*, 59(3), 365-378. <https://doi.org/10.1016/j.oceano.2017.04.003>
- Keraghel, M. A., Louanchi, F., Zerrouki, M., Aït Kaci, M., Aït-Ameur, N., Labaste, M., Legoff, H., Taillandier, V., Harid, R., & Mortier, L. (2020). Carbonate system properties and anthropogenic carbon inventory in the Algerian Basin during SOMBA cruise (2014): Acidification estimate. *Marine Chemistry*, 221, 103783. <https://doi.org/10.1016/j.marchem.2020.103783>
- Kessouri, F., Ulses, C., Estournel, C., Marsaleix, P., D'Ortenzio, F., Severin, T., Taillandier, V., & Conan, P. (2018). Vertical Mixing Effects on Phytoplankton Dynamics and Organic Carbon Export in the Western Mediterranean Sea. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 123(3), 1647-1669. <https://doi.org/10.1002/2016JC012669>
- Khatiwala, S., Tanhua, T., Mikaloff Fletcher, S., Gerber, M., Doney, S. C., Graven, H. D., Gruber, N., McKinley, G. A., Murata, A., Ríos, A. F., & Sabine, C. L. (2013). Global ocean storage of anthropogenic carbon. *Biogeosciences*, 10(4), 2169-2191. <https://doi.org/10.5194/bg-10-2169-2013>
- Kirchman, D. L. (1999). Phytoplankton death in the sea. *Nature*, 398(6725), 293-294. <https://doi.org/10.1038/18570>
- Kirk, J. T. O. (1994). *Light and Photosynthesis in Aquatic Ecosystems* (2^e éd.). Cambridge University Press. <https://doi.org/10.1017/CBO9780511623370>

- Krause-Jensen, D., & Sand-Jensen, K. (1998). Light attenuation and photosynthesis of aquatic plant communities. *Limnology and Oceanography*, 43(3), 396-407. <https://doi.org/10.4319/lo.1998.43.3.0396>
- Krivosheya, V. G. (1983). Water circulation and structure in the Tyrrhenian Sea. *Oceanology*, 23, 166-171.
- Krom, M. D., Brenner, S., Kress, N., Neori, A., & Gordon, L. I. (1992). Nutrient dynamics and new production in a warm-core eddy from the Eastern Mediterranean Sea. *Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers*, 39(3), 467-480. [https://doi.org/10.1016/0198-0149\(92\)90083-6](https://doi.org/10.1016/0198-0149(92)90083-6)
- Lavigne, H., D'Ortenzio, F., Claustre, H., & Poteau, A. (2012). Towards a merged satellite and in situ fluorescence ocean chlorophyll product. *Biogeosciences*, 9(6), 2111-2125. <https://doi.org/10.5194/bg-9-2111-2012>
- Lavigne, H., D'Ortenzio, F., Ribera D'Alcalà, M., Claustre, H., Sauzède, R., & Gacic, M. (2015). On the vertical distribution of the chlorophyll <i>a</i> concentration in the Mediterranean Sea : A basin scale and seasonal approach. *Biogeosciences Discussions*, 12(5), 4139-4181. <https://doi.org/10.5194/bgd-12-4139-2015>
- Lazzari, P., Álvarez, E., Terzić, E., Cossarini, G., Chernov, I., D'Ortenzio, F., & Organelli, E. (2021). CDOM Spatiotemporal Variability in the Mediterranean Sea : A Modelling Study. *Journal of Marine Science and Engineering*, 9(2), 176. <https://doi.org/10.3390/jmse9020176>
- Lee, Z.-P. (2005). A model for the diffuse attenuation coefficient of downwelling irradiance. *Journal of Geophysical Research*, 110(C2), C02016. <https://doi.org/10.1029/2004JC002275>
- Legendre, P. (2012). *MODEL II REGRESSION USER'S GUIDE, R EDITION*. 14.
- Legendre, P., & Legendre, L. (Éds.). (1998). WITHDRAWN : Developments in Environmental Modelling. In *Developments in Environmental Modelling* (Vol. 20, p. ii). Elsevier. [https://doi.org/10.1016/S0167-8892\(12\)70001-5](https://doi.org/10.1016/S0167-8892(12)70001-5)
- Legendre, P., & Legendre, L. (2012). *Numerical Ecology, Volume 24—3rd Edition*. Elsevier. <https://www.elsevier.com/books/numerical-ecology/legendre/978-0-444-53868-0>
- Letelier, R. M., Karl, D. M., Abbott, M. R., & Bidigare, R. R. (2004). Light driven seasonal patterns of chlorophyll and nitrate in the lower euphotic zone of the North Pacific Subtropical Gyre. *Limnology and Oceanography*, 49(2), 508-519. <https://doi.org/10.4319/lo.2004.49.2.0508>
- Levine, S. N., Borchardt, M. A., Braner, M., & Shambaugh, A. d. (1999). The Impact of Zooplankton Grazing on Phytoplankton Species Composition and Biomass in Lake Champlain (USA-Canada). *Journal of Great Lakes Research*, 25(1), 61-77. [https://doi.org/10.1016/S0380-1330\(99\)70717-3](https://doi.org/10.1016/S0380-1330(99)70717-3)
- Lindeman, R. L. (1942). The Trophic-Dynamic Aspect of Ecology. *Ecology*, 23(4), 399-417. <https://doi.org/10.2307/1930126>
- Lohrenz, S. E., Weidemann, A. D., & Tuel, M. (2003). Phytoplankton spectral absorption as influenced by community size structure and pigment composition. *Journal of Plankton Research*, 25(1), 35-61. <https://doi.org/10.1093/plankt/25.1.35>
- Loisel, H., & Morel, A. (1998). Light scattering and chlorophyll concentration in case 1 waters : A reexamination. *Limnology and Oceanography*, 43(5), 847-858. <https://doi.org/10.4319/lo.1998.43.5.0847>
- Mann, K. H., & Lazier, J. R. N. (2006). *Dynamics of marine ecosystems : Biological-physical interactions in the oceans* (3rd ed). Blackwell Pub.
- Martin, S., & Seelye, M. (2004). *An Introduction to Ocean Remote Sensing*. Cambridge University Press.
- Marty, J.-C., Chiavérini, J., Pizay, M.-D., & Avril, B. (2002). Seasonal and interannual dynamics of nutrients and phytoplankton pigments in the western Mediterranean Sea at the DYFAMED time-series station (1991–1999). *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 49(11), 1965-1985. [https://doi.org/10.1016/S0967-0645\(02\)00022-X](https://doi.org/10.1016/S0967-0645(02)00022-X)
- Mayot, N., D'Ortenzio, F., Ribera d'Alcalà, M., Lavigne, H., & Claustre, H. (2016). Interannual variability of the Mediterranean trophic regimes from ocean color satellites. *Biogeosciences*, 13(6), 1901-1917. <https://doi.org/10.5194/bg-13-1901-2016>
- Merico, A., Tyrrell, T., Brown, C. W., Groom, S. B., & Miller, P. I. (2003). Analysis of satellite imagery for *Emiliania huxleyi* blooms in the Bering Sea before 1997. *Geophysical Research Letters*, 30(6), Article 6. <https://doi.org/10.1029/2002GL016648>
- Mignot, A., Claustre, H., Uitz, J., Poteau, A., D'Ortenzio, F., & Xing, X. (2014). Understanding the seasonal dynamics of phytoplankton biomass and the deep chlorophyll maximum in oligotrophic environments : A Bio-Argo float investigation. *Global Biogeochemical Cycles*, 28(8), 856-876. <https://doi.org/10.1002/2013GB004781>
- Millot, C. (1989). La circulation générale en Méditerranée occidentale : Aperçu de nos connaissances et projets d'études. *Annales de Géographie*, 98(549), 497-515. <https://doi.org/10.3406/geo.1989.20925>
- Millot, C. (1999). Circulation in the Western Mediterranean Sea. *Journal of Marine Systems*, 20(1-4), 423-442. [https://doi.org/10.1016/S0924-7963\(98\)00078-5](https://doi.org/10.1016/S0924-7963(98)00078-5)
- Millot, C., & Taupier-Letage, I. (2005). Circulation in the Mediterranean Sea. In A. Saliot (Éd.), *The Mediterranean Sea* (Vol. 5K, p. 29-66). Springer Berlin Heidelberg. <https://doi.org/10.1007/b107143>
- Millot, C., Taupier-Letage, I., & Benzohra, M. (1990). The Algerian eddies. *Earth-Science Reviews*, 27(3), 203-219. [https://doi.org/10.1016/0012-8252\(90\)90003-E](https://doi.org/10.1016/0012-8252(90)90003-E)
- Minvielle, E., & Souiah, S.-A. (2003). *L'analyse statistique et spatiale : Statistique, Cartographie, Télédétection, SIG*. Editions du temps.

- Mobley, C. (1994). *Light and Water : Radiative Transfer in Natural Waters*. Academic Press, 2.
- Mobley, C. (2010). *Inherent Optical Properties • in Overview of Optical Oceanography*. OCEAN OPTICS. http://www.oceanopticsbook.info/view/overview_of_optical_oceanography/inherent_optical_properties
- Moore, C. M., Suggett, D., Holligan, P. M., Sharples, J., Abraham, E. R., Lucas, M. I., Rippeth, T. P., Fisher, N. R., H.Simpson, J., & Hydes, D. J. (2003). Physical controls on phytoplankton physiology and production at a shelf sea front : A fast repetition-rate fluorometer based field study. *Marine Ecology Progress Series*, 259, 29-45. <https://doi.org/10.3354/meps259029>
- Morel, A. (1988). Optical modeling of the upper ocean in relation to its biogenous matter content (case I waters). *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 93(C9), 10749-10768. <https://doi.org/10.1029/JC093iC09p10749>
- Morel, A., & Bricaud, A. (1981). Theoretical results concerning light absorption in a discrete medium, and application to specific absorption of phytoplankton. *Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers*, 28(11), 1375-1393. [https://doi.org/10.1016/0198-0149\(81\)90039-X](https://doi.org/10.1016/0198-0149(81)90039-X)
- Morel, A., & Prieur, L. (1977). Analysis of variations in ocean color1 : Ocean color analysis. *Limnology and Oceanography*, 22(4), 709-722. <https://doi.org/10.4319/lo.1977.22.4.0709>
- Morgenthaler, S. (2001). *Introduction à la statistique*. Presses Polytechniques et universitaires Romandes.
- Mortier, L., AIt Aneur, N., & Taillandier, V. (2014). *SOMBA-GE-2014 croise,Téthys II R/V*. <https://doi.org/10.17600/14007500>
- Moutin, T., Karl, D. M., Duhamel, S., Rimmelin, P., Raimbault, P., Van Mooy, B. a. S., & Claustre, H. (2008). Phosphate availability and the ultimate control of new nitrogen input by nitrogen fixation in the tropical Pacific Ocean. *Biogeosciences*, 5(1), 95-109. <https://doi.org/10.5194/bg-5-95-2008>
- Moutin, T., & Prieur, L. (2012). Influence of anticyclonic eddies on the Biogeochemistry from the Oligotrophic to the Ultraoligotrophic Mediterranean (BOUM cruise). *Biogeosciences*, 9, 3827-3855. <https://doi.org/10.5194/bg-9-3827-2012>
- NASA's Ocean Color Web. (2019). Available online : <Http://oceancolor.gsfc.nasa.gov/> (accessed on 29 October 2019). <https://oceancolor.gsfc.nasa.gov/>
- Nelson, D. M., & Smith, W. . (1991). Sverdrup revisited : Critical depths, maximum chlorophyll levels, and the control of Southern Ocean productivity by the irradiance-mixing regime. *Limnology and Oceanography*, 36(8), 1650-1661. <https://doi.org/10.4319/lo.1991.36.8.1650>
- Nunes, S., Perez, G. L., Latasa, M., Zamanillo, M., Delgado, M., Ortega-Retuerta, E., Marrasé, C., Simó, R., & Estrada, M. (2019). Size fractionation, chemotaxonomic groups and bio-optical properties of phytoplankton along a transect from the Mediterranean Sea to the SW Atlantic Ocean. *Scientia Marina*, 83(2), 87-109. <https://doi.org/10.3989/scimar.04866.10A>
- Okubo, A. (1973). Effect of shoreline irregularities on streamwise dispersion in estuaries and other embayments. *Netherlands Journal of Sea Research*, 6(1), 213-224. [https://doi.org/10.1016/0077-7579\(73\)90014-8](https://doi.org/10.1016/0077-7579(73)90014-8)
- Olita, A., Sorgente, R., Ribotti, A., Fazioli, L., & Perilli, A. (2011). Pelagic primary production in the Algero-Provençal Basin by means of multisensor satellite data : Focus on interannual variability and its drivers. *Ocean Dynamics*, 61(7), 1005-1016. <https://doi.org/10.1007/s10236-011-0405-8>
- O'Reilly, J. E. (2017). Status and Trends in primary productivity and chlorophyll from 1996 to 2014 in Large Marine Ecosystems and the Western Pacific Warm Pool, based on data from satellite ocean colour sensors. *IOC Technical Series*, 120.
- O'Reilly, J. E., Maritorena, S., Mitchell, B. G., Siegel, D. A., Carder, K. L., Garver, S. A., Kahru, M., & McClain, C. (1998). Ocean color chlorophyll algorithms for SeaWiFS. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 103(C11), 24937-24953. <https://doi.org/10.1029/98JC02160>
- O'Reilly, J. E., Maritorena, S., O'Brien, M. C., Siegel, D. A., Toole, D., Menzies, D., Smith, R. C., Mueller, J. L., Mitchell, B. G., Kahru, M., Chavez, F. P., Strutton, P., Cota, G. F., Hooker, S. B., McClain, C. R., Carder, K. L., Muller-Karger, F., Harding, L., Magnuson, A., ... Culver, M. (2000). *Volume 11, SeaWiFS Postlaunch Calibration and Validation Analyses, Part 3*. 51.
- O'Reilly, J. E., Maritorena, S., Siegel, D., O'Brien, M. C., Toole, D., Mitchell, B. G., Kahru, M., Chavez, F., Strutton, P., Cota, G. F., Hooker, S., McClain, C. R., Carder, K. L., Müller, W. A., Harding, L., Magnuson, A., Phinney, D., Moore, G. F., Aiken, J., ... Culver, M. (2000). Ocean Color Chlorophyll a Algorithms for SeaWiFS, OC2, and OC4 : Version 4. In *Volume 11, SeaWiFS Postlaunch Calibration and Validation Analyses, Part 3* (NASA Technical Memorandum, Vol. 11).
- O'Reilly, J. E., & Werdell, P. J. (2019). Chlorophyll algorithms for ocean color sensors—OC4, OC5 & OC6. *Remote Sensing of Environment*, 229, 32-47. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2019.04.021>
- Oued El Harrach. (2020). In *Wikipédia*. https://fr.wikipedia.org/w/index.php?title=Oued_El_Harrach&oldid=172192805
- Oued Mazafran. (2017). In *Wikipédia*. https://fr.wikipedia.org/w/index.php?title=Oued_Mazafran&oldid=140663927
- Ounissi, M., Ziouch, O.-R., & Aounallah, O. (2014). Variability of the dissolved nutrient (N, P, Si) concentrations in the Bay of Annaba in relation to the inputs of the Seybouse and Mafragh estuaries. *Marine Pollution Bulletin*, 80(1), 234-244. <https://doi.org/10.1016/j.marpolbul.2013.12.030>
- Peliz, Á., Teles-Machado, A., Marchesiello, P., Dubert, J., & Lafuente, J. G. (2009). Filament generation off the Strait of Gibraltar in response to Gap winds. *Dynamics of Atmospheres and Oceans*, 46(1-4), 36-45. <https://doi.org/10.1016/j.dynatmoce.2008.08.002>

- Pérès, J.-M. (1966). *La vie dans l'océan*. Seuil. <https://www.decitre.fr/livres/la-vie-dans-l-océan-9782020002158.html>
- Perrot, L., Gohin, F., Ruiz-Pino, D., & Lampert, L. (2016). *Seasonal and interannual variability of coccolithophore blooms in the North East-Atlantic Ocean from a 18-year time-series of satellite water-leaving radiance* [Preprint]. Remote Sensing/Biological Processes/Surface/Shelf Seas. <https://doi.org/10.5194/os-2016-13>
- Perrot, L., Gohin, F., Ruiz-Pino, D., Lampert, L., Huret, M., Dessier, A., Malestroit, P., Dupuy, C., & Bourriau, P. (2018). Coccolith-derived turbidity and hydrological conditions in May in the Bay of Biscay. *Progress in Oceanography*, 166, 41-53. <https://doi.org/10.1016/j.pocean.2017.12.008>
- Pingree, R. D., & Maddock, L. (1979). The tidal physics of headland flows and offshore tidal bank formation. *Marine Geology*, 32(3), 269-289. [https://doi.org/10.1016/0025-3227\(79\)90068-9](https://doi.org/10.1016/0025-3227(79)90068-9)
- Pope, R. M., & Fry, E. S. (1997). Absorption spectrum (380–700 nm) of pure water II Integrating cavity measurements. *Applied Optics*, 36(33), 8710. <https://doi.org/10.1364/AO.36.008710>
- Poulton, A. J., Holligan, P. M., Charalampopoulou, A., & Adey, T. R. (2017). Coccolithophore ecology in the tropical and subtropical Atlantic Ocean : New perspectives from the Atlantic meridional transect (AMT) programme. *Progress in Oceanography*, 158, 150-170. <https://doi.org/10.1016/j.pocean.2017.01.003>
- Preisendorfer, R. W. (1965). *Radiative Transfer on Discrete Spaces* (Vol. 74). Elsevier. <https://www.elsevier.com/books/radiative-transfer-on-discrete-spaces/sneddon/978-0-08-010592-5>
- Rabehi, W., Guerfi, M., & Mahi, H. (2019). La baie d'Alger, un espace côtier prisé, entre pressions d'urbanisation et gouvernance territoriale. *Geo-Eco-Marina*, 25, 113-130. <https://doi.org/10.5281/ZENODO.3609744>
- Raimbault, P., Coste, B., Boulhadid, M., & Boudjellal, B. (1993). Origin of high phytoplankton concentration in deep chlorophyll maximum (DCM) in a frontal region of the Southwestern Mediterranean Sea (algerian current). *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 40(4), 791-804. [https://doi.org/10.1016/0967-0637\(93\)90072-B](https://doi.org/10.1016/0967-0637(93)90072-B)
- Riley, G. A. (1942). The Relationship of Vertical Turbulence and Spring Diatom Floweringsby. *J. Mar. Res.*, 5, 67-87.
- Riley, G., Conoer, A. M., Deever, G., Wheatland, S., Harris, E., & Sanders, H. (1956). *Bulletin of the bingham oceanographic collection, Volume XV*. Yale University.
- Ríos, A. F., Pérez, F. F., & Fraga, F. (2001). Long-term (1977–1997) measurements of carbon dioxide in the Eastern North Atlantic : Evaluation of anthropogenic input. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 48(10), 2227-2239. [https://doi.org/10.1016/S0967-0645\(00\)00182-X](https://doi.org/10.1016/S0967-0645(00)00182-X)
- Robin, M. (1998). *La télédétection* (Nathan). Nathan University.
- Robinson, A. R., & Hill, M. N. (Éds.). (2005). *Biological-physical interactions in the sea* (1. Harvard Univ. Press publication 2005). Harvard Univ. Press.
- Roesler, C. S., & Perry, M. J. (1995). In situ phytoplankton absorption, fluorescence emission, and particulate backscattering spectra determined from reflectance. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 100(C7), 13279-13294. <https://doi.org/10.1029/95JC00455>
- Roesler, C. S., Perry, M. J., & Carder, K. L. (1989). Modeling in situ phytoplankton absorption from total absorption spectra in productive inland marine waters : Modeling in situ absorption. *Limnology and Oceanography*, 34(8), 1510-1523. <https://doi.org/10.4319/lo.1989.34.8.1510>
- Saba, V. S., Friedrichs, M. a. M., Antoine, D., Armstrong, R. A., Asanuma, I., Behrenfeld, M. J., Ciotti, A. M., Dowell, M., Hoepffner, N., Hyde, K. J. W., Ishizaka, J., Kameda, T., Marra, J., Mélin, F., Morel, A., O'Reilly, J., Scardi, M., Smith Jr., W. O., Smyth, T. J., ... Westberry, T. K. (2011). An evaluation of ocean color model estimates of marine primary productivity in coastal and pelagic regions across the globe. *Biogeosciences*, 8(2), 489-503. <https://doi.org/10.5194/bg-8-489-2011>
- Sackmann, B. S., Perry, M. J., & Eriksen, C. C. (2008). Seaglider observations of variability in daytime fluorescence quenching of chlorophyll-*a* in Northeastern Pacific coastal waters. *Biogeosciences Discussions*, 5(4), 2839-2865. <https://doi.org/10.5194/bgd-5-2839-2008>
- Salgado-Hernanz, P. M., Racault, M.-F., Font-Muñoz, J. S., & Basterretxea, G. (2019). Trends in phytoplankton phenology in the Mediterranean Sea based on ocean-colour remote sensing. *Remote Sensing of Environment*, 221, 50-64. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2018.10.036>
- Sankey, T. (1973). The formation of deep water in the northwestern mediterranean. *Progress in Oceanography*, 6, 159-1N54. [https://doi.org/10.1016/0079-6611\(73\)90007-4](https://doi.org/10.1016/0079-6611(73)90007-4)
- Schoellhamer, D. H., Mumley, T. E., & Leatherbarrow, J. E. (2007). Suspended sediment and sediment-associated contaminants in San Francisco Bay. *Environmental Research*, 105(1), 119-131. <https://doi.org/10.1016/j.envres.2007.02.002>
- Seegers, B. N., Stumpf, R. P., Schaeffer, B. A., Loftin, K. A., & Werdell, P. J. (2018). Performance metrics for the assessment of satellite data products : An ocean color case study. *Optics Express*, 26(6), 7404-7422. <https://doi.org/10.1364/OE.26.007404>
- Seybouse. (2018). In *Wikipédia*. <https://fr.wikipedia.org/w/index.php?title=Seybouse&oldid=150309587>
- Shutler, J. D., Land, P. E., Brown, C. W., Findlay, H. S., Donlon, C. J., Medland, M., Snooke, R., & Blackford, J. C. (2013). Coccolithophore surface distributions in the North Atlantic and their modulation of the air-sea flux of CO₂ and from 10 years of satellite Earth observation data. *Biogeosciences*, 10(4), 2699-2709. <https://doi.org/10.5194/bg-10-2699-2013>

- Siegel, D. A. (2005). Colored dissolved organic matter and its influence on the satellite-based characterization of the ocean biosphere. *Geophysical Research Letters*, 32(20), L20605. <https://doi.org/10.1029/2005GL024310>
- Siegel, D. A., Behrenfeld, M. J., Maritorena, S., McClain, C. R., Antoine, D., Bailey, S. W., Bontempi, P. S., Boss, E. S., Dierssen, H. M., Doney, S. C., Eplee, R. E., Evans, R. H., Feldman, G. C., Fields, E., Franz, B. A., Kuring, N. A., Mengelt, C., Nelson, N. B., Patt, F. S., ... Yoder, J. A. (2013). Regional to global assessments of phytoplankton dynamics from the SeaWiFS mission. *Remote Sensing of Environment*, 135, 77-91. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2013.03.025>
- Signell, R. P., & Geyer, W. R. (1991). Transient eddy formation around headlands. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 96(C2), 2561-2575. <https://doi.org/10.1029/90JC02029>
- Siokou-Frangou, I., Christaki, U., Mazzocchi, M. G., Montresor, M., Ribera d'Alcalá, M., Vaqué, D., & Zingone, A. (2010). Plankton in the open Mediterranean Sea: A review. *Biogeosciences*, 7(5), 1543-1586. <https://doi.org/10.5194/bg-7-1543-2010>
- Smith, R. C., & Baker, K. S. (1981). Optical properties of the clearest natural waters (200–800 nm). *Applied Optics*, 20(2), 177. <https://doi.org/10.1364/AO.20.000177>
- Sobel, I. (1990). An Isotropic 3x3 Gradient Operator, Machine Vision for Three Dimensional Scenes, Freeman, H. Academic Press, 376-379.
- Sournia, A. (1973). *La production primaire planctonique en Méditerranée; essai de mise à jour*. Cooperative Investigations in the Mediterranean, International Coordinator and Operational Unit; Étude en commun de la Méditerranée, Coordonnateur international et Unité opérationnelle.
- Stramski, D., & Kiefer, D. A. (1991). Light scattering by microorganisms in the open ocean. *Progress in Oceanography*, 28(4), 343-383. [https://doi.org/10.1016/0079-6611\(91\)90032-H](https://doi.org/10.1016/0079-6611(91)90032-H)
- Strickland, J. (1965). Production of organic matter in primary stages of the marine food chain, in: Chemical Oceanography, Academic Press, London, edited by: J. P. Riley and G. Skirrow. *Chemical Oceanography*, 477-610.
- Sverdrup, H. U. (1953). On Conditions for the Vernal Blooming of Phytoplankton. *ICES Journal of Marine Science*, 18(3), 287-295. <https://doi.org/10.1093/icesjms/18.3.287>
- Taupier-Letage, I. (2003). Biological response to mesoscale eddies in the Algerian Basin. *Journal of Geophysical Research*, 108(C8), 3245. <https://doi.org/10.1029/1999JC000117>
- Taupier-Letage, & Millot, C. (1988). Surface circulation in the Algerian basin during 1984. *Oceanologia Acta*, 9, 79-85. <https://archimer.ifremer.fr/doc/00267/37811/>
- Tester, P., Geesey, M., Guo, C., Paerl, H., & Millie, D. (1995). Evaluating phytoplankton dynamics in the Newport River estuary (North Carolina, USA) by HPLC-derived pigment profiles. *Marine Ecology Progress Series*, 124, 237-245. <https://doi.org/10.3354/meps124237>
- Testor, P., & Gascard, J.-C. (2005). Large scale flow separation and mesoscale eddy formation in the Algerian Basin. *Progress in Oceanography*, 66(2-4), 211-230. <https://doi.org/10.1016/j.pocean.2004.07.018>
- Testor, P., Send, U., Gascard, J.-C., Millot, C., Taupier-Letage, I., & Béranger, K. (2005). The mean circulation of the southwestern Mediterranean Sea: Algerian Gyres. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 110(C11). <https://doi.org/10.1029/2004JC002861>
- Thierstein, H., & Young, J. (2004). *Coccolithophores: From Molecular Processes to Global Impact*. <https://doi.org/10.1007/978-3-662-06278-4>
- Tripathy, S. C., Pavithran, S., Sabu, P., Pillai, H. U. K., Dessai, D. R. G., & Anilkumar, N. (2015). Deep chlorophyll maximum and primary productivity in Indian Ocean sector of the Southern Ocean: Case study in the Subtropical and Polar Front during austral summer 2011. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 118, 240-249. <https://doi.org/10.1016/j.dsr2.2015.01.004>
- Uitz, J., Claustre, H., Gentili, B., & Stramski, D. (2010). Phytoplankton class-specific primary production in the world's oceans: Seasonal and interannual variability from satellite observations. *Global Biogeochemical Cycles*, 24(3). <https://doi.org/10.1029/2009GB003680>
- Universalis, E. (2021). *CHLOROPHYCÉES*. Encyclopædia Universalis. <https://www.universalis.fr/encyclopedie/chlorophycees/>
- Vargas-Yañez, M., Zunino, P., Benali, A., Delpy, M., Pastre, F., Moya, F., García-Martínez, M. del C., & Tel, E. (2010). How much is the western Mediterranean really warming and salting? *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 115(C4). <https://doi.org/10.1029/2009JC005816>
- Warton, D. I., Wright, I. J., Falster, D. S., & Westoby, M. (2006). Bivariate line-fitting methods for allometry. *Biological Reviews*, 81(02), 259. <https://doi.org/10.1017/S1464793106007007>
- Werdell, P. J., & Bailey, S. W. (2005). An improved in-situ bio-optical data set for ocean color algorithm development and satellite data product validation. *Remote Sensing of Environment*, 98(1), 122-140. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2005.07.001>
- Werdell, P. J., & Roesler, C. S. (2003). Remote assessment of benthic substrate composition in shallow waters using multispectral reflectance. *Limnology and Oceanography*, 48(1part2), 557-567. <https://doi.org/10.4319/lo.2003.48.1 part.2.0557>

- Winn, C. D., Campbell, L., Christian, J. R., Letelier, R. M., Hebel, D. V., Dore, J. E., Fujieki, L., & Karl, D. M. (1995). Seasonal variability in the phytoplankton community of the North Pacific Subtropical Gyre. *Global Biogeochemical Cycles*, 9(4), 605-620. <https://doi.org/10.1029/95GB02149>
- Winter, A. (1994). Atlas of living coccolithophores. *Coccolithophores*, 107-159. <https://ci.nii.ac.jp/naid/10012725127/>
- Wolanski, E., & Hamner, W. M. (1988). Topographically Controlled Fronts in the Ocean and Their Biological Influence. *Science*, 241(4862), 177-181. <https://doi.org/10.1126/science.241.4862.177>
- Xing, X., Claustre, H., Blain, S., D'Ortenzio, F., Antoine, D., Ras, J., & Guinet, C. (2012). Quenching correction for in vivo chlorophyll fluorescence acquired by autonomous platforms : A case study with instrumented elephant seals in the Kerguelen region (Southern Ocean): Quenching correction for chlorophyll fluorescence. *Limnology and Oceanography: Methods*, 10(7), 483-495. <https://doi.org/10.4319/lom.2012.10.483>
- Zaneveld, J. R. V. (1995). A theoretical derivation of the dependence of the remotely sensed reflectance of the ocean on the inherent optical properties. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 100(C7), 13135-13142. <https://doi.org/10.1029/95JC00453>
- Ziouch, O. R., Laskri, H., Chenaker, H., Ledjedel, N. E., Daifallah, T., & Ounissi, M. (2020). Transport of nutrients from the Seybouse River to Annaba Bay (Algeria, SW Mediterranean). *Marine Pollution Bulletin*, 156, 111231. <https://doi.org/10.1016/j.marpolbul.2020.111231>

Annexes



Annexes

Annexe (1)

1. Données de débit de oued Mazafran

Tableau 1: Débit de oued Mazafran ($\text{m}^3 \text{s}^{-1}$) entre 2003 et 2012

	Sep	Oct	Nov	Dec	Jan	Feb	Mar	Apr	May	Jun	Jul	Aug
2003-2004	0,166	0,186	0,944	2,801	4,531	1,817	3,910	1,868	3,338	1,124	0,190	0,182
2004-2005	0,238	0,288	1,152	2,779	3,205	9,847	9,456	2,651	0,791	0,173	0,160	-
2005-2006	0,192	0,347	0,455	-	-	-	6,964	1,351	-	0,464	0,316	-
2006-2007	0,433	0,275	0,378	2,305	0,727	1,432	22,259	12,442	3,365	0,563	0,625	0,210
2007-2008	0,862	1,710	16,957	7,334	5,760	2,684	3,309	1,888	1,009	0,800	0,251	0,215
2008-2009	0,146	0,819	3,521	9,150	15,808	4,536	4,390	5,123	1,566	0,428	0,275	0,239
2009-2010	0,898	0,497	1,249	4,545	4,021	11,483	17,995	2,210	0,944	0,424	0,201	0,299
2010-2011	0,369	1,329	5,488	4,650	4,945	35,406	20,123	10,165	28,735	5,793	0,382	0,250
2011-2012	0,370	0,815	3,678	2,913	2,770	42,343	41,801	41,262	5,150	1,102	0,328	0,570

2. Données de débit de oued El-Harrach

Tableau 2: Débit de oued El-Harrach ($\text{m}^3 \text{s}^{-1}$) entre 1999 et 2008

	Sep	Oct	Nov	Dec	Jan	Feb	Mar	Apr	May	Jun	Jul	Aug
1999-2000	0,519	0,811	1,989	17,494	3,052	1,209	0,794	0,667	0,576	6,740	0,570	0,574
2000-2001	0,842	0,761	2,108	0,703	10,591	5,516	2,340	1,278	1,168	0,219	0,227	0,209
2001-2002	0,557	0,363	2,297	1,026	1,927	1,150	2,100	1,057	0,358	0,411	0,489	0,357
2002-2003	0,419	0,530	4,800	23,181	31,722	43,107	21,196	32,093	4,026	1,547	0,682	0,525
2003-2004	0,799	0,770	2,489	4,404	8,297	3,337	6,995	3,697	6,969	2,494	0,503	0,392
2004-2005	0,383	0,537	2,048	5,871	5,102	13,399	13,359	3,477	1,100	0,657	0,545	0,505
2005-2006	0,557	0,896	1,060	2,599	4,115	16,742	13,512	2,106	7,718	0,631	0,554	0,504
2006-2007	0,661	0,605	0,721	-	1,428	-	-	-	6,279	1,223	0,615	0,540
2007-2008	1,422	-	-	-	-	-	5,938	4,305	2,099	2,606	11,136	10,453

Annexe (2)

1. Analyse de la Chl-*a*

L'analyse de la Chl-*a* passe impérativement par 4 étapes. Tout au long de la procédure d'analyse, il faut manipuler à l'abri de la lumière pour éviter la dégradation de la Chl-*a* en phéopigments (Aminot & Kérouel, 2004).

1.1. Filtration des échantillons :

Les pigments chlorophylliens font partie du matériel particulaire, d'où l'intérêt de procéder à une filtration. Après l'échantillonnage, l'eau doit être le plus rapidement possible filtrée, comme suit :

- Préparation du système de filtration, en reliant la rampe de filtration avec la bouteille de la récupération de l'eau et cette dernière avec la pompe de pression.
- Rinçage des entonnoirs de la rampe par l'eau distillée.
- A l'aide d'une éprouvette et après une homogénéisation de l'échantillon par des mouvements de rotation, mesurer 1,5 L de l'échantillon (nous avons filtré le maximum de volume d'eau parce que la zone est oligotrophe).
- Par une pince, placer un filtre de type GF/F de porosité 0,7 μm sur la base de l'entonnoir.

- Verser l'échantillon dans l'entonnoir, appliquer le vide et s'assurer que la dépression n'est pas excessive (0,2 bar).
- Juste avant que le filtre ne vienne à sec, rincer les parois de l'entonnoir avec un peu d'eau distillée pour éviter les pertes en pigments.
- Après assèchement du filtre, laisser fluer l'air quelques instants pour éliminer l'eau du filtre.
- Si l'échantillon n'a pas été pré-filtré, éliminer à la pince, si nécessaire, le zooplancton visible à l'œil nu sur le filtre.
- A l'aide de deux pinces, plier le filtre une première fois, face chargée à l'intérieur, plier une seconde fois le filtre et l'introduire dans le tube pour l'extraction.
- Si une extraction immédiate n'est pas possible, envelopper le tube avec une feuille d'aluminium pour le conserver au congélateur à -20°C.

1.2. Extraction des pigments

Pour l'extraction on utilise l'acétone comme un solvant d'extraction (recommandé par Aminot and Kérouel, (2004)), comme suit :

- Introduire le filtre plié dans le tube à centrifuger, ajouter 5 ml ($\pm 0,4$) de l'acétone (dans un premier temps) pour éviter le débordement du solvant.
- Déchiqueter le filtre à l'aide d'une baguette en verre et bien agiter, ceci aide à disperser les fibres dans le milieu.
- Rajouter les 5 ml ($\pm 0,4$) restants du solvant, boucher le tube, pour éviter une volatilisation éventuelle de l'acétone.
- Laisser agir une nuit au réfrigérateur.

1.3. Centrifugation

Cette étape concerne la séparation de la fraction lourde (fragments du filtre) de la fraction légère (la chlorophylle ainsi que ses dérivés). Pour cela, nous avons utilisé la centrifugeuse SIGMA 2-6. Le surnageant est récupéré à l'aide d'une micro-pipette.

- Placer les tubes dans la centrifugeuse, tout en gardant l'équilibre du rotor.
- Fixer la centrifugeuse à 3500 tour/minute et centrifuger pendant 5 minutes environ.
- Après les premières cinq minutes, retirer les tubes pour remettre en suspension les fibres plaquées contre les parois des tubes.
- Refaire une deuxième centrifugation qui peut aller jusqu'à 10 à 15 minutes à la même vitesse.

1.4. Analyse par spectrophotomètre

Juste après la centrifugation, transférer le surnageant de centrifugation dans la cuve de mesure en le prélevant par aspiration lente, en veillant à ne pas prendre les fibres avec, puis, on mesure l'absorbance à 665 nm (longueur d'onde caractéristique de la Chl-*a*) à l'aide du spectrophotomètre JASCO V-730.

L'absorbance mesurée par le spectrophotomètre est due à plusieurs composants : le solvant, la chlorophylle, les phéopigments et les fibres du filtre, d'où la nécessité de corriger l'absorbance par rapport à toutes ces interférences.

Pour estimer l'absorbance due à la turbidité, on passe le même échantillon au spectrophotomètre mais à 750 nm (longueur d'onde à laquelle absorbent les fibres du filtre). Les dérivés de la Chl-*a* sont susceptibles d'induire une erreur énorme, car ils absorbent presque à la même longueur d'onde caractéristique de la chlorophylle (~665nm) ; la solution sera donc d'acidifier l'échantillon par quelques gouttes d'acide chlorhydrique (HCl 0,3N) pendant 2 à 5 minutes pour décomposer la totalité des pigments chlorophylliens en phéopigments. Ensuite, on mesure l'absorbance aux deux longueurs d'onde précédemment décrites.

Mode opératoire

- Lancer le logiciel pour le spectrophotomètre JASCO V-730.
- Fixer les deux longueurs d'onde auxquelles on effectue la mesure 665 nm et 750 nm.
- Dans une cuve, verser 3 ml environ d'acétone, puis tarer l'appareil en appuyant sur l'icône « Auto zéro », pour ne pas prendre en considération, lors de la mesure, l'absorbance due au solvant ainsi de la cuve elle-même.
- Rincer la cuve une fois avec un peu de l'extrait à analyser.
- Transférer dans la cuve assez de volume pour faire la mesure.
- Vérifier la propreté des faces de la cuve et la positionner correctement sur le portoir.
- Mesurer les absorbances brutes de l'extrait non acidifié aux longueurs d'ondes de 665 et 750 nm, en appuyant sur l'icône « Sample ».
- Sortir la cuve et ajouter l'acide chlorhydrique 0,3 N à raison de 10 à 20 µl par millilitre d'extrait.
- Laisser agir l'acide entre 2 et 5 min (mais pas plus).
- Mesurer à nouveau les absorbances brutes des extraits acidifiés à 665 et 750 nm.
- Rincer plusieurs fois la cuve au solvant pour éliminer toute trace d'acidité de l'échantillon précédent, et faire la même chose pour les autres échantillons.

Le calcul de la concentration finale de la Chl-*a* est effectué suivant les formules décrite dans (Aminot & Kérouel, 2004):

$$\text{Avant acidification : } Abs_{\text{éch-665}}^{NA} = Abs_{665} - Abs_{750} \quad (1)$$

$$\text{Après acidification : } Abs_{\text{éch-665}}^A = Abs_{665} - Abs_{750} \quad (2)$$

Après avoir corrigé l'absorbance, on peut déduire aisément la concentration de la Chl-*a* dans l'échantillon prélevé en appliquant la formule suivante :

$$Chla = 27.7 * (Abs_{\text{éch-665}}^{NA} - Abs_{\text{éch-665}}^A) * \frac{V}{V * l} \quad (3)$$

V: volume d'eau filtrée (litre).

v: volume de solvant d'extraction (ml).

l: longueur du trajet optique de la cuve de mesure (centimètre).

$Abs_{\text{éch-665}}^{NA}$: absorbance de l'échantillon non acidifié à 665 nm.

$Abs_{\text{éch-665}}^A$: absorbance de l'échantillon acidifié à 665 nm.

2. Matière en suspension

La méthode consiste à filtrer l'eau de mer sur membrane filtrante afin de retenir toutes les particules de taille supérieure à 0,5 μm environ. La membrane est rincée, séchée à 105 °C et pesée avant et après filtration. La différence de poids permet de connaître la masse sèche totale de matières en suspension dans le volume filtré correspondant (Aminot et Kéruec, 2004).

2.1. Conditionnement des filtres

- Mettre les filtres de fibre de verre de 0,7 μm de porosité au four à 450-500 °C pendant 1 h environ pour éliminer toute substance organique.
- A l'aide du système de filtration, laver abondamment les membranes à l'eau distillée en les plaçant sur la base du support-filtre sous un très léger vide.
- Déposer les filtres dans leurs boîtes, mettre les boîtes, sans leur couvercle, à l'étuve (70 à 105 °C).
- Laisser les filtres sécher environ 6 heures.
- Sortir les boîtes à filtres de l'étuve, remplacer les couvercles et mettre aussitôt les boîtes au dessiccateur.
- Numéroter les filtres de façon indélébile.
- Peser chaque filtre. Soit P_1 ce poids.
- Conserver les filtres dans leurs boîtes à l'abri de la poussière dans un dessiccateur.

2.2. Filtration

- Homogénéiser l'échantillon.
- Mesurer le volume à filtrer à l'aide d'une éprouvette.
- Placer un filtre dans le dispositif de filtration (préalablement pesé).
- Verser l'échantillon sur le filtre puis appliquer le vide, veiller à ne pas amener le filtre à sec.
- Rincer les parois de l'entonnoir à l'eau distillée.
- Remettre chaque filtre dans sa boîte numérotée.
- Avant de passer un autre échantillon, rincer les parois de l'entonnoir à l'eau acidulée puis à l'eau distillée.
- Conserver les boîtes au frais et à l'abri de la lumière ou les sécher immédiatement à 70°C pendant 6 heures.
- Sortir les boîtes à filtres de l'étuve. Les laisser refroidir dans le dessiccateur.
- Peser chaque filtre. Soit P_2 ce poids.

La concentration de MES est donnée par l'expression :

$$MES \text{ (mg l}^{-1}\text{)} = \frac{(P_2 - P_1)}{V} \quad (4)$$

P_1 : le poids du filtre avant filtration (mg).

P_2 : le poids du filtre après filtration (mg).

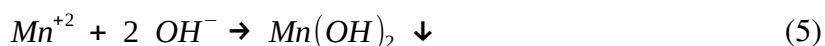
V : le volume filtré (litre).

3. Oxygène dissous

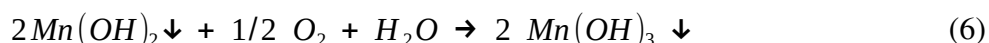
3.1. Réactions chimiques d'oxygène

Réactions chimiques pour le dosage de l'oxygène dissous (Aminot & Chaussepied, 1983):

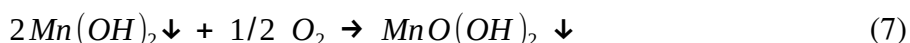
On ajoute Mn^{2+} à l'échantillon que l'on précipite à l'aide d'une base forte :



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



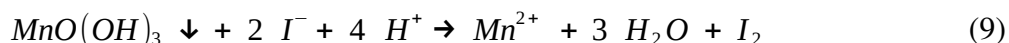
et :



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 1/2 mole d'oxygène.

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

3.2. Réactifs pour l'analyse d'oxygène

Réactif 1 : Solution de chlorure de manganèse ($MnCl_2$)

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

Réactif 2 : Solution basique d'iodure (NaI)

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

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

Réactif 3 : Acide sulfurique (H₂SO₄)

Dans de l'eau distillée environ 700 ml, 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 à conserver indéfiniment à température ambiante.

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.

3.3. 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.
- 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 :

$$V = (P_2 - P_1) / \rho_t \quad (12)$$

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, nous avons immergé complètement les flacons sous l'eau. Pour commencer le dosage, il faut attendre au minimum 6 heures après l'échantillonnage.

3.4. Dosage des échantillons

Le dosage des échantillons a été effectué le jour suivant la sortie. Le dosage est effectué pour la première fois dans les flacons de prélèvement sans transvaser le contenu des flacons.

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 3,5 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).

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

$$O_2 = \frac{N_t * (V_e - B)}{(V_f - V) * 4} \quad (13)$$

N_t : titre du thiosulfate (mol l^{-1}).

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

B : blanc chimique (ml).

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

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

3.5. Détermination du blanc chimique et du titre de thiosulfate

Avant chaque série de dosage, un contrôle de la qualité des réactifs doit être effectué au moins une fois avant chaque dosage et à chaque nouvelle préparation de réactifs.

- Dans un bécher, introduire 100 ml d'eau distillée, ainsi le barreau magnétique et mettre en route l'agitation de titroline.
- Ajouter 3 ml du réactif 3 (acide sulfurique), 3 ml du réactif 2 (solution basique d'iodure NaI) et 3 ml de réactif 1 (chlorure de manganèse MnCl_2) respectivement.
- Ajouter 1 ml de solution de KIO_3 à 0,1 N.
- Immerger l'électrode et distributeur de titrant, titrer immédiatement par le thiosulfate.
- Le titre affiche à la fin du titrage le point équivalent (V_{eq1}) et le volume final (V_f).

- Ajouter un autre 1 ml de solution de KIO_3 à 0,1 N, et titrer avec le thiosulfate.
- Au point de virage, le titroline affiche le volume équivalent 2 (V_{eq2}).
- Refaire ce test deux fois.

Le blanc est calculé et pour la première fois par l'équation suivante :

$$B = V_{eq1} - [(V_f - V_{eq1}) + V_{eq2}] \quad (14)$$

Le blanc chimique est la moyenne des trois tests. 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 :

$$N_{thio} = \frac{N_{\text{KIO}_3} * V_{\text{KIO}_3}}{V_{thio} - B} \quad (15)$$

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^{-1}).

N_{thio} : concentration de thiosulfate (mol l^{-1}).

B : blanc chimique (ml).

5. Calibration de la sonde de salinité

Tableau 3: Salinités vraies et salinités mesurées

Salinité vraie	0	33	34	35	36	37
Salinité mesurée	0	33	34.2	35	36	36.5

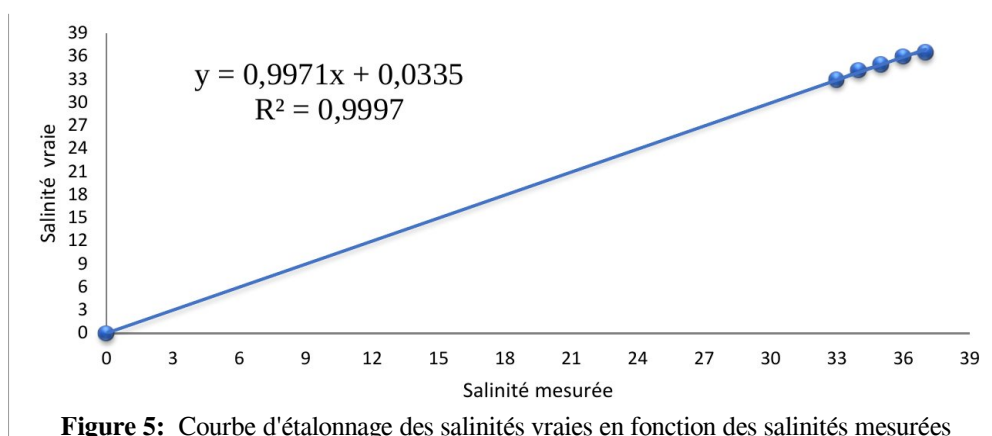


Figure 5: Courbe d'étalonnage des salinités vraies en fonction des salinités mesurées

Annexe (3)

Tableau 4: Moyenne bimensuelle de la Chl-a (mg m⁻³) dans le AB [-2,2°W 8,7°E] entre 0 et 120 km de 2003 à 2018.

Distance (km)	Jan		Feb		Mar		Apr		May		Jun		Jul		Aug		Sep		Oct		Nov		Dec	
	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2
1	2.124	2.216	2.204	2.403	2.302	2.181	1.946	1.586	1.206	1.067	0.738	0.632	0.597	0.583	0.635	0.593	0.750	0.719	0.839	0.988	1.227	1.539	1.852	2.168
2	1.532	1.622	1.662	1.757	1.704	1.523	1.338	1.070	0.725	0.687	0.442	0.402	0.346	0.353	0.375	0.336	0.454	0.416	0.503	0.624	0.868	1.089	1.316	1.602
3	1.210	1.273	1.296	1.344	1.325	1.169	1.005	0.780	0.543	0.505	0.311	0.278	0.255	0.259	0.275	0.245	0.326	0.308	0.357	0.456	0.665	0.857	1.030	1.241
4	1.008	1.067	1.076	1.097	1.097	0.965	0.821	0.634	0.447	0.403	0.252	0.239	0.215	0.223	0.237	0.212	0.269	0.258	0.286	0.375	0.565	0.720	0.865	1.031
5	0.900	0.934	0.944	0.960	0.963	0.844	0.711	0.550	0.398	0.343	0.226	0.208	0.196	0.198	0.215	0.195	0.235	0.227	0.249	0.325	0.500	0.636	0.764	0.908
6	0.793	0.826	0.838	0.843	0.860	0.737	0.639	0.479	0.355	0.310	0.206	0.191	0.178	0.181	0.196	0.178	0.207	0.204	0.221	0.285	0.449	0.571	0.686	0.805
7	0.737	0.769	0.764	0.770	0.793	0.679	0.579	0.436	0.325	0.273	0.194	0.181	0.170	0.171	0.184	0.168	0.193	0.193	0.206	0.260	0.413	0.532	0.637	0.747
8	0.706	0.733	0.729	0.736	0.758	0.649	0.549	0.408	0.310	0.259	0.187	0.173	0.164	0.165	0.176	0.163	0.186	0.185	0.197	0.245	0.392	0.506	0.616	0.709
9	0.690	0.707	0.695	0.712	0.730	0.626	0.529	0.388	0.295	0.264	0.181	0.166	0.159	0.161	0.171	0.158	0.175	0.177	0.190	0.234	0.379	0.488	0.592	0.688
10	0.656	0.671	0.664	0.680	0.702	0.600	0.505	0.368	0.283	0.240	0.176	0.161	0.156	0.157	0.166	0.154	0.169	0.170	0.184	0.225	0.359	0.467	0.573	0.656
11	0.636	0.648	0.639	0.656	0.675	0.584	0.490	0.352	0.275	0.231	0.172	0.157	0.152	0.154	0.162	0.151	0.163	0.165	0.179	0.216	0.347	0.452	0.557	0.632
12	0.624	0.633	0.621	0.646	0.660	0.569	0.475	0.343	0.267	0.223	0.167	0.153	0.149	0.151	0.157	0.148	0.159	0.161	0.175	0.210	0.337	0.441	0.544	0.619
13	0.612	0.621	0.608	0.629	0.651	0.555	0.464	0.334	0.261	0.216	0.163	0.151	0.145	0.149	0.155	0.146	0.156	0.157	0.171	0.207	0.335	0.432	0.532	0.606
14	0.601	0.609	0.599	0.617	0.634	0.544	0.451	0.329	0.256	0.211	0.161	0.148	0.144	0.144	0.152	0.144	0.156	0.155	0.170	0.202	0.322	0.421	0.524	0.589
15	0.591	0.599	0.588	0.605	0.622	0.537	0.440	0.322	0.251	0.206	0.158	0.147	0.142	0.143	0.149	0.142	0.151	0.152	0.167	0.198	0.315	0.412	0.515	0.578
16	0.581	0.590	0.580	0.597	0.613	0.529	0.432	0.317	0.247	0.201	0.157	0.145	0.139	0.140	0.147	0.140	0.149	0.150	0.164	0.195	0.310	0.404	0.508	0.568
17	0.575	0.580	0.573	0.588	0.605	0.521	0.424	0.313	0.244	0.197	0.155	0.143	0.138	0.138	0.146	0.139	0.148	0.148	0.162	0.192	0.304	0.398	0.504	0.561
18	0.569	0.573	0.567	0.581	0.598	0.514	0.416	0.310	0.240	0.194	0.154	0.142	0.137	0.137	0.144	0.138	0.145	0.146	0.160	0.190	0.299	0.394	0.499	0.554
19	0.563	0.568	0.561	0.574	0.592	0.508	0.410	0.306	0.238	0.192	0.152	0.141	0.136	0.136	0.143	0.137	0.143	0.145	0.159	0.190	0.293	0.390	0.494	0.548
20	0.558	0.564	0.556	0.567	0.586	0.504	0.405	0.302	0.235	0.189	0.151	0.139	0.134	0.135	0.142	0.136	0.142	0.143	0.158	0.186	0.289	0.386	0.489	0.541
21	0.554	0.559	0.552	0.562	0.580	0.499	0.400	0.299	0.233	0.188	0.149	0.138	0.134	0.134	0.141	0.135	0.141	0.142	0.156	0.185	0.285	0.382	0.487	0.538
22	0.550	0.553	0.548	0.558	0.575	0.495	0.396	0.295	0.230	0.186	0.148	0.137	0.134	0.133	0.140	0.134	0.140	0.141	0.155	0.183	0.281	0.377	0.482	0.535
23	0.546	0.547	0.547	0.554	0.568	0.491	0.390	0.292	0.227	0.185	0.147	0.136	0.133	0.132	0.140	0.133	0.139	0.140	0.154	0.182	0.278	0.373	0.483	0.531
24	0.543	0.544	0.544	0.550	0.563	0.486	0.387	0.289	0.225	0.183	0.146	0.136	0.132	0.132	0.138	0.133	0.138	0.139	0.153	0.180	0.274	0.369	0.480	0.529
25	0.539	0.542	0.542	0.547	0.558	0.482	0.385	0.286	0.224	0.182	0.146	0.135	0.133	0.131	0.137	0.133	0.137	0.139	0.152	0.179	0.270	0.366	0.480	0.526
26	0.535	0.540	0.540	0.543	0.552	0.478	0.381	0.284	0.221	0.181	0.146	0.135	0.131	0.131	0.136	0.132	0.137	0.138	0.151	0.178	0.268	0.363	0.476	0.522
27	0.530	0.537	0.538	0.541	0.549	0.475	0.377	0.281	0.220	0.179	0.145	0.134	0.131	0.131	0.135	0.132	0.136	0.137	0.150	0.177	0.264	0.359	0.474	0.522
28	0.527	0.535	0.536	0.538	0.545	0.471	0.372	0.279	0.217	0.178	0.145	0.134	0.130	0.130	0.134	0.131	0.135	0.137	0.150	0.176	0.262	0.356	0.471	0.519
29	0.525	0.535	0.534	0.536	0.542	0.467	0.368	0.276	0.216	0.176	0.144	0.133	0.130	0.130	0.135	0.130	0.134	0.136	0.149	0.176	0.260	0.353	0.469	0.517
30	0.521	0.534	0.532	0.534	0.538	0.463	0.363	0.274	0.214	0.175	0.143	0.133	0.129	0.129	0.133	0.130	0.134	0.136	0.149	0.175	0.258	0.350	0.468	0.516
31	0.517	0.531	0.530	0.533	0.535	0.460	0.359	0.272	0.212	0.174	0.143	0.132	0.129	0.129	0.133	0.129	0.133	0.135	0.148	0.176	0.257	0.347	0.465	0.514
32	0.514	0.529	0.529	0.532	0.531	0.457	0.355	0.270	0.210	0.173	0.143	0.132	0.129	0.129	0.133	0.129	0.133	0.135	0.148	0.175	0.255	0.345	0.461	0.513
33	0.511	0.527	0.527	0.531	0.528	0.454	0.350	0.268	0.208	0.173	0.142	0.132	0.129	0.128	0.132	0.129	0.132	0.134	0.147	0.173	0.254	0.343	0.458	0.510
34	0.509	0.526	0.526	0.529	0.525	0.451	0.347	0.267	0.207	0.172	0.141	0.131	0.128	0.129	0.131	0.128	0.132	0.134	0.147	0.174	0.251	0.341	0.455	0.507
35	0.506	0.526	0.525	0.529	0.523	0.448	0.344	0.265	0.205	0.171	0.141	0.131	0.127	0.128	0.130	0.128	0.131	0.133	0.147	0.173	0.249	0.339	0.454	0.505
36	0.504	0.524	0.525	0.527	0.521	0.444	0.340	0.263	0.204	0.170	0.140	0.130	0.127	0.127	0.130	0.128	0.131	0.133	0.147	0.173	0.247	0.338	0.449	0.503
37	0.502	0.524	0.523	0.526	0.519	0.442	0.336	0.261	0.202	0.170	0.140	0.130	0.127	0.126	0.129	0.127	0.131	0.132	0.146	0.173	0.245	0.336	0.444	0.500
38	0.500	0.524	0.523	0.526	0.518	0.440	0.333	0.260	0.201	0.169	0.140	0.130	0.127	0.126	0.129	0.127	0.130	0.132	0.147	0.172	0.243	0.333	0.440	0.499
39	0.498	0.524	0.521	0.524	0.517	0.437	0.331	0.257	0.199	0.168	0.139	0.129	0.127	0.126	0.128	0.127	0.130	0.132	0.146	0.172	0.241	0.329	0.439	0.498
40	0.496	0.523	0.519	0.521	0.514	0.435	0.328	0.255	0.198	0.168	0.139	0.129	0.127	0.126	0.128	0.126	0.130	0.131	0.146	0.171	0.239	0.326	0.433	0.497
41	0.494	0.522	0.518	0.519	0.513	0.433	0.326	0.254	0.197	0.167	0.139	0.129	0.127	0.127	0.127	0.126	0.129	0.131	0.146	0.170	0.238	0.324	0.429	0.495
42	0.493	0.520	0.516	0.518	0.512	0.431	0.324	0.253	0.195	0.166	0.139	0.128	0.127	0.126	0.126	0.126	0.129	0.131	0.146	0.170	0.237	0.322	0.427	0.493
43	0.492	0.519	0.515	0.518	0.510	0.430	0.322	0.250	0.194	0.166	0.139	0.128	0.126	0.126	0.126	0.125	0.129	0.131	0.146	0.170	0.235	0.320	0.426	0.492
44	0.492	0.519	0.515	0.517	0.508	0.429	0.321	0.249	0.193	0.165	0.138	0.128	0.126	0.126	0.126	0.125	0.128	0.130	0.145	0.170	0.234	0.318	0.426	0.491
45	0.492	0.519	0.514	0.516	0.506	0.427	0.319	0.246	0.193	0.165	0.138	0.128	0.125	0.125	0.125	0.125	0.128	0.130	0.144	0.169	0.232	0.316	0.424	0.492
46	0.492	0.518	0.513	0.515	0.503	0.426	0.317	0.245	0.192	0.164	0.138	0.128	0.125	0.124	0.125	0.125	0.128	0.130	0.143	0.171	0.231	0.314	0.422	0.489
47	0.490	0.518	0.513	0.515	0.501	0.423	0.316	0.244	0.191	0.164	0.138	0.127	0.125	0.124	0.125	0.124	0.127	0.130	0.143	0.169	0.231	0.313	0.421	0.488

Annexe (4)

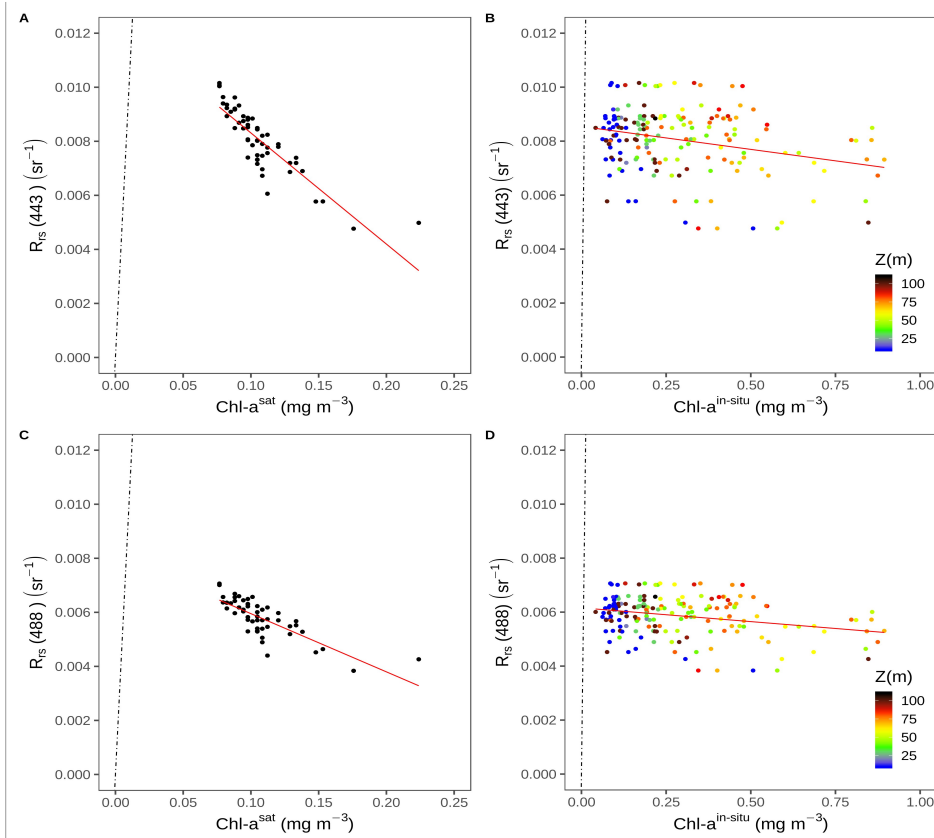


Figure 6: Variation des réflectances utilisées par l'algorithme OC3M en fonction des Chl-a (MODIS et HPLC). La ligne pointillée représente le ratio 1:1. Cette figure est générée en utilisant le logiciel libre R (version 3.4.4 (2018-03-15), <https://cran.r-project.org/>).

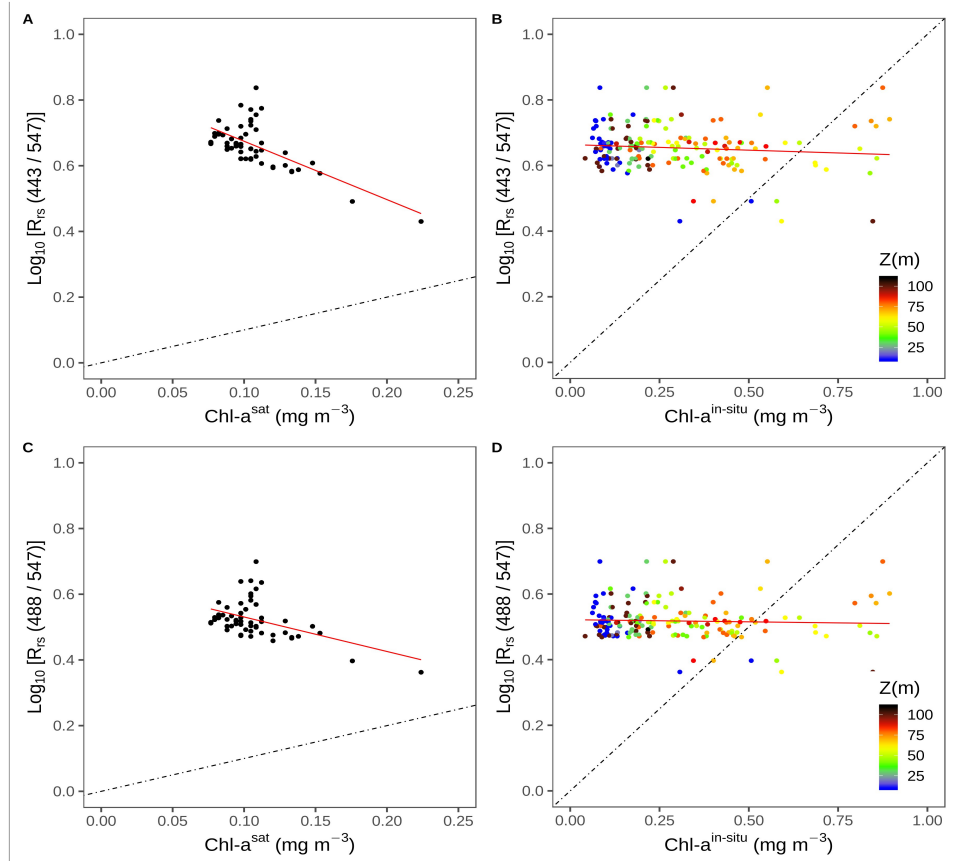


Figure 7: Variabilité du ratio des réflectances utilisées dans l'algorithme OC3M pour le calcul de la concentration de la Chl-a satellitaire (MODIS-Aqua). Cette figure est générée en utilisant le logiciel libre R (version 3.4.4 (2018-03-15), <https://cran.r-project.org/>).

Tableau 5: Données *in-situ* de la Chl-*a* dans le bassin Algérien (Campagne SOMBA-14)

Leg	Station	Date	Latitude	Longitude	Profondeur (m)	Chl- <i>a</i> (mg m ⁻³)
1	2	17-août-14	38.666	9.23	10	0.0831
1	2	17-août-14	38.666	9.23	30	0.2139
1	2	17-août-14	38.666	9.23	50	0.2667
1	2	17-août-14	38.666	9.23	70	0.5520
1	2	17-août-14	38.666	9.23	80	0.8749
1	2	17-août-14	38.666	9.23	100	0.2886
1	4	17-août-14	38.32	9.35	10	0.0929
1	4	17-août-14	38.32	9.35	30	0.2123
1	4	17-août-14	38.32	9.35	50	0.2832
1	4	17-août-14	38.32	9.35	70	0.8941
1	4	17-août-14	38.32	9.35	80	0.4220
1	4	17-août-14	38.32	9.35	100	0.1143
1	6	17-août-14	38.03	9.43	10	0.0623
1	6	17-août-14	38.03	9.43	30	0.3236
1	6	17-août-14	38.03	9.43	50	0.3325
1	6	17-août-14	38.03	9.43	70	0.4362
1	6	17-août-14	38.03	9.43	80	0.3095
1	6	17-août-14	38.03	9.43	100	0.1584
1	9	18-août-14	38.83	8.057	10	0.0811
1	9	18-août-14	38.83	8.057	30	0.1653
1	9	18-août-14	38.83	8.057	50	0.1954
1	9	18-août-14	38.83	8.057	70	0.3215
1	9	18-août-14	38.83	8.057	80	0.3786
1	9	18-août-14	38.83	8.057	100	0.1563
1	11	18-août-14	38.66	7.73	10	0.0653
1	11	18-août-14	38.66	7.73	30	0.1141
1	11	18-août-14	38.66	7.73	50	0.2675
1	11	18-août-14	38.66	7.73	75	2.1011
1	11	18-août-14	38.66	7.73	100	0.1180
1	13	18-août-14	38.26	6.99	10	0.0719
1	13	18-août-14	38.26	6.99	30	0.1607
1	13	18-août-14	38.26	6.99	50	0.2485
1	13	18-août-14	38.26	6.99	75	0.8426
1	13	18-août-14	38.26	6.99	100	0.2155
1	13	18-août-14	38.26	6.99	400	0.0009
1	15	19-août-14	37.27	8.29	10	0.1070
1	15	19-août-14	37.27	8.29	10	0.1078
1	15	19-août-14	37.27	8.29	30	0.2276
1	15	19-août-14	37.27	8.29	50	0.4923
1	15	19-août-14	37.27	8.29	65	0.7776
1	15	19-août-14	37.27	8.29	80	0.2016
2	1	22-août-14	37.99	6.49	10	0.1045
2	1	22-août-14	37.99	6.49	30	0.1686
2	1	22-août-14	37.99	6.49	50	0.3022
2	1	22-août-14	37.99	6.49	85	0.5481
2	1	22-août-14	37.99	6.49	100	0.1826
2	1	22-août-14	37.99	6.49	420	0.0009

Leg	Station	Date	Latitude	Longitude	Profondeur (m)	Chl-a (mg m ⁻³)
2	2	22-août-14	37.9	5.96	10	0.0965
2	2	22-août-14	37.9	5.96	32	0.1730
2	2	22-août-14	37.9	5.96	53	0.2856
2	2	22-août-14	37.9	5.96	88	0.4326
2	2	22-août-14	37.9	5.96	100	0.1852
2	2	22-août-14	37.9	5.96	485	0.0007
2	3	22-août-14	37.84	5.49	10	0.0937
2	3	22-août-14	37.84	5.49	30	0.1890
2	3	22-août-14	37.84	5.49	50	0.3769
2	3	22-août-14	37.84	5.49	80	0.2361
2	3	22-août-14	37.84	5.49	100	0.1097
2	3	22-août-14	37.84	5.49	455	0.0012
2	4	22-août-14	37.794	5.13	10	0.0833
2	4	22-août-14	37.794	5.13	30	0.1729
2	4	22-août-14	37.794	5.13	51	0.4526
2	4	22-août-14	37.794	5.13	80	0.5460
2	4	22-août-14	37.794	5.13	102	0.1840
2	4	22-août-14	37.794	5.13	451	0.0008
2	6	23-août-14	37.09	5.286	10	0.1475
2	6	23-août-14	37.09	5.286	30	0.4235
2	6	23-août-14	37.09	5.286	50	2.3937
2	6	23-août-14	37.09	5.286	60	1.1470
2	6	23-août-14	37.09	5.286	100	0.0488
2	6	24-août-14	37.09	5.286	350	0.0085
2	7	23-août-14	37.28	5.24	10	0.1633
2	7	23-août-14	37.28	5.24	30	0.7361
2	7	23-août-14	37.28	5.24	45	2.1107
2	7	23-août-14	37.28	5.24	60	0.3603
2	7	23-août-14	37.28	5.24	80	0.1127
2	7	23-août-14	37.28	5.24	400	0.0012
2	10	25-août-14	37.3	3.2	20	0.1324
2	10	25-août-14	37.3	3.2	50	0.4670
2	10	25-août-14	37.3	3.2	60	0.6869
2	10	25-août-14	37.3	3.2	70	0.4439
2	10	25-août-14	37.3	3.2	80	0.2309
2	10	25-août-14	37.3	3.2	100	0.2170
2	11	25-août-14	37.487	3.157	10	0.1201
2	11	25-août-14	37.487	3.157	40	0.3812
2	11	25-août-14	37.487	3.157	50	1.0027
2	11	25-août-14	37.487	3.157	60	0.7169
2	11	25-août-14	37.487	3.157	70	0.4598
2	11	25-août-14	37.487	3.157	100	0.2220
2	15	26-août-14	37.46	1.71	10	0.0977
2	15	26-août-14	37.46	1.71	20	0.1170
2	15	26-août-14	37.46	1.71	50	0.2886
2	15	26-août-14	37.46	1.71	70	0.4568
2	15	26-août-14	37.46	1.71	80	0.3011
2	15	26-août-14	37.46	1.71	100	0.1095
2	17	27-août-14	38.29	2.86	10	0.0729

Leg	Station	Date	Latitude	Longitude	Profondeur (m)	Chl-a (mg m ⁻³)
2	17	27-août-14	38.29	2.86	40	0.2134
2	17	27-août-14	38.29	2.86	70	0.8564
2	17	27-août-14	38.29	2.86	80	0.7968
2	17	27-août-14	38.29	2.86	100	0.1627
2	17	27-août-14	38.29	2.86	200	0.0036
3	2	31-août-14	36.74	0.07693	10	0.9515
3	2	31-août-14	36.74	0.07693	25	1.3060
3	2	31-août-14	36.74	0.07693	40	0.5094
3	2	31-août-14	36.74	0.07693	60	0.1498
3	2	31-août-14	36.74	0.07693	100	0.0312
3	2	31-août-14	36.74	0.07693	500	0.0017
3	3	31-août-14	36.94	-0.07	10	0.5068
3	3	31-août-14	36.94	-0.07	35	2.1327
3	3	31-août-14	36.94	-0.07	45	0.5781
3	3	31-août-14	36.94	-0.07	70	0.4010
3	3	31-août-14	36.94	-0.07	85	0.3450
3	3	31-août-14	36.94	-0.07	150	0.2630
3	7	1-sept.-14	37.03	0.219	10	0.3069
3	7	1-sept.-14	37.03	0.219	20	1.3610
3	7	1-sept.-14	37.03	0.219	35	1.5662
3	7	1-sept.-14	37.03	0.219	60	0.5917
3	7	1-sept.-14	37.03	0.219	100	0.8471
3	7	1-sept.-14	37.03	0.219	120	0.0653
3	9	2-sept.-14	37.3	0.99	10	0.1117
3	9	2-sept.-14	37.3	0.99	30	0.2014
3	9	2-sept.-14	37.3	0.99	55	0.8109
3	9	2-sept.-14	37.3	0.99	80	0.0857
3	9	2-sept.-14	37.3	0.99	100	0.0728
4	6	6-sept.-14	37.94	7.15	10	0.1067
4	6	6-sept.-14	37.94	7.15	40	0.2250
4	6	6-sept.-14	37.94	7.15	50	0.2190
4	6	6-sept.-14	37.94	7.15	75	0.4454
4	6	6-sept.-14	37.94	7.15	85	0.4756
4	6	6-sept.-14	37.94	7.15	120	0.0663
4	9	7-sept.-14	38.35	6.42	11	0.0940
4	9	7-sept.-14	38.35	6.42	29	0.1069
4	9	7-sept.-14	38.35	6.42	60	0.2982
4	9	7-sept.-14	38.35	6.42	77	0.5078
4	9	7-sept.-14	38.35	6.42	85	0.4060
4	9	7-sept.-14	38.35	6.42	120	0.1023
4	11	7-sept.-14	38.894	5.78	10	0.1025
4	11	7-sept.-14	38.894	5.78	30	0.1659
4	11	7-sept.-14	38.894	5.78	45	0.4520
4	11	7-sept.-14	38.894	5.78	60	1.1974
4	11	7-sept.-14	38.894	5.78	80	0.4285
4	11	7-sept.-14	38.894	5.78	150	0.0436
4	14	8-sept.-14	39.655	4.99	10	0.1922
4	14	8-sept.-14	39.655	4.99	30	0.1059
4	14	8-sept.-14	39.655	4.99	53	0.3491

4	14	8-sept.-14	39.655	4.99	68	0.9836
4	14	8-sept.-14	39.655	4.99	120	0.0009
4	16	8-sept.-14	39.739	4.59	10	0.1398
4	16	8-sept.-14	39.739	4.59	30	0.1069
4	16	8-sept.-14	39.739	4.59	40	0.2012
4	16	8-sept.-14	39.739	4.59	60	0.2051
4	16	8-sept.-14	39.739	4.59	90	0.2917
4	16	8-sept.-14	39.739	4.59	120	0.0627

Production scientifique



Spatio-temporal variability of a chlorophyll-*a* based biomass index and influence of coastal sources of enrichment in the Algerian Basin

Romaissa Harid^{a,b,*}, Hervé Demarcq^b, Mehdi-Asma Keraghel^a, Malik Ait-Kaci^a, Mohamed Zerrouki^a, Nour-El-Islam Bachari^c, Fouzia Houma^a

^a ECOSYSMarL: Laboratoire des Écosystèmes Marins et Littoraux, École Nationale Supérieure des Sciences de la Mer et de l'Aménagement du Littoral (ENSSMAL), Campus Universitaire de Dely Ibrahim Bois des Cars, B.P. 19, 16320, Alger, Algeria

^b MARBEC, IRD, Ifremer, CNRS, Univ Montpellier, Sète, Avenue Jean Monnet, CS 30171, 34203, Sète cedex, France

^c USTHB: Université des Sciences et Technologie Houari Boumedién, Département Écologie et Environnement, BP 32 Bab Ezzouar, 16111, Alger, Algeria

ARTICLE INFO

Keywords:

Ocean colour
Alongshore variability
Wadi
Anthropic enrichment
MODIS.

ABSTRACT

This study investigates the spatial distribution and temporal variability of chlorophyll-*a* (Chl-*a*) biomass in the Algerian Basin (AB) along its meridional and cross-shore dimensions, focusing on coastal enrichments. After correcting most atmospheric disturbances in the daily MODIS Level-2 data series between 2003 and 2018, a fortnightly climatology of 1-km resolution Chl-*a* has been generated to account for specific coastal features previously poorly evidenced from 4-km Level-3 data. The AB is characterised by two extreme seasons of high and low biomass, separated by sharp transitions, that characterise the offshore domain. The coastal area (<10 km) reveals an intense and distinct dynamic associated with highly productive local hotspots rather than seasonal variability. A biomass index is proposed as the horizontally integrated Chl-*a* concentration from the coastline to the most offshore extension of the 0.5 mg m⁻³ Chl-*a* isopleth. This index separately quantifies the cumulative biomass of both offshore and coastal domains with large alongshore variability. Low values (<5 g m⁻²) were observed in the offshore area during summer and high values during the spring blooms (up to 40 g m⁻²), while maximum values (>50 g m⁻²) were locally observed in the coastal domain. The narrow coastal area alone represents 44% of the total biomass, with coastal hotspots where the enrichment is up to 5 times higher than offshore. Multivariate modelling of the potential factors favouring coastal enrichments shows that the phytoplanktonic biomass in coastal waters is mainly associated with enrichments from wadis and seasonally from city sewage as well as by the presence of a bay. A separate source of enrichment is undoubtedly associated with the presence of aquaculture cages.

1. Introduction

Chlorophyll-*a* (Chl-*a*) biomass is associated with the net primary production in marine ecosystems, and marine physical and biochemical processes strongly influence its variability. A precise description of the spatio-temporal variability of Chl-*a* biomass is necessary to understand coastal marine systems functioning. The Chl-*a* concentration in the southwestern Mediterranean Sea (Med) is closely related to winter mixing and summer stratification. The Med ecosystem is increasingly threatened by human activities in coastal areas, as well as by a continuing warming trend (Vargas-Yáñez et al., 2010). A recent study

conducted by Keraghel et al. (2020) highlights that the southwestern Med is a net sink of carbon dioxide, even compared to the Med as a whole, which is a significant contributor at the global level (Khaliwala et al., 2013). Scientists are still trying to understand the evolution of the Med ecosystem to better assess current and future changes and consider solutions to mitigate some impacts of global warming.

The Algerian Basin (AB) is classified as mesotrophic (D'Ortenzio and Ribera d'Alcalà, 2009; Harid et al., 2018; O'Reilly and Werdell, 2019). Water exchange across Gibraltar has a significant influence on its general circulation (Béranger et al., 2005; Millot, 1989; Peliz et al., 2009) and controls its nutrient content (Bethoux et al., 2002; Crispi and

* Corresponding author. ECOSYSMarL: Laboratoire des Écosystèmes Marins et Littoraux, École Nationale Supérieure des Sciences de la Mer et de l'Aménagement du Littoral (ENSSMAL), Campus Universitaire de Dely Ibrahim Bois des Cars, B.P. 19, 16320, Alger, Algeria.

E-mail addresses: r.harid@enssmal.dz, romaissa.harid@hotmail.fr (R. Harid), herve.demarcq@ird.fr (H. Demarcq), ma.keraghel@enssmal.dz (M.-A. Keraghel), m.ait-kaci@enssmal.dz (M. Ait-Kaci), m.zerrouki@enssmal.dz (M. Zerrouki), n.bachari@usthb.dz (N.-E.-I. Bachari), f.houmabachari@enssmal.dz (F. Houma).

<https://doi.org/10.1016/j.csr.2021.104629>

Received 8 June 2021; Received in revised form 10 September 2021; Accepted 27 November 2021

Available online 5 December 2021

0278-4343/© 2021 Elsevier Ltd. All rights reserved.

Pacciaroni, 2009; Elbaz-Poulichet et al., 2001; Huertas et al., 2009), with a direct influence on the Chl-*a* based phytoplanktonic biomass. In winter, the presence of distinct water bodies indicates the eastward movements of anticyclonic eddies (Olita et al., 2011), generated by instabilities in the Algerian current (Millot et al., 1990), which enrich the surface water and increase its primary production. The Atlantic water flow is characterised by a transit time of two to four months between Gibraltar and the Algerian coasts (Millot, 1999), strongly influencing the seasonal Chl-*a* signal (Salgado-Hernanz et al., 2019). In summer, the stability of water masses limits the nutrient input (Moutin and Prieur, 2012), leading to a decrease in phytoplankton production.

The continental shelf of the AB is very narrow (15 km on average) and is neglected in most studies. Nonetheless, the shelf is the richest domain of the AB and shelter more complex interactions than in the offshore domain. Ocean colour remote sensing has provided high-quality observations in this respect for over twenty years on the abundance and distribution of Chl-*a* concentration, which is considered a proxy for phytoplankton biomass (Cullen, 1982; Strickland, 1965). Turbid waters in the Med are rare compared to other seas (Morel et Prieur, 1977). According to Antoine et al. (1995), the coastal case-2 waters (where other constituents as mineral particles are also present) in the whole Med are estimated to be 5%. Currently, ocean colour analysis coupled with in-situ data could be used to characterise and monitor phytoplankton blooms (Barale et al., 2008; Cerino et al., 2019; Groom et al., 2019; Lavigne et al., 2015; Mayot et al., 2016; Palmiéri et al., 2018). In previous studies, a significant limitation was related to the poor representation of coastal patterns due to Level-3 data at 4-km resolution (as in Lavigne et al. (2015); Marañón et al. (2020); Mayot et al. (2016); Volpe (2012); Volpe et al. (2018)).

To this end, our study proposes a practical approach to improve the quality of the standard MODIS-Aqua Level-2 1-km resolution (swath) Chl-*a* product, specifically in coastal environments, where the higher data resolution provides more detailed information. A comparison between simultaneous in-situ and satellite Chl-*a* was performed to assess the accuracy of MODIS Chl-*a* data in AB. In addition, a cumulative Chl-*a* biomass index (I_B) was developed to synthesise the spatial patterns and variability of Chl-*a*. This paper describes the seasonal climatology of I_B in AB from 16 years of data (2003–2018), focusing on offshore and coastal areas separately. Finally, a discussion on the influence of different sources of coastal enrichment on the Chl-*a* biomass in the AB is presented.

2. Methods

2.1. Study area

The Algerian Basin (Fig. 1) is a major energetic area for mesoscale activity throughout the Med (Amores et al., 2013; Pessini et al., 2018). Millot and Taupier-Letage (2005) described the East flowing Algerian

current, which carries Atlantic surface water, is 50–100 km wide and 100–200 m thick with a speed of some 10s cm s^{-1} (El-Geziry and Bryden, 2010). It generally follows the continental slope and generates small eddies of 10–100 km diameter, lasting a few weeks or months. Periodically, this current forms a growing meander of 50–100 km; it can detach to form an anticyclonic eddy of 100–200 km diameter that encompasses the entire thickness of the Med water (El-Geziry and Bryden, 2010; Fani et al., 2014; Millot, 1989). Some oceanic eddies persist for up to three years, circulating in the AB in a cyclonic circuit (Millot and Taupier-Letage, 2005). Thus, the AB acts as a reservoir where Atlantic waters accumulate before flowing either eastwards (surface waters) or northwards (deep waters) of the Med (Millot, 1999). Indeed, this buffer zone decouples the inflow and outflow of Med surface waters.

2.2. Satellite data sources

We used daily Level-2 Chl-*a* concentration data from the MODIS-Aqua sensor from 2003 to 2018 at 1-km nominal resolution. The data set consists of 5844 daily observations from 15020 individual orbits acquired from NASA's Ocean Colour website (NASA's Ocean Color Web, 2019). Each daily data field was remapped over the AB, between 35°N–40°N and 6°W–10°E (Fig. 1), at a spatial resolution of 96 pixels per degree of latitude and longitude. The equivalent daily MODIS Level-3 mapped data set at 4-km spatial resolution was obtained from the NASA Ocean Data Processing System. This data set was compared to the MODIS Level-2 data set to demonstrate permanent coastal Chl-*a* patterns. The climatological period from 1 to 15 January 2003–2018 (Fig. 2) illustrates the differences between both spatial resolutions of 1-km and 4-km. In this work, a corrected version of the MODIS Level-2 data at 1-km was used to adequately describe the AB Chl-*a* variability in the coastal and offshore areas.

2.3. Cloud masking improvement of MODIS Level-2 Chl-*a* data

This section describes the specific processing steps applied for the first time to the standard cloud-corrected Level-2 Chl-*a* fields to detect and remove spurious patterns that affect data quality, even in fortnightly averages (Fig. 2b). Specifically, we noticed the presence of (i) partially cloudy pixels at the edge of the cloud mask, resulting in spurious high Chl-*a* values and (ii) noisy pixels. Three criteria were used to discriminate these contaminated pixels: 1) a maximum allowable value associated with a realistic Local Chl-*a* Gradient (LG), 2) a maximum value of daily Chl-*a* change during 3-day periods (Temporal Variation, "TV"), and 3) their position as Isolated Pixels (IP) inside the cloud mask. The pixel values corresponding to any of these criteria cited here are selected and replaced by the missing value.

2.3.1. Local gradient (LG) criteria

First, we applied a 3x3 Gaussian filter (Eq. (1)) followed by a Sobel

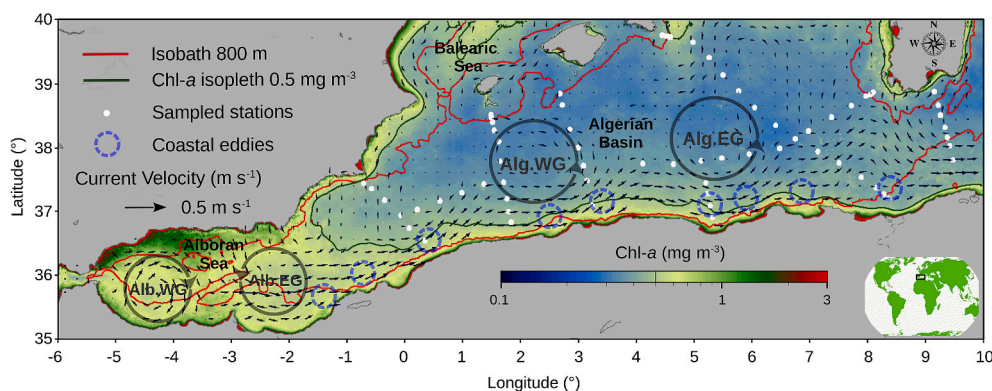


Fig. 1. March climatological average of the Chl-*a* concentration (mg m^{-3}) between 2003 and 2018 in the Algerian Basin (Mediterranean Sea). The average current velocity (m s^{-1}) for the same period (black arrows), the 800 m isobath (red line), and the 0.5 mg m^{-3} isopleth (dark green line) is superimposed. The stations of the SOMBA-2014 cruise are also superimposed (white dots). The large eddies in black (Alg. WG and Alg. EG) are deduced from the average sea level anomaly between 2003 and 2018. The average position of the Alboran eddies (Alb. WG and Alb. EG) are added.

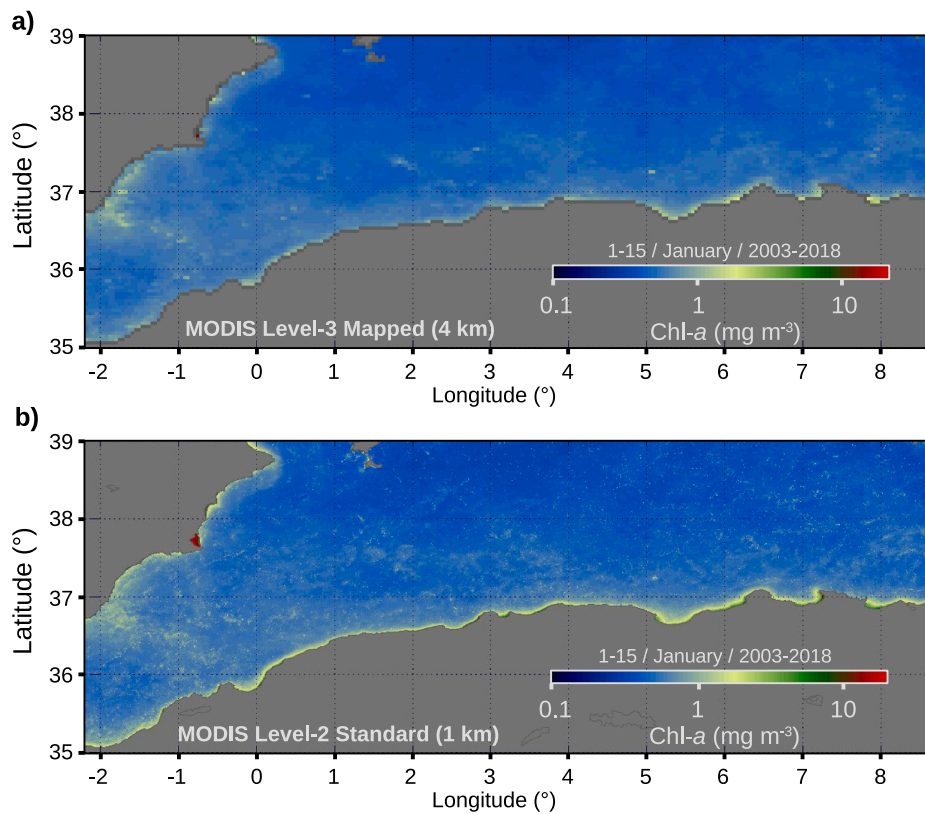


Fig. 2. Comparison of Chl-a concentration for the first fortnight of January (2003–2018 climatology) from (a) MODIS Level-3 data at 4-km resolution and (b) MODIS Level-2 (uncorrected data) at 1-km resolution.

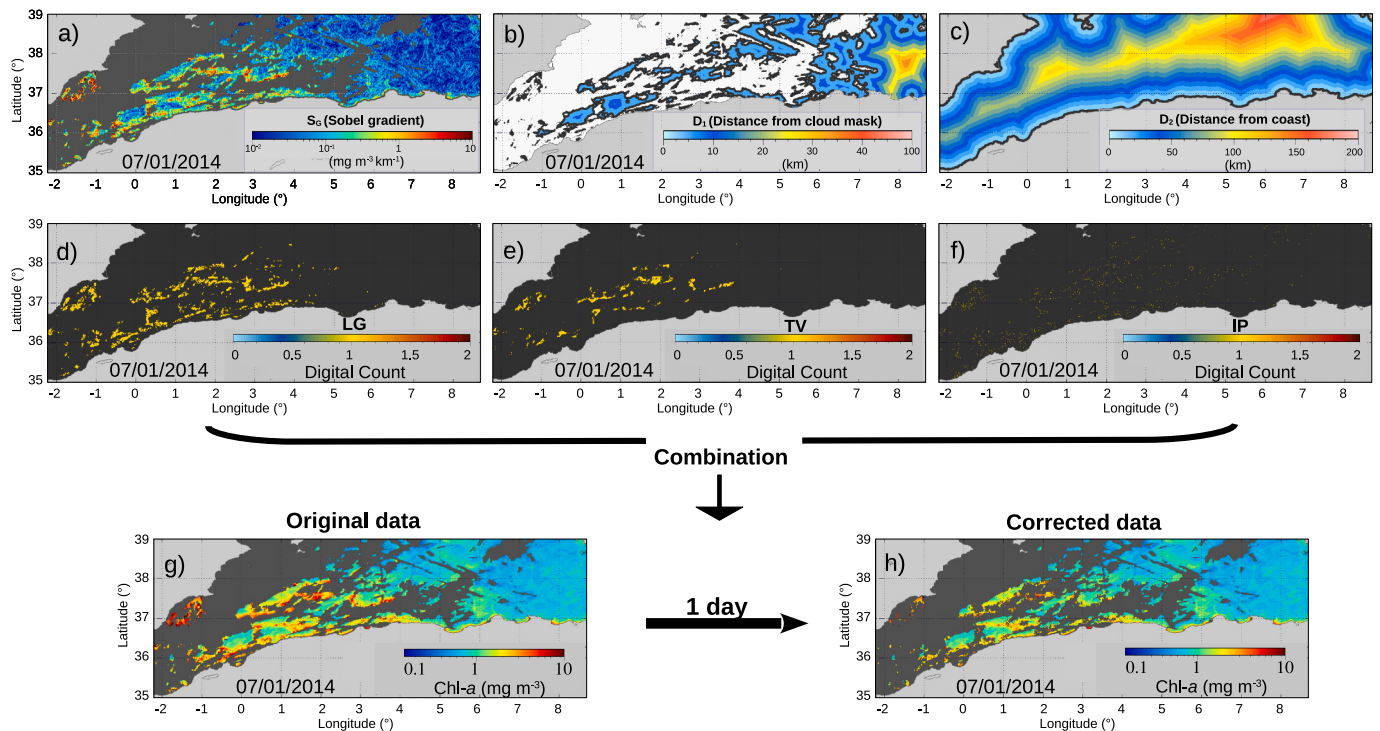


Fig. 3. Definition of the outlier pixels criteria for improving the cloud masking (example of January 07, 2014). (a) Local (3x3 matrix) Sobel gradient ($\text{mg m}^{-3} \text{ km}^{-1}$). (b) Distance (D1) from the cloud borders, in km (clouds are in white). (c) Distance (D2) from the shoreline, in km. (d to f): Pixels identified as cloudy from, (d) the gradient criteria, (e) the temporal variation (TV) criteria, (f) from isolated pixels within cloud (IP) criteria. The result of the combination of all three criteria is shown in (h) versus the original MODIS Level-2 data (g).

Gradient filter (Sobel, 1990) as follows:

$$k(x, y) = \frac{1}{2\pi\sigma^2} \exp\left(-\frac{x^2 + y^2}{2\pi^2}\right) \quad (1)$$

where, $k(x, y)$ is the matrix of the kernel used to convolute the original image; x and y are the pixel's position along the abscissa and ordinate axes respectively. σ^2 is the variance of the 3×3 pixel matrix.

The horizontal and vertical components of the Sobel gradient (Eq. (2) and Eq. (3), respectively) were separately computed and combined into the final gradient (Eq. (4)):

$$G_h[x][y] = k(x, y) * \begin{Bmatrix} -1 & -2 & -1 \\ 0 & 0 & 0 \\ 1 & 2 & 1 \end{Bmatrix} \quad (2)$$

$$G_v[x][y] = k(x, y) * \begin{Bmatrix} -1 & 0 & 1 \\ -2 & 0 & 2 \\ -1 & 0 & 1 \end{Bmatrix} \quad (3)$$

$$Sobel_G[x][y] = \sqrt{G_h^2[x][y] + G_v^2[x][y]} \quad (4)$$

As spurious gradients are mainly associated with atmospheric perturbations in the vicinity of clouds, a maximum threshold value of the local Sobel gradient of Chl-*a* was considered to detect outlier pixels (Fig. 3a), at a maximum distance of 5 km from cloud borders (black areas in Fig. 3b). After several tests, two thresholds were defined: $0.4 \text{ mg m}^{-3} \text{ km}^{-1}$ and $1 \text{ mg m}^{-3} \text{ km}^{-1}$ respectively for the coastal zone (distance from the coast $< 5 \text{ km}$) (Fig. 3c) and the offshore area.

2.3.2. Temporal variability (TV) criteria

Each daily individual Chl-*a* pixel value of a given day (Day0) was compared to the average value of the previous day (Day-1) and the following day (Day+1) when one or both values are available to detect anomalous Chl-*a* variations through time, as given by Eq. (5):

$$TV = Day_0 - \left(\frac{Day_{-1} + Day_{+1}}{2} \right) \quad (5)$$

This difference was then compared with the maximum threshold of temporal variability set at 2 mg m^{-3} . Furthermore, this test was applied in the offshore domain only (distance from coast $> 20 \text{ km}$) to consider the higher spatio-temporal variability of the coastal environment (Fig. 3e).

2.3.3. Isolated pixel (IP) removal

This criterion is used to eliminate pixels closely associated with a cloud structure. We considered that Chl-*a* pixels bordered by more than five cloudy pixels (including those isolated in a cloud) belong to the same atmospheric structure and should be eliminated (Fig. 3f).

2.3.4. Combination of criteria

The three criteria mentioned above were cumulated, and the pixels marked by at least one criterion were removed. The resulting daily data are significantly less noisy, as shown in Fig. 3h. A fortnightly climatology of Chl-*a* at 1-km resolution is then computed for the whole AB.

2.4. Comparison between in-situ and satellite Chl-*a* data

We compared the resulting 1-km satellite Chl-*a* data with an initial set of 70 high-performance liquid chromatography (HPLC) measurements of surface Chl-*a* concentration obtained during the SOMBA (Système d'Observation à la Mer dans le Bassin Algérien) cruise in the AB between August 13 and September 10, 2014 (Mortier et al., 2014). Further details about the cruise are available at <https://doi.org/10.17600/14007500>. Calibration precision was estimated to be 0.4% from the HPLC 1200 instrument used for the Chl-*a* measurements. A total of 34 measurements were retained according to their

correspondence with satellite passes within $\pm 6 \text{ h}$. The nearest pixel at 1-km resolution was considered. A representativity error (RE) was also considered, based on the proximity of a high Chl-*a* gradient, which we defined at a value of $0.01 \text{ mg m}^{-3} \text{ km}^{-1}$, compared with the effective Chl-*a* gradient measured in a 5×5 pixel matrix (Error bars in Fig. 4). In contrast, this spatial variability is generally low for pixels far from eddies (Fig. 4b and e). We also checked the proximity of the HPLC measurements to the clouds (less than 5 km); only two measurements deviate from this criterion (Fig. 4c and d).

2.5. Biomass index

A modified version of the coastal Chl-*a*-based index developed by Demarcq et al. (2007) was applied. Based on the Chl-*a* concentrations, a threshold (β) of Chl-*a* concentration was set to compute the proposed integrated Chl-*a* biomass index (I_B) in AB. This threshold was chosen as a value observed during all seasons (Fig. 7b). A value of 0.5 mg m^{-3} was selected according to this criterion for the present study. The integrated Chl-*a* biomass index was calculated at each coastal point with the following formula:

$$I_B = \left(\frac{\text{Dist}_{(\beta, \max)}}{\sum_{\text{dist}=\text{Dist}_{\min}}^{\text{Dist}_{(\beta, \max)}} \text{Chla}} \right) \times \text{Dist}_{(\beta, \max)} \quad (6)$$

where, the average Chl-*a* is calculated by the formula:

$$\overline{\text{Chla}} = \left(\sum_{i=1}^{n_{(\beta, \max)}} \text{Chla} \right) / n_{(\beta, \max)} \quad (7)$$

where, $n_{(\beta, \max)}$ is the position of the most distant pixel of the cross-shore transect.

The cross-shore distance associated with the index $\text{Dist}_{(\beta, \max)}$ is the most distant position where $\text{Chl-}a \geq \beta$ with the constraint $\text{Dist}_{(\beta, \max)} \leq \text{max}$, is the maximum allowable distance. When this distance is determined, all pixel values from Dist_{\min} to $\text{Dist}_{(\beta, \max)}$ are considered, regardless of their value; sometimes slightly $< \beta$. If no data $\geq \beta$ was found within a profile, the computation of I_B was performed only for the first valid pixel at the only Dist_{\min} position, regardless of its value. The maximum distance for $\text{Dist}_{(\beta, \max)}$ in km was chosen at 10 km for the

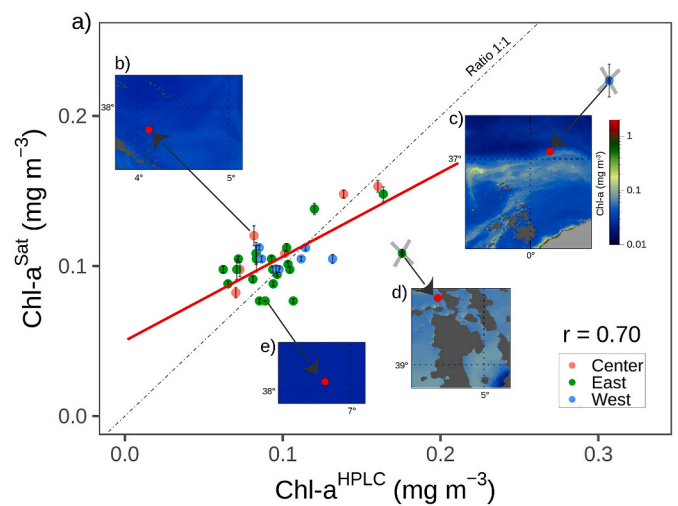


Fig. 4. Linear relationship (red line) (a) between MODIS satellite corrected data (Y axis) and in-situ Chl-*a* data (X axis) during the SOMBA cruise (14 August to September 10, 2014) in the Algerian Basin. (b), (c), (d), and (e): spatial variability of the daily Chl-*a* field associated with four selected stations. The stations represented with a gray cross in (c) and (d) were removed from the comparison on the basis of a gradient threshold criteria or because their proximity to clouds.

Table 1

Spatially integrated biomass index (I_B , in g m^{-2}) seasonally cumulated between 2003 and 2018 for regions of high and low biomass (as displayed in Fig. 11) for the coastal and offshore domains. The last line shows the relative importance of the High vs Low I_B index and the right part of the table shows the ratio between the coastal and offshore domains for both types of regions.

Season	I_B Coastal (g m^{-2})		I_B Offshore (g m^{-2})		I_B Coastal / I_B Offshore	
	summer	winter	summer	winter	Jan & Feb	Dec & Mar
LBC	0.7	10.1	0.317	23.2	0.64	2.57
HBC	2.9	18.2	0.626	24.8	0.73	4.14
HBC/LBC (%)	+305%	+80%	+97%	+7%		

coastal area and 80 km for the next offshore area, according to the average structure of the cross-profiles (Fig. 6b). It is important to note that for continuity reasons, the first (inner) pixel of the offshore area was considered the pixel immediately offshore of the last of the coastal areas. The integrated coastal and offshore biomass indices were then calculated for the entire Algerian coastline or part of it (Table 1).

To estimate the relationships between Chl-*a* biomass (Chl-*a* or I_B) classes and factor variables representative of the different sources of coastal enrichment, we applied the Generalized Linear Model (GLM) approach. All data analysis was done using the “stats” package version 3.4.4 of the R software.

2.6. Physical oceanographic data

2.6.1. Altimetry data

Geostrophic ocean currents and total kinetic energy (TKE) were extracted from the CMEMS (Copernicus Marine Environmental Service) database of the SEA-LEVEL GLO PHY L4 REP OBSERVATIONS 008 047 altimetry data product (<http://marine.copernicus.eu>, last accessed February 27, 2019), for the same period, and remapped in the AB at a spatial resolution of 0.25° (Fig. 1 for geostrophic currents and Fig. S2b for TKE).

2.6.2. Mixed layer depth

The mixed layer depth (MLD) has been defined in previous studies (as Lavigne et al. (2015) and Volpe (2012)) using in-situ data in the Med (AB included). In this study, the monthly climatology (1969–2013) of the MLD was used as defined by Houpert et al. (2015) (data from <https://www.seanoe.org/data/00354/46532/>).

2.6.3. Wadis outflows

Outflow data measured by the Algerian National Agency for Hydraulic Resources (Agence Nationale des Ressources Hydrauliques, ANRH, <http://www.anrh.dz/>) were used to evaluate the possible influence of wadis (temporary rivers) on the Chl-*a* variability along the Algerian shelf.

3. Results

We show that a high-resolution fortnightly climatology very significantly improves the description of the spatio-temporal variability of Chl-*a* (including abrupt seasonal changes) and a spatio-temporal view of the enrichment sources. We explore here the coastal and offshore domains along meridional and cross-shore transects, focusing on the coastal domain, to understand the main seasonal dynamics of these enrichments.

3.1. Impact of data resolution on the description of seasonal patterns

Firstly, we compared the standard (original) MODIS data (1-km) to the corrected (this work) MODIS data (1-km). The improvement is particularly high during winter (characterised by a large cloud cover) with better detection of atmospherically contaminated pixels (Fig. 5).

An example of the impact of Chl-*a* outlier values in the spatial distribution of the time series averages is represented in Fig. 5a and b for a fortnightly, and in Fig. 5c and d for a monthly climatological average. This correction produces a moderate decrease in Chl-*a* mainly during the productive season, reinforcing the describing cross-shore profile. The resulting fortnightly climatology of MODIS Level-2 Chl-*a* data (at 1-km resolution) in the AB can be found online at <https://doi.org/10.5281/zenodo.5390383>.

The new fortnightly climatology at 1-km resolution was compared to the 4-km resolution used in all previous studies. Seasonal variability of Chl-*a* from the corrected MODIS 1-km Level 2 data (Fig. 6b) was explored along average cross-shore transects and compared to the MODIS 4-km Level-3 data (Fig. 6a). A closer look at the shorter distances (0–10 km) (Fig. 6c and d) shows that, as expected, the improvement is very significant and highlights much stronger cross-shore patterns (Fig. 6e and f for the most contrasted months of March and August), both in terms of Chl-*a* concentration average and seasonal patterns. The coastal Chl-*a* (0–10 km) from the 1-km data is 37% higher than that from 4-km data (49% and 46% respectively at distances of 2 and 4-km from the coast). The 4-km product cannot detect a significant part of the coastal enrichment, representing 44% of the production of the AB from 1-km data, while only 25% are detected from 4-km data. Consequently, the spatial resolution impacts the scale of the description and more importantly the high contribution of the coastal area in the regional marine productivity.

3.2. MODIS Level-2 data validation in the AB

The in-situ Chl-*a* data range between 0.062 and 0.307 mg m^{-3} (Fig. 4). These values are typical for the AB offshore area during the oligotrophic season in the surface layer. Both sources of Chl-*a* data span nearly the same magnitude. The HPLC data have a slightly lower mean and median (respectively 0.100 mg m^{-3} and 0.094 mg m^{-3}) than the satellite data (0.105 mg m^{-3} and 0.104 mg m^{-3}). It should be noted that the satellite has a vertically integrating effect (exponentially decreasing) on the estimated Chl-*a* value. In contrast, the in-situ measurements represent exclusively punctual surface values at 1 m depth and the remaining ones at 2 m depth. The final error associated with the Chl-*a* satellite data was estimated at 0.025 (8% of the average) by the RMSD (Root Mean Square Deviation) between Chl-*a* HPLC and MODIS Level-2 data.

No in-situ measurements were available in the coastal areas of the AB. Nevertheless, Pieri et al. (2015) have found that the OC3M standard algorithm (used in our work) gives valid results in the Western Mediterranean Sea when the Chl-*a* concentration does not exceed 1 mg m^{-3} . In our case, the Chl-*a* exceeds 1 mg m^{-3} generally in the three first kilometers from coast (i.e. the 3 first pixels) and only during the high production season (December to March, as shown in Figs. 6 and 7). To estimate the importance of the likely overestimation of the values $>1 \text{ mg m}^{-3}$, we apply a new empirical correction model with two levels of intensity, by reducing the values $>1 \text{ mg m}^{-3}$ by a factor of two and by a factor of three. The results show a relatively modest overestimation of respectively 6% and 9% of the Chl-*a* in these two extreme cases. This

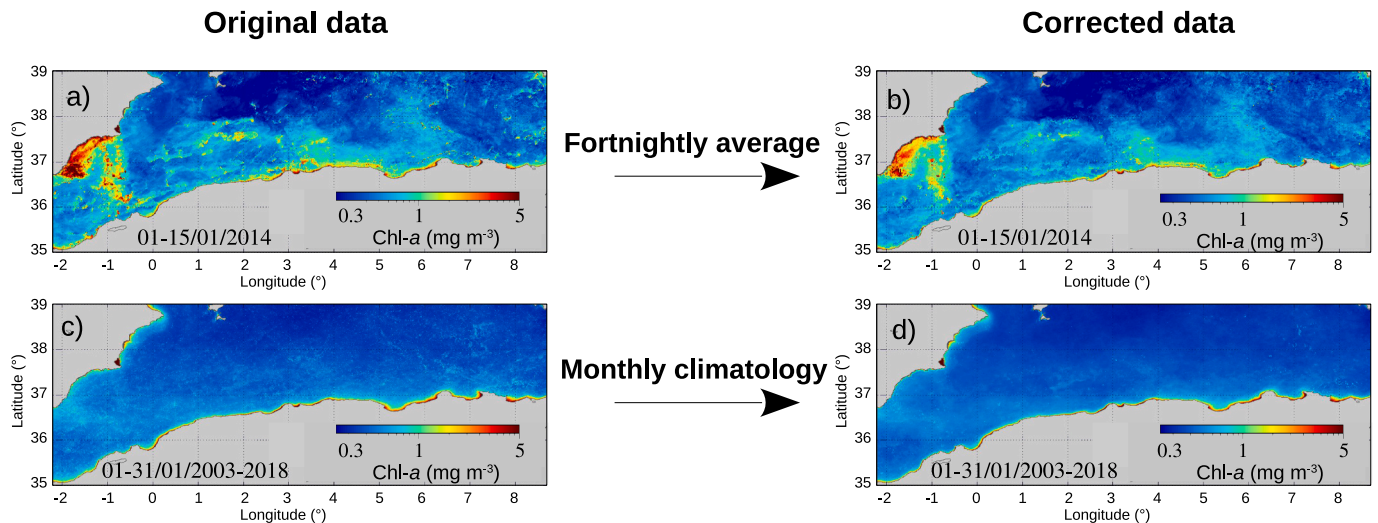


Fig. 5. Results of the elimination of outlier pixels from the original uncorrected MODIS Level-2 data (left column), respectively for a fortnightly average (example of 1-15/01/2014) (a and b), and for a monthly climatological average (example of January 2003–2018) (c and d).

allows us to assume that a likely overestimation of the Chl-*a* values in the very coastal area does not significantly impact our conclusions.

3.3. Cross-shore and seasonal variability of Chl-*a*

Chl-*a* cross-shore sections (Fig. 6b) indicate that the lowest Chl-*a* concentrations are observed from May to October at all locations, both in coastal and offshore areas. The highest Chl-*a* concentrations, representing the productive season, are observed from November to April. In the coastal area, the maximum Chl-*a* can exceed 2 mg m^{-3} in winter (Figs. 7a) and 0.5 mg m^{-3} in summer (Fig. 7a). However, in the offshore area, beyond 10 km from the coast, the average minimum reach 0.5 mg m^{-3} in winter and 0.2 mg m^{-3} in summer (Figs. 6b and 7b). Beyond 10 km, the Chl-*a* concentration becomes stable during all seasons (Figs. 6b and 7a). Indeed, we chose the distance of 10 km from the coast as the shortest distance at which Chl-*a* seasonality becomes weak and stops increasing towards the offshore (Figs. 6b and 7b).

The cross-shore gradient is well pronounced throughout the year and increases exponentially towards the coast (Fig. 6b). The intensity of this gradient is maximum during the productive season and is always maximal at the coast and regularly decreases with increasing distance from the coast (Fig. 6b), ranging from 0.2 to 2 mg m^{-3} onshore (Figs. 6b) and 0.1 – 0.5 mg m^{-3} offshore (Fig. 6b).

3.4. Meridian variability and seasonality of Chl-*a* biomass index

The integrated cross-shore biomass index (Section 2.6) was computed from each coastal point northwards to integrate the Chl-*a* concentration up to a variable distance (Fig. 8b) where Chl-*a* drops below the predefined value of 0.5 mg m^{-3} (see methods). The aim was to explore and quantify the integrated coastal Chl-*a* biomass along the Algerian coastline (Fig. 8d). The value was carefully chosen as the best threshold $\beta = 0.5 \text{ mg m}^{-3}$ that intersects the different average cross-shore climatological profiles over the year (Fig. 7b). The red line in Fig. 8a represents the maximum distance effectively reached during the productive season (we considered Chl-*a* $< 0.5 \text{ mg m}^{-3}$ as oligotrophic and does not represent an enrichment). The resulting distance (Fig. 8b) shows that the productive area varies over time from a few kilometres in summer (cyan area in Fig. 8b) with a minimum of 1 km (when only one sea pixel is considered) to a maximum of 80 km in winter, mainly reached near the Alboran Sea in the west. The longitudinal gradient along the coastline shows an apparent decrease of this distance

eastward, which is well in line with the decreasing influence of the enrichment of Atlantic waters entering the Alboran Sea and moving eastwards.

The average Chl-*a* along the same transect (Fig. 8c) shows extreme variability between regions, from values $< 0.5 \text{ mg m}^{-3}$ in summer (this is possible when a minimum of one sea pixel is considered) to values $> 2 \text{ mg m}^{-3}$ between April and November, i.e., during low-biomass season. The resulting biomass index I_B (Fig. 8d) is defined as the product of the previous distance by the average Chl-*a* concentration along the same transect (Eq. (6)). This index represents the spatial integration of the most elevated Chl-*a* values along the cross-shore transect, while the vertical dimension is partially considered by the attenuation depth of the satellite measurement. Nevertheless, this depth represents a variable fraction of the euphotic layer, according to the shape of the vertical Chl-*a* profile.

The Chl-*a* (Fig. 8c) represents a proxy of the average phytoplankton biomass over the cross-shore profile, while the spatially integrated index (I_B , Fig. 8d) is predominantly determined by the length of the profile (Fig. 8b). The I_B index is expressed in g m^{-2} and varies between 20 and 50 g m^{-2} during the productive season (Fig. 8d) with a regular eastward decrease. Several peaks in phytoplanktonic biomass are observed (I_B is $> 45 \text{ g m}^{-2}$; between 2.2°W and 0.5°E from January to March, between 5.1°E to 5.5°E in January and February, and at 7.7°E from January to March–April). These peaks correspond to pronounced extensions of Dist0.5 mg (Fig. 8b) as near the Alboran region or mostly to higher Chl-*a* values in the central and eastern parts of the AB (Fig. 8c). I_B is $< 10 \text{ g m}^{-2}$ everywhere during the low-biomass season, except in the Algiers and Annaba bays (Fig. 8d). I_B is, in fact, practically zero from June to September in many locations where the Chl-*a* concentration barely exceeds 0.5 mg m^{-3} (Fig. 8c).

4. Discussion

The construction of a data set at 1-km spatial resolution allows investigating and extracting the specific enrichments of coastal origin, distinguishable from the large-scale seasonal cycle. Previous descriptions of the climatological cycle in the AB were based on monthly averages (instead of fortnightly in this study) and at a much higher spatial resolution. Therefore, our description of the cross-shore gradient of Chl-*a* and its variability along a longitudinal gradient becomes much more realistic and highlights the high importance of the coastal domain ($< 10 \text{ km}$) in the whole basin.

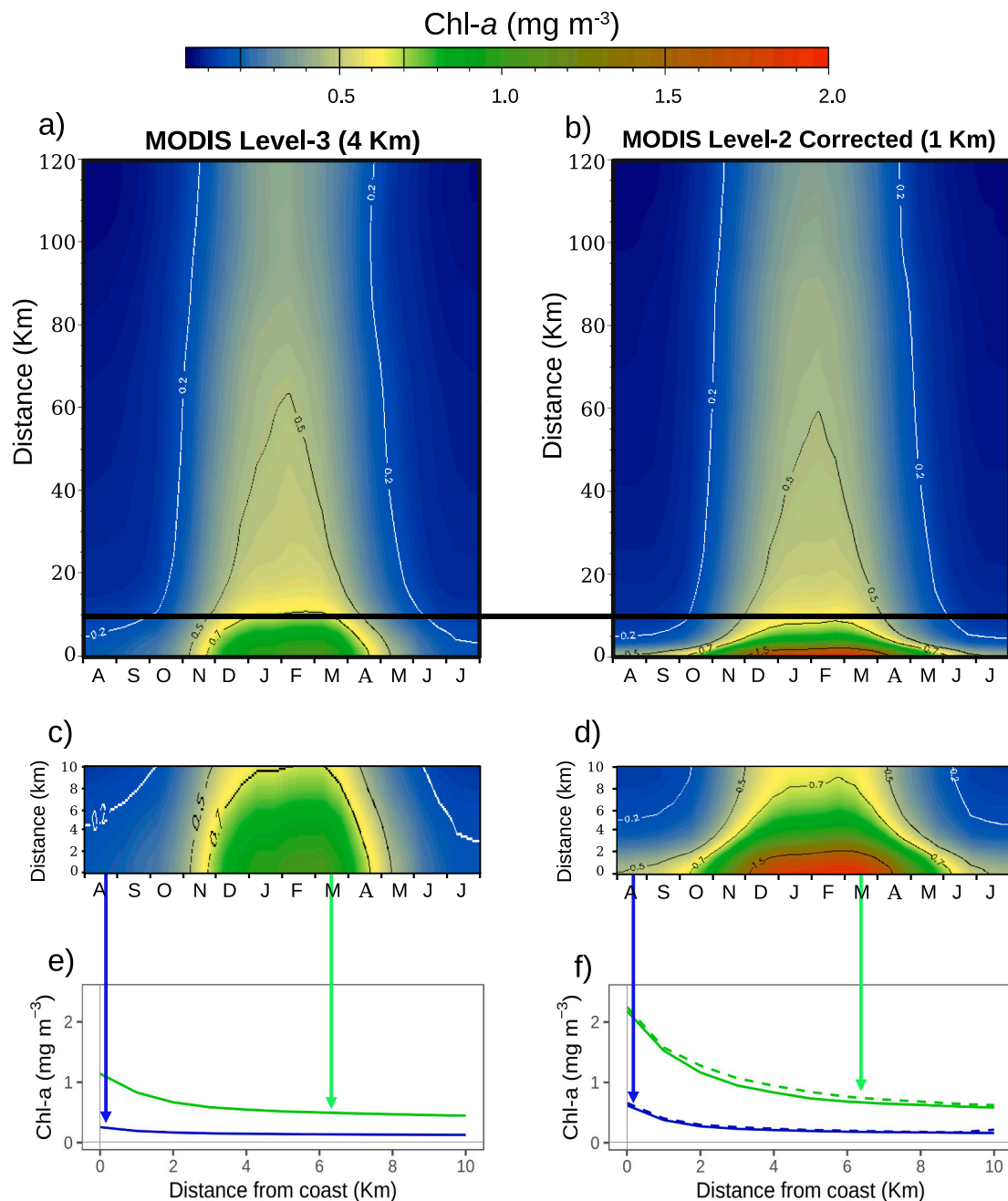


Fig. 6. Hovmöller diagrams of the cross-shore seasonality (from the coast line to 120 km offshore) of the Chl-a concentration in the Algerian Basin averaged between 2.2°W and 8.7°E, from fortnightly climatologies (2003–2018) computed from (a) MODIS Level-3 data at 4-km resolution, (b) MODIS Level-2 corrected data at 1-km resolution. The black line separates the 10 km distance from the coast. (c) and (d) highlight the data for this coastal area. The average cross-shore profiles in March (green line) and August (blue line) are shown in (e) and (f).

4.1. Processes governing Chl-a variability in AB

4.1.1. Seasonal variability

AB is characterised by two contrasting seasons (Fig. 7a): an early 3.5-month high-biomass season (mid-December to March) and a 4.5-month low-biomass season (June to mid-October), characterised by intense stratification. The two seasons are separated by quasi symmetrical and sharp 2-month transition periods in spring and autumn (Fig. 7a). The extreme precocity of the productive period (between October and November), i.e. during a low sun elevation, clearly shows that light is not the main limiting factor in the occurrence of winter blooms. The seasonality of Chl-a is closely related to the dynamics of the Mixed Layer Depth (MLD, Fig. 7a, brown line and Fig. S1 in supplementary material),

which is maximum (40 m–60 m) in winter between December and February and very low (15 m) in summer from June to September.

It is well known that winter and spring blooms in the region are almost exclusively driven by the nutrient input following autumn and winter vertical mixing (Fani et al., 2014; Huertas et al., 2012; Lazzari et al., 2012; Millot et al., 1990; Pasqueron de Fommervault et al., 2015), as reflected by our biomass index (Fig. 8d). Moreover, the results show that high Chl-a values dominate several well-defined coastal areas outside the productive season, from April to November (Fig. 8c). On a large scale, the variability of Chl-a concentration in the AB is known to be driven by the inflow of nutrient-rich Atlantic waters that enter the Alboran Sea through the Gibraltar strait (Taupier-Letage and Millot, 1988) and progress eastwards along the AB. The same conclusions have

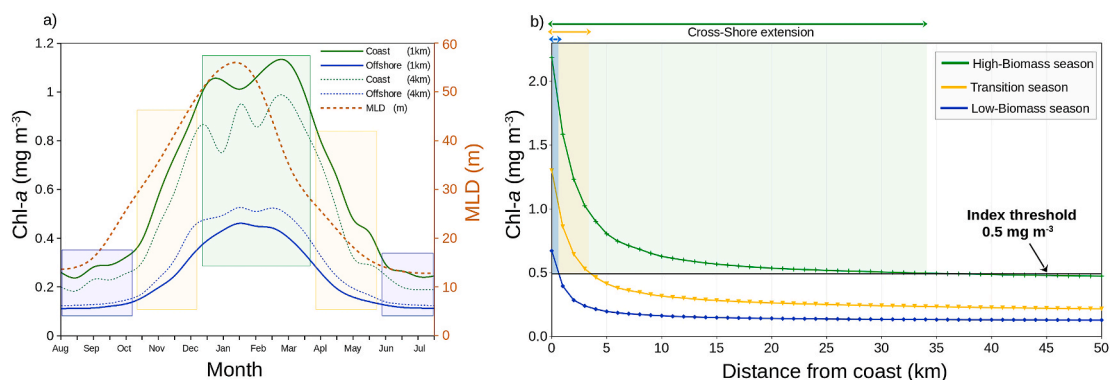


Fig. 7. Average seasonality of the Chl-a concentration from 2003 to 2018 in the Algerian Basin from fortnightly Chl-a averages (a) in the 0–10 km coastal sector (green plain line) and offshore (blue plain line). The corresponding 4-km resolution Chl-a MODIS data (dotted lines) as well as the depth of the mixed Layer (MLD, orange dashed line) are superimposed. (b) Zonally averaged cross-shore Chl-a transect from the coast to 50 km for the High-Biomass (green), the transition (yellow), and the Low-Biomass (blue) seasons. The horizontal line shows the 0.5 mg m^{-3} limit used to compute the integrated index, detailed in Figs. 8 and 9.

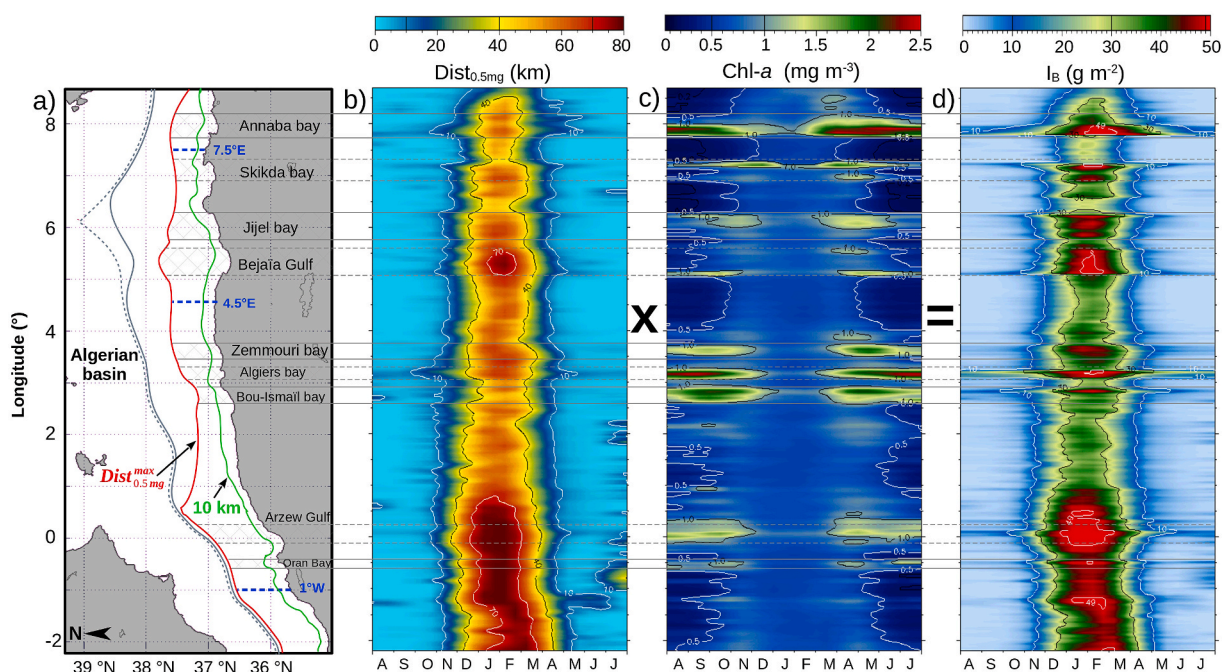


Fig. 8. Time-space diagrams of the longitudinal variability (2.2°W to 8.7°E) of three Chl-a associated indices in the Algerian Basin from August to July. The four distances considered (a) were: the distance of 10 km from the coast (green line), the average maximum distance of the 0.5 mg m^{-3} isopleth, the $\text{Dist}_{0.5\text{mg}}^{\text{max}}$ (red line), the 80 km maximum distance allowed for I_B (gray solid line), and the middle distance from the northern coastlines (gray dashed line). (b) The distance from the coast of the Chl-a concentration $\geq 0.5 \text{ mg m}^{-3}$. (c) The Chl-a averaged over the same area. (d) The integrated biomass index (I_B) from whole basin.

also been drawn more recently by several authors (Fani et al., 2014; Huertas et al., 2012; Lazzari et al., 2012; Pasqueron de Fommervault et al., 2015). Consequently, the eastward propagating eddies modulate the circulation of water masses beyond the continental shelf (Pessini et al., 2020), generating intense vertical mixing (Millot et al., 1990). Its positive influence on productivity is perceptible up to the eastern part of the country and is reinforced by nutrient enrichments from the bottom (Millot et al., 1990). The offshore vertical mixing is considered to be the main factor influencing winter-spring enrichments before the summer-autumn stratification period.

In addition to these two well-known potential sources of enrichment, we identified a third coastal source: the presence of nutrients of coastal origin, generally associated with bays or gulfs, which enhance local phytoplankton growth. The integrated Chl-a biomass index (I_B , Fig. 8d) is used in this study as a proxy for the primary production dynamic in the AB. Better than local Chl-a averages, it adequately describes the

longitudinal variability of spring blooms due to its cross-shore integrative capability. In other words, the Chl-a averages (Fig. 8c) gives a clear view of the origin of the enrichment effects without considering their spatial importance. In contrast, the I_B (Fig. 8d) integrates both components.

However, this index in Fig. 8d (and the associated average Chl-a) does not distinguish between coastal and offshore sources of enrichment. We, therefore, divided it into an inshore and an offshore component, as detailed in Section 2.6. The coastal area is defined as the distance between the coast and the 0.5 mg m^{-3} isopleth position, with a maximum distance of 10 km (Fig. 6b). The offshore component is then defined as the area beyond this variable spatial limit up to a maximum distance of 80 km. The maximum 10 km limit was chosen to best separate the coastal and offshore signals, from the Chl-a signature (Fig. 9a–b) and the corresponding integrated biomass index (Fig. 9c–d).

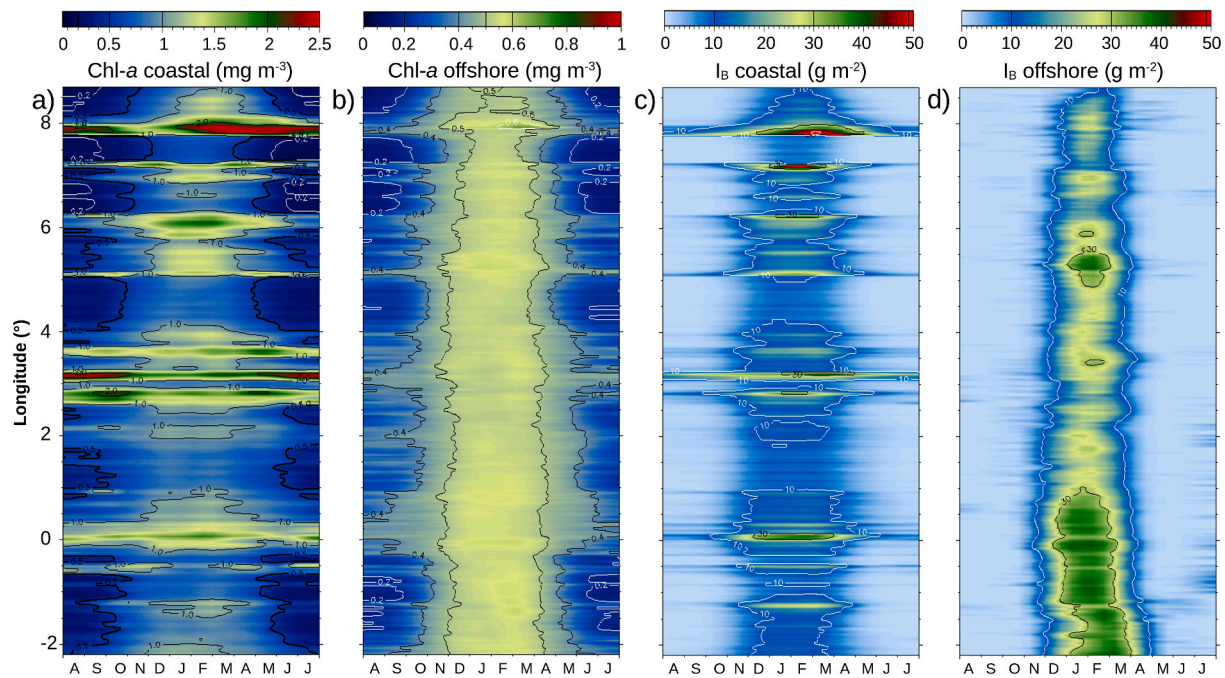


Fig. 9. Time-space diagrams of the alongshore variability (2.2°W 8.7°E) of the Chl-*a* and biomass index I_B : (a) the Chl-*a* averaged in the coastal area (0–10 km) and (b) in the offshore area ($10-Dist_{0.5mg}^{max}$ km), the biomass index (I_B) integrated from (c) the coastline to a maximum distance of 10 km, and (d) from 10 km to the maximum distance $Dist_{0.5mg}^{max}$.

4.1.2. Coastal enrichment

Beyond the spatially averaged seasonal signal computed in both domains (Fig. 7a), the results give precise insights about their regional alongshore variability, which is well distinguished by the biomass index (Fig. 9c–d). The coastal biomass index (I_B , Fig. 9c) highlights the increase in the duration of the productive season varies, that from 4 to 6 months from East to West and from 4 to 8 months (and more) in the coastal areas in the form of spatially distinct peaks of values $>20 \text{ g m}^{-2}$. Some locations, such as the Algiers Bay (3.2°E) and the Annaba Bay (7.9°E), show high index values almost yearly. In contrast, no Chl-*a* peaks are visible in the offshore area (Fig. 9d), even in the locations where the highest coastal peaks are observed (Fig. 9c). The offshore area exhibits a much more homogeneous spatial pattern with high cumulated biomass during the central part of the productive season, with a maximum between January and February, except near the Alboran Sea, where the maximum occurs one month later. The duration of the productive season considering the I_B at 10 g m^{-2} limit, varies from 5 months (December to April) west of 1°E with maximum values constantly between 30 g m^{-2} and 40 g m^{-2} , then is 4 months in most of the area up to 7°E, to a minimum duration <2 months (mid-January to February) with maximum values $<25 \text{ g m}^{-2}$. Between 5°E and 6°E longitude, a distinct offshore maximum in the biomass index (Figs. 9d and 11, blue curve) is observed during the productive season. This feature probably corresponds to the relative permanence of the mesoscale cyclonic EAG (Eastern Algerian Gyre, Fig. 1) as described by Testor et al. (2005) and where high Chl-*a* concentrations are regularly found (Taupier-Letage, 2003).

The same processing was applied to compare these results with the equivalent information from the 4-km Level 3 data and presented in Supplementary Fig. S2. As previously shown, the coastal fraction of the enrichment is here only 25% (44% from 1-km data), and only two areas with Chl-*a* peaks would be partially detected, regardless of the season. This clearly shows that 1-km data are a minimum requirement to adequately explore the relative importance of the different sources of enrichment in the coastal regions.

Coastal and offshore averages of the biomass index were calculated for all areas where high biomass index values were observed, hereafter

referred to as High-Biomass Coastal Zones (or HBC), and outside these zones referred to as Low-Biomass Coastal Zones (or LBC). The aim is to separate the specific effects of local (coastal) enrichments from the large-scale enrichments (Table 1, left-hand side). Compared to LBC, HBC logically dominate the total biomass by a 4-fold ratio (+300%) in summer, and almost double by +80% in winter (Table 1, and Fig. S3a). The importance of HBC is still high in the offshore domain in summer (+97%), while almost no difference is observed (+7%) in winter during the productive season (see Fig. S3b for more details). The annual cumulative biomass index associated with the HBC represents 88% of the coastal domain, despite a corresponding coastline fraction of 42%. Because of the relative importance of the winter period (December to March) in the productive season, we summarised the overall significance of the coastal sector by its ratio to the offshore sector (Table 1, right-hand side). This ratio shows that the coastal domain slightly dominates from January to February in both LBC and HBC (respective values of 0.64 and 0.73). Nevertheless, this ratio strongly increases in the adjacent months (December and March), with values of 2.57 and 4.14 for LBC and HBC respectively, highlighting the importance of HBC in coastal areas.

4.1.3. Large scale longitudinal variability

We specifically examined three profiles of the average biomass index and the MLD and TKE (Fig. 10), both averaged from the coast to 80 km offshore, to explore the longitudinal variability of the phytoplankton biomass over the year. Three cross-shore transects from the coastline to 80 km offshore were examined at three longitudes (1°W, 4.5°E and 7.5°E, blue dashed line in Fig. 8a). They were chosen because of their independence from the observed enrichments in the coastal domain (Fig. 8c).

Firstly, the results show a substantial eastward decrease in the intensity of the productive season, as shown by the biomass index (Fig. 10, orange bars), with annual cumulative values of 285, 152 and 86 g m^{-2} from West to East. This quantifies well the observations of a progressive decrease in the influence of the rich Atlantic waters eastward, following its progressive nutrient depletion. The shape of the productive season is stable at 1°W and 4.5°E, with a variable maximum centred at the first

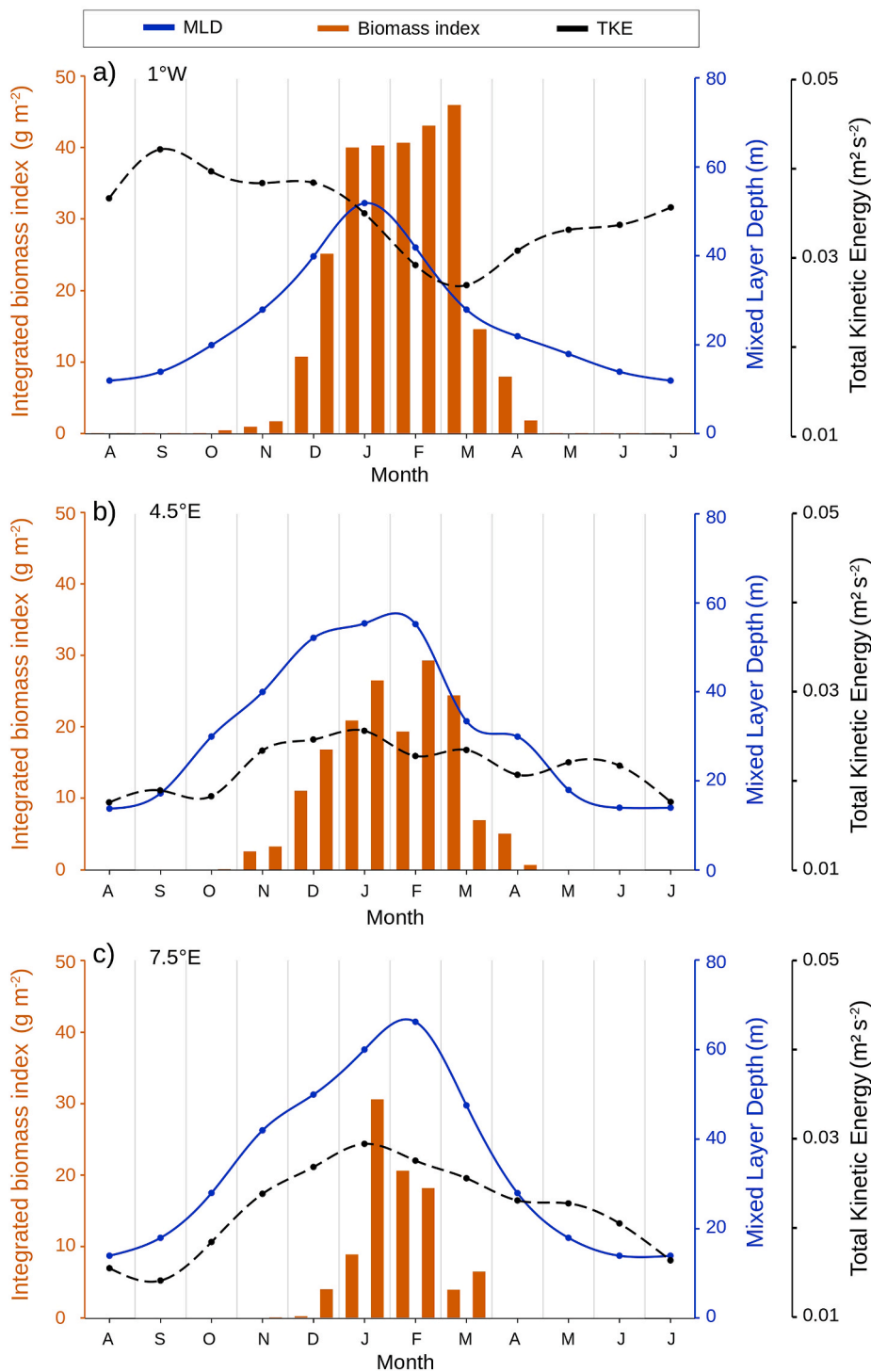


Fig. 10. Average seasonality of the integrated biomass index (orange bars) at three locations: 1°W (a), 4.5°E (b), and 7.5°E (c) situated outside coastal influences (see Fig. 8a for precise locations). The climatological values of the Mixed Layer Depth (MLD, blue line), and the Total Kinetic Energy (TKE, black line) at the same locations are superimposed.

fortnight of February. A precise computation of this chronology along the entire Algerian coast (data not shown) shows that this central position is relatively stable from 1°W to 8.7°E (with minor variability <1 fortnight). In contrast, there is a positive shift of almost a fortnight (first fortnight of March) between 3°W and 1°W near the Alboran Sea, where a maximum shift of two fortnights is observed (data not shown). The productive season is more extended, due to the higher nutrient content of Atlantic waters.

We know that winter mixing due to wind and currents is the main

cause of nutrient availability in the euphotic layer of the region (Conan et al., 2018; Fernandez et al., 2006; Kessouri et al., 2018; Millot, 1989). A close relationship was effectively observed between the seasonality of the MLD and, to a lesser extent, the TKE (see Fig. S1 for spatial mapping of these two parameters) and the dynamics of the productive season captured by the biomass index. The MLD deepens eastwards with a simultaneous winter maximum (45 m – 60 m, see Fig. S1a) from January to February while the Modified Atlantic Waters (MAW) are drifted eastwards (Font et al., 1998). The productive season follows the winter

mixing (average MLD >20 m, blue line) by about one month in the western and central part of the region (Fig. 10a–b). At the same time, a relative synchrony is progressively reached further East (Fig. 10c). The TKE (computed from geostrophic currents, i.e., including eddy energy and permanent currents) is almost permanently high at 1°W near the Alboran Sea (Fig. 10a) and not in phase with the biomass index.

It is very likely that, along with the significant enrichment effect of the MAW, water mixing is an important factor in the initiation of surface productivity but is probably not a limiting factor near the Alboran Sea with high-energy levels related to both Alboran gyres. Lower energy levels are observed further East at 4.5°E (Fig. 10b) with a slight relationship to the biomass index, while a higher association is observed at 7.5°E (Fig. 10c). This well-defined seasonal pattern explains that the higher MLD (50–60 m) observed in January–February, induces a rapid mixing of surface waters and a rapid increase in planktonic biomass during the second half of February. Average wind speed (data not shown) do not show any relationship with the surface water mixing, with low winter wind values from October to February. The MAW trajectory determines the large-scale variability of planktonic biomass in the AB. It is strongly constrained by nutrient availability, while the different sources of coastal enrichment represent a significant contribution throughout the year and unexpected relative importance of about two-thirds during the central part of the productive season and progressively higher during the rest of the year.

4.2. Sources of coastal enrichment

Previous studies using Chl-a variability as a proxy of the phytoplankton biomass variability along the Algerian basin have focused on large spatial scales, mainly over the continental shelf (Mayot et al., 2016; Pieri et al., 2015; Salgado-Hernanz et al., 2019). They have generally ignored small scales and coastal waters, except locally for sanitary purposes or risk assessment. The annual average of the I_B averaged spatially from all seasons was calculated in the coastal domain (0–10 km, green curve in Fig. 11) and in the offshore domain (beyond 10 km, blue curve in Fig. 11). The ratio (I_B Coastal / I_B Offshore) is considered a relative indicator of the local coastal enrichment (red curve in Fig. 11). The I_B coastal peaks are variable in space and time (Fig. 11) and indicate many distinct anomalies. In the Arzew, Bou-Ismaïl, Algiers and Annaba bays, the I_B average is >20 g m⁻² throughout the seasons (Fig. 11). These anomalies correspond mainly to sandy coasts (orange bars in Fig. 11). It is important to note that many microphytobenthos

species (some diatoms, cyanobacteria, chlorophyceae and/or flagellates) prefer shallow sandy coastal environments for their development (Cook and Røy, 2006; Hassan et al., 2006). Nevertheless, the origin of these high production areas remains unclear.

Several bays are associated with wadis (temporary rivers) in many locations along the coast (in blue in Fig. 11). These wadis are characterised by shallow flows (Fig. 12), generally <15 m³ s⁻¹ during all year seasons. For example, in the Bou-Ismaïl Bay (Fig. 12a), the Mazafran flow varies from <4 m³ s⁻¹ to 1 m³ s⁻¹ in summer (June to October) and from 4 to 13 m³ s⁻¹ in winter. In Algiers Bay (Fig. 12b), the El-Harrach flow presents a very similar pattern. The Algiers city is affected by intensive urbanisation (~70% of the coastline up to 800 m inland is urbanised), which has caused significant environmental degradation of the coastal area and impacted the coastal morphology (Rabehi et al., 2019). In Annaba Bay, the Seybouse wadi (Fig. 11, wadi 1) input is highly concentrated in PO₄ and NH₄ compared to Mediterranean rivers (Ounissi et al., 2014), and presents a potential risk of eutrophication (Ziouch et al., 2020). The observed peaks of Chl-a (and I_B) are associated with different contributions (Table 2): the type of coast (sandy and rocky), the presence of wadis and large cities, and the presence of bays.

In many cases, coastal enrichments are not the result of a single factor: for example, a biomass peak is observed at 7.3°E associated with a wadi (wadi 2). The peak disappears shortly at 7.5°E, despite the presence of sandy coast. In Oran Bay, a coastal peak is observed despite the absence of a sandy coast and wadis (Fig. 11). However, Oran is a large city (>100,000 inhabitants) (Fig. 11), that induces a significant marine pollution due to wastewater discharged into the sea, increasing nutrients in coastal waters. Another enrichment is observed at approximately 1.3°W, where floating aquaculture cages are installed (Fig. 11). These aquaculture facilities are considered a significant source of local enrichment (Cao et al., 2007). The low flows of the wadis on the Algerian coast suggest that suspended matter (SM) from terrestrial inputs is weak in coastal waters. In contrast, a significant source of SM may originate from local sediment resuspension (Fondriest Environmental, 2014), especially on sandy coasts, where sediment resuspension generates a considerable flux of nutrients (Robinson and Hill, 2005).

It is also known that the inner part of gulfs and bays trap nutrients from territorial inputs by modifying local hydrodynamics that limit nutrient dispersal, thus maintaining high coastal production with little influence on offshore production. It is important to note that, all previous studies (Colella et al., 2016; Okubo, 1973; Pingree and Maddock, 1979; Signell and Geyer, 1991; Taillandier et al., 2020; Wolanski and

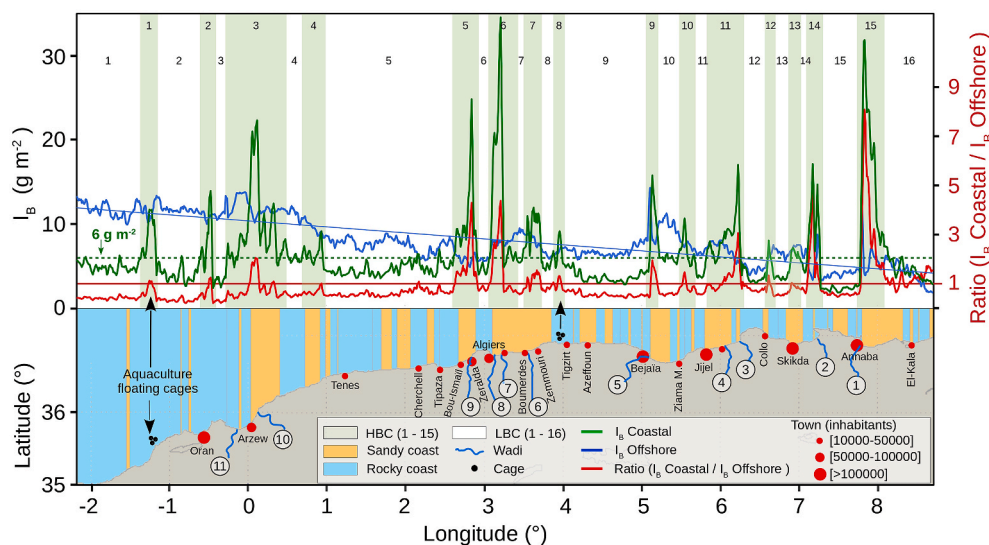


Fig. 11. Longitudinal variability of the offshore (blue line) and coastal (green line) yearly averages of the integrated biomass index, with the “ I_B (coastal/offshore)” ratio superimposed (red line). Areas with high coastal biomass index are highlighted with green rectangles (1–15) by comparison with Low-Biomass coastal Chl-a areas (1–16) left blank. The wadis discharges, the coast type (sandy coast in yellow and rocky coast in blue), and the size of nearby cities (red dots) are superimposed. The coast type is deduced from the “Google Map” images (Google Maps, 2021). The wadis names are respectively: (1) Seybouse Wadi, (2) El-Kebir Wadi, (3) Z’Hor Wadi, (4) El-Kebir Wadi, (5) Soummam Wadi, (6) Bou-Douaou Wadi, (7) El-Hamiz Wadi, (8) El-Harrach Wadi, (9) Mazafran Wadi, (10) Cheliff Wadi, (11) El-Hammam Wadi.

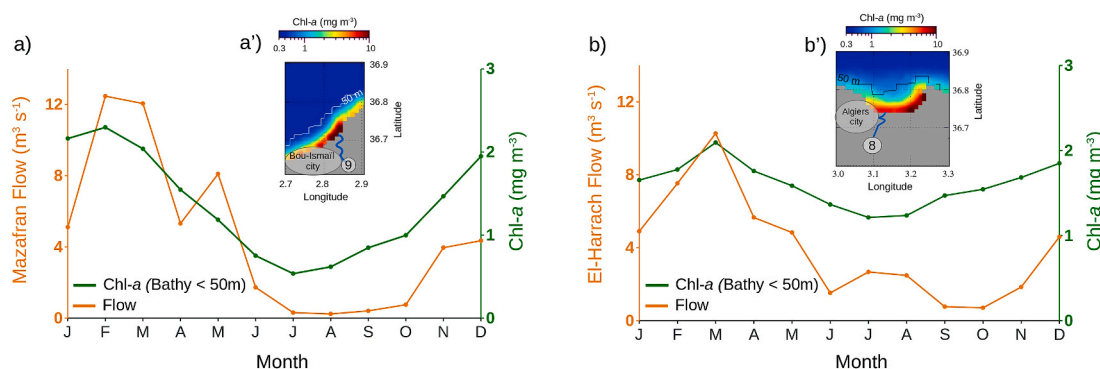


Fig. 12. Seasonal variability of the Mazafran and the El-harrach wadis flows (in $\text{m}^3 \text{s}^{-1}$, orange line) and the corresponding Chl-a concentration (green line) averaged at the isobath <50 m from 2003 to 2012: (a) in the Bou-Ismaïl bay and (b) in the Algiers bay. The maps (a' and b') show the Chl-a yearly average at each location.

Table 2

Summary of the characteristics of the LBC (numbered 1–16) and HBC (numbered 1–15) regions as manually selected in Fig. 11. Both Chl-a and I_B variables were averaged for each LBC (white rectangles, 1–16) and HBC (green rectangles, 1–15) of Fig. 11. The City size [0–3] is defined by respectively: 0 (no city), 1: [0–50k] inhabitants (small red dot), 2: [50k–100k] (intermediate red dot), 3: >100k (large red dot). The Coast-type is either Sandy(S) or Rocky(R). The small black dots represent aquaculture cages.

LBC n°	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
Chl-a (mg m^{-3})	0.67	0.50	0.46	0.76	0.63	0.72	0.69	0.77	0.55	0.76	0.65	0.54	0.54	0.60	0.37	0.61
I_B (g m^{-2})	4.9	4.0	3.2	5.7	4.6	4.7	5.6	5.3	3.8	5.9	4.8	3.7	3.8	4.5	2.4	4.2
City size [0–3]					●				●							●
Coast-type	R	R	R	R	R	R	S	S	R	S	R	R	R	R	S	S
Wadi presence																
Bay (or gulf)																
	B															
HBC n°	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	
Chl-a (mg m^{-3})	0.71	0.75	1.00	0.81	1.11	1.47	1.14	1.11	1.12	0.84	1.04	0.63	0.85	1.22	1.59	
I_B (g m^{-2})	8.6	8.0	9.7	6.5	10.0	13.2	9.4	8.7	11.6	7.9	8.6	7.2	6.5	11.5	14.4	
City size [0–3]		●	●		●	●	●	●	●	●	●	●	●		●	
Coast-type	R, ●	R	S	S	S	S	S	R, ●	S	R	S	S	S	R	S	
Wadi presence			~~~~~		~~~~~	~~~~~	~~~~~	~~~~~	~~~~~					~~~~~	~~~~~	
Bay (or gulf)		B	B		B	B	B	B	B	B	B		B	B	B	

Hamner, 1988) never considered potential coastal influences. In winter and early spring, the richer coastal waters are often mixed with the offshore waters and therefore contribute to the production beyond the continental shelf up to 10 km from the coast, as shown by our biomass index.

4.3. Modelling approach

As previously mentioned, the Algerian coastal waters were divided into two classes: HBC (High-Biomass Coastal Zones) and LBC (Low-Biomass Coastal Zones) (Fig. 11). The HBCs consequently refer to the highest values of Chl-a and I_B , and the LBCs to the lowest values. Their separation into two classes was visually optimised by defining specific thresholds for Chl-a and I_B variables, summarised in Table 3 (response variables). We defined three qualitative variables: the presence of wadis, the type of coast (sandy/rocky), and the existence of a Bay. The City is defined as a quantitative variable with four levels: 0 (no-city), 25 k, 75 k, and 200 k inhabitants.

Table 2 summarises the respective characteristics of LBC (numbered 1–16) and HBC (numbered 1–15) as manually selected in Fig. 11. The presence of Cities, Wadis and Bays are positively related to the detection of High-biomass coastal areas. At the same time, the type of coast appears to be irrelevant, mainly compared to the presence of a Bay.

Linear qualitative models (General Linear Models) were performed

to evaluate the interactions between either the coastal Chl-a concentration or the biomass index (I_B) and the four explanatory variables, as shown in Table 3. The two specific areas HBC-1 and HBC-8 were excluded from the modelling because these two areas are specifically influenced by aquaculture floating cages that are not associated with the explanatory variables. A general model (m1 in Table 3) is first tested by combining all seasons to test the separation between HBC and LBC, as presented in Fig. 11. This model explains 67% of the variability, with a unique City effect. The Wadi effect is absent, probably because of its association with City. On the opposite, in winter, the Chl-a response variable (m2 model, 79%) is primarily associated with the presence of a Wadi, then to City. In contrast, the I_B response variable (m3 model) is mainly related to a Bay and City presence. The winter I_B model (m3) is very similar in explaining the biomass variability (77%), with a dominance of City presence (as previously with Chl-a) as well as to a significant Bay effect. In these winter models, the Wadi effect is only evidenced by the Chl-a variable that most reflects the influence of local enrichments rather than their spatial extension, associated with the biomass index (I_B), highlighting the Bay effect.

During summer (low-biomass season), the Chl-a based model (m4 in Table 3) shows only 57% of explanation, with a unique Wadi effect despite the generally low flow of wadis in winter (Fig. 12). The equivalent model for the biomass index (m5) explains 78% of the variability, with a dominance of Bay presence, while the Wadi effect is still present.

Table 3

Parameters of the linear models calculated to evaluate the interactions between the coastal Chl-*a* biomass or the I_B index and the four aforementioned variables of different of coastal enrichment sources. The averages of I_B and Chl-*a* in winter and summer are calculated according to the High and the Low-Biomass months shown in Fig. 7a.

Model	Season	Response variables	Explanatory variables	p-value	Model %
m1	All seasons	[HBC; LBC]	Coast type	–	67%
			Bay	–	
			Wadi	–	
			City	**	
m2	Winter	Chl- <i>a</i> \geq 1.5	Coast type	–	79%
			Bay	–	
			Wadi	***	
			City	*	
m3		$I_B \geq 13$	Coast type	–	77%
			Bay	**	
			Wadi	–	
			City	**	
m4	Summer	Chl- <i>a</i> \geq 0.5	Coast type	–	57%
			Bay	–	
			Wadi	*	
			City	–	
m5		$I_B \geq 2.4$	Coast type	–	78%
			Bay	*	
			Wadi	*	
			City	–	

Statistical signification of p-value (correlation is significant with p-value < 0.05 (5%)): *** < 0.1%; ** < 1%; * < 5%; 5% < . < 10%; - > 10%.

The lower biomass variability in summer (not shown) is better explained by the spatially integrated biomass index (I_B). The later highlights a Bay effect, even if the main variability of the coastal enrichments is probably dominated by wadis and underneath by the influence of cities sewage.

Therefore, we can argue that anthropic effects (presence of a City and a Wadi) dominate the biomass variability in the coastal areas along the Algerian coast, much more than “natural” effects such as the coast type and the presence of a bay. However, the presence of Bay is also of primary importance for trapping enriched water within the coastal domain. Another significant point is undoubtedly the strong positive effect of aquaculture cages in two specific country locations (Fig. 11). It is noteworthy that marine aquaculture has developed considerably over the last decade, with a national initiative plan whose objective was to produce 100,000 tonnes of fish and shellfish by 2020 horizon (FAO, 2019).

5. Conclusion

Satellite-based Chl-*a* is an important proxy of phytoplanktonic biomass that allows us to disentangle very different dynamics between the coastal and offshore domains of the Algerian Basin (AB), characterised by a very narrow continental shelf. We show that a specific fortnightly climatology of 1-km resolution Chl-*a* generated from MODIS data makes possible this identification. The AB is characterised by two extreme high and low biomass seasons, separated by short 2-month transition periods. The offshore variability is closely related to large-scale processes governed by the influence of Atlantic waters and a progressive eastward decrease in biomass. The coastal domain reveals a very distinct dynamic associated with highly productive hotspots rather than a well-defined seasonality. The irregular morphology and nature of the Algerian coast (bays, gulfs, rocky or sandy coasts) is shaped by numerous terrestrial and temporary inputs that affect its local productivity. A Chl-*a* based spatially integrated index allows us to quantify the importance of these coastal enrichments. At the same time, a modelling approach shows that seasonal wadis and city sewages, along with the presence of a bay, explain up to 79% of the presence of these productive hotspots. A separate source of enrichment is undoubtedly associated with the recent presence of aquaculture cages. Finally, considering phytoplanktonic communities and the in-situ determination of water quality would be beneficial to understand the biological consequences of these enrichments.

Declaration of competing interest

The authors declare that they have no known competing financial interests or personal relationships that could have appeared to influence the work reported in this paper.

Acknowledgements

We applied the SDC (Sequence Determines Credit) approach for the sequence of authors. We would like to thank the space agency NASA for providing the MODIS satellite images used in this paper (<https://oceancolor.gsfc.nasa.gov/>). The authors are grateful to the whole team of the SOMBA-2014 cruise for providing the in-situ data used in this work. We thank the three anonymous reviewers for their helpful suggestions that greatly improved this manuscript. The combination of three funding sources supported this research: a PhD scholarship from the MESRS (Algerian government), a PhD scholarship from the Algerian-French program PROFAS B+ 2018–2019 (MERS-Algeria) and a partnership project (IRD-French) Fellowship.

Appendix A. Supplementary data

Supplementary data to this article can be found online at <https://doi.org/10.1016/j.csr.2021.104629>.

References

- Amores, A., Monserrat, S., Marcos, M., 2013. Vertical structure and temporal evolution of an anticyclonic eddy in the Balearic Sea (western Mediterranean): description OF an eddy (balearic sea). *J. Geophys. Res. Oceans* 118, 2097–2106. <https://doi.org/10.1002/jgrc.20150>.
- Antoine, D., Morel, A., André, J.-M., 1995. Algal pigment distribution and primary production in the eastern Mediterranean as derived from coastal zone color scanner observations. *J. Geophys. Res.* 100, 16193 <https://doi.org/10.1029/95JC00466>.
- Barale, V., Garcia-Gorri, E., Hoepffner, N., Stips, A., 2008. Near-coastal features of the NW Mediterranean Sea - space and time heterogeneity of atmospheric forcing, vertical mixing and algal blooming, from satellite observations and model simulations (1997-2007). <https://doi.org/10.13140/RG.2.1.2425.9285>.
- Béranger, K., Mortier, L., Crépon, M., 2005. Seasonal variability of water transport through the Straits of Gibraltar, Sicily and Corsica, derived from a high-resolution model of the Mediterranean circulation. *Progress in Oceanography, Mediterranean physical oceanography and biogeochemical cycles: Mediterranean general circulation and climate variability*, 66, pp. 341–364. <https://doi.org/10.1016/j.pocean.2004.07.013>.
- Bethoux, J.P., Durieu de Madron, X., Nyffeler, F., Tailliez, D., 2002. Deep water in the western Mediterranean: peculiar 1999 and 2000 characteristics, shelf formation

- hypothesis, variability since 1970 and geochemical inferences. *J. Mar. Syst.* 33–34, 117–131. [https://doi.org/10.1016/S0924-7963\(02\)00055-6](https://doi.org/10.1016/S0924-7963(02)00055-6).
- Cao, L., Wang, W., Yang, Y., Yang, C., Yuan, Z., Xiong, S., Diana, J., 2007. Environmental impact of aquaculture and countermeasures to aquaculture pollution in China. *Env Sci Pollut Res* 11. <https://doi.org/10.1065/espr2007.05.426>.
- Cerino, F., Fornasaro, D., Kralj, M., Giani, M., Cabrini, M., 2019. Phytoplankton Temporal Dynamics in the Coastal Waters of the North-Eastern Adriatic Sea (Mediterranean Sea) from 2010 to 2017. *NC*, vol. 34, pp. 343–372. <https://doi.org/10.3897/natureconservation.34.30720>.
- Colella, S., Falcini, F., Rinaldi, E., Sammartino, M., Santoleri, R., 2016. Mediterranean ocean color chlorophyll trends. *PLoS One* 11. <https://doi.org/10.1371/journal.pone.0155756>.
- Conan, P., Testor, P., Estournel, C., D'Ortenzio, F., Durrieu de Madron, X., 2018. Observing winter mixing and spring bloom in the mediterranean. *Eos* 99. <https://doi.org/10.1029/2018EO105887>.
- Cook, P.L.M., Roy, H., 2006. Advective relief of CO₂ limitation in microphytobenthos in highly productive sandy sediments. *Limnol. Oceanogr.* 51, 1594–1601. <https://doi.org/10.4319/lo.2006.51.4.1594>.
- Crispi, G., Pacciaroni, M., 2009. Long-term numerical evolution of the nitrogen bulk content in the Mediterranean Sea. *Estuarine. Coast. Shelf Sci.* 83, 148–158. <https://doi.org/10.1016/j.ecss.2007.12.015>.
- Cullen, J.J., 1982. The deep chlorophyll maximum: comparing vertical profiles of chlorophyll *a*. *Can. J. Fish. Aquat. Sci.* 39, 791–803. <https://doi.org/10.1139/f82-108>.
- Demarcq, H., Barlow, R., Hutchings, L., 2007. Application of a chlorophyll index derived from satellite data to investigate the variability of phytoplankton in the Benguela ecosystem. *Afr. J. Mar. Sci.* 29, 271–282. <https://doi.org/10.2989/AJMS.2007.29.2.11.194>.
- D'Ortenzio, F., Ribera d'Alcalá, M., 2009. On the trophic regimes of the Mediterranean Sea: a satellite analysis. *Biogeosciences* 139–148. <https://doi.org/10.5194/bg-6-139-2009>.
- Elbaz-Poulichet, F., Guieu, C., Morley, N.H., 2001. A reassessment of trace metal budgets in the western Mediterranean Sea. *Mar. Pollut. Bull.* 42, 623–627. [https://doi.org/10.1016/S0025-326X\(01\)00065-0](https://doi.org/10.1016/S0025-326X(01)00065-0).
- El-Geziry, T.M., Bryden, I.G., 2010. The circulation pattern in the Mediterranean Sea: issues for modeller consideration. *J. Operat. Oceanogr.* 3, 39–46. <https://doi.org/10.1080/1755876X.2010.11020116>.
- Fani, F., Nuccio, C., Lazzara, L., Massi, L., Battocchi, C., Penna, A., 2014. Fibrocapsa japonica (Raphidophyceae) occurrence and ecological features within the phytoplankton assemblage of a cyclonic eddy, offshore the Eastern Alboran Sea. *Mediterr. Mar. Sci.* 15 (250) <https://doi.org/10.12681/mms.398>.
- FAO, 2019. FAO Fisheries & Aquaculture - vue générale du secteur aquacole national - Algérie. National Aquaculture Sector Overview Fact Sheets. Texte par Oussaid, M. Dans: *Division des pêches de la FAO [en ligne]*. http://www.fao.org/fishery/countrysector/naso_algeria/fr#tCn700B1, 8.24.21.
- Fernandez, V., Umlauf, L., Dobricic, S., Burchard, H., Nadia, P., 2006. Validation and intercomparison of two vertical-mixing schemes in the Mediterranean Sea. *Ocean Sci. Discuss.* 3 <https://doi.org/10.5194/osd-3-1945-2006>.
- Fondriest Environmental, 2014. Sediment transport and deposition. Environmental measurement systems. <https://www.fondriest.com/environmental-measurements/parameters/hydrology/sediment-transport-deposition/>, 2.27.21.
- Font, J., Millot, C., Salas, J., Julià, A., Chic, O., 1998. The drift of modified atlantic water from the Alboran Sea to the eastern mediterranean. *Sci. Mar.* 62 (6) <https://doi.org/10.3989/scimar.1998.62n3211>.
- Google Maps, 2021. Algeria - google maps. <https://www.google.com/maps/place/Alger>, 1.14.21.
- Groom, S., Sathyendranath, S., Ban, Y., Bernard, S., Brewin, R., Brotas, V., Brockmann, C., Chauhan, P., Choi, J., Chuprin, A., Ciavatta, S., Cipollini, P., Donlon, C., Franz, B., He, X., Hirata, T., Jackson, T., Kampel, M., Krasemann, H., Lavender, S., Pardo-Martinez, S., Mélin, F., Platt, T., Santoleri, R., Skakala, J., Schaeffer, B., Smith, M., Steinmetz, F., Valente, A., Wang, M., 2019. Satellite ocean colour: current status and future perspective. *Front. Mar. Sci.* 6 (485) <https://doi.org/10.3389/fmars.2019.00485>.
- Harid, R., Ait Kaci, M., Keraghel, M.A., Zerrouki, M., Houma-Bachari, F., 2018. Seasonal and interannual variability of primary production and chlorophyll concentrations in the Algerian basin: application of Ocean Color. In: Kallel, A., Ksibi, M., Ben Dhia, H., Khelifi, N. (Eds.), *Recent Advances in Environmental Science from the Euro-Mediterranean and Surrounding Regions, Advances in Science, Technology & Innovation*. Springer International Publishing, Cham, pp. 1641–1643. https://doi.org/10.1007/978-3-319-70548-4_475.
- Hassan, G.S., Espinosa, M.A., Isla, F.I., 2006. Modern diatom assemblages in surface sediments from estuarine systems in the southeastern buenos aires province, Argentina. *J. Paleolimnol.* 35 (39) <https://doi.org/10.1007/s10933-005-6444-8>.
- Houpert, L., Testor, P., Durrieu de Madron, X., Somot, S., D'Ortenzio, F., Estournel, C., Lavigne, H., 2015. Seasonal cycle of the mixed layer, the seasonal thermocline and the upper-ocean heat storage rate in the Mediterranean Sea derived from observations. *Prog. Oceanogr.* 132, 333–352. <https://doi.org/10.1016/j.pcean.2014.11.004>.
- Huertas, I.E., Ríos, A.F., García-Lafuente, J., Navarro, G., Makaoui, A., Sánchez-Román, A., Rodríguez-Galvez, S., Orbi, A., Ruiz, J., Pérez, F.F., 2012. Atlantic forcing of the Mediterranean oligotrophy: atlantic forcing OF mediterranean oligotrophy. *Global Biogeochem. Cycles* 26. <https://doi.org/10.1029/2011GB004167> n/a-n/a.
- Huertas, I.E., Ríos, A.F., García-Lafuente, J., Makaoui, A., Rodríguez-Galvez, S., Sánchez-Román, A., Orbi, A., Ruiz, J., Pérez, F.F., 2009. Anthropogenic and natural CO₂ exchange through the Strait of Gibraltar. *Biogeosciences* 6, 647–662. <https://doi.org/10.5194/bg-6-647-2009>.
- Keraghel, M.A., Louanchi, F., Zerrouki, M., Ait Kaci, M., Ait-Ameur, N., Labaste, M., Legoff, H., Taillandier, V., Harid, R., Mortier, L., 2020. Carbonate system properties and anthropogenic carbon inventory in the Algerian Basin during SOMBA cruise (2014): acidification estimate. *Mar. Chem.* 221 (103783) <https://doi.org/10.1016/j.marchem.2020.103783>.
- Kessouri, F., Ulses, C., Estournel, C., Marsaleix, P., D'Ortenzio, F., Severin, T., Taillandier, V., Conan, P., 2018. Vertical mixing effects on phytoplankton dynamics and organic carbon export in the western Mediterranean Sea. *J. Geophys. Res. Oceans* 123, 1647–1669. <https://doi.org/10.1002/2016JC012669>.
- Khatiwala, S., Tanhua, T., Mikaloff Fletcher, S., Gerber, M., Doney, S.C., Graven, H.D., Gruber, N., McKinley, G.A., Murata, A., Ríos, A.F., Sabine, C.L., 2013. Global ocean storage of anthropogenic carbon. *Biogeosciences* 10, 2169–2191. <https://doi.org/10.5194/bg-10-2169-2013>.
- Lavigne, H., D'Ortenzio, F., Ribera d'Alcalá, M., Claustre, H., Sauzède, R., Gacic, M., 2015. On the vertical distribution of the chlorophyll *a* concentration in the Mediterranean Sea: a basin scale and seasonal approach. *Biogeosci. Discuss.* 12, 4139–4181. <https://doi.org/10.5194/bgd-12-4139-2015>.
- Lazzari, P., Solidoro, C., Ibello, V., Salon, S., Teruzzi, A., Béranger, K., Colella, S., Crise, A., 2012. Seasonal and inter-annual variability of plankton chlorophyll and primary production in the Mediterranean Sea: a modelling approach. *Biogeosciences* 9, 217–233. <https://doi.org/10.5194/bg-9-217-2012>.
- Marañón, E., Van Wambeke, F., Uitz, J., Boss, E.S., Pérez-Lorenzo, M., Dinasquet, J., Haëntjens, N., Dimier, C., Taillandier, V., 2020. Deep maxima of phytoplankton biomass, primary production and bacterial production in the Mediterranean Sea during late spring. *Biodiversity Ecosyst. Funct.: Microb. Ecol. Geomicrobiol.* <https://doi.org/10.5194/bg-2020-261> (preprint).
- Mayot, N., D'Ortenzio, F., Ribera d'Alcalá, M., Lavigne, H., Claustre, H., 2016. Interannual variability of the Mediterranean trophic regimes from ocean color satellites. *Biogeosciences* 13, 1901–1917. <https://doi.org/10.5194/bg-13-1901-2016>.
- Millot, C., 1999. Circulation in the western Mediterranean Sea. *J. Mar. Syst.* 20, 423–442. [https://doi.org/10.1016/S0924-7963\(98\)00078-5](https://doi.org/10.1016/S0924-7963(98)00078-5).
- Millot, C., 1989. La circulation générale en Méditerranée occidentale : aperçu de nos connaissances et projets d'études. *Géo* 98, 497–515. <https://doi.org/10.3406/geo.1989.20925>.
- Millot, C., Taupier-Letage, I., 2005. Circulation in the Mediterranean Sea. *Hdb Env Chem* 5 (38). <https://doi.org/10.1007/b107143>.
- Millot, C., Taupier-Letage, I., Benzohra, M., 1990. The Algerian eddies. *Earth Sci. Rev.* 27, 203–219. [https://doi.org/10.1016/0012-8252\(90\)90003-E](https://doi.org/10.1016/0012-8252(90)90003-E).
- Morel, A., Prieur, L., 1977. Analysis of variations in ocean color I: ocean color analysis. *Limnol. Oceanogr.* 22, 709–722. <https://doi.org/10.4319/lo.1977.22.4.0709>.
- Mortier, L., Alt Ameur, N., Taillandier, V., 2014. SOMBA-GE-2014 cruise, Téthys II R/V. <https://doi.org/10.17600/14007500>.
- Moutin, T., Prieur, L., 2012. Influence of anticyclonic eddies on the biogeochemistry from the oligotrophic to the ultraoligotrophic mediterranean (BOUM cruise). *Biogeosciences* 9, 3827–3855. <https://doi.org/10.5194/bg-9-3827-2012>.
- NASA's Ocean Color Web, 2019. Available online. <http://oceancolor.gsfc.nasa.gov/> on 29 October 2019.
- Okubo, A., 1973. Effect of shoreline irregularities on streamwise dispersion in estuaries and other embayments. *Neth. J. Sea Res.* 6, 213–224. [https://doi.org/10.1016/0077-7579\(73\)90014-8](https://doi.org/10.1016/0077-7579(73)90014-8).
- Olita, A., Sorgente, R., Ribotti, A., Fazioli, L., Perilli, A., 2011. Pelagic primary production in the Algero-Provençal Basin by means of multisensor satellite data: focus on interannual variability and its drivers. *Ocean Dynam.* 61, 1005–1016. <https://doi.org/10.1007/s10236-011-0405-8>.
- O'Reilly, J.E., Werdell, P.J., 2019. Chlorophyll algorithms for ocean color sensors - OC4, OC5 & OC6. *Rem. Sens. Environ.* 229, 32–47. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2019.04.021>.
- Ounissi, M., Ziouch, O.-R., Aounallah, O., 2014. Variability of the dissolved nutrient (N, P, Si) concentrations in the Bay of Annaba in relation to the inputs of the Seybouse and Mafragh estuaries. *Mar. Pollut. Bull.* 80, 234–244. <https://doi.org/10.1016/j.marpolbul.2013.12.030>.
- Palmiéri, J., Dutay, J.-C., D'Ortenzio, F., Houpert, L., Mayot, N., Bopp, L., 2018. The Mediterranean subsurface phytoplankton dynamics and their impact on Mediterranean bioregions. *Biogeosci. Discuss.* 1–38. <https://doi.org/10.5194/bg-2018-423>.
- Pasqueron de Fommervault, O., D'Ortenzio, F., Mangin, A., Serra, R., Migon, C., Claustre, H., Lavigne, H., Ribera d'Alcalá, M., Prieur, L., Taillandier, V., Schmechtig, C., Poteau, A., Leymarie, E., Dufour, A., Besson, F., Obolensky, G., 2015. Seasonal variability of nutrient concentrations in the Mediterranean Sea: contribution of Bio-Argo floats. *J. Geophys. Res. Oceans* 120, 8528–8550. <https://doi.org/10.1002/2015JC011103>.
- Peliz, Á., Teles-Machado, A., Marchesiello, P., Dubert, J., Lafuente, J.G., 2009. Filament generation off the Strait of Gibraltar in response to Gap winds. *Dynam. Atmos. Oceans* 46, 36–45. <https://doi.org/10.1016/j.dynatmoce.2008.08.002>.
- Pessini, F., Cotroneo, Y., Olita, A., Sorgente, R., Ribotti, A., Jendersie, S., Perilli, A., 2020. Life history of an anticyclonic eddy in the Algerian basin from altimetry data, tracking algorithm and in situ observations. *J. Mar. Syst.* 207, 103346 <https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2020.103346>.
- Pessini, F., Olita, A., Cotroneo, Y., Perilli, A., 2018. Mesoscale eddies in the Algerian Basin: do they differ as a function of their formation site? *Ocean Sci.* 14, 669–688. <https://doi.org/10.5194/os-14-669-2018>.
- Pieri, M., Massi, L., Lazzara, L., Nuccio, C., Lapucci, C., Maselli, F., 2015. Assessment of three algorithms for the operational estimation of [CHL] from MODIS data in the Western Mediterranean Sea. *Euro. J. Rem. Sens.* 48, 383–401. <https://doi.org/10.5721/EuJRS20154822>.

- Pingree, R.D., Maddock, L., 1979. The tidal physics of headland flows and offshore tidal bank formation. *Mar. Geol.* 32, 269–289. [https://doi.org/10.1016/0025-3227\(79\)90068-9](https://doi.org/10.1016/0025-3227(79)90068-9).
- Rabehi, W., Guerfi, M., Mahi, H., 2019. La baie d'Alger, un espace côtier prisé, entre pressions d'urbanisation et gouvernance territoriale. *Geo-Éco-Marina* 25, 113–130. <https://doi.org/10.5281/ZENODO.3609744>.
- Robinson, A.R., Hill, M.N. (Eds.), 2005. *Biological-physical Interactions in the Sea, 1ed, the Sea the Global Coastal Ocean*. Harvard Univ. Press publication 2005, Cambridge, Mass. Harvard Univ. Press.
- Salgado-Hernanz, P.M., Racault, M.-F., Font-Muñoz, J.S., Basterretxea, G., 2019. Trends in phytoplankton phenology in the Mediterranean Sea based on ocean-colour remote sensing. *Rem. Sens. Environ.* 221, 50–64. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2018.10.036>.
- Signell, R.P., Geyer, W.R., 1991. Transient eddy formation around headlands. *J. Geophys. Res.: Oceans* 96, 2561–2575. <https://doi.org/10.1029/90JC02029>.
- Sobel, I., 1990. *An Isotropic 3x3 Gradient Operator*, Machine Vision for Three Dimensional Scenes. Academic Press, pp. 376–379. Freeman, H.
- Strickland, J., 1965. Production of organic matter in primary stages of the marine food chain. In: Riley, J.P., Skirrow, G. (Eds.), *Chemical Oceanography*. Academic Press, London, pp. 477–610. Chemical Oceanography, Academic Press.
- Taillandier, V., Prieur, L., D'Ortenzio, F., Ribera d'Alcalá, M., Pulido-Villena, E., 2020. Profiling float observation of thermohaline staircases in the western Mediterranean Sea and impact on nutrient fluxes (preprint). *Biogeochemistry: Open Ocean*. <https://doi.org/10.5194/bg-2019-504>.
- Taupier-Letage, I., 2003. Biological response to mesoscale eddies in the Algerian Basin. *J. Geophys. Res.* 108 (3245) <https://doi.org/10.1029/1999JC000117>.
- Taupier-Letage, Millot, C., 1988. Surface circulation in the Algerian basin during 1984. *Oceanol. Acta* 9, 79–85. <https://archimer.ifremer.fr/doc/00267/37811/>.
- Testor, P., Send, U., Gascard, J.-C., Millot, C., Taupier-Letage, I., Béranger, K., 2005. The mean circulation of the southwestern Mediterranean Sea: Algerian Gyres. *J. Geophys. Res.: Oceans* 110. <https://doi.org/10.1029/2004JC002861>.
- Vargas-Yáñez, M., Zunino, P., Benali, A., Delpy, M., Pastre, F., Moya, F., García-Martínez, M., del, C., Tel, E., 2010. How much is the western Mediterranean really warming and salting? *J. Geophys. Res.: Oceans* 115. <https://doi.org/10.1029/2009JC005816>.
- Volpe, G., 2012. Seasonal to interannual phytoplankton response to physical processes in the Mediterranean Sea from satellite observations. *Rem. Sens. Environ.* 13 <https://doi.org/10.1016/j.rse.2011.09.020>.
- Volpe, G., Colella, S., Brando, V., Forneris, V., La Padula, F., Di Cicco, A., Sammartino, M., Bracaglia, M., Artuso, F., Santoleri, R., 2018. The mediterranean ocean colour level 3 operational multi-sensor processing (preprint). *Rem. Sens. Biol. Proc. Surf. Mediterranean Sea*. <https://doi.org/10.5194/os-2018-73>.
- Wolanski, E., Hamner, W.M., 1988. Topographically controlled fronts in the ocean and their biological influence. *Science* 241, 177–181. <https://doi.org/10.1126/science.241.4862.177>.
- Ziouch, O.R., Laskri, H., Chenaker, H., Ledjedel, N.E., Daifallah, T., Ounissi, M., 2020. Transport of nutrients from the Seybouse river to Annaba bay (Algeria, SW mediterranean). *Mar. Pollut. Bull.* 156, 111231 <https://doi.org/10.1016/j.marpolbul.2020.111231>.