Télédétection hyperspectrale et cartographie des faciès sédimentaires en zone intertidale : application à la Baie de Bourgneuf

Charles Verpoorter

▶ **To cite this version:**

Charles Verpoorter. Télédétection hyperspectrale et cartographie des faciès sédimentaires en zone intertidale : application à la Baie de Bourgneuf. Océan, Atmosphère. Université de Nantes, 2009. Français. NNT : . tel-00391184

HAL Id: tel-00391184
https://theses.hal.science/tel-00391184

Submitted on 3 Jun 2009

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

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

UNIVERSITÉ DE NANTES
UFR SCIENCES ET TECHNIQUES

———

ÉCOLE DOCTORALE

SCIENCES POUR L'INGÉNIEUR, GÉOSCIENCES, ARCHITECTURE

Année 2009

N° attribué par la bibliothèque

Télédétection hyperspectrale et cartographie des faciès sédimentaires en zone intertidale : application à la Baie de Bourgneuf

———————

THÈSE DE DOCTORAT
Discipline : Sciences de la Terre et de l'Univers
Spécialité : Télédétection

Présentée
et soutenue publiquement par :

Charles VERPOORTER

Le 10 mars 2009, devant le jury ci-dessous :

Président du jury :	M. Alain Trentesaux*, professeur*, Université de Lille 1
Rapporteurs :	Mme. Sabine Chabrillat*, research scientist*, GeoForschungsZentrum ; Postdam
	M. Jean-Marie Froidefond, *chargé de recherche CNRS*, Université de Bordeaux 1
Examinateur :	Mme. Laurence Hubert-Moy, *professeur*, Université de Rennes 2
Directeur de thèse :	Mme. Véronique Carrère, *maître de conférence, HDR*, Université de Nantes
Co-directeur de thèse :	M. Marc Robin*, professeur,* Université de Nantes

ED : 49-014-SPIGA

Avant-Propos

Au terme de ces trois années de doctorat, je tiens à remercier chaleureusement ceux et celles qui ont contribué, de près ou de loin, à la bonne réalisation de ce travail.

Ma reconnaissance s'adresse en premier lieu à ma directrice de thèse, Madame Véronique Carrère, ainsi que mon co-directeur, Monsieur Marc Robin qui sont à l'origine de ce sujet de thèse et sans qui ce travail n'aurait jamais pu voir le jour. Véronique, merci pour avoir largement contribué à améliorer mon 'English' durant ces trois années de communications scientifiques (EARSeL, IGARSS, IEEE, INTERCOH', EGU, ASF, etc.). Merci également pour tes corrections attentives apportées à l'ensemble de mon manuscrit de thèse. Enfin, merci de m'avoir donné l'opportunité d'exercer en toute liberté ou presque mes travaux de Recherches, c'est sans doute de cette liberté que sont nés bon nombre de mes idées. Donc merci Véronique de m'avoir accordé ta confiance et cette autonomie.

Je tiens à remercier sincèrement tous les membres du jury de thèse pour avoir accepté cette responsabilité avant même de connaître le nombre de pages du manuscrit. Je remercie également le jury de leur venue à Nantes le jour de ma soutenance : 10/03/2009. Madame Sabine Chabrillat, pour avoir accepté la tache ingrate d'être rapporteur du manuscrit ainsi que de s'être déplacé tout spécialement depuis Postdam (en Allemagne). Mes remerciement s'adresse ensuite à Monsieur Jean-Marie Froidefond qui m'a fait l'honneur de juger cette thèse en tant que rapporteur et qui a pu témoigner du grand intérêt de ce travail dans les applications en domaine côtier. Madame Laurence Hubert-Moy d'avoir accepté d'être examinateur du manuscrit. Ma reconnaissance va droit à mon ancien professeur de sédimentologie de Lille 1, Monsieur Alain Trentesaux, qui s'est intéressé à mon travail depuis quelques années. Bien qu'il me connaissait déjà dans sa qualité d'encadrant et cela au travers de mes précédents travaux de recherches (sédimentologie et paléoclimatologie, ...) il n'a pas hésité une seconde (enfin je pense ...) à examiner et présider ce travail. Donc, merci Alain pour ta confiance et tes conseils.

Je remercie le Pôle Mer et Littoral pour avoir subventionné une partie de mes recherches pendant ces trois années. Je tiens également à remercier les membres de l'IMN Institut des Matériaux Jean Rouxel de Nantes : Alain Barreau pour sa bonne humeur et fort de son expérience en ce qui concerne les analyses au Microscope Électronique à Balayage (M.E.B.), et a su trouver les meilleurs réglages pour visualiser mes échantillons. Monsieur Pierre Emmanuel Petit pour m'avoir permis d'analyser par Diffraction des Rayons X (DRX) l'ensemble de mes échantillons et pour avoir pris le temps de m'expliquer comment réaliser des préparations avec la plus grande minutie. Monsieur Stéphane Grolleau qui m'a permis d'utiliser le granulomètre laser par voie 'humide' et par voie 'sèche'.

Il n'était pas impliqué officiellement dans cette thèse, mais il s'est intéressé de très (très) près à mon travail et cela peut être malgré lui ! ! Passionné, curieux, rigoureux, autant de qualités auxquelles j'en associe une autre et pas des moindres à mes yeux : l'humilité. Il s'agit sans aucun doute de la personne qui m'a le plus aidé dans la bonne réalisation de ce manuscrit. Et oui ! ! Il s'agit de toi Monsieur Jean-Philippe Combe. C'est donc naturellement que je tiens à exprimer toute ma reconnaissance pour m'avoir formé au logiciel de traitement d'image ENVI® ainsi que de m'avoir convaincu d'entrer dans

le monde de la programmation IDL® Interactive Data Language. Tu m'as transmis le flambeau de la 'télédétection hyperspectral de la Baie de Bourgneuf' afin d'appréhender les spectres de réflectance autrement que par le microphytobenthos (*i.e.* teneur en eau, granulométrie). En réponse à ta propre thèse dédicacée, je pense que l'on peut dire maintenant que le papillon est sorti de sa chrysalide ! !

Je voudrais évidemment associer dans mes remerciements les membres du laboratoire de Planétologie et Géodynamique de Nantes (LPGN). À ce titre je remercie l'ensemble de l'équipe 'titulaire' du laboratoire pour leurs conseils avisés. Puis, il y a les 'non-titulaires'. Il est important pour moi de remercier plus particulièrement les nombreux doctorants qui sont devenus mes amis pour la plupart d'entre eux. Quatre générations de thésards se sont succédés, chevauchés, mais toujours soudés par le bon esprit et l'ambiance chaleureuse ! Sûr que cela a beaucoup joué dans l'avancée et la réussite de ce projet.

Aussi je vais les remercier par ordre chronologique (c'est sans doute mon sens de la bio-stratigraphie qui se révèle à nouveau à moi !). Dans la série stratifiée du doctorant, décrivons désormais chacune des biozones. Tout d'abord, dans la partie basale de la série nous pouvons reconnaître une première espèce, '*alias*' les paléo-thésards, c'est-à-dire les plus 'Anciens'. Je pense à Pierre Arroucau, Mathieu Choukroun et surtout Monsieur Régis Roy. Ah Régio ! ! Véritable mousquetaire de l'hyperspectrale terrestre (♁=🌍). Tu as su dompter royalement le vertigineux massif de l'Oman ainsi que les terroirs du Muscadet tout en consacrant une partie de ton temps pour partager ton expérience dans le domaine. Je t'en suis reconnaissant ! Merci également pour ces nombreuses discussions passionnantes qui ont contribuées à faire de nous des 'remote senseurs' ! Alors ··· ¡ Y que viva el hyperspectral !··· Décrivons maintenant la seconde biozone, il s'agit du cru 2005 dont je fais partie. Nous pouvons y détecter une certaine Laetitia Ledeit à qui je souhaite tout le bonheur du monde. Merci pour tes craquages nappés au chocolat noir 90% et pour ton agréable sourire de tous les jours. La fin de thèse est sans doute l'étape la plus difficile au sein de ce '$marathon$'. Pierre André-Arrial est sans aucun doute mon compagnon de galère et pour cause ; nous avons emprunté à peu près les mêmes chemins de Traverse qui mènent à la salle 112, nous fûmes souvent dans la même échappée. Mais à l'arrivée ··· Hop ! hop ! hop ! ··· Maillot vert 🚲 ! Et oui man ! ! Je te l'accorde, c'est un coup bas··· Mais sache Pierre, que je te décerne de droit le maillot jaune du meilleur thésard pour ta gentillesse incroyable, et ta capacité à être toujours près à rendre service. Merci pour tout Pierre. Passons maintenant à la biozone n°3, peuplée dans sa partie proximale, par nul ne doute, de futurs docteurs ! Tout d'abord je tiens à remercier la petite abeille Déborah Chavrit pour son merveilleux humour et son naturel. Merci aussi pour ton soutien. Merci aussi aux Saturniens (♄) Lucille Le Corre et Guillaume Robuchon. Merci Guillaume pour avoir partagé sans retenue toutes tes astuces d'ordre informatique. Fonce Alfonse ! Au sein de la biozone n°4, je suis particulièrement heureux d'avoir pu compté sur Marion Massé pour sa gentillesse, son écoute, son aide durant la dernière ligne droite et bien évidemment pour nos discussions passionnantes malgré le fait que nous ne soyons pas nés sous la même planète, martien (♂) *versus* terrien (♁)... mais appartenant décidement au même Monde : l'hyperspectral. Je peux le dire aujourd'hui, cette diversité d'approche quant à l'outil hyperspectral m'a beaucoup servi. Merci également à Cécile Dupire et Farzaneh Kazemipour. La partie sommitale de la série bio-stratigraphique est constituée par de nouveaux membres de la guilde des doctorants nantais, merci à : Katya Carmina, Aurore de Bigault, Johnathan Besserer, et Olivia Golle *alias* sœur Marie-Thérèse ! ! Véritablement, cette dernière incarne la dame de fer au grand cœur de ce laboratoire. Merci pour tes nombreux coups de mains (aie ; ouch !). Merci aussi à Julie Fauran pour son agréable spontanéitée, Morgan Dussauze ⚽et Rachid Bessa. Enfin, spéciale dédicace à la 'dream team' du master planétologie 2009 (Thomas, Eliot, Mélanie, Erwin···), qui, je l'espère, pourrons chacun voire leurs rêves se réaliser et accéder ainsi à leur propre planète (☉~~~☿~~~♀~~~♁ – ☽~~~♂~~~♃~~~♄~~~♅~~~♆~~~♇). Merci les gars de

m'avoir appris cette façon *jeun's* de se saluer, 'version Will Smith des temps modernes' j'ai nommé le : check lapin ! Je me sens moins has been now ! Puis il y a les post-docs, parmi eux je n'oublie pas mon ami Vénusien (♀) d'outre Manche Alistair Bargery pour nos nombreuses discussions en 'franglais' ou en 'glaisfranc' le soir passées au restaurant universitaire. Merci aux nombreux collègues et 'potos' de bureaux pour leur bonne cohabitation et qui ont supporté mon 'envahissement'··· (certains comprendrons !) : Silvain Rafini *alias* le Corse (ton camion 'roots' m'a sabotté ma batterie !), Alexis Stéfanian, Sandrine Quéré. Spécial *děkuji ti* (remerciement) à Marie Běhounková *alias* 'The Solver LaTeX' pour son aide précieuse durant la phase de rédaction. Spécial remerciement à l'incroyable Mathieu Hirtzig, *alias* 'le débuggeur IDL' dont la programmation IDL n'a manifestement aucun secret pour lui. Merci encore à tous ceux qui ont sportivement participé aux diverses campagnes de terrain (Marion, Déborah, Anne, Régis, Pierre, Guillaume) pour leur aide et qui ont certainement contribué d'éviter 'l'envasement' de la thèse notamment grâce à la collecte d'échantillons en tout genre.

Je vous souhaite à tous beaucoup de réussite ainsi que les plus beaux 'horizons' à venir.

Merci à toutes les personnes du laboratoire LPGN qui m'ont apporté un soutien humain et technique. Madame Liliane Clouet, pour son infatigable énergie positive ainsi que pour m'avoir aidé à réaliser les manipulations perte au feu et calcimétrie. Monsieur Alain Cossard pour ses conseils avisés en qualité de graphiste, lui qui manie Illustrator® mieux que personne. Monsieur Hervé Loyen qui n'a pas hésité à me laisser mixer de sa platine chauffante à lame mince lorsque le fourbe moteur de l'étuve m'avait lâchement abandonné et cela sur une période de 3 mois au moins. Au passage, je te suis reconnaissant pour ta formation à l'atelier 'perçage' et 'scie circulaire' nécessaire à la confection de mon matériel d'échantillonnage (des petits trous, des petits trous toujours des petits trous···). Merci à Monsieur Erwan Lemen qui m'a permis de reprendre le cours d'une activité normale de Recherche pour avoir justement réparé cette étuve. Merci à Monsieur Claude Dutreilly pour avoir réussi à sauvegarder mes données informatiques lorsque la foudre ϟ s'est par malchance abattu sur le seul ordinateur de la salle cartographie, le mien bien sûr ! ! Spécial merci à Eric Bœuf pour sa gentillesse permanente et sa disponibilité à toutes épreuves, en 2 minutes votre problème informatique (🖷) est résolu. Mesdames Isabelle Berthaud (@), Marie-Claire Bréhier (FAX) et Colette Boulard (✉) pour leur assistance administrative. Merci à Monsieur Yves Bodeur véritable gardien du temple du Savoir dans les domaines de la géologie, sédimentologie, etc. Merci également pour m'avoir communiqué de nombreuses références bibliographiques très précieuses.

Puis, il y a aussi tous les membres du département de géologie avec qui j'ai eu la joie de partager les enseignements dans le cadre de mon monitorat. Merci à Monsieur Olivier Jaffrezic (🕶) pour avoir partagé son 'art' de la pédagogie 'passionné' durant mes débuts de jeune enseignant. Merci à Monsieur Patrick Génot responsable du module 'géologie externe' pour sa sympathie aux effets relaxants. Il y a aussi les ATERs nantais, avec lesquels j'ai eu la chance de passer d'agréables moments aussi bien durant les enseignements qu'en dehors du cadre du universitaire : Olivier Maridet et Loic Brassart *alias* les 'pal pals', Virginie Volpato, Nathalie Babonneau, Anne Domzig , François Chauvet... et tous les autres ! L'ensemble des membres du laboratoire de Planétologie et Géodynamique.

Concernant les Enseignants/Chercheurs du LPGN, merci à Monsieur Martin Sanchez d'avoir pris de son temps pour pouvoir m'expliquer l'esprit du 'critical shear stress'. Merci à Stéphane Pochat pour avoir pris à l'époque un peu de son temps pour tenter d'extraire de mes cartes 'HYPERspectrales' un intérêt d'ordre 'sédimentoLOGIQUE' et cela malgré sa vision bionique, c'est maintenant hyperlogique ! Merci à Yann Morizet pour avoir contribué en partie à l'Origin® à améliorer la qualité de mes plots. Enfin la meilleure pour la fin ! Je souhaite exprimer toute ma gratitude à Anne Gaudin pour sa

sympathie, pour m'avoir formé au logiciel EVA® (DRX ☢) mais également pour m'avoir soutenu dans la dernière ligne droite et cela jusqu'à pas d'heure. Tu vois Anne, ça l'a fait ! Un grand merci à toi !

Enfin, merci aux cafés ☕ de toutes espèces et de toutes origines confondues (c.f. Figure 0, non référencée) pour m'avoir permis de savourer le goût du travail parfois même la nuit. Admettons le une bonne fois pour toute ! Sans lui, le laboratoire ne tiendrait pas debout, cqfd !

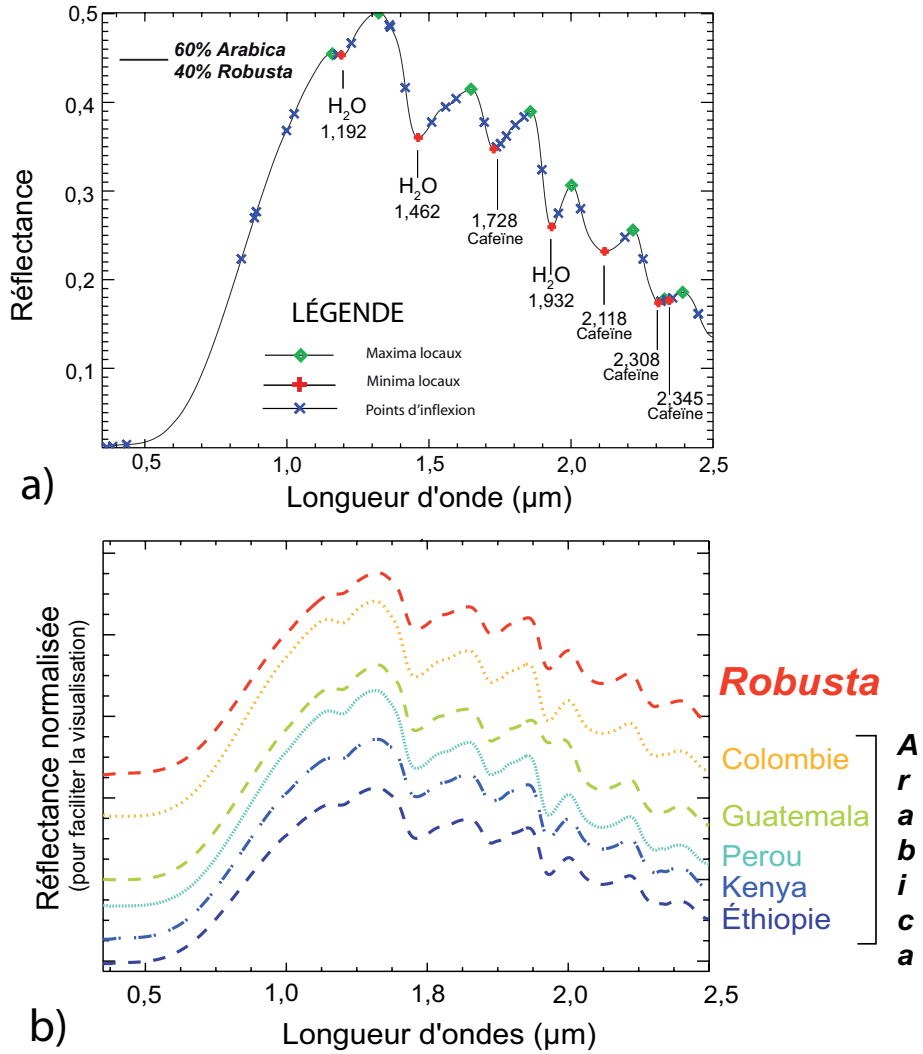


Fig 0. Potentiel de la spectroscopie de réflectance pour discriminer les types de cafés après lyophilisation : robusta pur (*i.e. Coffea arabica*), arabica pur (*i.e. Coffea canephora*, etc.).

De façon plus personnelle, mes remerciements s'adressent ensuite à mes amis nordistes de longue date que je continue à côtoyer, mais malheureusement moins fréquemment, mais heureusement pour toujours ! Moyennant une amitié chiffrée à seulement 15 années avec un écart-type de seulement 21 ans (bon ok, ça reste évolutif), merci à vous ! ! ! Pour n'en citer que quelques uns : Gaëtan (*alias* Bibiche pour les intimes), Guimon, Yves, Seb', Fab', Philippe, Régio (*alias* Z pour les intimes), sans t'oublier

bien sûr Aline (PrAline allez y !), pour leur soutien au cours de toutes ses années et surtout pour tous ces moments inoubliables passé avec vous ! ! Merci aussi aux ex-collègues, ‘ex’ car maintenant amis du Master2 Recherche GEM Géosciences des Milieux Sédimentaires) : Elise et Lucie (c’est le jeu ma pauv’ Lucette !) pour leur soutien. Bien sûr, il y a les copains et les copines que je n’ai pas pu cités afin d’éviter de croître davantage le volume du manuscrit, vous être trop nombreux ! ! ! J’espère que chacun d’entre-vous pourra s’y reconnaître.

J’associe tout particulièrement cette thèse à Julie (ma doudou ☯), un immense merci pour ta patience, ta compréhension et tes encouragements.

Je tiens pour finir à remercier ma ‘petite’ famille adorée, que je n’ai pas beaucoup vu au cours de ces trois années : ma mère, mes deux sœurs chéries sans oublier Jules pour leur encouragement de chaque instant. Mais oui maman ! ! c’est toi la ‘number one’ ! ! (3 fois). Au sein même de ma famille, je tiens à remercier tout particulièrement une personne, il s’agit de mon beau père : Pierre. Puits de culture et d’expérience pour lequel la curiosité et la fascination de notre mère ‘Nature’ n’a décidément aucune limite. Je ne dirais qu’une seule chose pour inviter au voyage : «. . .Là tout n’est qu’ordre et beauté, Luxe calme et volupté. . . » et il avait raison ce Charles Baudelaire ! ! Merci pour les nombreuses relectures du manuscrit. Ce travail n’aurait jamais pu aboutir sans ton aide et ton écoute patiente. Mes derniers remerciements s’adressent à mon grand-père et à mon père qui ont toujours été fiers du travail que je faisais.

A mon père . . .

Table des matières

INTRODUCTION GÉNÉRALE **1**

I CADRE DE l'ÉTUDE **11**

I.1 Présentation générale de la baie de Bourgneuf **13**
I.1.1 Introduction . . . 13
I.1.2 Contexte général . . . 14
I.1.3 Physionomie de la baie de Bourgneuf . . . 16
I.1.3.1 Cadre géographique . . . 16
I.1.3.2 Cadre géologique . . . 17
I.1.3.3 Cadre morpho-bathymétrique . . . 19
I.1.4 Cadre hydrodynamique . . . 21
I.1.4.1 Courantologie . . . 21
I.1.4.2 L'eau de mer : transparence, turbidité . . . 23
I.1.4.3 Sédimentation et remise en suspension . . . 26
I.1.5 Environnement sédimentologique . . . 28
I.1.5.1 Remplissage sédimentaire de la baie . . . 28
I.1.5.2 Milieu terrestre : les marais maritimes . . . 30

I.2 Caractéristiques de la zone intertidale **33**
I.2.1 Les domaines sédimentaires . . . 33
I.2.1.1 Le domaine oriental . . . 35
I.2.1.2 Le domaine occidental . . . 36
I.2.2 Nature et répartition des faciès sédimentaires en zone intertidale . . . 40
I.2.2.1 Les côtes rocheuses et les pointements rocheux . . . 40
I.2.2.2 Les plages sableuses . . . 41
I.2.2.3 La circulation littorale . . . 41
I.2.2.4 Le transport près des plages et sur les plages . . . 42
I.2.2.5 Incidence du transport sédimentaire sur la granulométrie du littoral . . . 43
I.2.2.6 Amaigrissement et engraissement du littoral . . . 44
I.2.3 Les "waddens" ou vasières littorales . . . 44
I.2.3.1 Caractères généraux des waddens . . . 44
I.2.3.2 Influence de la Loire . . . 45
I.2.4 Mécanismes d'envasement . . . 45

I.2.4.1 Mécanisme de sédimentation lié à la marée . . . 46
I.2.4.2 Rôle de l'émersion . . . 47
I.2.4.3 Réduction de la teneur en eau durant l'émersion . . . 47
I.2.4.4 Rôle de l'homme . . . 48
I.2.4.5 Rôle biologique . . . 50
I.2.5 Conditions critiques de début d'érosion . . . 53
I.2.5.1 Érosion et transport des particules . . . 53
I.2.5.2 Vitesses de contrainte de cisaillement critique théorique . . . 54
I.2.5.3 Vitesses de contrainte de cisaillement critique théorique basée sur la taille des grains . . . 56
I.2.5.4 Vitesses de contrainte de cisaillement critique théorique pour des matériaux cohésifs . . . 57
I.2.6 Conclusion . . . 59

II TÉLÉDÉTECTION HYPERSPECTRALE 61

II.1 Principes de la spectrométrie et de la télédétection passive 63
II.1.1 Propriétés fondamentales du rayonnement électromagnétique . . . 64
II.1.1.1 Nature du Rayonnement ÉlectroMagnétique (R.E.M.) . . . 64
II.1.1.2 Le spectre électromagnétique . . . 66
II.1.2 Grandeurs photométriques utiles en télédétection . . . 69
II.1.2.1 Le flux d'énergie à la surface . . . 69
II.1.2.2 L'éclairement (irradiance) . . . 69
II.1.2.3 La luminance (radiance) . . . 69
II.1.2.4 Géométrie d'acquisition en télédétection . . . 69
II.1.2.5 La réflectance . . . 71
II.1.3 Interaction Rayonnement Électromagnétique-Matière . . . 72
II.1.3.1 Interactions au cours de la traversée des couches atmosphériques . . . 73
II.1.3.2 Interactions rayonnement et surfaces terrestres . . . 79
II.1.3.3 Phénomènes d'absorptions . . . 80
II.1.3.4 Phénomènes de diffusion . . . 84
II.1.4 Lois de réflexion spéculaire et de réflexion diffuse . . . 86
II.1.4.1 Spectres de réflectance . . . 88
II.1.4.2 Notion de signature spectrale des surfaces . . . 88
II.1.4.3 Contributions du continuum au sein des spectres de réflectance . . . 90
II.1.4.4 Expérimentations de génération des continua . . . 91
II.1.4.5 Continuum modélisé . . . 92

II.2 Imagerie hyperspectrale 95
II.2.1 Principe de l'imagerie hyperspectrale . . . 95
II.2.2 Caractéristiques techniques des capteurs . . . 97
II.2.2.1 Résolution spatiale . . . 97
II.2.2.2 Résolution spectrale . . . 97
II.2.2.3 Résolution radiométrique . . . 97

II.2.2.4 Résolution temporelle . . . 98
II.2.2.5 Quelques spectromètres imageurs hyperspectraux . . . 98
II.2.3 Présentation des spectromètres utilisés . . . 101
II.2.3.1 Le spectroradiomètre ASD FieldSpec3 FR . . . 101
II.2.3.2 Principes des mesures de réflectances . . . 103
II.2.3.3 Critique de la méthode . . . 105
II.2.3.4 Caractéristiques des capteurs aéroportés DAIS 7915 et ROSIS . . . 106
II.2.4 Prétraitements des images hyperspectrales . . . 109
II.2.4.1 Corrections atmosphériques et géoréférencement . . . 111
II.2.4.2 Validation des données . . . 113
II.2.5 Contexte environnemental durant l'acquisition des images . . . 115
II.2.5.1 Le site d'étude . . . 115
II.2.5.2 Les mesures . . . 118
II.2.6 Conclusion . . . 119

III PROPRIÉTÉS OPTIQUES DE LA ZONE INTERTIDALE 122

III.1 Propriétés spectrales des faciès sédimentaires 125
III.1.1 Propriétés spectrales des argiles et des sédiments argileux . . . 125
III.1.1.1 Introduction . . . 125
III.1.1.2 Signatures spectrales des minéraux argileux . . . 126
III.1.2 Les carbonates . . . 129
III.1.3 Les autres minéraux . . . 130
III.1.4 Le fer . . . 131
III.1.5 La présence de sels . . . 132
III.1.6 Les paramètres biologiques . . . 134
III.1.6.1 La matière organique . . . 134
III.1.6.2 La végétation . . . 135
III.1.6.3 Propriétés optiques du microphytobenthos . . . 135

III.2 Effets de l'eau sur le comportement spectral 141
III.2.1 Vibrations et absorptions moléculaires de l'eau . . . 141
III.2.2 Absorptions spécifiques de l'eau . . . 143
III.2.2.1 Absorption fondamentale de l'eau pure . . . 143
III.2.2.2 Absorption harmonique de l'eau pure . . . 144
III.2.2.3 Absorption de l'eau dans le domaine du visible . . . 146
III.2.2.4 Comportement spectral des matériaux en réponse à l'hydratation . . . 147
III.2.2.5 Eau et formes spectrales . . . 149

III.3 Effets de la granulométrie sur le comportement spectral 151
III.3.1 Propriétés générales des sables . . . 153
III.3.1.1 Caractéristiques empiriques . . . 153
III.3.2 Les effets de la taille des particules sur les caractéristiques spectrales . . . 155

III.3.2.1 Diffusion au niveau des interfaces des particules . . . 155
III.3.2.2 Absorption au niveau des particules . . . 155
III.3.2.3 Optique géométrique . . . 157
III.3.2.4 Explication simple des effets observés . . . 157
III.3.3 Les effets de la rugosité sur les caractéristiques spectrales . . . 159
III.3.3.1 la rugosité . . . 159
III.3.3.2 Caractéristiques spectrales induites par la rugosité . . . 160
III.3.4 Considérations théoriques : les modèles de transfert radiatif . . . 161
III.3.4.1 Concept des modèles de transfert radiatif . . . 161
III.3.4.2 Quelques modèles de transfert radiatif . . . 162

III.4 Méthodes d'analyses spectrales 165
III.4.1 Méthodes spectrales classiquement utilisées pour estimer la composition . . . 165
III.4.1.1 Retrait du continuum . . . 165
III.4.1.2 Paramètres de bandes d'absorptions . . . 166
III.4.1.3 Réduction des dimensions spectrales par sélection de canaux spectraux caractéristiques . . . 170
III.4.2 Estimation de la végétation par l'usage d'indices spectraux . . . 171
III.4.3 L'estimation de l'eau en télédétection . . . 173
III.4.3.1 Analyse des bandes d'absorption spécifiques de l'eau . . . 173
III.4.3.2 Méthodes classiques : les indices d'humidité . . . 174
III.4.3.3 Rapport de bandes pour estimer l'humidité . . . 175

III.5 Bilan des connaissances et applications cartographiques en environnement côtier 177
III.5.1 Méthodes de réduction des dimensions spectrales communément utilisées en environnement côtier . . . 179
III.5.1.1 Méthode de classification . . . 180
III.5.1.2 Les principales métriques utilisées en télédétection . . . 180
III.5.2 Identification des mélanges . . . 184
III.5.2.1 Processus de mélanges . . . 184
III.5.2.2 Classification par "spectral unmixing" . . . 187
III.5.3 Quelques applications en domaine côtier . . . 189
III.5.3.1 Méthode d'Analyse en Composantes Principales . . . 191
III.5.3.2 Méthode de régression . . . 197
III.5.4 Réponses spectrales des facteurs sédimentaires dans le Vis-PIR . . . 198
III.5.4.1 Interprétation des données optiques par télédétection . . . 198
III.5.4.2 Méthode d'interprétation visuelle . . . 199

IV PROTOCOLES EXPERIMENTAUX 201

IV.1 Études sédimentologiques 203
IV.1.1 Objectifs des campagnes . . . 203
IV.1.2 Le prélèvement et l'analyse des sédiments . . . 205

IV.1.2.1 Méthode de prélèvement sur le terrain . . . 205
IV.1.2.2 Teneur en eau . . . 207
IV.1.2.3 Etudes granulométriques . . . 208
IV.1.2.4 Tamisage . . . 208
IV.1.2.5 Granulométrie laser . . . 209
IV.1.2.6 Carbonates et matière organique . . . 218

IV.2 Méthodes analytiques et d'observation 221
IV.2.1 Étude au Microscope Électronique à Balayage (M.E.B.) . . . 221
IV.2.1.1 Principe du M.E.B. . . . 221
IV.2.1.2 Préparation des échantillons . . . 222
IV.2.1.3 Conditions d'analyses . . . 223
IV.2.1.4 Les analyses . . . 223
IV.2.1.5 Les biofaciès . . . 226
IV.2.2 La diffraction des rayons X (DRX) . . . 228
IV.2.2.1 Principe de la DRX . . . 229
IV.2.2.2 Préparation des échantillons . . . 230
IV.2.2.3 Conditions d'analyses . . . 230
IV.2.2.4 Analyse semi-quantitative des minéraux sur roche totale . . . 231
IV.2.2.5 Critique de la méthode . . . 232
IV.2.2.6 Analyse qualitative des minéraux argileux . . . 232
IV.2.3 Synthèse des résultats . . . 233
IV.2.4 Analyses des sédiments par spectroscopie visible-infrarouge . . . 235
IV.2.4.1 Protocole expérimental . . . 235
IV.2.4.2 Critique de la méthode . . . 237
IV.2.5 Synthèse des observations . . . 238
IV.2.5.1 Différences observées au niveau des absorptions spécifiques . . . 238
IV.2.5.2 Différences observées au niveau de la forme générale des spectres de réflectance . . . 239

V DÉVELOPPEMENTS MÉTHODOLOGIQUES 241

V.1 Déconvolution spectrale 243
V.1.1 Le Modèle Gaussien Modifié [MGM] . . . 243
V.1.1.1 Présentation du MGM . . . 243
V.1.1.2 Principe de la déconvolution spectrale par MGM . . . 244
V.1.1.3 Modélisation des bandes d'absorptions : les gaussiennes modifiées . . . 244
V.1.1.4 Modélisation du continuum . . . 247
V.1.1.5 Un modèle spectral complet : gaussiennes et continuum . . . 248
V.1.2 Mise en œuvre du MGM . . . 249
V.1.2.1 Une automatisation partielle . . . 249
V.1.2.2 Traitement des spectres en série . . . 251
V.1.2.3 Un critère de qualité : la RMS . . . 251
V.1.2.4 Les conditions du modèle . . . 251

V.1.3 Automatisation du modèle : le MGMA . . . 252
V.1.3.1 Réduction du niveau de bruit des images . . . 253
V.1.3.2 Prise en compte de la diversité spectrale . . . 254
V.1.4 Dérivation spectrale . . . 255
V.1.4.1 Historique de la dérivation en télédétection hyperspectrale . . . 255
V.1.4.2 La spectrométrie dérivée . . . 256
V.1.4.3 Dérivations multiples d'un spectre de réflectance . . . 256
V.1.4.4 Avantage de l'analyse spectrale par les dérivées . . . 258
V.1.4.5 Inconvénient de l'analyse spectrale par les dérivées . . . 259
V.1.4.6 Application de la dérivation spectrale sur les spectres de références . . . 260
V.1.5 Chevauchement des bandes d'absorption . . . 262
V.1.5.1 Description de la procédure . . . 262
V.1.5.2 Détection de chevauchements des bandes d'absorptions . . . 262
V.1.5.3 Asymétrie des bandes d'absorption . . . 264
V.1.5.4 Critique de la méthode . . . 265
V.1.6 Expérimentations de génération de continuum . . . 266

V.2 Autres méthodes utilisées 269
V.2.1 Autres méthodes utilisées . . . 269
V.2.2 Gaussienne Inverse [GI] . . . 271
V.2.2.1 Principe de la modélisation . . . 271
V.2.2.2 Analyse des résultats . . . 273
V.2.2.3 Conclusion . . . 275
V.2.3 Modèle de mélange non-linéaire . . . 275
V.2.3.1 Introduction . . . 275
V.2.3.2 Description du modèle de mélange non-linéaire . . . 275

VI RÉSULTATS D'ANALYSES ET CARTOGRAPHIE DES FACIÈS SÉDIMENTAIRES 280

VI.1 Résultats des analyses menées en environnement contrôlé 283
VI.1.1 Résultats des analyses spectrales-teneur en eau . . . 283
VI.1.1.1 Analyses du degré d'hydratation en environnement contrôlé . . . 283
VI.1.1.2 Effets de l'eau sur les principaux constituants biologiques . . . 297
VI.1.1.3 Les effets de la rugosité et de la porosité sur le comportement spectral . . . 298
VI.1.1.4 Quantification de la teneur en eau par MGMA . . . 300
VI.1.1.5 Comparaison des résultats de la déconvolution spectrale automatique à la déconvolution non automatique . . . 313
VI.1.2 Résultats des analyses spectrales-granulométrie . . . 316
VI.1.2.1 Relation entre le continuum, la taille des particules et la teneur en eau . . . 316
VI.1.2.2 Relation entre la taille des particules, le continuum et la profondeur de bande de l'eau . . . 319

VI.2 Cartographie des faciès sédimentaires 323
VI.2.1 Déconvolution hyperspectrale par MGMA . . . 324
VI.2.1.1 Déconvolution automatique des spectres de réflectance . . . 324
VI.2.1.2 Déconvolution automatique des données DAIS 7915 . . . 326
VI.2.1.3 Déconvolution automatique des données ROSIS . . . 329
VI.2.2 Paramètres du continuum et propriétés bio-physiques des sédiments . . . 329
VI.2.2.1 Cartographie des paramètres du continuum MGM . . . 329
VI.2.2.2 Classification des propriétés bio-géophysiques . . . 333
VI.2.3 Cartographie de la teneur en eau . . . 336
VI.2.3.1 Cartographie de la teneur en eau à partir des absorptions spécifiques de l'eau 337
VI.2.3.2 Cartographie de la teneur en eau à partir du continuum . . . 342
VI.2.4 Cartographie des faciès granulométriques . . . 345
VI.2.4.1 Description des cartes de faciès granulométriques . . . 349
VI.2.4.2 Répartition des faciès granulométriques en relation avec l'hydrodynamisme 351
VI.2.5 Cartographie de la biomasse et son pourcentage de couverture . . . 352
VI.2.5.1 Biomasses et pourcentage de couverture . . . 352
VI.2.5.2 Description des faciès à diatomées . . . 353
VI.2.5.3 Relation microphytobenthos-faciès granulométriques . . . 357
VI.2.5.4 Relation microphytobenthos-teneur en eau . . . 357
VI.2.6 Cartographie des conditions critiques de début d'érosion . . . 360
VI.2.6.1 Comportement cohésif et non-cohésif des sédiments . . . 360
VI.2.6.2 Vitesses de contrainte de cisaillement critique théorique pour les matériaux non-cohésifs . . . 361
VI.2.6.3 Vitesses de contrainte de cisaillement critique théorique pour les matériaux cohésifs . . . 363

VI.3 Perspectives 365
VI.3.1 Quelques perspectives d'ordre méthodologiques . . . 365
VI.3.2 Modélisation des absorptions . . . 365
VI.3.2.1 Mécanismes d'absorption de la lumière . . . 366
VI.3.2.2 Élargissement des courbes spectrales . . . 366
VI.3.2.3 Fonctions analytiques . . . 366
VI.3.3 Modélisation des continua . . . 370
VI.3.4 La modélisation des mélanges . . . 370
VI.3.5 Études hydrosédimentaires de la baie de Bourgneuf . . . 371
VI.3.5.1 Un suivi temporel des études . . . 371
VI.3.5.2 Les analyses des bio-faciès . . . 371
VI.3.6 Un intérêt économique, quelques perspectives . . . 375

CONCLUSION **377**

ANNEXES **387**

A Échantillonage **389**

B Mesures en environnement contrôlé **391**
B.1 Granulométrie Laser . . . 391
B.1.1 Paramètres granulométriques et statistiques . . . 392
B.1.2 Courbes cumulatives . . . 394
B.2 Composition des constituants . . . 395
B.2.1 Composition des échantillons étalons . . . 396
B.2.2 Diffraction des Rayons X . . . 397
B.3 Rigidité initiale d'une vase de la baie de Bourgneuf . . . 399

C Les étapes du MGMA pour l'analyse d'une bibliothèque spectrale **401**

Table des figures

1 Cadre de l'étude générale dans lequel s'inscrit la Baie de Bourgneuf. 6

I.1.1 Cadre de l'étude générale dans lequel s'inscrit la Baie de Bourgneuf. Les chiffres en gras représentent les différentes provinces sédimentologiques affectées par le système de la Loire : 1 littoral rocheux de la Bretagne, 2 l'estuaire de la Loire, 3 la baie de Bourgneuf, 4 l'île de Noirmoutier et 5 le littoral sableux Vendéen. 14

I.1.2 Caractérisation des faciès sédimentaires de l'estuaire externe de la Loire, d'après CMB Loire Estuaire (2003). 15

I.1.3 Cadre géographique de la baie de Bourgneuf, le rectangle rouge représente le site d'étude. 16

I.1.4 Cadre géologique général simplifié représentant les principales lithologies et les structures briovériennes et hercyniennes. 17

I.1.5 Cadre de l'étude, noms géographiques cités (toponymie), bathymétrie, espaces conchylicoles. 20

I.1.6 Schéma des circulations résiduelles de marée (Lazure, 1992) intégrant le zonage des hermelles, cercles rouge (Dubois, 2003) et les sites de quelques carottes (Mabounda, 1980). 22

I.1.7 Clichés du passage du Gois de la baie de Bourgneuf. La photo de gauche illustre les différents états du Gois durant les stades de marée (basse mer, marée montante, haute mer). La photo de droite montre la submersion du Gois. 23

I.1.8 Évacuation des eaux estuariennes turbides à l'embouchure de la Loire le 8 mars 1973 en période de forts débits fluviaux (d'après Castaing 1976). 24

I.1.9 Clichés pris aux environs du port du Collet illustrant le système de banquettes et seillons sablo-vaseuses observé en baie de Bourgneuf. 26

I.1.10 Schéma illustrant la réflexion de la houle et les crêtes de vagues déferlant sur les vasières de la baie de Bourgneuf. Les flèches noires indiquent les zones de seillons et banquettes du port du Collet. 27

I.1.11 Différents milieux rencontrés en Baie de Bourgneuf. 29

I.1.12 Carte des faciès sédimentaires de la baie de Bourgneuf d'après Gouleau (1968). Ici les faciès sont définis comme étant les fractions granulométriques de la baie (Md étant le grain médian). 31

I.2.1 Subdivisions de la zone intertidale, zone de balancement des marées. 33

I.2.2 Photographie d'une vasière intertidale prise à la pointe des Pouloux de la baie de Bourgneuf. 34

I.2.3 Schéma illustrant la morphologie du versant méridional de la baie de Bourgneuf, du goulet et delta de Fromentine d'après Verger (1977). 35

I.2.4 Représentation schématique du domaine occidental de la baie, la vasière intertidale de la Bernerie-en-Retz. 36

I.2.5 Carte bathymétrique du domaine occidental de la baie intégrant le zonage des parcs à huîtres. 38

I.2.6 Processus hydrodynamiques induits par les vagues incidentes T>20s (*In.* US Army Engineer Waterdays Experiment Station 1984, modifié par Stéphanian, 2002). . . . 42

I.2.7 Représentation schématique en trois dimensions des processus hydrodynamiques de la zone côtière (Stéphanian, 2002). 43

I.2.8 Photographie des concessions ostreicoles en Baie de Bourgneuf (Grossel et al., 2001). 49

I.2.9 Cliché d'un biofilm microalgal illustrant la coloration donnée à la surface du sédiment par le biofilm microphytobenthique (baie de Bourgneuf). 51

I.2.10 Carte de répartition a) de la chlorophylle-a (en vert, en μg) ; b) des phaeopigments (en orange, en μg) mesurés par fluorimétrie à l'échelle d'un quadra de 1 m^2 sur une population de 100 échantillons (2 cm^2 de surface et 2 mm de profondeur) au niveau du site de Roscoff. Le cercle rouge indique la surface occupée par la chambre benthique servant à estimer la production et la respiration de la faune benthique utilisée dans cette expérience (Hubas,2006). 52

I.2.11 Diagramme d'Hjulström, diagramme d'approche expérimentale de sédimentation, de transport et d'érosion des éléments (grains et particules) transportés par un cours d'eau. 57

I.2.12 Composantes d'un système morphodynamique côtier 60

II.1.1 Propagation des ondes dans les domaines électromagnétique et magnétique. Les ondes ($\vec{E}$) champ électrique, ($\vec{B}$) champ magnétique, (q) charge électrique vibrent respectivement perpendiculairement à la direction de propagation, $\vec{k}$ vecteur onde. Ces ondes voyagent à la vitesse de la lumière (c) à chaque longueur d'ondes (λ). . . 64

II.1.2 Les niveaux énergétiques du rayonnement incluant les valeurs respectives des contributions électroniques, vibrationnelles et rotationnelles d'une molécule. 65

II.1.3 Les divers domaines spectraux du rayonnement électromagnétique. 66

II.1.4 Le rayonnement électromagnétique dans le visible, la longueur d'onde est exprimée (en μm, nm, cm^{-1}) ou en fréquence (Hz). Les grandes longueurs d'ondes sont équivalents à des basses fréquences et les bas niveau énergétique sont relatifs aux courtes longueurs d'ondes. 67

II.1.5 Concept de luminance (L). 70

II.1.6 Schéma de la géométrie d'acquisition en télédétection des surfaces planétaires, avec θ_i et θ_r les angles zénithaux d'incidence et d'émergence et ϕ_i et ϕ_r les angles azimutaux d'incidence et d'émergence, ϕ l'azimut relatif, g l'angle de phase, dS la surface éclairée et dω_i et dω_r les angles solides incidents et émergents. 71

II.1.7 Concept de réflectance bidirectionnelle, avec θ_i et θ_r les angles zénitaux d'incidence et d'émergence et ϕ_i et ϕ_r les angles azimutaux d'incidence et d'émergence . 73

II.1.8 Chemins empruntés par le rayonnement émis par le soleil en intéraction avec la surface au travers de l'atmosphère (d'après Robin, 1995). *E : élément de surface détecté ; S :rayons réfléchis ; A : rayons absorbés ; T : rayons transmis. 1 : rayons solaires ; 2 : rayons absorbés par l'atmosphère ; 3 : rayons diffusés par l'atmosphère ; 4 : rayons solaires qui éclairent la surface réfléchissante ; 5 : rayons réfléchis par la surface vers le capteur ; 6 : rayons réfléchis par E et absorbés par l'atmosphère ; 7 : rayons réfléchis par E et diffusés par l'atmosphère ; 8 : rayons solaires diffusés par l'atmosphère et renvoyé vers le capteur (luminance atmosphérique) ; 9 : rayons solaires diffusés par l'atmosphère vers E, qui peut les réfléchir à son tour vers le capteur ; 10 : rayons solaires qui éclairent une autre surface que E ; réfléchis vers l'atmosphère qui les diffuse vers le capteur ; 11 : rayons issus des rayons 10 et diffusés par l'atmosphère vers la surface E. Les rayons 5 constituent la partie utile, celle qui porte l'information de surface. A cette information se superpose une information parasite : la luminance propre de l'atmosphère (rayons 8) et un effet d'environnement (rayons 10). Les rayons 9 et 11 introduisent aussi une erreur dans la mesure de la réflectance de la surface E, parce qu'ils augmentent l'énergie incidente et le calcul de la réflectance, qui est le rapport d'énergie incidente (4)/énergieréfléchie (5), s'en trouve donc faussé.* 74

II.1.9 Transmission du REM solaire en (%) dans l'atmosphère terrestre au zénith d'après Goetz et Rowan, (1981), modifié par Roy, (2007). Les courbes représentent la transmission atmosphérique totale, les principales fenêtres atmosphérique sont 0,4-1,3 ; 1,5-1,8 ; 2,2-2,6 ; 3,0-3,6 ; 4,2-5,0 ; 7,0-15,0 μm et 10 mm à 10 cm. 76

II.1.10 Absorptions atmosphériques du rayonnement électromagnétique solaire dans le visible et le proche infrarouge, le soleil au zénith (d'après Wolfe et Zissis, 1978). Les zones grisées montrent le phénomène d'atténuation par absorption. La différence entre les courbes continues correspond aux atténuations par phénomènes de diffusion et d'absorption. 78

II.1.11 Interactions entre le rayonnement électromagnétique et une surface naturelle. 79

II.1.12 Principaux paramètres caractéristiques des bandes. 80

II.1.13 Modes de vibration. Seuls sont annotés en longueur d'ondes et nombre d'ondes les trois degrés de liberté des vibrations de la molécule d'eau, pris ici comme exemple. 82

II.1.14 Partie réelle (n) et imaginaire (k) de l'indice de réfraction complexe de l'eau pour le domaine de longueur d'onde 1,5 à 4,0 μm (d'après Segelsetin, 1981 ; Miliken et Mustard, 2005) 84

II.1.15 Diagramme synthétique des différents phénomènes physiques expliquant les absorptions pour un certain nombre de minéraux types en géologie (d'après Hunt, 1977). Les barres noires représentent les largeur relatives des bandes d'absorption. . 85

II.1.16 Réflexion et transmission diffuse du rayonnement dans le cas d'un échantillon lisse et rugueux solide homogène - a. Surface parfaitement lisse : réflexion spéculaire, réfraction, transmission et absorption - b. Surface parfaitement rugueuse (lambertienne) : réflexion et réfraction dans toutes les directions de l'espace (diffusion), transmission et absorption - c. Surface naturelle réfléchissante : la réflexion spéculaire domine mais il subsiste une faible composante diffuse - d. Surface naturelle rugueuse : la diffusion domine (Combe, 2005). 87

II.1.17 Signatures spectrales de différentes cibles communes en milieu intertidal acquises en laboratoire au moyen du spectroradiomètre ASD Fieldspec3 FR ; incluant des sédiments à diverses granulométries (sable, silt, vase), de la végétation (algue verte, microphytobenthos), des carbonates (coquilles d'huître *Ostrea*), l'effet de l'eau (vase saturée) et montrant les différence d'albédo entre une surface de givre et une surface sableuse. 89

II.1.18 Exemple de spectre de réflectance d'un mélange de minéraux argileux de type kaolinite-smectite (KLF 508 %K) extrait de la librairie spectrale de l'USGS. a) Retrait du continuum (courbe rouge) de type Clark et Roush (1984) aux valeurs de réflectance (courbe bleue). Il en résulte un spectre de réflectance normalisé entre 0 et 1 après le retrait du continuum, courbe verte. b) Retrait du continuum de type Modèle Gaussien Modifié, courbe rouge (MGM-Sunshine et al. (1990)) se superposant aux absorptions caractéristiques modélisées par des gaussiennes (courbe en pointillés bleus). 92

II.2.1 Principe de l'imagerie hyperspectrale. 96

II.2.2 Capteurs satellitaires, aéroportés et résolution spectrale (d'après GSD-CSIRO) a) ASTER, Landsat TM = multispectral = satellites ; Hyperion = satellite hyperspectral ; AVIRIS, HYMAP = hyperspectraux = avions, haute résolution spectrale. b) La figure de droite est un zoom (encadré rouge) de la région du SWIR2 illustrant l'influence de la résolution spectrale et du pas d'échantillonnage sur l'information spectrale d'un spectre de kaolinite. Nous remarquerons que le doublet caractéristique de la kaolinite (2,2 ; 2,16 μm) peut être identifié uniquement à partir des capteurs de type hyperspectraux. Les capteurs multispectraux ne permettent pas une identification fine des constituants. 100

II.2.3 Diagramme schématique illustrant les domaines de longueurs d'ondes respectifs aux spectromètres ASD, DAIS-7915 et ROSIS. 101

II.2.4 Chemin optique et caractéristiques des détecteurs du spectroradiomètre ASD FieldSpec3 FR (d'après MacArthur et al., 2006). 103

II.2.5 Schéma du spectroradiomètre utilisé et sa configuration. Les mesures sont faites alternativement sur le panneau de référence (Spectralon) et sur la surface de l'objet étudié. 104

II.2.6 Courbe de réflectance spectrale du panneau de référence (en noir) utilisé pour effectuer les mesures sur le terrain et/ou en laboratoire. La courbe en pointillés rouges montre le cas d'un diffuseur parfait (réflectance=1). 105

II.2.7 Schémas de fonctionnement des capteurs hyperspectraux utilisés dans cette étude. Principes d'acquisition spatiale des images par les spectromètres imageurs : a) le scanner DAIS 7915 (whisk-broom), b) le capteur à barrettes ROSIS (pushbroom) d'après Strobl et al., (2003). L'appareillage optique des spectromètres est tel que la lumière peut être dispersée en longueurs d'onde. 107

II.2.8 Résolution spatiale et spectrale DAIS 7915. Composition RGB, résolution spatiale 5 m. Spectres de réflectance de références DAIS typiques des biotopes et des différents types de substrats, pour un intervalle de longueur d'onde [0,4-1,035 μm] 108

II.2.9 Résolution spatiale (2 m par pixel) et spectrale de ROSIS. Spectres de réflectances de références typiques des biotopes et des différents types de substrats, pour un intervalle de longueur d'onde [0,4-0,826 μm]. 110
II.2.10 Principe du module optique de ROSIS (d'après Holzwarth et al., 2003). 110
II.2.11 Approche empirique, analytique, et les étapes successives des prétraitements nécessaires pour passer des données numériques brutes aux données radiométriques corrigées au niveau du sol. Une fois ces étapes réalisées, les données peuvent être traitées et analysées afin d'en extraire de l'information (d'après Guyot et al., 1996). 112
II.2.12 Spectres de réflectance des surfaces caractéristiques de la zone intertidale de la baie de Bourgneuf. a) Spectres de réflectance de référence acquis *in situ* au moyen du spectroradiomètre GER 3700 ; b) spectres de réflectance acquis par la méthode du PPI (Pixel Purity Index). Notons le haut degré de similarité entre les signatures spectrales. 114
II.2.13 Site de l'étude (a) Cadre géographique de la baie de Bourgneuf ; (b) survol DAIS 7915 datant du 13 août 2002 (composition colorée RGB associant les canaux R : 0,623, G : 0,586, B : 0,496 μm. Apparaît en rougâtre : la végétation terrestre ; noir : macroalgues ; gris : vase ; blanc : sables ; bleu : eau. 115
II.2.14 Vue synoptique de la baie de Bourgneuf, champ de vision définissant un pixel de l'image (A cône, B cellule de résolution, C altitude) et les signatures spectrales des différents constituants (d'après Combe et al., 2005). 116
II.2.15 Marégramme du 6-26 août (SHOM), acquisition des scènes DAIS et ROSIS vers le 13 aôut. Le régime de marée est semi-diurne. 117
II.2.16 Marégramme du 13 août (SHOM), acquisition des scènes DAIS et ROSIS vers 13h30.118

III.1.1 Spectres de réflectance de minéraux purs de la famille des phyllosilicates acquis en laboratoire (Source USGS d'après Clark et al., 2007). a) Représente le cortège argileux typique d'un sédiment La courbe de couleur noire correspond au minéral montmorillonite ; en gris le minéral kaolinite ; en pointillés la chlorite et en tiretés l'illite. b) Spectres décalés pour une meilleure visibilité, les absorptions spécifiques résultant des vibrations des molécules Al-OH, OH et H_2O sont annotées. 126
III.1.2 Différences spectrales des minéraux de la famille de la kaolinite après retrait du continuum dans le domaine de longueurs d'onde [2,0 à 2,3 μm] et à haute résolution spectrale (Grove et al., 1992 ; Clark et al., 2007). La courbe de couleur noire correspond au minéral kaolinite (caractéristique de nos sédiments), en pointillés au minéral dickite et en gris au minéral halloysite. 128
III.1.3 Spectres de réflectance des carbonates les plus représentatifs des sédiments. La courbe de couleur noire correspond le minéral calcite ($CaCO_3$), en gris au minéral dolomite ($CaMg(CO_3)_2$). Les absorptions spécifiques résultant des vibrations des molécules C–O de l'ion ${CO_3}^{2-}$ sont annotées (d'après Clark et al., 2007). . . . 129
III.1.4 Spectres de réflectance des carbonates les plus représentatifs des sédiments après retrait du continuum dans le domaine de longueur d'onde [2,1 à 2,5 μm] (Grove et al., 1992 ; Clark et al., 2007). La courbe de couleur noire correspond au minéral calcite, en pointillés au minéral dolomite et en gris à une coquille d'huître (*Cassostreas Gigas*) réduite en poudre fine. L'absorption spécifique de la dolomite apparaît à des longueurs d'ondes plus courtes que l'absorption de la calcite. 130

III.1.5 Spectres de réflectance des oxydes de fer les plus représentatifs des sédiments et des sols (Grove et al., 1992 ; Clark et al., 2007). 131
III.1.6 Caractéristiques spectrales des oxydes de fer parmi les plus représentatifs des sédiments et des sols (Crowley et al., 2003). a) Spectres de réflectance de la goethite (courbe grisée), hématite (courbe noire) et ferrihydrite (courbe en tiretés). b) dérivée seconde des spectres de réflectance. La dérivée seconde peut être utilisée pour localiser le centre des bandes. Ainsi, comme le montre les deux barres verticales en tiretés, le pic caractéristique de goethite à 0,939 μm est clairement distinct de celui de l'hématite centré à 0,872 μm. 133
III.1.7 Caractéristiques spectrales de la matière organique dans le cas d'un sédiment marin (vase). a) Spectre de réflectance d'origine (courbe noire) et après destruction de la matière organique (courbe grise) à l'eau oxygénée acquis au moyen de l'ASD Fieldspec3 FR [0,4-2,5 μm]. Les courbes en pointillés correspondent aux spectres de réflectance après retrait du continuum (exagération verticale X 2), elles mettent en évidence les variations spectrales sur les absorptions. b) Variations spectrales observées dans le visible [0,4-0,8 μm]. 134
III.1.8 Caractéristiques spectrales de la végétation halophyte (photosynthétique) ; a) spectre de réflectance d'une algue verte acquis au moyen de l'ASD Fieldspec3 FR [0,4-2,5 μm] ; b) dérivée seconde permettant de retrouver la position du red-edge. c) Coefficient d'absorption des pigments associés à la végétation dans le domaine du visible (d'après Yentsch et Yentsch, 1984). 136
III.1.9 Caractéristiques spectrales de quelques algues marines (photosynthétiques) ; a) algues vertes (*Ulva armaricana*, b) algues rouges *Chondrus crispus*, c) algues brunes *Fucus serratus* acquises au moyen du spectroradiomètre ASD Fieldspec3 FR. Les algues sèches présentent des absorptions dominées par la cellulose, la lignine et l'azote. Ces absorptions sont également présentes au niveau des spectres de réflectance de algues humides mais sont masquées par les fortes absorptions spécifiques de l'eau. 137

III.2.1 Vibrations et absorptions des groupements hydroxyles de la molécule d'eau (en plan). La fonction X–H est affectée par les modes de vibrations, élongations et déformations. Contrairement au mode de vibration de type déformation, le mode de vibration de type élongation s'exprime tout particulièrement dans le domaine des courtes longueurs d'ondes. Le mode de vibration d'élongation est, soit de type symétrique, soit de type asymétrique tandis que le mode de déformation est de type plan ou encore de type hors plan. 142
III.2.2 Modèle de vibrations fondamentales de la molécule d'eau (d'après Hunt, 1970). . . 144
III.2.3 Modèle de vibrations de la molécule d'eau dans l'intervalle de longueur d'onde [0,4-2,5 μm] (d'après Hunt, 1970). 145
III.2.4 Variations spectrales globales pendant l'hydratation et/ou la déshydratation 149

III.3.1 Projection d'un grain de sable sur un plan. Les cercles indiquent les unités de mesure pour calculer la sphéricité de Riley. 154
III.3.2 Dans le cas d'une surface particulaire, le volume de diffusion et les absorptions résultantes conduisent à une diminution de l'énergie réfléchie (par diffusion) au niveau de la courbe d'absorption. 155

III.3.3 Interaction entre le rayonnement et la matière dans le cas d'une surface particulaire dont les grains sont ici supposés sphériques. a) Les petits grains favorisent la diffusion des photons. b) Les gros grains favorisent l'absorption des photons. Les schémas en bas de figure illustrent le trajet optique basique au sein des grains. c) Trajet optique moyen pour 4 particules. Les lettres correspondent : **I**, au faisceau incident ; **a**, au rayonnement absorbé ; **d**, au rayonnement diffusé. Les niveaux de gris des faisceaux sont de moins en moins intenses (*c.a.d.* du gris sombre au gris clair) en fonction de l'ordre de diffusion. d) Absorption au sein d'une petite particule ($\sim$ 63 μm). e) Absorption au sein d'une grosse particule ($\sim$ 125 μm). 156

III.3.4 Mesures en laboratoire (résolution spectrale USGS – réflectance bidirectionelle) illustrant l'évolution des formes des bandes d'absorption en fonction des variations de la taille des particules minérales. a) Évolution des spectres de pyroxènes (*i.e.* Hypersthène) en fonction de la taille des grains. b) Évolution des spectres d'argiles (*i.e.* chlorite) en fonction de la taille des grains (Clark, 2007). 158

III.3.5 Mesures en laboratoire de l'évolution et de la forme des bande d'absorption en fonction de la granulométrie. La figure a) montre l'évolution spectrale d'un sédiment riche en diatomées. Les spectres contiennent essentiellement une bande d'absorption centré à 0,675 μm et qui signe la chlorophylle-a. Les spectres sont d'un point de vue spectral rigoureusement de même composition. Seule varie la granulométrie par addition de billes de silice de plus en plus grosses et spectralement transparentes. La figure b) montre que le contraste spectral de la bande de la Chl-a diminue au cours de la granodécroissance. 159

III.3.6 Effets de la rugosité sur les spectres de réflectance dans le visible. a) Variations des albedos d'une poudre d'olivine (diamètre $<$ 45 μm) au cours de sa compaction (Sakai et Nakamura, 2004). b) Variations spectrales des spectres de réflectance d'argiles (Kln : kaolinite ; Ben : bentonite ; Mont : montmorillonite ; au diamètre $<$ 45 μm) mesurés en laboratoire avant et après compaction. Globalement, l'albedo des spectres est plus élevé quand la rugosité de surface et la porosité diminuent. . . 161

III.4.1 Méthodes classique du retrait du continuum. La courbe noire correspond à un spectre de mélange de vase et de microphytobenthos, la courbe en pointillés correspond au continuum de réflectance de type Clark et Roush (1984) et la courbe grise est le spectre après retrait du continuum. Ce dernier met en évidence les absorptions (*i.e.* chlorophylle, eau). Des absorptions abérrantes sans signification spectroscopiques sont souvent constatées en bordure de fenêtre spectrale avec cette approche. 166

III.4.2 Critères classiques pour estimer la forme des bandes d'absorption dans le cas de la bande d'hydratation centrée à 0,97 μm. Les points gris symbolisent les bandes spectrales considérées. a) rapport de bande (RB) ou simple profondeur de bande (R_b réflectance du centre de la bande ; R_e réflectance de l'épaulement considéré) ; b) profondeur de bande (PB, trait en tiretés) normalisée au continuum (R_c, trait en pointillés) ; c) Aire de la bande ; Aire de la bande (A_b) après retrait du continuum. . 167

III.4.3 Comparaison de deux absorptions de formes pourtant différentes (profondeur, largeur à mi-hauteur), mais d'aire équivalente. 169

III.4.4 Principe des rapports de bandes. Spectre de réflectance d'un mica blanc (muscovite) et d'un végétal, la flèche vericale indique la profondeur de bande du mica (Profondeur$_{AlOH}$ centrée à 2,2 μm). La flèche horizontale indique l'intervalle de longueur d'onde dans lequel le minimum de l'absorption fluctue. Les bandes verticales (blanches et grises) indiquent les longueurs d'ondes utilisées pour effectuer les rapports de bandes (d'après van Ruitenbeek, 2006). 170

III.4.5 Indices spectraux de type IM et NDVI appliqués à l'image ROSIS au sein d'une zone complexe (diatomées benthiques, macroalgues, macrovégétation, etc) 172

III.4.6 Spectre de réflectance représentant la bande d'absorption de l'eau centrée à 1,79 μm (encadré gris), d'un sable (courbe rouge), d'un microphytobenthos (courbe verte) et d'une vase (courbe bleue) 174

III.4.7 Spectres de laboratoire pour différentes teneurs en eau. La bande grisée indique l'aire de la bande (figure gauche), les lignes en pointillés indiquent les longueurs d'ondes pouvant être utilisées pour calculer les rapports de bandes en environnement contrôlé (figure gauche) ou en conditions de terrain (figure droite). 176

III.5.1 Graphique schématisant la distance spectrale pour deux bandes (n=2) par un vecteur. 180

III.5.2 Principe de classification représentant deux métriques couramment utilisées en télédétection hyperspectrale. a) le Spectral Angle Mapper, α ; b) la distance Euclidienne minimum (DEM), Δ. 182

III.5.3 a) Mélanges surfaciques. Le spectre résultant du mélange correspond à une combinaison linéaire des spectres des surfaces qui composent le champs d'observation du capteur, soit 50 % de vase et 50 % de sable. b) Mélanges intimes. Le spectre résultant est mesuré en laboratoire. Le rayonnement incident (trait en bleu) interagit avec le matériau. Il est réfracté au niveau des interfaces des grains voisins dont la composition et les tailles peuvent être différentes (traits en rouge et vert). Le trait en cyan correspond au rayonnement mesuré ; il résulte de la convolution sur le chemin optique de chacune des particules rencontrées et le milieu interstitiel (eau, air) (Modifié d'après Roy 2007). 185

III.5.4 Exemple d'un trajet optique au sein d'un sédiment contenant des éléments (les grains) et des pores (air et eau). Le faisceau interagit successivement avec les différentes interfaces (grains, air, eau). Le rayon diffusé collecté au capteur sera porteur des informations relatives à l'ensemble des constituants. 186

III.5.5 Mélanges de couches multiples. Les spectres mesurés sur le terrain résultent de l'interaction du rayonnement incident (trait en bleu) avec le biofilm (microalgue+EPS) d'environ 8 μm d'épaisseur (trait en rouge). Le faisceau est transmis jusqu'au substrat sédimentaire vaseux (trait en vert) et retraverse à nouveau le biofilm microalgal. Le spectre observé (trait en cyan) correspond donc à une convolution des signatures des milieux (biofilm+vase) dans lesquels le rayonnement interagit (Modifié d'après Roy 2007). 187

III.5.6 Principe d'un mélange linéaire entre un spectre de vase (A) et un spectre d'algue verte (B). a) Le spectre de mélange C résulte d'une combinaison linéaire de A et B. a) Représentation schématique d'un mélange ternaire entre trois spectres de références. Le simplex (triangle) schématise les n mélanges possibles pour deux bandes (bande 1, bande 2). Tous les spectres de mélanges sont des combinaisons linaires de A, B et C. La fraction relative à chaque "end-member" peut être calculée pour chaque pixel. 188
III.5.7 Schéma de la procédure utilisé par la méthode des PPI (Pixel Purity Index). Répartition de l'ensemble des spectres de l'image (points) en fonction de deux composantes (MNF1, MNF2) projetées par rapport à un vecteur aléatoire (flèche). Les pixels les plus extrêmes correspondent aux points noirs. 190
III.5.8 Diagramme de dispersion entre la composante principale 1 (CP1) et la composante principale 2 (CP2) issues de l'analyse en composantes principales (ACP) d'après Rainey et al. (2000). 192
III.5.9 Relation entre la teneur en eau et les valeurs de réflectances pour trois sédiments de fraction granulométrique correspondant à : a) 215-125 μm ; b) 125-63 μm ; c) < 63 μm d'après Rainey et al. (2000). La valeur associée au R^2 correspond au coefficient de détermination qui mesure la qualité de l'ajustement des estimations de chacune des éqations de régression. 193
III.5.10 Exemple de spectres de référence utilisés pour les méthodes de classification supervisée, les barres verticales représentent les canaux sélectionnés par SFFS pour cartographier les paramètres sédimentaires. En rouge, la granulométrie ; en bleu, la teneur en eau ; en vert, la chlorophylle-a (d'après Deronde et al., 2006). 196

IV.1.1 Diagramme schématique illustrant les différentes étapes de préparations en laboratoire, requises pour les analyses spectrales, du prélèvement sur le terrain aux applications sur les images hyperspectrales. 204
IV.1.2 Localisation des divers échantillons prélevés et géoréférencés en baie de Bourgneuf sur un cliché de type ORTHOPHOTO. La carte a) représente la baie de Bourgneuf dans son ensemble ; la carte b) concerne notre zone d'étude. 206
IV.1.3 Diagramme schématique illustrant le fonctionnement d'un granulomètre laser de type Coulter™ LS230 (D'après Pye et Blott, 2001). 210
IV.1.4 Diagramme triangulaire -Sable–Silt–Argile- représentant les faciès granulométriques de l'ensemble des sédiments superficiels prélevés (0-2 mm) sur la vasière de la baie de Bourgneuf. 214
IV.1.5 Exemples de distribution de classes de taille des particules de sédiments prélevés sur la vasière de la baie de Bourgneuf. Représentation des distributions unimodales (a) et polymodales (b, c, d) générées par le granulomètre laser Coulter™ LS230. . . 217

IV.2.1 Signaux produits par interaction d'un électron primaire avec l'échantillon. Parmi les différent signaux obtenus par bombardement électronique, différentes méthodes de caractérisation de l'échantillon sont envisageables. 222
IV.2.2 Image acquise au microscope électronique à balayage (M.E.B.) illustrant l'état de la vase superficielle prélevée en baie de Bourgneuf. La structure est lâche plutôt de type mixte. Elle contient aussi bien des vacuoles qu'un colmatage par les flocons de vase. 224

IV.2.3 Images acquises au microscope électronique à balayage (M.E.B.) illustrant l'exoscopie des grains en baie de Bourgneuf. Le cliché a) correspond à un sable de plage mal classé ; b) est un grain de pyrite c), d) montrent les traces de chocs, les figures de poinçonnement et l'émoussé du grain typique d'une origine marine ; e et f montrent les grains de quartz observés respectivement en mode électrons secondaire et en mode rétrodiffusé. Le mode retrodiffusé permet d'apprécier les micro-reliefs à la surface du grain. 225

IV.2.4 Images acquises au microscope électronique à balayage (M.E.B.) illustrant la microstructure des vases observée. a) Un exemple de vase séchée emprisonnant une diatomée dans un ciment de halite. Il s'agit d'un frustule (silice) de diatomée tapissée de petits éléments à 5 μm ; b) ce même frustule mais observé en mode retrodiffusé. Les clichés c) et d) montrent le contact des diatomées avec la matière minérale. les clichés e), f) et g) montrent qu'après prélèvement d'une vase les diatomées sont encore très nombreuses et en assez bon état même après le passage à l'étuve. Le cliché f) montre les cristaux cubique de halite. Le spectre h) est une décomposition en éléments atomiques du cliché f), il permet de confirmer que les cristaux sont de type halite et que les frustules des diatomées sont composés de silice. 227

IV.2.5 Images acquises au microscope électronique à balayage (M.E.B.) illustrant les microorganismes carbonatés. a) et b) sont des exemples de foraminifères dont les tests sont perforés ; c) microfossile d'origine systématique inconnue ; d) plaque de coccolithe. 228

IV.2.6 Principe de diffraction des rayons X (DRX) par les atomes maillant la structure cristalline d'un minéral donné, avec d la distance interréticulaire entre les plans cristallographiques P-P'et P'-P", θ l'angle de Bragg. 229

IV.2.7 Diffractogramme sur roche totale d'un sédiment typique de la vasière intertidale (échantillon n°5 c.f. § Annexe A). 231

IV.2.8 Exemples de diffractogrammes caractéristiques de la fraction argileuse ($\leqslant$ 2 μm) d'une vase prélevée en baie de Bourgneuf : a) essai naturel ; b) essai glycolé ; c) essai chauffé (échantillon n°4 c.f. § Annexe A). Chaque pic est annoté par la position des réflexions basales. 234

V.1.1 Résultats en sortie du MGM. a) Exemple d'un spectre de clinopyxène RELAB (Reflectance Experiment LABoratory) exprimé en logarithme de la réflectance en fonction de la longueur d'onde traité à partir du Modèle Gaussien Modifié [MGM] (Sunshine et al., 1990) ; b) fichier de sortie MGM donnant des informations sur les paramètres d'aborption et sur le continuum modélisé. 245

V.1.2 Paramètres d'entrée du MGM pour une solution solide entre des minéraux orthopyroxène et clinopyroxène (Source RELAB). 250

V.1.3 Diagramme schématiques illustrant les étapes successives necessaires à l'automatisation du MGM. 254

V.1.4 Principe de dérivation spectrale schématisant le spectre original synthétique (noir), la dérivée première (rouge), la dérivée seconde (vert). Les symboles de couleur bleue illustrent les principales caractéristiques du spectre d'origine détectés au moyen de la dérivation, les minima (étoiles), les maxima (croix) et les points d'inflexion (losange). 257

V.1.5 Représentation des effets du lissage sur un spectre de réflectance de microphytobenthos. a) Plus le degré de lissage est important plus les absorptions sont affectées. b) Plus le degré de lissage est important et plus la forme du spectre est affectée (mêmes spectres que la figure a) mais décalés pour faciliter la visibilité). 260
V.1.6 Dérivation de premier et de second ordre des spectres de références issus de l'image DAIS 7915 : a) microphytobenthos, b) eau, c) macrovégétation et Fucus *s.p.*, d) sable et vase. La ligne horizontale en tiretés correspond à l'intersection entre les valeurs de la dérivée première et le niveau zéro ("zero baseline", "zero crossing"). . 261
V.1.7 Extraction des paramètres d'absorption à partir d'un spectre de réflectance de microphytobenthos (courbe noire). La courbe grise correspond à ce même spectre après retrait du continuum de type Clark et Roush (1984). Sur cette courbe figure les positions relatives aux absorptions (minima, maxima, inflexions). 261
V.1.8 Diagramme schématisant la procédure utilisée pour ajuster les spectres de réflectance (SNR = Signal Noise Ratio ; PPI = Pixel Purity Index). 263
V.1.9 Représentation schématique du facteur d'asymétrie d'une bande d'absorption. . . . 265
V.1.10 Spectres de réflectance extrait de l'image DAIS 7915 caractéristiques d'un sable $\sim$ sec et d'une vase tès humide. Notons le fort degré de ressemblance des formes spectrales dans le domaine de longueurs d'onde [0,5-0,85 μm]. Les différences majeures se portent sur l'albédo des spectres. 266
V.1.11 Expérimentation de génération du continuum MGM. a) Cas d'un continuum de réflectance modélisé à partir du spectre moyen des "end-members" ROSIS. b) Réprésentation du continuum modélisé dans l'espace des logarithmes de réflectance. . 267
V.1.12 Expérimentation de génération du continuum MGM. a) Cas d'un continuum de réflectance modélisé à partir du spectre moyen des "end-members" DAIS 7915. b) Réprésentation du continuum modélisé dans l'espace des logarithmes de réflectance. 268

V.2.1 Caractéristiques spectrales d'un sédiment sec et humide à travers l'analyse des bandes d'absorption d'hydratation (*e.g.* 1,4 μm). 270
V.2.2 Comparaison entre le continuum de l'eau a) et le continuum traditionnel b). a) Le Soil Moisture Gaussian Model (SMGM) ajuste le spectre de réflectance à partir de l'absorption fondamentale de l'eau à 2,8 μm. Les épaulements de l'absorption sont calculés après retrait du continuum. La gaussienne inverse ajuste les différentes longueurs d'ondes du spectre (λ) au maximum de l'absorption (μ_0), R_d correspond à l'amplitude, $\sigma \sim$ FWHM (Full Width at Half Maximum) et A_{GI} l'aire de la gaussienne. 272
V.2.3 Modélisation des spectres de réflectance (courbes en traits pointillés) au cours de la déshydratation d'une poudre de kaolinite par la méthode de la gaussienne inverse (courbes en traits gras). 273
V.2.4 a) Modélisation des spectres de réflectance normalisés aux maxima (courbes en traits pointillés) par une gaussienne inverse (courbes en traits gras) au cours de la déshydratation d'un sédiment sablo-vaseux ; b) Retrait de la gausienne inverse des spectres de réflectance. 274
V.2.5 Diagramme schématique montrant les différentes étapes pour parvenir à estimer les biomasses des images hyperspectrales. Les chiffres correspondent aux références bibliographiques suivantes : [1] Méléder et al. (2003) ; [2] Verpoorter et al. (2007) ; [3] Combe et al. (2005). 276

V.2.6 a) Spectres de référence de microphytobenthos utilisés dans le modèle de mélange non-linéaire pour constituer la bibliothèque spectrale de mélange (Méléder et al., 2003). b) Représentation du modèle de mélange linéaire pour 15 biomasses (traits en tiretés verticaux). Dans cet exemple, les gaussiennes sont distribuées autour d'une valeur moyenne de biomasse (68 mg.m^{-2}). Les variations sur la gaussienne permet de prendre en compte les pourcentage de couverture spatiale (Combe et al. 2005). 276

VI.1.1 Évolution spectrale d'un sédiment sableux au cours de sa déshydratation. Les barres grisées localisent approximativement les absorptions spécifiques de l'eau depuis les courtes longueurs d'ondes aux grandes longueurs d'ondes. Successivement disparaissent les bandes centrées à 1 – 0,97 μm ; 2 – 1,2 μm ; 3 – 1,4μm ; 4 – 1,79 μm ; 5 – 1,9 μm. Le chiffre 6 correpond à l'absorption fondamentale de l'eau centrée à 2,8 μm. Notons que le domaine de longueurs d'ondes de l'instrument l'ASD FieldSpec3 FR ne permet pas de couvrir la gamme spectrale spécifique à l'absorption fondamentale. 285

VI.1.2 Évolution hydrique et spectrale d'un sédiment sablo-vaseux en fonction du degré de saturation en eau (échantillon n°1 c.f. § Annexe A). a) forte saturation en eau, bandes d'absorption à 0,97 et 1,2 μm ; b) apparition du SWIR1 ; c) individualisation de la bande à 1,79 μm ; d) apparition du SWIR2 et de la bande d'absorption à 1,4 μm, la bande d'absorption à 1,9 μm demeure dans un état de saturation (Réflectance considérée $= 0$) ; e) apparition nette de la bande d'absorption à 1,9 μm qui signe la limite critique entre le milieu préalablement saturé et le milieu solide très humide. Au cours de la déshydratation les valeurs de réflectance dans le Vis-PIR et SWIR augmentent conjointement aux diminutions des profondeurs de bandes d'absorption spécifiques de l'eau. 287

VI.1.3 Évolution spectrale d'un sédiment sableux au cours de sa déshydratation. Le domaine de longueurs d'ondes sélectionné [0,4-1,035 μm] correspond au domaine de longueur d'onde choisi pour l'étude des données DAIS-7915 . La figure a) montre l'évolution de la pente spectrale au cours de la déshydratation après normalisation du premier canal. La figure b) illustre le comportement spectral de la bande d'absorption spécifique de l'eau centrée à 0,97 μm après retrait du continuum. 288

VI.1.4 Évolution spectrale d'un sédiment sablo-vaseux au cours de la déshydratation (échantillon n°2 c.f. § Annexe A). Les figures b et c montrent respectivement les dérivées premières et secondes des spectres de réflectance (figure a). La combinaison spectrale des données de réflectance avec les dérivées offre une identification précise des bandes d'absorption. Les dérivées montrent clairement les variations sur les bandes d'absorption au cours de l'hydratation sur les minima locaux, les profondeurs de bandes (magnitudes) et sur le degré d'asymétrie. 293

VI.1.5 Évolution spectrale des bandes d'absorption spécifiques de l'eau d'un sédiment sablo-vaseux au cours de la déshydratation (échantillon n°2 c.f. § Annexe A). Les figures a et b montrent respectivement les dérivées premières et secondes de l'absorption centrée à 1,4 μm. Les figures c et d montrent respectivement les dérivées premières et secondes de l'absorption centrée à 1,9 μm. 294

VI.1.6 Évolution spectrale des bandes d'absorption spécifiques de l'eau d'un sédiment sablo-vaseux au cours de la déshydratation (échantillon n°2 c.f. § Annexe A). Les figures a et b montrent respectivement les dérivées premières et secondes de l'absorption centrée à 0,97 μm. Les figures c et d montrent respectivement les dérivées premières et secondes de l'absorption centrée à 1,2 μm. 295

VI.1.7 Caractérisation spectrale d'un sédiment sablo-argileux largement déshydraté après un long passage à l'étuve à $\sim 105°\mathrm{C}$. Les bandes d'absorption localisées à 1,4, 1,9 et 2,2 μm signent l'eau structurelle contenue dans les feuillets des argiles et donc la minéralogie des minéraux hydratés. 296

VI.1.8 Limite de détectabilité des sédiments argileux et carbonatés dans le SWIR2. La figure illustre la réponse spectrale d'un sédiment durant la déshydration dans le domaine du SWIR2 et les teneurs en eau critiques à partir desquelles commencent à apparaître les bandes d'absorptions des argiles (Al-OH) à 2,2 μm et des carbonates ($CaCO_3$) à $\sim$ 2,34 μm. 297

VI.1.9 Spectres de réflectance illustrant le contraste spectral associé au phénomène de réarrangement des particules au sein des matériaux à la suite de leur déshydratation. Les spectres sont représentés à l'état initial (avant déshydratation) et à l'état final (après déshydratation). Les formes spectrales ne changent pas, seuls leurs niveaux de réflectivité varient. Le fort niveau de réflectivité des spectres à l'état final est dû à une diminution de la rugosité et à une baisse de la porosité au cours de la déshydratation. a) poudre de silice hyperfine, b) argile de type kaolinite, c) argile de type montmorillonite, d) argile de type bentonite. 299

VI.1.10 Relation entre la profondeur de bande des gaussiennes centrées à 0,97 μm avec son aire au cours de la déshydratation. La valeur associée au R^2 correspond au coefficient de détermination, et n le nombre de mesure spectrale 302

VI.1.11 Exemple de déconvolution par MGMA d'un spectre de réflectance DAIS 7915. La figure a) correspond à la dérivée seconde du spectre de réflectance pour une gamme de longueurs d'ondes [0,835-1,035 μm]. Le nombre de pics indique le nombre de gaussiennes possibles pour modéliser l'absorption de l'eau. La figure b) représente le nombre de gaussiennes modifiées nécessaires (4) pour modéliser la forme du spectre dans une gamme de longueurs d'ondes [0,835-1,035 μm]. 303

VI.1.12 Loi de régression de type exponentielle permettant l'estimation de la teneur en eau à partir des profondeurs de la bande d'absorption centrée à 0,97 μm dans le cas de sédiments sablo-vaseux (échantillon n°1 c.f. § Annexe A). La profondeur de bande d'absorption est la profondeur de la gaussienne modélisée par MGMA. La valeur associée au R^2 correspond au coefficient de détermination (R^2_{sature}=0,97 ; R^2_{libre}=0,90R^2_{lie}=0,94). 305

VI.1.13 Loi de régression de type exponentielle permettant l'estimation de la teneur en eau à partir des profondeurs de la bande d'absorption spécifique de l'eau centrée à 0,97 μm dans le cas de sédiment fins-vaseux (échantillon n°4 c.f. § Annexe A). La profondeur de bande d'absorption est la profondeur de la gaussienne modélisée par MGMA. Avec R^2_{sature}=0,988 ; R^2_{libre}=0,761R^2_{lie}=0,843. 306

VI.1.14 Inversion des données observées et validation du modèle prédisant la teneur en eau à partir de l'évolution des profondeurs de bande d'un sédiment sablo-vaseux. La relation linéaire et de pente ≈1 montre que les données prédites sont conformes aux observables avec un coefficient de détermination de : R^2_{sature}=0,977. (échantillon n°1 c.f. § Annexe A). 307
VI.1.15 Évolution de l'ordonnée à l'origine du continuum MGMA appliqué à une gamme de longueurs d'ondes de [0,4-1,035 μm] et pour différents échantillons prélevés sur la zone intertidale de la baie de Bourgneuf. La figure de droite montre la tendance générale retenue. 308
VI.1.16 a) Loi de régression permettant d'estimer les teneurs en eau à partir du paramètre du continuum du MGMA (*i.e.* l'ordonnée à l'origine) d'un sédiment sablo-vaseux (échantillon n°1 c.f. § Annexe A). La résolution spectrale des données a été au préalable dégradée à la résolution spectrale des donnéees DAIS-7915. b) Inversion des données observées et validation du modèle. La relation linéaire montre que les données prédites sont conformes au données observées (pente ≈1). 309
VI.1.17 Inversion de la régression obtenue sur des spectres d'autres échantillons prélevés sur la zone intertidale de la baie de Bourgneuf et dont le contenu en eau est connu pour validation de la régression. Les sédiments se distinguent principalement les uns des autres par leurs granulométries moyennes. L'échantillon a) correspond au même échantillon ayant servi pour élaborer le modèle mais décarbonaté. Les échantillons b) et c) sont des sédiments sablo-vaseux d'origines différentes de celui ayant servi à élaborer le modèle (échantillons n°6 et n°5 c.f. § Annexe A). Quel que soit le type d'échantillon les valeurs prédites semblent s'aligner sur une droite avec les valeurs observées. Les pentes ne semblent pas conformes, elles sont inférieures à la valeur 1. Bien que les résultats du modèle sont sous-estimés, le modèle est jugé acceptable et peut être appliqué à une large gamme d'échantillons. 311
VI.1.18 Inversion de la régression obtenue sur des spectres d'autres échantillons prélevés sur la zone intertidale de la baie de Bourgneuf et dont le contenu en eau est connu pour validation de la régression. Les sédiments se distinguent principalement les uns des autres par leurs granulométries moyennes. L'échantillon a) est vaso-sableux (échantilllon n°3). L'échantillon b) (échantillon n°4) est une vase selon la terminologie texturale de Folk. Quel que soit le type d'échantillon les valeurs prédites semblent s'aligner sur une droite avec les valeurs observées. Les pentes ne semblent pas conformes, elle est inférieure à la valeur 1 (cas -a) ou supérieure à 1 (cas -b). Bien que les résultats du modèle sont respectivement sous-estimés et sur-estimés, le modèle est jugé acceptable et peut être appliqué à une large gamme d'échantillons. 312
VI.1.19 a) Loi de régression permettant d'estimer les teneurs en eau à partir du paramètre du continuum du MGMA (*i.e.* l'ordonnée à l'origine) d'un sédiment sablo-vaseux (échantillon n°1 c.f. § Annexe A). La résolution spectrale des données a été au préalable dégradée à la résolution spectrale des données ROSIS. b) Inversion des données observées et validation du modèle. La relation linéaire (pente ≈ 1) montre que les données prédites sont conformes aux données observées. 313
VI.1.20 Comparaison du MGMA et du MGM sur l'évolution du comportement spectral de la bande d'absorption à 0,97 μm au cours de la déshydratation ; en fonction de la profondeur de bande (figure gauche) ; en fonction de l'ordonnée à l'origine (figure droite). Ici, il s'agit d'un sédiment sablo-vaseux (échantillon n°1 c.f. § Annexe A). . 314

VI.1.21 Relation entre l'absorption fondamentale de l'eau centrée à 2,8 μm et son harmonique centrée à 0,97 μm (échantillon n°1). Les paramètres de bandes d'absorptions sont : la largeur à mi-hauteur pour la fondamentale et la profondeur de bande pour son harmonique. Notons que durant la déshydratation, les réponses spectrales des absorptions modélisées respectivement par Gaussienne Inverse (dans le cas de la fondamentale) et par MGMA (dans le cas de l'harmonique) sont comparables. . . . 315

VI.1.22 a) Relation entre la teneur en eau et l'absorption fondamentale de l'eau centrée à 2,8 μm (FWHM) et son harmonique centrée à 0,97 μm (profondeur de bande prédite selon les équations de la figure VI.1.12, échantillon n°1). b) Relation linéaire entre les paramètres d'absorptions de l'harmonique centrée à 0,97 μm (profondeur e bande) en fonction du paramètre caractérisant l'absorption fondamentale (FWHM) avec un coefficient de détermination de : R^2=0,999. 316

VI.1.23 Spectres de réflectance des sables de Noirmoutier enrobés d'une patine d'oxyde de fer (échantillon n°7 c.f. § Annexe A) : a) pris à différentes tailles de grain décarbonaté et sans matière organique ; b) exemple d'un sable déconvolué par le MGMA montrant les relations entre les oxydes de fer et les absorptions. Notons que l'erreur quadratique moyenne RMS située en bas de la fenêtre spectrale (courbe orange) est exagérée verticalement par 10 pour une meilleure visibilité. 316

VI.1.24 Évolution de l'ordonnée à l'origine du continuum MGMA en fonction de la granulométrie moyenne (ici des sables de plage,échantillon n°7 c.f. § Annexe A)) pour une gamme de longueurs d'ondes de [0,4-1,035 μm]. Pour faciliter la lecture chacune des classes granulométrique est annotée par son grain moyen. Chaque fraction granulométrique suit une évolution de type exponentielle décroissante au cours de la déshydratation. Le tableau de droite synthétise ces évolutions. 318

VI.1.25 Représentation tridimensionelle de l'ajustement des données issues du MGMA par une fonction parabolique. a) Le modèle de régression statistique (c.f. relation Granulométrie) permet de retrouver la granulométrie en fonction des paramètres d'absorption (profondeur de bande) et des paramètres du continuum MGM (ordonnée à l'origine ou intercept). b) Le modèle de régression statistique (c.f. relation teneur en eau) permet d'estimer la teneur en eau en fonction des paramètres d'absorption (profondeur de bande) et des paramètres du continuum MGM (ordonnée à l'origine ou intercept). 321

VI.2.1 Application de la déconvolution hyperspectrale automatique par le MGMA sur des spectres de microphytobenthos acquis respectivement par les spectromètres imageurs a) DAIS 7915, b) ROSIS et c) un spectre de laboratoire acquis par le GER. En haut à gauche figure la carte de localisation du pixel extrait (spectre de réflectance) et à droite de cette carte sont représentés les paramètres d'entrée MGM élaborés grâce à la dérivation spectrale et les interprétations biologiques des absorptions. En bas de la figure, sont représentés les spectres déconvolués illustrant le comportement des absorptions à une augmentation de la résolution spectrale dans une gamme de longueurs d'ondes donnée. 325

VI.2.2 Comparaison de la déconvolution par le MGMA et par le MGM de l'image DAIS 7915. Les spectres déconvolués représentent des sédiments plus ou moins humides. Les chiffres correspondent aux localisations des spectres sur l'image. 327

VI.2.3 Comparaison de la déconvolution par le MGMA et par le MGM de l'image DAIS 7915. Les spectres déconvolués représentent les principaux constituants biologiques. Les chiffres correspondent aux localisations des spectres sur l'image. 328
VI.2.4 Application de la déconvolution par le MGMA sur l'image ROSIS. 330
VI.2.5 Paramètres du continuum (ordonnée à l'origine) produit à partir du MGMA sur les données DAIS et les données ROSIS. 332
VI.2.6 Diagramme de dispersion bidimensionnelle représentant la relation entre les valeurs de l'ordonnée à l'origine du continuum ROSIS en fonction de celles de DAIS 7915. Afin de comparer les données entre elles, les données ROSIS ont été dégradées à la résolution spatiale de DAIS 7915. Chaque point du diagramme correspond spatialement au même pixel quelle que soit l'image aux incertitudes de mesures près (géoréférencement, mosaïque). Le codage de couleur (arc-en-ciel avec le bleu foncé pour les valeurs les plus faibles) marque la densité de pixels. La majeure partie de la population (zone rouge) semble d'aligner sur une droite. 333
VI.2.7 Carte des propriétés bio-géophysiques de la zone intertidale élaborée à partir de l'image hyperspectrale DAIS. Les paramètres du continuum (ordonnée à l'origine, pente et RMSE) ont été classés puis regroupés en sept classes non supervisées . . . 335
VI.2.8 Diagramme de dispersion bidimensionnelle représentant la relation entre la profondeur de l'absorption centrée à 0,97 μm acquise par MGMA et son aire calculée après retrait du continuum de type Clark and Roush, (1984). Chaque point du diagramme correspond à un pixel de l'image DAIS 7915. Le codage de couleur (arc-en-ciel avec le bleu foncé pour les valeurs les plus faibles) marque la densité de pixels. Nous constatons une forte corrélation positive entre les deux paramètre d'absorption. 336
VI.2.9 Cartographie de la teneur en eau relative des sédiments de la zone intertidale de la baie de Bourgneuf. Chacune des cartes est élaborée à partir des modèles de régression statistique de type exponentielle visant à retrouver les teneurs en eau à partir de l'absorption spécifique de l'eau centrée à 0,97 μm. La carte a) représente les secteurs saturés en eau (mer, cuvette). Les cartes b) et c) correspondent à l'eau présumée libre et liée. 338
VI.2.10 Diagramme de dispersion bidimensionnelle représentant la profondeur de l'absorption centrée à 0,97 μm et la teneur en eau. Chaque point du diagramme correspond à un pixel de l'image DAIS 7915. Les trois unités respective des types d'eau présumées saturée, libre et liée sont nettement séparées et confirment ainsi la bonne réalisation de l'application des relations conduites en laboratoire à l'image. 339
VI.2.11 Cartographie de la teneur en eau des sédiments de la zone intertidale de la baie de Bourgneuf. La carte est élaborée à partir des modèles de régression statistique de type exponentielle visant à retrouver les teneurs en eau à partir de l'absorption spécifique de l'eau centrée à 0,97 μm (Profondeur de bande). Ici figurent uniquement les états hydriques correspondant à l'eau présumée libre et liée. L'état hydrique saturé n'est pas représenté. 341
VI.2.12 Cartographie de la teneur en eau des sédiments de la zone intertidale de la baie de Bourgneuf. La carte est élaborée à partir des modèles de régression statistique de type exponentielle visant à retrouver les teneurs en eau à partir du continuum (ordonnée à l'origine). La carte de gauche estime la teneur en eau pour DAIS 7915 tandis que celle de droite estime la teneur en eau pour ROSIS. 343

VI.2.13 Carte des faciès granulométriques de la zone intertidale élaborée à partir de l'image hyperspectrale DAIS. La granulométrie est extraite au moyen d'un modèle de régression statistique tridimentionnel (X, les classes granulométrique moyennes ; Y, la profondeur de l'absorption centrée 0,97 μm et Z, l'ordonnée à l'origine du continuum). 346

VI.2.14 Diagramme de dispersion bidimensionnelle représentant la granulométrie en fonction de l'ordonnée à l'origine du continuum. Chaque point du diagramme correspond à un pixel de l'image DAIS 7915. Le codage de couleur (arc-en-ciel avec le bleu foncé pour les valeurs les plus faibles) marque la densité de pixels. 347

VI.2.15 Diagramme de dispersion bidimensionnelle montrant la relation négative entre la granulométrie en fonction la teneur en eau calculée à partir de l'absorption de l'eau. Chaque point du diagramme correspond à un pixel de l'image DAIS 7915. Globalement, plus la taille des grains augmente, plus la teneur en eau diminue. 348

VI.2.16 Cartes des faciès granulométriques de la zone intertidale élaborée à partir de l'image hyperspectrale DAIS. Pour clarifier la compréhension et la distribution des faciès, les tailles des particules ont été regroupées en quatre classes granulométriques dont les limites correspondent à celles des classifications usuelles en sédimentologie. L'imagette a) montre des dépôts de plage, b) les dépôts de houle, c) les levées du chenal du Falleron et d) les dépôt grossiers du sud de la slikke. 350

VI.2.17 Cartographie DAIS de la biomasse et du pourcentage de couverture à partir du modèle de mélange non-linéaire. 354

VI.2.18 Cartographie ROSIS de la biomasse et du pourcentage de couverture à partir du modèle de mélange non-linéaire. 355

VI.2.19 Diagramme de dispersion bidimensionnelle montrant les relations entre la Chlorophylle-c et la la Chlorophylle-a des données DAIS 7915 a) et ROSIS b). Chaque point du diagramme correspond à un pixel de l'image DAIS 7915 et ROSIS. Les tendances de distribution entre la Chlorophylle-a et la Chlorophylle-c semblent être linéaires dans les deux cas. 356

VI.2.20 Diagramme de dispersion bidimensionnelle montrant les relations entre la teneur en eau calculée à partir du continuum et les pourcentages de Chlorophylle-a et de Chlorophylle-c calculées à partir des profondeurs de bandes des absorptions spécifiques (respectivement centré à 0,675 et 0,630 μm). Chaque point du diagramme correspond à un pixel de l'image DAIS 7915 et ROSIS. Bien que les valeurs varient entre les instruments DAIS 7915 et ROSIS les distributions sont similaires. 359

VI.2.21 Diagramme de dispersion bidimensionnelle montrant les relations des vitesses critiques de contraintes de cisaillement : a) Les valeurs issues de la formulation de Shields sont exprimées en fonction de celles de Hjulström ; b) les valeurs issues de la formulation de Shields sont exprimées en fonction de celles de la taille de grain moyen ; c) les valeurs issues de la formulation de Shields sont exprimées en fonction de celles du contenu supposée en eau liée. 360

VI.2.22 Cartes des vitesses de contraintes de cisaillement critique théorique basées sur la taille des grains. La carte à gauche est calculée à partir de la formule de Schield, celle de droite est calculée à partir de la formule de Hjulström. 362

VI.3.1 Représentations en fonction de la longueur d'ondes des fonctions analytiques théoriques normalisées : Gaussienne (G), Lorentzienne (L) et fonction de Voigt (V). a) Les FWHM (Full Wildth at Half Maximum) et b) les aires des bandes analytiques (G & L) sont équivalentes 367
VI.3.2 Pseudo-fonctions de Voigt représentant en unité de variance l'évolution des profils en fonction du facteur de proportionalité, pour une Gaussienne M=0, pour une Lorentzienne M=1 369
VI.3.3 Déconvolution spectrale d'un spectre de réflectance de microphytobenthos provenant du jeu de données ROSIS. Le spectre est modélisé par trois types de fonction analytique a) gaussienne, b) pseudo-fonctions de Voigt (M=0,5) et c) lorentzienne. . 370

A.1 Localisation de l'ensemble des échantillons prélevés et géoréférencés en baie de Bourgneuf. Les couleurs symbolisent les différentes campagnes menées. Les chiffres correspondent aux localisations (GPS, coordonnées Lambert II zone 30) des échantillons étalons ayant servis aux analyses durant l'étude. 390

B.1 Courbes granulométriques cumulatives des échantillons sélectionnés dans l'étude (c.f. chiffres). Les courbes sont représentés à la fois en échelle "phi" (à gauche) et en échelle "microns" (à droite). 394
B.2 Diagrammes triangulaires représentant les analayses DRX des sédiments superficiels prélevés (0-2 mm) sur la vasière de la baie de Bourgneuf ($n\sim$ 66-100 échantillons). L'analyse semi-quantitative est basée sur l'intensité des pics de chaque diffractogramme. a) -Quartz–Micas–Feldspaths- représentant les proportions des matériaux terrigènes. Dans le cortège minéralogique, la fraction en quartz domine très largement ($\approx$ 80-99 %). b) -Halite– Fraction terrigène (muscovite $+$ feldspaths– Fraction Carbonatée (Calcite, Dolomite)- représentant les proportions des matériaux secondaires les plus représentatifs. c) -Dolomite–Calcite–Fraction Carbonatée (calcite, dolomite, coquilles)- représentant la proportion des minéraux carbonatés par rapport aux teneurs totales (coquilles comprises). 397
B.3 Exemples de diffractogrammes caractéristiques de la fraction argileuse ($\leqslant 2\ \mu$m) de deux vases prélevées en baie de Bourgneuf : a) échantillon 6 ; b) échantillon 5. Les diffractogrammes de couleur verte, bleue et rouge correspondent respectivements aux essais naturels, glycolés, chauffés. Chaque pic est annoté par la position des réflexions basales. 398
B.4 Rigidité initiale τ_y d'un vase prélevée au niveau du port du Collet (Baie de Bourgneuf) en fonction de sa concentration (C) (source des donnés brutes : Xiong (2008)). Les grandeurs sont représentés en échelle double-logarithmique. 399

C.1 Les différentes étapes du Modèle Gaussien Modifié Automatique (MGMA). Exemple de déconvolution d'un spectre de réfectance typique d'un mélange argileux montmorillonite-illite issu de la bibliothèque spectrale USGS (Verpoorter et al. 2007). 402

Liste des tableaux

I.2.1 Tableau récapitulatif des différentes formulations des contraintes de cisaillement critique à l'érosion des sédiments et leurs applications. 55

II.1.1 Longueurs d'ondes des couleurs primaires du spectre visible. 67

II.1.2 Principales fenêtres atmosphériques dans le domaine spectral 0,4 et 2,5 μm. 77

II.2.1 Caractéristiques techniques des capteurs parmis les plus connus. Les spécifictés exactes peuvent différer d'une étude à une autre.) 99

II.2.2 Caractéristiques optiques et spectrales du spectroradiomètre ASD FieldSpec3 FR utilisé dans ce travail. 102

II.2.3 Description des conditions d'acquisition de l' image hyperspectrale DAIS 7915 en baie de Bourgneuf. 109

II.2.4 Caractéristiques techniques du spectromètre imageur DAIS 7915 (résolutions spectrale et gamme de longueur d'ondes des domaines spectraux). 109

II.2.5 Description des conditions d'acquisition des images hyperspectrales ROSIS en baie de Bourgneuf 111

III.1.1 Absorptions caractéristiques majeures relatives aux minéraux argileux, Kln : kaolinite, Smc : smectite, Ill : illite (d'après Hauff, 2000). 127

III.1.2 Caractéristiques spectrales des minéraux argileux basées sur les paramètres des bandes d'absorption majeures (d'après Kariuki, (2004)). 128

III.1.3 Pigments majeurs du groupe microphytobenthos (d'après Paterson, 1998) 138

III.2.1 Intensités relatives des bandes d'absorptions observées dans le domaine du PIR par rapport au domaine du MIR, globalement l'intensité des absorptions des harmoniques diminue vers les courtes longueurs d'ondes en fonction d'un facteur multiplicatif et du nombre de transition. 143

III.2.2 Tableau synthétisant les différentes absorptions de l'eau et les types de vibrations dans le domaine de l'infrarouge (d'après Whiting et al., 2004) 146

IV.1.1 Indices de réfraction (r) de l'eau et de quelques minéraux des sédiments pour $\lambda =$ 0,76 μm. 211

IV.1.2 Classification des faciès sédimentaires selon la taille des particules et les terminologies descriptives correspondant à chacune des classes granulométriques. 213

IV.1.3 Tableau représentant les teneurs en carbonates et en matières organiques calculées respectivement par la méthode de la calcimétrie et de la perte au feu. Les calculs statistiques ont été réalisés sur un ensemble de 66 échantillons. 219

IV.2.1 Tableau récapitulatif des pourcentages relatifs des principaux minéraux présents dans les sédiments de la vasière intertidale de la Baie de Bourgneuf ($\sim$ 100 échantillons). La fraction siliceuse (quartz) est largement abondante. 232

IV.2.2 Tableau synthétisant les principales généralités des faciès sédimentaires. 234

V.1.1 Tableau représentant les principaux avantages et inconvéniants du modèle MGM. . . 250

VI.1.1 Tableau représentant les absorptions spécifiques de l'eau (0,97 ; 1,2 ; 1,45 ; 1,79 et 1,90 μm) et hydroxyle (2,2 μm) pouvant être utilisées comme proxy de l'état hydrique des sédiments (eau saturée, eau libre, eau liée et eau structurelle). Le tableau synthétise également l'ordre d'apparition et de disparition des bandes d'absorption spécifique de l'eau. Les signes plus ($+$) et moins ($-$) indiquent respectivement l'apparition et la disparition de la bande en question. 291

VI.2.1 Tableau représentant la relation entre la taille de grain moyenne en fonction de la teneur en eau sélectionnée sur trois zones présumées différentes (zone d'eau : saturée, libre, liée). Globalement les faible teneurs en eau sont associées aux grains grossiers et inversement. La zone saturée en eau est de granulométrie plus fine que la zone riche en eau libre Les sédiments de la zone riche en eau libre sont eux-mêmes plus fins que ceux de la zone riche en eau liée. 349

VI.2.2 Tableaux représentant une estimation moyenne des paramètres biologiques en fonction des zones riches en eau saturée, en eau libre et en eau liée. Le tableau a) est une estimation moyenne de la biomasse et du pourcentage de couverture issus du traitement par modèle de mélange non-linéaire. Le tableau b) est une estimation moyenne des profondeurs de bandes interprétées comme étant associés aux pigments de microphytobenthos de type Chlorophylle-a (0,675 μm) et Chlorophylle-c (0,623 μm) issue du traitement par MGMA. 358

B.1 Tableau représentant les paramètres statistiques en relation avec la granulométrie des échantillons sélectionnés dans l'étude (mts. arithmétiques et géométriques). . . 392

B.2 Tableau représentant les paramètres statistiques en relation avec la granulométrie des échantillons sélectionnés dans l'étude (mts. arithmétiques et géométriques). . . 393

B.3 Tableau intégrant les compositions des divers constituants relatifs aux échantillons sélectionnés et faisant office d'étalons au cours des analyses. Les fractions minéralogiques résultent des analyses semi-quantitatives (%) par DRX. Les teneurs en carbonates (%, calcimétrie) et en matières organiques (%, perte au feu) sont également représentés. 396

INTRODUCTION GÉNÉRALE

L'espace côtier de la baie de Bourgneuf concentre un maximum d'enjeux et de risques tant sur le plan écologique que physique. La mobilité des sédiments constitue un obstacle important pour la compréhension de la dynamique côtière (zone d'érosion, zone d'engraissement) et le développement conchylicole (élevage des coquillages) ou biologique en général. De nombreuses techniques permettent d'appréhender la morphologie du littoral. Elles sont manuelles (point par point), automatiques, sous-marines, terrestres, aériennes ou satellitaires (télédétection), mais leurs propriétés particulières les rendent plus ou moins adaptées aux différents types de suivi. Les problématiques accompagnant la mise en place d'un suivi littoral sont d'origines diverses. Au-delà des procédures, il apparaît aujourd'hui nécessaire de s'intéresser, en France, à de nouvelles techniques comme l'imagerie hyperspectrale qui permettent de traiter rapidement et de manière uniforme des linéaires côtiers importants. Ce type d'outil est de plus en plus indispensable à la mise en place de schémas globaux de gestion du littoral, tout comme aux suivis environnementaux, à l'échelle départementale ou régionale (Pays de la Loire).

En matière d'accessibilité, certaines techniques s'imposent à d'autres. Notre expérience montre que les mesures point par point de la baie de Bourgneuf se révèlent très délicates à réaliser à partir des relevés *in situ*, du fait des terrains difficiles voire inaccessibles (vases, chenaux de marée, conditions tidales, ...). C'est pourquoi, des mesures aéroportées paraissent plus adaptées. Ce dispositif est idéal pour l'étude des vasières littorales dès lors que les vols commandés sont en phase avec les conditions tidales, c'est-à-dire à la basse mer. En effet, la largeur des estrans qui composent la baie de Bourgneuf est fréquemment supérieure à 1 km.

1 La mesure en sédimentologie côtière et sa représentativité

La cartographie sédimentaire a bénéficié, au cours de ces dernières décennies, de nombreuses révolutions technologiques. L'accroissement du nombre de systèmes d'acquisition à bord des plateformes aéroportées (AVIRIS, DAIS, ROSIS, HYMAP...) et le développement de nouveaux systèmes de mesure en laboratoire ont été mis en oeuvre afin de réactualiser la cartographie des sédiments des côtes françaises. Ces travaux récents s'inscrivent logiquement dans la prolongation des travaux menés en sédimentologie depuis plus d'un siècle.

1.1 Représentativité et limites des méthodes utilisées

De nombreuses approches, directes ou indirectes reposant sur l'expérimentation *in situ* (spectroscopie visible-infrarouge, granulométrie laser, microscopie électronique à balayage, diffraction des rayons X...) sont employées pour caractériser les sédiments. Toutes présentent des avantages et des inconvénients qu'il convient de prendre en considération pour apprécier la fiabilité des techniques couramment disponibles et valider les résultats obtenus.

A) Mesures directes : du terrain au laboratoire

Pour cartographier les faciès sédimentaires, il est nécessaire de pouvoir disposer d'un minimum d'analyses, de prélèvements d'échantillons, de mesures granulométriques (taille des particules) et d'en évaluer entre autres la teneur en eau et la matière organique. Bien que les analyses en laboratoire assurent un contrôle systématique à la caractérisation, les analyses de ces prélèvements ne sont pas normées ce qui entraîne des écarts d'interprétation d'une région à l'autre.

B) Mesures indirectes : La Terre vue du ciel

Il y a quelques années, nous fûmes tous éblouis par la collection de photographies aériennes de Yann Arthus Bertrand : "La Terre vue du ciel" (Arthus-Bertrand, 2005). Le succès mondial était justifié en lui-même par la qualité artistique des photographies et sans doute par l'intérêt croissant que les hommes portent enfin à leur planète. En fait, l'étude de la planète Terre vue du ciel par les scientifiques -géologues, géographes, géophysiciens, biologistes- est un phénomène qui n'a guère plus de 50 ans.

La méthode aéroportée la plus couramment utilisée pour cartographier les sédiments littoraux est "l'orthophoto". Cette méthode consiste à établir des cartes géo-référencées à partir de photos aériennes géométriquement corrigées. La principale source d'information que nous avons sur les objets qui nous entourent est la façon dont ils réfléchissent la lumière solaire : par leur clarté, leur couleur, leur aspect. L'oeil est le capteur naturellement dédié à cette fonction, mais des instruments de mesures nous permettent désormais de quantifier le pourcentage de rayonnement réfléchi en fonction de la longueur d'onde : c'est la réflectance spectrale. Depuis le début des années 70, la communauté scientifique dispose d'un nouvel outil qui présente l'avantage d'intégrer à la fois l'information spatiale et l'information spectrale, c'est la **télédétection** satellitaire.

1.2 La télédétection

A) Principe de base de la télédétection

En référence à l'éthymologie du terme, la télédétection se traduirait par "observation à distance". Elle recouvre en ce sens tous les moyens qui permettent d'acquérir une information sur un objet sans contact matériel avec lui (un bruit, une odeur). Cependant, aujourd'hui le terme se réfère à **l'observation à distance basée sur le rayonnement électromagnétique**. Dans ce cadre, la télédétection se présente comme la technique d'observation à distance par les moyens de la mesure et du traitement du rayonnement émis ou réfléchi par la cible étudiée. Son but est d'en tirer des informations concernant la nature de la cible, ses propriétés, son état. Dans cette étude, nous utiliserons la télédétection dite passive, c'est-à-dire celle qui examine les propriétés de **réflexion** (ou d'émission) de la cible (le substrat sédimentaire), avec comme source primaire le rayonnement solaire ou la cible dans le cas de l'émission. Outre les effets liés à l'atmosphère, le rayonnement incident interagit avec la matière (le

sédiment) par des processus complexes, car le sédiment réfléchit une partie de l'énergie en direction du capteur aéroporté.

B) La télédétection hyperspectrale

La télédétection à haute résolution spectrale (ou hyperspectrale) s'applique à identifier et à mesurer les propriétés optiques des objets de la surface terrestre par l'analyse de leurs caractéristiques spectrales fines. À chaque pixel d'une image hyperspectrale corrrespond une courbe quasiment continue donnant l'intensité du rayonnement réfléchi associée au pixel à de nombreuses longueurs d'onde du spectre. On obtient ainsi des **spectres de réflectance**. Par l'analyse de ces courbes, l'imagerie hyperspectrale permet de reconnaître dans la surface observée la **signature spectrale** de ses constituants. On peut ainsi identifier les différents matériaux présents (minéraux, teneur en eau, végétaux, constituants chimiques,...) mais également déterminer leur abondance. Leur estimation relève des processus d'absorption du rayonnement par la matière qui sont relativement connus. En revanche, en ce qui concerne les propriétés physiques des sédiments (granulométrie, rugosité des surfaces), l'estimation reste à ce jour mal connue. Ces dernières relèvent aussi bien des processus d'absorption que des phénomènes de diffusions. C'est la raison pour laquelle l'analyse des faciès granulométriques par télédétection hyperspectrale constituera l'un des points centraux de notre travail de thèse.

2 Objectifs de la thèse : cartographie des estrans de la baie de Bourgneuf

Ce travail de thèse a pour principal objectif de cartographier la nature et la distribution des faciès sédimentaires de la baie de Bourgneuf via l'approche "télédétection hyperspectrale aéroportée". Nous y distinguerons :

- les paramètres physiques des sédiments (taille des particules, compositions, teneur en eau),
- les paramètres biologiques des sédiments (microalgues, macrovégétation).

2.1 Cadre de l'étude

A) La baie de Bourgneuf

La baie de Bourgneuf se situe au sud de l'estuaire de la Loire (Ouest de la France ; c.f. partie gauche de la figure 1). Au sein de ce vaste bassin sédimentaire, d'une superficie de 2 500 ha, nous nous focaliserons essentiellement sur la zone intertidale de la baie, c'est-à-dire la zone de l'estran située entre le balancement de la marée basse et de la marée haute. Le domaine intertidal de la baie de Bourgneuf représente un environnement important tant sur le plan écologique que physique. La mobilité des sédiments de la baie de Bourgneuf est contrôlée à la fois par les processus hydrodynamiques

propres à la baie et par la nature des sédiments (comportement cohésif ou non). Le phénomène de cohésion est lui-même gouverné par les propriétés intrinsèques des sédiments.

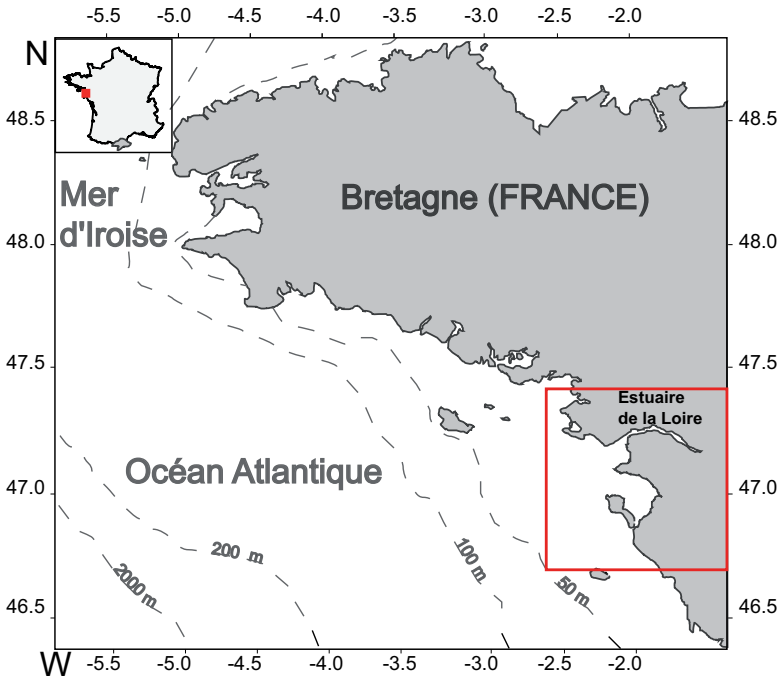


FIG. 1 – Cadre de l'étude générale dans lequel s'inscrit la Baie de Bourgneuf.

Outre son aspect physique, la baie de Bourgneuf est le siège d'une forte activité économique tournée vers la mer : ostréiculture, mytiliculture et pêche (3^{me} rang national). De nos jours, la frange littorale est fortement affectée par des problèmes d'érosion (*e.g.* estrans de l'île de Noirmoutier) et d'engraissement (*e.g.* vasière orientale de la baie, notre site d'étude). Il est maintenant reconnu que ce système naturellement en déséquilibre est largement affecté par le phénomène de réchauffement climatique et est d'autant plus déstabilisé. Connaître les faciès sédimentaires dans un système aussi complexe que le littoral nous permet de remonter à la notion de cohésion des sédiments et *a fortiori* aux problèmes d'érosion et d'engraissement de nos côtes. Si une cartographie systématique des faciès sédimentaires a pu-être réalisée par la télédétection hyperspectrale, cela nous a donné l'occasion, en dehors des outils utilisés dans le domaine de la sédimentologie et de l'océanographie, d'aborder ce travail en traitant l'information sédimentaire sous un nouvel aspect. La mise en oeuvre des méthodes de traitements numériques et d'analyses d'images hyperspectrales nous a permis d'aboutir à une cartographie des faciès sédimentaires détaillée de la région d'étude avec des résultats satisfaisants.

B) Données à disposition

Notre étude se base sur l'analyse des données des imageurs hyperspectraux proche-infrarouge DAIS-7915 [Digital Airbone Imaging Spectrometer 7915] et ROSIS [Reflective Optics System Imaging Spectrometer]. La mission aéroportée HySENS, datant du 13 août 2002, a permis l'acquisition d'images hyperspectrales DAIS-7915 et ROSIS permettant d'approcher au plus près les propriétés physiques des sédiments.

2.2 Cartographie des propriétés géophysiques des sédiments

A la suite de traitements judicieusement adaptés, l'exploitation des signatures spectrales devrait permettre d'accéder aux propriétés intrinsèques des sédiments (granulométrie, humidité, composition minéralogique et floristique, etc.). Les cartes obtenues après traitements seraient de grande précision. Elles seraient même discriminantes dans la mesure où elle permettent de différencier et de quantifier les couverts sableux, vaseux et le type de végétation. Malgré la relative commodité d'obtention des caractéristiques sédimentaires superficielles, cette technique d'investigation ne permet cependant pas d'obtenir des mesures en profondeur. D'autre part, la discrimination entre les artefacts de mesure (bruit instrumental...) et les variations naturelles reste encore délicate à l'heure actuelle. C'est d'ailleurs l'un des défis majeurs que la communauté scientifique s'attache à résoudre.

2.3 Cartographie des propriétés biophysiques des sédiments

La résistance à l'érosion est non seulement liée aux propriétés physique des sédiments mais également à la présence ou non de film microalgal se formant à la surface des sédiments à marée basse. Les biofilms peuvent être détectés grâce à leurs pigments notamment la Chlorophylle-a. Après une série de traitements informatiques (modèle de mélange), des cartes de biomasse et de pourcentage de couverture spatiale ont pu être élaborées. Il a été montré que la technologie liée à la télédétection hyperspectrale permet d'accéder à une information sub-pixellaire. En effet, à l'échelle du pixel, une forte concentration de microalgues ne correspond pas sytématiquement à un fort pourcentage de couverture spatiale et inversement.

3 Organisation du manuscrit

Ce manuscrit s'articulera autour de cinq parties :

1. Sur la base d'une synthèse bibliographique, la première partie aura pour but de donner une vision la plus complète possible de l'état des connaissances sur le contexte sédimentaire de la baie de Bourgneuf. Dans un premier temps, nous rappellerons les connaissances générales sur la baie. Puis, nous nous focaliserons sur les principales caractéristiques de la zone intertidale et

plus praticulièrement sur les mécanismes hydro-sédimentaires permettant d'expliquer la répartition des faciès sédimentaires au niveau des estrans et cela à de larges échelles. Nous porterons ensuite l'accent sur la vasière orientale de la baie dans la mesure où elle constitue plus spécifiquement notre site d'étude. Nous terminerons cette partie par une brève description des facteurs influençant la dynamique sédimentaire à méso-échelle et micro-échelle. Nous verrons que ces facteurs, qu'ils soient d'ordre physique ou d'ordre biologique, influençent indéniablement le comportement cohésif des sédiments.

2. Dans la seconde partie, nous définirons les principes de bases de la télédétection hyperspectrale depuis le rayonnement électromagnétique à l'acquisition d'informations. Cette partie comprend des définitions jugées utiles pour la compréhension de ce manuscrit et régulièrement mentionnées. Après avoir rappelé les effets physiques conduisant à la génération des propriétés spectrales, nous caractériserons les spectromètres utilisés pour mener à bien nos analyses.

3. Dans la troisième partie, le premier chapitre sera consacré à établir un bilan des principales études menées en télédétection hyperspectrale pour cartographier les faciès sédimentaires. Ces dernières s'appuient sur les travaux scientifiques récents ou moins récents ayant contribué à l'amélioration des connaissances en télédétection littorale. A ce stade émerge une difficulté majeure : Comment séparer dans la signature spectrale les effets dus à la granulométrie de ceux correspondant au contenu en eau des sédiments ? Cette difficulté pointe souvent les limites des méthodes utilisées. Dans le second chapitre, nous caractériserons les propriétés optiques des sédiments de la zone intertidale. Pour ce faire, nous décrirons les facteurs influençant les valeurs de réflectance des spectres, à savoir la composition physico-chimique des sédiments (minéralogie, matière organique,...), la teneur en eau et la granulométrie. Nous présenterons quelques méthodes d'études et les moyens classiques mis en oeuvre pour tenter d'extraire les propriétés bio-géophysiques des sédiments.

4. La quatrième partie portera essentiellement sur les méthodes classiquement utilisées en sédimentologie pour caractériser les sédiments prélevés sur le terrain. Nous présenterons les expérimentations conduites en environnement contrôlé dans le but de caractériser la granulométrie (granulométrie laser, tamisage), la composition (teneur en eau, calcimétrie, perte au feu), la minéralogie (diffraction des rayons X et microscope électronique à balayage). Puis, nous présenterons le protocole expérimental mis en place pour acquérir les spectres de réflectances. Les propriétes physiques des sédiments étant en partie connues grâce aux analyses sédimentologiques, nous avons jugé bon de présenter les résultats issus des expérimentations. Il s'agira de résultats interessants mais intermédiaires. L'analyse spectrale en environnement contrôlé permet d'essayer de répondre à la question précédemment posée : comment séparer les différents effets. On contrôle les paramètres que l'on change, on peut donc observer/caractériser leurs effets sur les spectres de réflectance.

5. Jusqu'à présent, les quelques études conduites en télédétection littorale et visant à déterminer la granulométrie, la teneur en eau et la biomasse des sédiments étaient basées soit sur l'analyse des absorptions spécifiques aux constituants (analyse de la forme des absorptions, indices, rapports de bandes), soit sur le traitement des images hyperspectrales par des méthodes de classifications supervisées ou non-supervisées (c.f. la troisième partie).

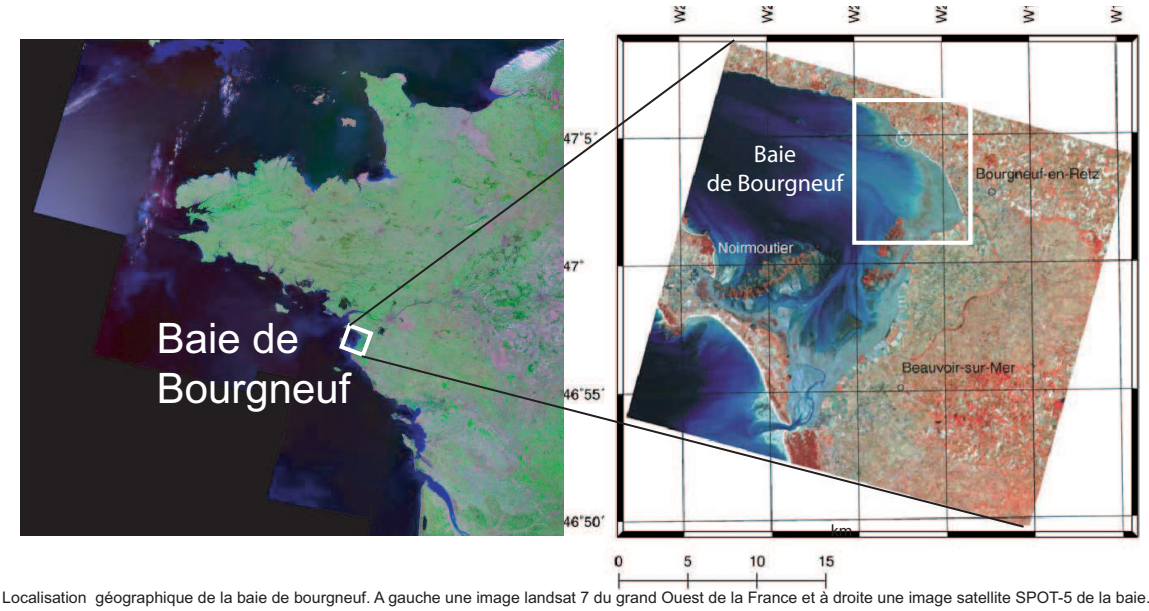
   Toutefois, nous verrons que l'usage des absorptions spécifiques de l'eau est limité aux conditions de laboratoire et ne peut pas être extrapolé aux images hyperspectrales à cause des effets atmosphériques. De plus, l'analyse des absorptions ne renseigne pas sur la taille des particules des sédiments. Bien que le contraste spectral des absorptions puisse être affecté par les effets de la granulométrie, le phénomène de diffusion du rayonnement par les particules prédomine sur les mécanismes d'absorptions. La diffusion influence la forme générale du spectre de réflectance aussi appelé continuum de réflectance. Enfin, les méthodes de classifications sont difficilement exportables d'un environnement à un autre. C'est pourquoi, il demeure nécessaire de trouver de nouvelles méthodes capables d'extraire les propriétés bio-géophysiques des sédiments, c'est l'objet de cette cinquième partie.

   Dans cet esprit, nous avons sélectionné un modèle d'inversion, le MGM (Modèle Gaussien Modifié). Initialement développé par Sunshine et al, (1990), ce modèle permet de déconvoluer les spectres de réflectance par une somme d'absorptions et d'un continuum modélisé. Nous avons donc choisi d'utiliser ce modèle car il semblait offrir le sérieux avantage d'accéder à la forme générale des spectres par l'analyse du continuum. Autrement dit, il devrait être possible d'extraire du continuum des informations essentielles à la caractérisation des faciès sédimentaires (*i.e.* granulométrie, teneur en eau). Cependant, cette méthode d'inversion présentait le grand inconvénient d'être sensible aux paramètres d'entrée du modèle. Il revenait donc à l'utilisateur de paramétrer le modèle. Dans la perspective d'obtenir des résultats plus robustes et sans *a priori* nous avons automatisé le MGM au moyen de la dérivation spectrale. Il s'agit du MGMA (Modèle Gaussien Modifié Automatique). Nous détaillerons cette nouvelle approche (le MGMA) dans cette partie.

6. Dans la dernière partie, nous présenterons les résultats issus des mesures des spectres de réflectance en environnement contrôlé et traité par MGMA. Les résultats montrent principalement les relations entre les absorptions, le continuuum et les paramètres sédimentaires. Les paramètres d'absorption spécifique des bandes d'hydratation issus du MGMA peuvent être utilisés pour extraire la teneur en eau des sédiments. Une importante partie sera consacrée à la validation des résultats. Les paramètres du continuum MGM ont également été exploités avec succès pour extraire la teneur en eau et la granulométrie des sédiments. À notre connaissance, l'analyse du continuum MGM comme proxy de l'hydratation et de la granulométrie n'avait jamais été démontrée expérimentalement dans les études antérieures. Elle constitue ici toute l'originalité

de cette étude. Seul le concept de transfert radiatif faisait intervenir les processus de diffusion par les particules. Par conséquent, l'analyse du continuum par MGMA constitue véritablement le coeur de notre travail. Nous verrons que contrairement aux absorptions, l'analyse du continuum offre le grand avantage de pouvoir s'affranchir des effets atmosphériques. Les relations physiques et mathématiques préalablement établies en laboratoire afin d'obtenir une cartographie de ces paramètres, ont ensuite été extrapolées aux images hyperspectrales DAIS 7915 et ROSIS. Nous décrirons et interpréterons les cartes de teneur en eau et des fractions granulométriques ainsi obtenues. La cartographie des fractions granulométriques et du contenu en eau a donc été obtenue directement grâce aux produits du MGMA (absorption et continuum). En revanche, les cartes de biomasses ont été obtenues en appliquant le MGMA au modèle de mélange non-linéaire développé par Combe et al. (2005). On verra aussi comment nous avons tenté de dégager les éventuelles relations entre les paramètres sédimentaires (taille des grains/teneur en eau ; Chlorophylle-a/taille des grains). Pour conclure, nous discuterons des résultats obtenus ainsi que de leurs limites. Nous énumèrerons également les nombreuses perspectives qu'offre le continuum MGM comme proxy des paramètres sédimentaires et ses futures applications, notamment dans le domaine de la sédimentologie (*e.g.* le comportement cohésif des sédiments), l'intégration des résultats à la dynamique sédimentaire (*e.g.* modélisation hydrodynamique,...).

Partie I
CADRE DE l'ÉTUDE



Localisation géographique de la baie de bourgneuf. A gauche une image landsat 7 du grand Ouest de la France et à droite une image satellite SPOT-5 de la baie.

I.1 Présentation générale de la baie de Bourgneuf 13

I.1.1 Introduction 13
I.1.2 Contexte général 14
I.1.3 Physionomie de la baie de Bourgneuf 16
I.1.4 Cadre hydrodynamique 21
I.1.5 Environnement sédimentologique 28

I.2 Caractéristiques de la zone intertidale 33

I.2.1 Les domaines sédimentaires 33
I.2.2 Nature et répartition des faciès sédimentaires en zone intertidale 40
I.2.3 Les "waddens" ou vasières littorales 44
I.2.4 Mécanismes d'envasement 45
I.2.5 Conditions critiques de début d'érosion 53
I.2.6 Conclusion 59

Chapitre I.1

Présentation générale de la baie de Bourgneuf

I.1.1 Introduction

Ce chapitre a pour objectif de décrire le paysage sédimentaire de la baie de Bourgneuf et d'introduire les processus sédimentaires conduisant à la répartition spatiale des faciès sédimentaires de la zone intertidale. Nous rappellerons quelques aspects fondamentaux de la dynamique sédimentaire marine en lien avec les processus de sédimentation. Compte tenu de la complexité du système, il est difficile d'envisager une description exhaustive. C'est pourquoi, nous nous limiterons à décrire uniquement les principaux processus sédimentaires pouvant être à l'origine de la répartition des faciès sédimentaires observés en zone intertidale. Ces travaux se basent sur les rares études sédimentologiques disponibles en baie de Bourgneuf, au regard du volume important d'études réalisées sur les analogues environnementaux du point de vue de leur dynamique que sont la baie du Mont-Saint-Michel et la baie de Marennes-Oléron. Une description globale des différentes entités sédimentaires avait été réalisée par Gouleau (1968; 1975). Nous nous sommes largement inspirés de ces travaux pour comprendre le contexte sédimentologique de la baie. Depuis lors, on constate un manque évident de données publiques relatives à cet environnement.

Dans un premier temps, nous décrirons le contexte sédimentaire global dans lequel s'inscrit la baie de Bourgneuf (Figure I.1.1). Puis, nous envisagerons successivement l'examen de la zone littorale de la baie (plages, waddens, côtes rocheuses) dans son comportement dynamique. Enfin, nous analyserons les effets généraux liés à ces mécanismes sur les structures sédimentaires macroscopiques.

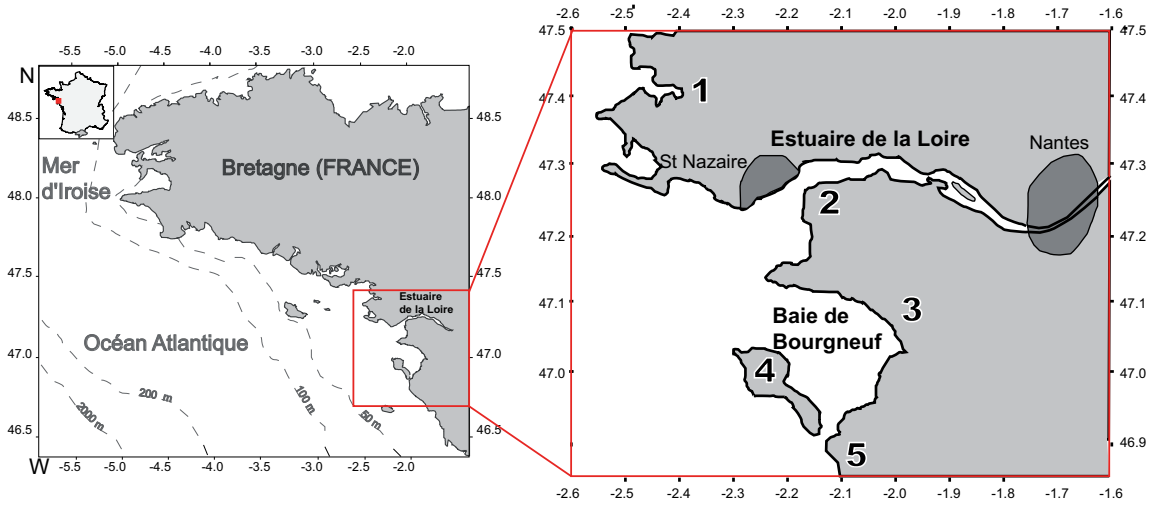


FIG. I.1.1 – Cadre de l'étude générale dans lequel s'inscrit la Baie de Bourgneuf. Les chiffres en gras représentent les différentes provinces sédimentologiques affectées par le système de la Loire : 1 littoral rocheux de la Bretagne, 2 l'estuaire de la Loire, 3 la baie de Bourgneuf, 4 l'île de Noirmoutier et 5 le littoral sableux Vendéen.

I.1.2 Contexte général

Le régime sédimentaire des estrans de la baie de Bourgneuf est tributaire de nombreux facteurs affectant la province sédimentologique, appelée également unité physiographique de l'estuaire de la Loire. Les facteurs sédimentaires (nature, quantité de matière et mouvements des sédiments) et les facteurs dynamiques (marées, courants, houles, vents), sont autant de paramètres qu'il convient de prendre en compte pour comprendre le contexte général dans lequel s'inscrit la géographie, la géomorphologie, la géologie, la climatologie, l'hydrographie et l'hydrologie de la baie.

Le grand système estuarien de la Loire est localisé entre le sud de la Bretagne et le littoral vendéen (1˚58'2˚15'W ; 46˚53'-47˚06'N). Il s'étend depuis la ville de Nantes à celle de Saint-Nazaire et communique avec le golfe de Gascogne par l'embouchure située entre la pointe de Chémoulin et la pointe de Saint Gildas (Figure I.1.2). De nombreuses provinces sédimentologiques sont affectées par les mécanismes hydro-sédimentaires de l'estuaire jusqu'à son embouchure. Le système complexe de la Loire a d'ailleurs fait l'objet de plusieurs études visant à mieux comprendre son équilibre hydro-sédimentaire de même que les effets des périodes d'étiages sur l'environnement, la remontée de la salinité et du bouchon vaseux, l'appauvrissement catastrophique en oxygène dissous (anoxie) et bien d'autres (Ottmann, 1978; Mabiala-Mabélé, 1989; Estuaire, 2003). D'une manière générale, les eaux estuariennes sont transportées par les courants en direction du proche plateau continental ; là, elles affectent les provinces littorales qui bordent l'estuaire. Ce vaste système sédimentaire englobe différentes unités physiographiques (Figure I.1.1) ; nous en distinguerons cinq, du Nord au Sud :

1. le littoral rocheux de la Bretagne (les côtes de la baie de la Vilaine et de Belle-Ile), entaillé par

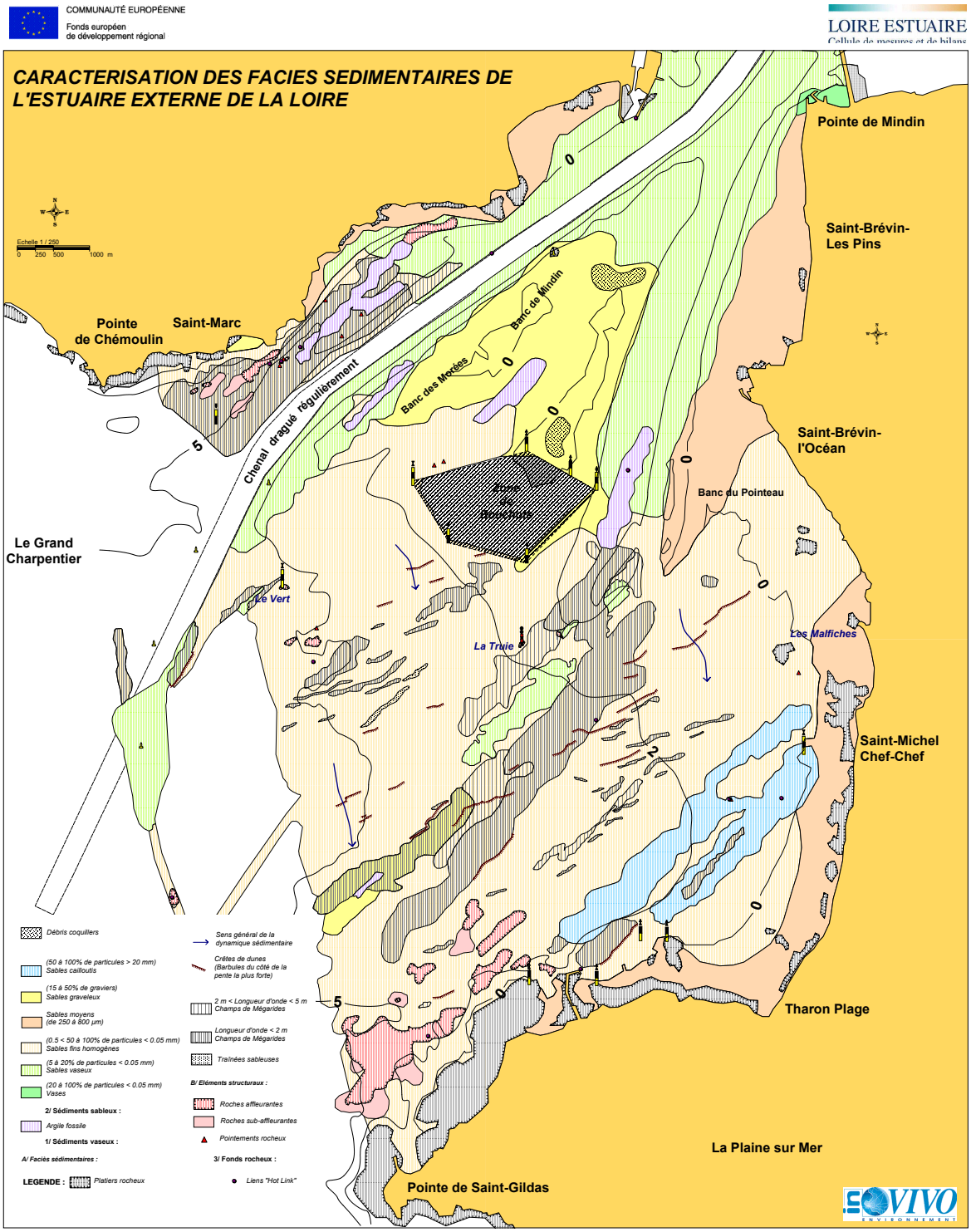


FIG. I.1.2 – Caractérisation des faciès sédimentaires de l'estuaire externe de la Loire, d'après CMB Loire Estuaire (2003).

de nombreuses échancrures où viennent se nicher des petites plages,

2. l'estuaire de la Loire proprement dit, avec toute la complexité et l'importance des mouvements sédimentaires qui s'y produisent,
3. la baie de Bourgneuf délimitée par la pointe de Saint-Gildas, Fromentine et l'île de Noirmoutier,
4. le côté Ouest de l'île de Noirmoutier exposé à l'action directe de l'Océan Atlantique,
5. le littoral vendéen situé entre Fromentine et la pointe du Grouin du Cou. Ce dernier est constitué par un cordon littoral sableux, modelé par des dunes et par des complexes rocheux.

Dorénavant, nous nous focaliserons plus particulièrement sur l'unité physiographique de la baie de Bourgneuf. La majeure partie des études réalisées sont à vocation biologiques (Barillé et al., 1997; Méléder, 2003; Dubois et al., 2003; Combe et al., 2005; Cognie et al., 2006). Les rares études existantes portant sur la sédimentologie de la baie remontent aux années soixante-dix (Gouleau, 1968; Gouleau, 1975; Mounes, 1974; Mabounda, 1980).

I.1.3 Physionomie de la baie de Bourgneuf

I.1.3.1 Cadre géographique

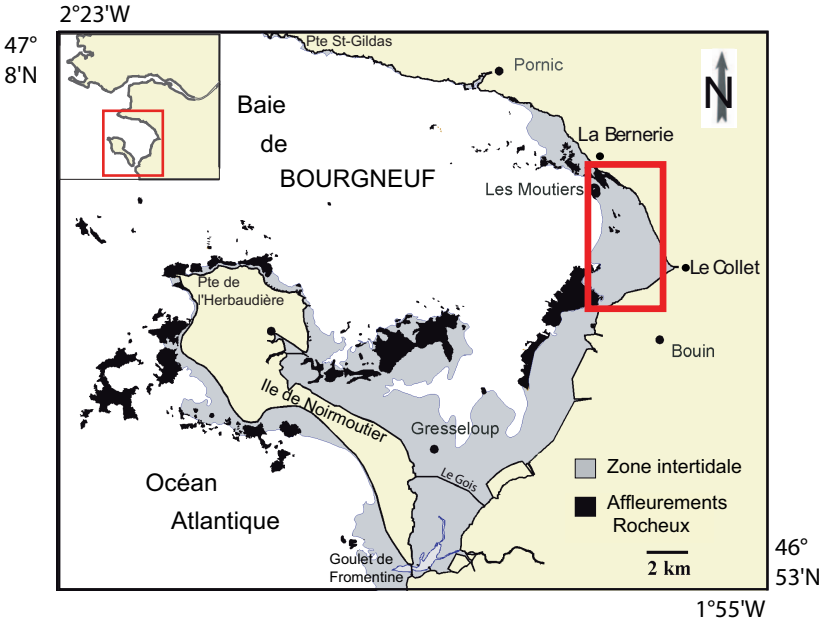


FIG. I.1.3 – Cadre géographique de la baie de Bourgneuf, le rectangle rouge représente le site d'étude.

La baie de Bourgneuf (46°53'N-47°08'N, 1°55'-2°23'W) est localisée sur le littoral atlantique français au Sud de l'estuaire de la Loire (Figure I.1.3). Couvrant une superficie de 340 km^2, la baie

est délimitée au Nord par le plateau hercynien du pays de Retz, au Sud-Est par le marais Breton et au Sud-Ouest par l'île de Noirmoutier. La baie de Bourgneuf est isolée de l'Océan Atlantique par l'île de Noirmoutier mais communique par deux ouvertures océaniques de dimensions inégales :

- au Nord, s'ouvre entre la pointe de Saint Gildas et de l'Herbaudière une large passe de 12 km ;
- au Sud, entre les Pointes de la Fosse et de Notre-Dame-des-Monts, un étroit goulet de 0,8 km, permet également les échanges entre la baie et l'océan, c'est le goulet de Fromentine.

I.1.3.2 Cadre géologique

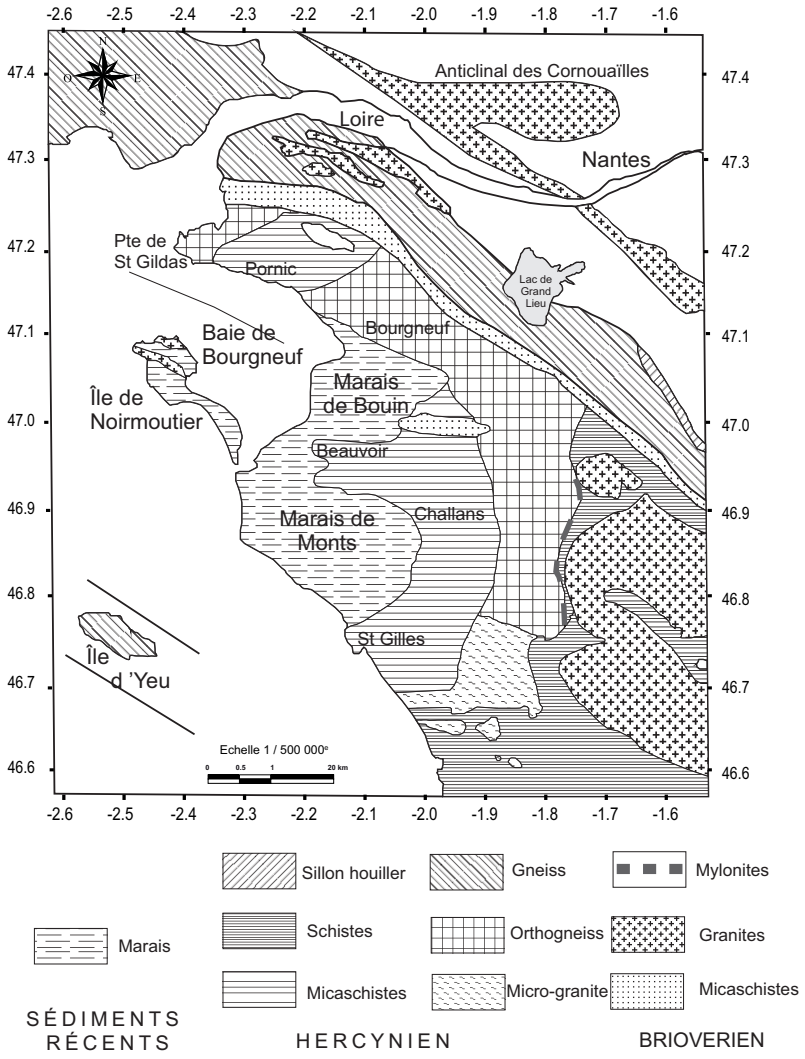


FIG. I.1.4 – Cadre géologique général simplifié représentant les principales lithologies et les structures briovériennes et hercyniennes.

Comment se présente le contexte géologique de la baie de Bourgneuf ? Cette partie mériterait

d'être plus développée, mais nous nous limiterons à une description sommaire des formations géologiques de la baie, dans la mesure où elles permettent d'intégrer les sources potentielles à l'origine du comblement sédimentaire actuel de la baie. Grossièrement, les mécanismes d'érosion et d'altération affectent les roches primaires du bassin versant de la Loire (roches magmatiques, métamorphiques et sédimentaires). Ils constituent les premières étapes du cycle sédimentaire. Ensuite, les produits d'érosion et d'altération, c'est-à-dire les sédiments, sont pris en charge par les agents de transport (mer, Loire, rivières, vents, etc.). Le stade ultime du cycle sédimentaire concerne le dépôt des sédiments dans la baie.

Du point de vue de sa géologie, la baie de Bourgneuf est localisée au Sud de l'anticlinal des Cornouailles qui s'étire de la pointe du Raz à l'Ouest jusqu'à Nantes à l'Est (Figure I.1.4) La baie est située au Sud de la zone de discontinuité majeure, largement faillée par l'activité tectonique hercynienne (-340 à -300 millions d'années) appelée zone de cisaillement sud armoricain. Elle est encadrée par des unités structurales sensiblement différentes : au Nord par le plateau hercynien du pays de Retz, au Sud-Ouest par l'île de Noirmoutier et au Sud-Est par les marais de Bouin également appelés marais Breton. Si les limites actuelles sont surtout fixées par le colmatage (partie méridionale de Noirmoutier et marais Breton), son emplacement est contrôlé par la tectonique. La baie est entièrement creusée dans les schistes briovériens épimétamorphiques. Ils correspondent aux affleurements rocheux qui composent le pourtour. Une étude pétrographique a permis de montrer que le domaine épimétamorphique qui forme la limite Nord de la baie de Bourgneuf s'étend vers le large (Delanoë et Marchand, 1974; Vanney, 1977). La côte Nord est orientée W.NW-E.SE soit de direction dite "armoricaine" ; c'est une zone faillée séparant le horst du pays de Retz du bassin d'effondrement (graben) qu'occupent les sédiments de la baie de Bourgneuf. D'ailleurs, nous remarquerons que les deux principaux chenaux de la baie, le chenal de la Pierre et le chenal du Centre sont eux-mêmes de direction "armoricaine" (Figure I.1.5). Au sein de la baie, d'importantes formations sédimentaires recouvrent le socle briovérien :

- les calcaires plus ou moins sableux d'âge Lutétien forment la majeure partie du soubassement rocheux de la baie,
- des grès et des calcaires éocènes affleurent principalement à la Roche de Bouin, au Préroire et à la Vendette (c.f. figure I.1.5),
- des marais quaternaires récents à actuels bordent la baie ; nous y trouvons à l'est le marais de Bouin et des Monts et à l'ouest le marais de Noirmoutier (Figures I.1.4).

Les structures profondes de la partie méridionale de la baie sont le plus souvent masquées par une grande quantité de sédiments holocènes et actuels. Dans cette partie se développe le domaine intertidal.

Il est primordial d'intégrer l'environnement géologique de la baie de Bourgneuf pour comprendre l'origine et la nature des sédiments qui la comblent. La plupart des sédiments qui remplissent la baie sont hérités de l'érosion des granites, des gneiss et des schistes qui affleurent abondamment sur le continent. Les produits d'altération sont essentiellement constitués de sables, composés de grains de quartz et de feldspaths. À ces matériaux s'ajoutent de plus faibles quantités de minéraux lourds, tels

que la magnétite. Les micas, chlorites et autres minéraux en paillettes composent également les sables littoraux. Le stade ultime de l'altération des roches du bassin versant de la Loire conduit à former les argiles. Celles-ci constituent un élément important des vases qui, dès qu'elles sont sous leur forme "mobiles", tendent à être remises en suspension puis entraînées au large.

I.1.3.3 Cadre morpho-bathymétrique

A) Cadre morphologique global

Le cadre géomorphologique global est tributaire des évènements géologiques qui ont affecté la région au cours des temps géologiques. Il oppose les formations au Nord rattachées au Massif Armoricain, à celles au Sud, qui font partie du bassin sédimentaire Aquitain. Rappelons que la baie de Bourgneuf est formée de dépressions allongées suivant la direction sud-armoricaine et séparées par des reliefs souvent recouverts de sédiments grossiers. Cette dépression serait le résultat d'une activité tectonique d'âge prétertiaire (Ters, 1961). Le socle briovérien, faillé au NE, a été recouvert par la transgression éocène de calcaires sablo-gréseux dont les parties dures forment les îles qui émergent du Marais (Bouin) ou des hauts fonds de la baie et ceux de Noirmoutier (Figure I.1.4).

B) Baie de Bourgneuf-Marais Breton-Ile de Noirmoutier

Les marais sont des éléments importants de l'aspect géomorphologique du littoral (Mounes, 1974). Les marais sont situés, non seulement sur le continent, mais également sur la façade-Est de l'île de Noirmoutier. Le Marais Breton se développe depuis Bourgneuf jusqu'à Saint-Gilles-Croix-de-Vie (Figure I.1.4). Il comprend deux zones distinctes. La première, en baie de Bourgneuf, est relativement abritée, entre Bourgneuf et Fromentine. La seconde, entre Fromentine et Saint-Gilles, est quant à elle exposée aux actions de l'océan. Les marais côtiers d'Atlantique se sont formés il y a environ 12 000 ans suite à la transgression Flandrienne. Au cours de la remontée du niveau relatif marin, des matériaux fins de type "vases" ont pu remblayer les anciennes côtes précédemment entaillées et constituer le marais. Elles sont souvent formées de sables et de vases d'épaisseur moyenne de 5 à 7 m. Parfois, émergent des pointements rocheux. Les apports vaseux de la Loire viennent de leur côté combler le golfe de Machecoul, le transformant en polder, puis en marais.

L'île de Noirmoutier, qui n'était jusque-là que caractérisée par un socle briovérien, a été étendue vers le Sud par le cordon littoral actuel. Cette modification structurale a eu pour conséquence de bouleverser le régime hydrodynamique de la baie (Gouleau, 1968). Effectivement, le Sud de l'île de Noirmoutier est formé d'une flèche alluviale sableuse, la pointe de la Fosse, appuyée sur des roches calcaires tertiaires. Un couvert végétal fût mis en place afin de stabiliser la flèche, notamment par des psammophytes (oyats), parfois des pins maritimes ou encore des cyprès de Lambert. La partie sud de la baie de Fromentine à Bourgneuf est fortement poldérisée. La morphologie du panache de la Baie de Bourgneuf est à mettre en relation avec un système de bancs et de chenaux. Le panache du Goulet de

Fromentine est remarquable (plus de 6 km). Ses eaux fortement turbides longent la côte occidentale de l'île de Noirmoutier. Les eaux de la Loire et de Fromentine indiquent une dérive vers le Nord-Ouest.

C) Cadre bathymétrique

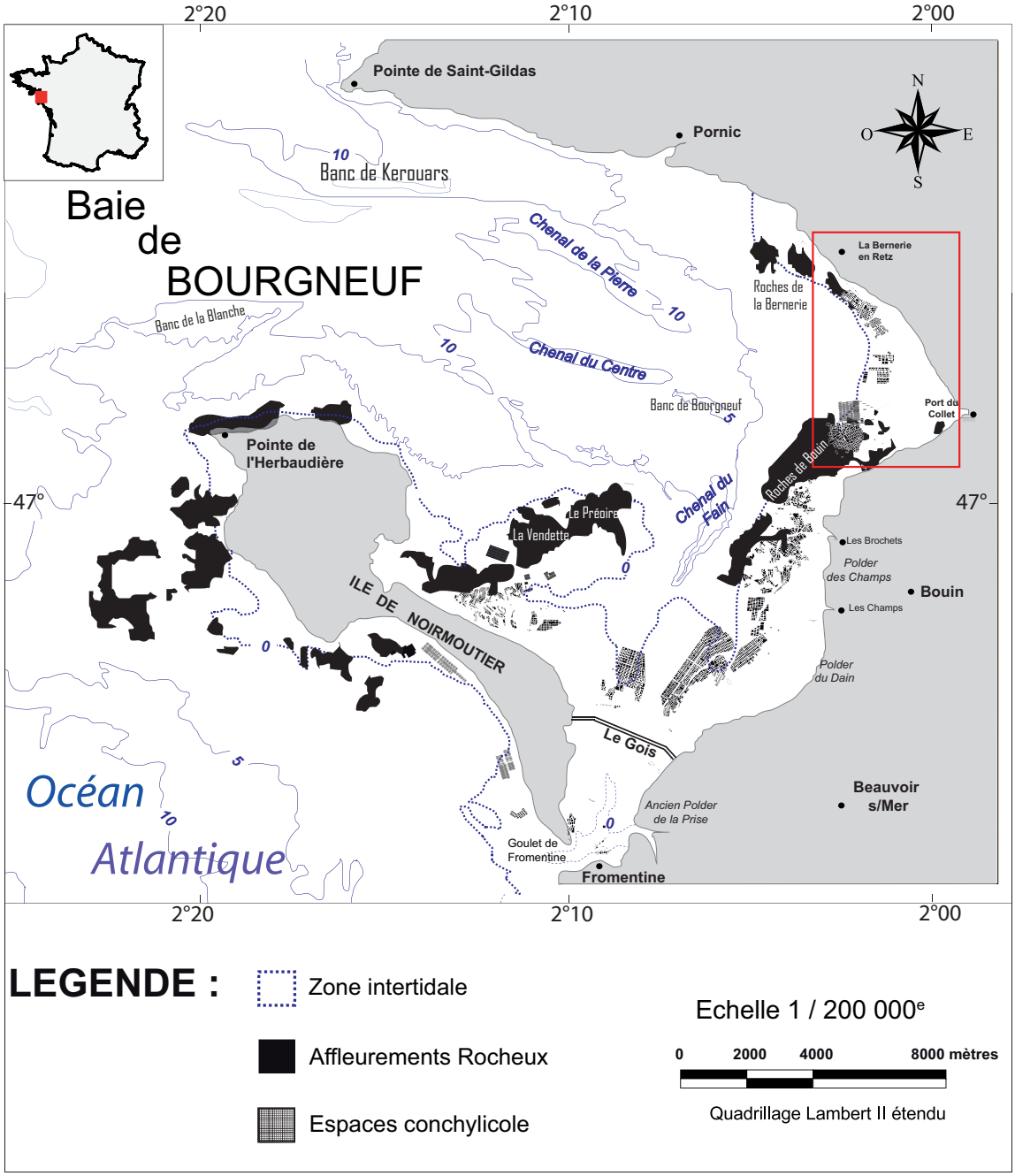


FIG. I.1.5 – Cadre de l'étude, noms géographiques cités (toponymie), bathymétrie, espaces conchylicoles.

Une bathymétrie générale, peu détaillée et de faible résolution spatiale, est proposée par le Service Hydrographique Océanographique de la Marine (S.H.O.M.) où se distinguent deux grands ensembles bathymétriques (Figure I.1.5). Le premier, au Nord-Est toujours submergé, accuse une profondeur moyenne de 10 m. Il se compose de quelques reliefs continentaux et montre également l'existence de deux chenaux anciens. De profondes vallées entaillent le socle de la baie et forment les fosses (du Fain, du Centre, de la Pierre) témoins de réseaux hydrographiques creusés pendant la régression pré-flandrienne. Une campagne de sismique réflexion a permis de montrer que ces derniers empruntent les zones de fractures de direction Armoricaine (Delanoë et Gouleau, 1971) :

– le chenal de la Pierre, de côte - 15 m, se subdivise en deux bras isolant ainsi le rocher de la Pierre du Chenal. Vers l'Ouest, la paléovallée s'élargit et s'approfondit atteignant -45 m au niveau du banc de Kerouars ;
– le chenal du Centre prend naissance à la côte -10 m et s'approfondit vers l'Ouest atteignant -35 m au niveau de la pointe de Saint-Gildas.

Le deuxième grand ensemble bathymétrique, au Sud, constitue une zone relativement peu profonde. Ennoyée sous les sédiments, elle tend à s'exonder à la faveur d'apports sédimentaires importants. Hormis le chenal du Fain, à marée basse, se découvrent de vastes étendues planes de type sablo-vaseuses. Le chenal du Fain de côte -35 m est, quant à lui, orienté Nord-Sud. Sa morphologie est étroite, de forme sinueuse et aucune paléovallée ne le prolonge. Il est bordé par deux plateaux rocheux calcaires, les roches de Bouin à l'Est et les roches de la Préroire et de la Vendette à l'Ouest. La morphologie de celui-ci a été interprétée par Delanoë et al. (1971) comme étant un relief karstique datant des dernières régressions quaternaires.

I.1.4 Cadre hydrodynamique

I.1.4.1 Courantologie

Les courants jouent un rôle sédimentologique essentiel. Ils interviennent dans la mise en mouvement des particules (érosion), dans leur transport (turbidité des eaux) et dans leur sédimentation. Les courants marins sont fortement dépendants de la marée mais peuvent également être influencés par les vents du secteur nord-ouest. La baie de Bourgneuf est soumise à un cycle tidal semi-diurne dont l'amplitude des marées oscille entre 1,5 m en période de mortes-eaux (coefficient de marée 40) et 6,0 m en période de vives-eaux (coefficient de marée 100). La différence entre les niveaux d'une pleine mer et d'une basse mer correspond à l'amplitude de marée ou marnage. Elle est de l'ordre de 6,0 mètres durant les marées de vives-eaux. Les courants marins sont en partie contrôlés par la bathymétrie. La profondeur moyenne atteint 10 mètres entre les chenaux qui sillonnent et qui alternent avec les hauts fonds.

Schématiquement (Figure I.1.6), le courant de flot pénètre dans l'enceinte de la baie *via* la grande

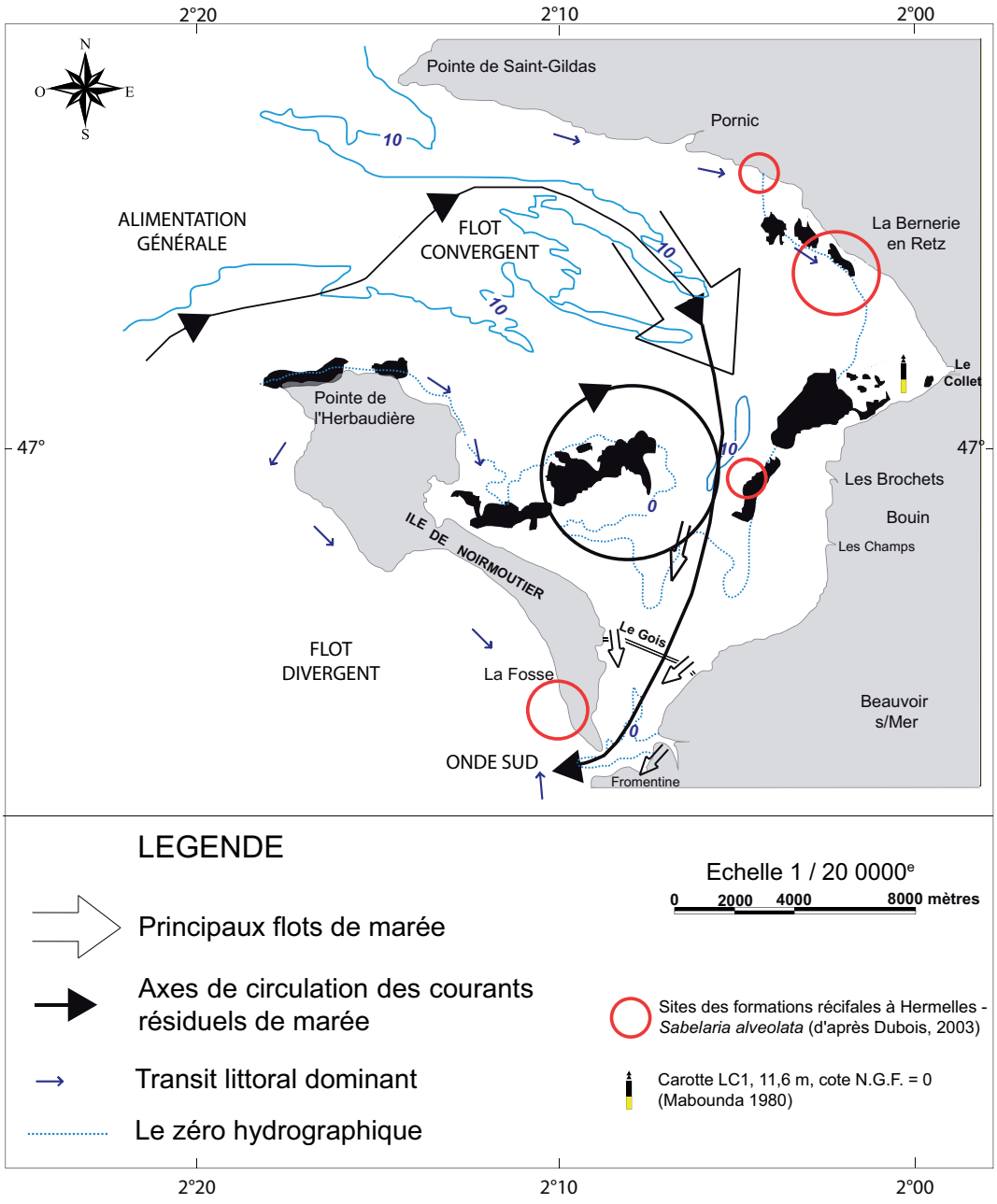


FIG. I.1.6 – Schéma des circulations résiduelles de marée (Lazure, 1992) intégrant le zonage des hermelles, cercles rouge (Dubois, 2003) et les sites de quelques carottes (Mabounda, 1980).

ouverture océanique nord, occupe toute la partie nord de la baie et subit un mouvement circulaire de masse d'eau de type dextrogyre. Les eaux océaniques sont dirigées en direction des vasières dans un premier temps, vers l'Est puis vers le Sud. Les masses d'eaux sont ralenties par la barre rocheuse de la Vendette, pénètrent dans le chenal de Fain pour finalement occuper la partie Sud de la Baie

(L.C.H.F., 1987). Comme nous l'avons vu précédement, la partie Sud de la baie n'est pas totalement fermée et communique avec l'océan par le goulet de Fromentine. A mi-marée, les courants de flots de directions Nord et Sud se rencontrent au niveau du passage du Gois jusqu'à sa submersion (Figure I.1.7). Le Gois constitue en fait un haut fond qui subdivise la baie en deux zones hydrographiques indépendantes. Cette zone est le siège de vastes courants tourbillonnaires Nord et Sud qui permettent le développement des faciès sableux, au niveau du Gois d'une part et vers les côtes orientales d'autre part. Ce processus est parfaitement décrit par les cartes de courants résiduels. Une fois que le courant de jusant prédomine sur le courant de flot, la quasi-totalité de la masse d'eau repart en direction inverse (Lazure, 1992). Seule une infime partie des eaux de la baie s'écoule par l'étranglement de Fromentine où des courants particulièrement violents sont enregistrés à plus de 5 nœuds et entretiennent un chenal de 10 à 15 mètres de profondeur. La baie se vide rapidement, les masses d'eaux résident en général environ 2 mois dans la baie (L.C.H.F., 1987). Néanmoins, l'hydrodynamisme de cette région reste complexe compte tenu des multiples interactions avec l'estuaire de la Loire et les facteurs météorologiques océanniques. Ces derniers peuvent avoir des actions parfois concordantes mais le plus souvent antagonistes (Salomon et Lazure, 1988). Par conséquent, le schéma de circulation des eaux décrit précédement n'est pas toujours systématique.

FIG. I.1.7 – Clichés du passage du Gois de la baie de Bourgneuf. La photo de gauche illustre les différents états du Gois durant les stades de marée (basse mer, marée montante, haute mer). La photo de droite montre la submersion du Gois.

I.1.4.2 L'eau de mer : transparence, turbidité

L'eau de mer ne constitue pas un milieu optiquement pur. Sa transparence, extrêmement variable dans le temps et l'espace, dépend de la qualité des matières en suspension (M.E.S.) qui peuvent être à la fois des éléments vivants, du plancton et des éléments détritiques, organiques et minéraux. Dans le milieu de la sédimentologie, nous préfèrerons exprimer la turbidité de l'eau plutôt que sa transparence. Le caractère plus ou moins turbide des eaux de la baie est lié à de nombreux facteurs, ici résumés sommairement, dont :

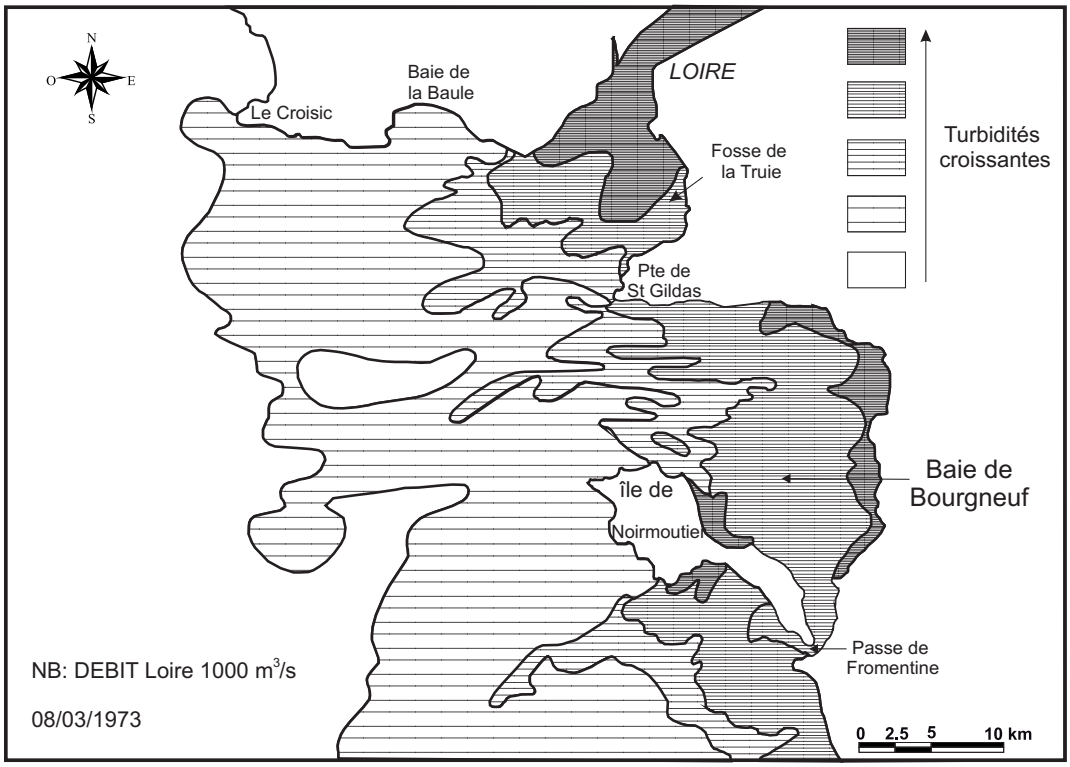


FIG. I.1.8 – Évacuation des eaux estuariennes turbides à l'embouchure de la Loire le 8 mars 1973 en période de forts débits fluviaux (d'après Castaing 1976).

– l'état de la mer ; phénomène de turbulence et de remise en suspension des sédiments ;
– les apports continentaux ; en baie de Bourgneuf, la masse alluvionnaire drainée par les rivières en direction de la mer est relativement faible. Les plus fortes turbidités observées sont associées aux périodes de crises, c'est-à-dire pendant les périodes de crues de la Loire (Froidefond et al., 2003) ;
– la production saisonnière du phytoplancton et du zooplancton (matière organique et ses déchets).

Les sédiments qui comblent la baie de Bourgneuf sont principalement des vases mélangées à une fraction de sables en proportion variable. La sédimentologie des vases de la baie est largement tributaire de l'évacuation des eaux estuariennes turbides provenant de la Loire (Figure I.1.8). Gouleau (1975; 1976) avait constaté que d'importants apports externes proviennent essentiellement de la pénétration du bouchon vaseux de l'embouchure de l'estuaire dans la baie, lorsque les crues de la Loire coïncident avec les faibles coefficients de marée. L'accumulation des matériaux fins peut s'expliquer par des conditions hydrodynamiques particulières, à la marée dynamique ou à la marée saline. Par exemple, si l'agitation liée à la houle et au clapot est faible, le dépôt des matières en suspension (M.E.S.) peut se produire facilement lors des renverses de courant, d'autant plus qu'une salinité croissante peut favoriser

la floculation de ces matières.

La figure I.1.8 illustre un exemple de la distribution des concentrations relatives (les turbidités le 8 mars 1973 correspondant à un débit fluvial de la Loire de 1000 m^3s^{-1}). Nous pouvons constater que les fortes concentrations de matières en suspension sont géographiquement corrélées aux vasières intertidales de la baie de Bourgneuf. Ce qui s'explique facilement par le fait que ces zones correspondent à des fonds de baie et représentent plus ou moins des zones de calme énergétique, c'est-à-dire là où les conditions hydrodynamiques sont faibles. Les images satellitaires montrent que d'importants panaches turbides liés à l'expulsion du bouchon vaseux de la Loire en crue atteingnent la baie de Bourgneuf. Des études plus récentes ont permis d'estimer la turbidité des eaux superficielles à partir des mesures de réflectance de la surface océanique sur des images satellites (Froidefond et al., 2003). Les résultats obtenus sur la scène SPOT (26 mars 2002, 11h19, 3 h avant la pleine mer) montrent que même en décrue de la Loire (débit$_{Loire}$=1000 m^3s^{-1}, après un pic de 1700 m^3s^{-1} observé 5 jours auparavant), les franges côtières de l'île de Noirmoutier et de la baie de Bourgneuf présentent des concentrations dont les valeurs peuvent parfois dépasser 0,200 kg m^3 (coef. 71-80, vents NE modérées (4 à 6 m^{-1})). Mais il s'agit ici d'observations de la répartition des turbidités de surface ; le déplacement, principalement lié aux courants marins, est de l'ordre du kilomètre avec le flot et le jusant. Les déplacements résiduels sont d'une toute autre grandeur et la relation entre la baie et l'estuaire deviendrait dans ce cas dépendante des débits de la Loire et du régime des vents (Grossel et al., 2001). Les transferts sédimentaires de fond et leurs impacts sur l'envasement sont encore à ce jour peu connus et nécessiteraient une approche tridimentionnelle.

En résumé, plusieurs des études citées amènent à penser que la Loire possède un certain impact sur la baie de Bourgneuf (turbidité, salinité). Nous retiendrons que, à l'instar de nombreuses baies, la baie de Bourgneuf est caractérisée par de fortes turbidités avec des concentrations journalières moyennes rarement inférieures à 5 mg/l. D'une façon générale, la turbidité des eaux augmente progressivement, à l'approche des côtes. Selon Gouleau (1971b), les turbidités oscillent entre 7 à 8 mg/l en moyenne au large et jusqu'à 15 à 30 mg/l à proximité des vasières. Pour Haure et al. (1996), les turbidités des eaux conchylicoles de la baie sont très variables et peuvent atteindre des concentrations journalières moyennes fluctuant de 4 à 415 mg/l et un maximum de 1 g/l durant les marées de vives-eaux. Globalement, la baie présente un gradient de turbidité : en moyenne plus forte au Nord 154 mg/l et plus faible au Sud, de l'ordre de 34 mg/l (Haure, 1996). En résumé, la charge en M.E.S. influence les conditions d'envasement, la distribution des faciès sédimentaires, ainsi que la production primaire phytoplanctonique et bactériologique. Pour les écologistes, il est important de mesurer la turbidité car la phase particulaire au sein des eaux conchylicoles influence le comportement des mollusques à tous les stades de leur développement (action sur la vie larvaire, la filtration et la nutrition). D'autre part, il est reconnu que la turbidité peut agir comme facteur limitant de la production conchylicole. En effet, la présence trop importante de matières en suspension obscurcit la colonne d'eau, empêchant la pénétration de la lumière incidente dans l'eau et limitant de ce fait le processus de photosynthèse dans la zone photique.

En conséquence, une forte turbidité peut agir comme facteur limitant de la production primaire au sein de la colonne d'eau (Guarini et al., 1998).

I.1.4.3 Sédimentation et remise en suspension

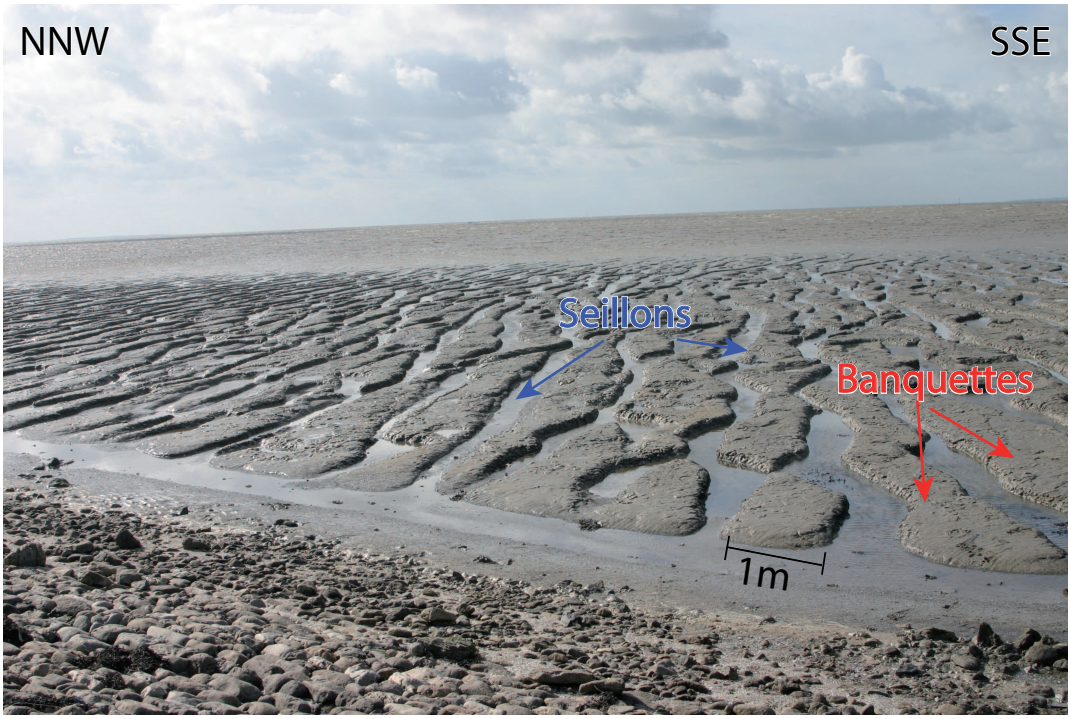


FIG. I.1.9 – Clichés pris aux environs du port du Collet illustrant le système de banquettes et seillons sablo-vaseuses observé en baie de Bourgneuf.

Une fois la charge sédimentaire transportée par les courants de marée, les particules se déposent. On comprend que les mécanismes et les facteurs qui contrôlent la sédimentation sont nombreux. L'action des vagues et de la houle de secteur Nord-Ouest sont les principaux agents responsables de la remise en suspension des sédiments des estrans. Ils participent à l'envasement des estrans de la Bernerie-en-Retz. La composition des sédiments est principalement influencée par l'hydrodynamisme local, les vitesses de courants, les frictions sur le substrat et l'action des vagues ainsi que leurs relations avec les profondeurs d'eau. Dans le cas où une zone est soumise à l'action directe de tels facteurs, cela se traduit par une réponse morphosédimentaire et l'apparition de figures sédimentaires (rides, mégarides, seillons/banquettes etc.). En sédimentologie, il est reconnu que les relations entre la taille, la hauteur et le degré de symétrie des rides permettent d'estimer la hauteur du niveau relatif marin. En résumé, ces figures sont d'excellents indicateurs environnementaux, elles donnent non seulement les directions de propagation de la houle (Figure I.1.10), mais également d'autres informations complémentaires comme le niveau relatif moyen et les réfractions éventuelles de la houle (Figure I.1.10) par rapport

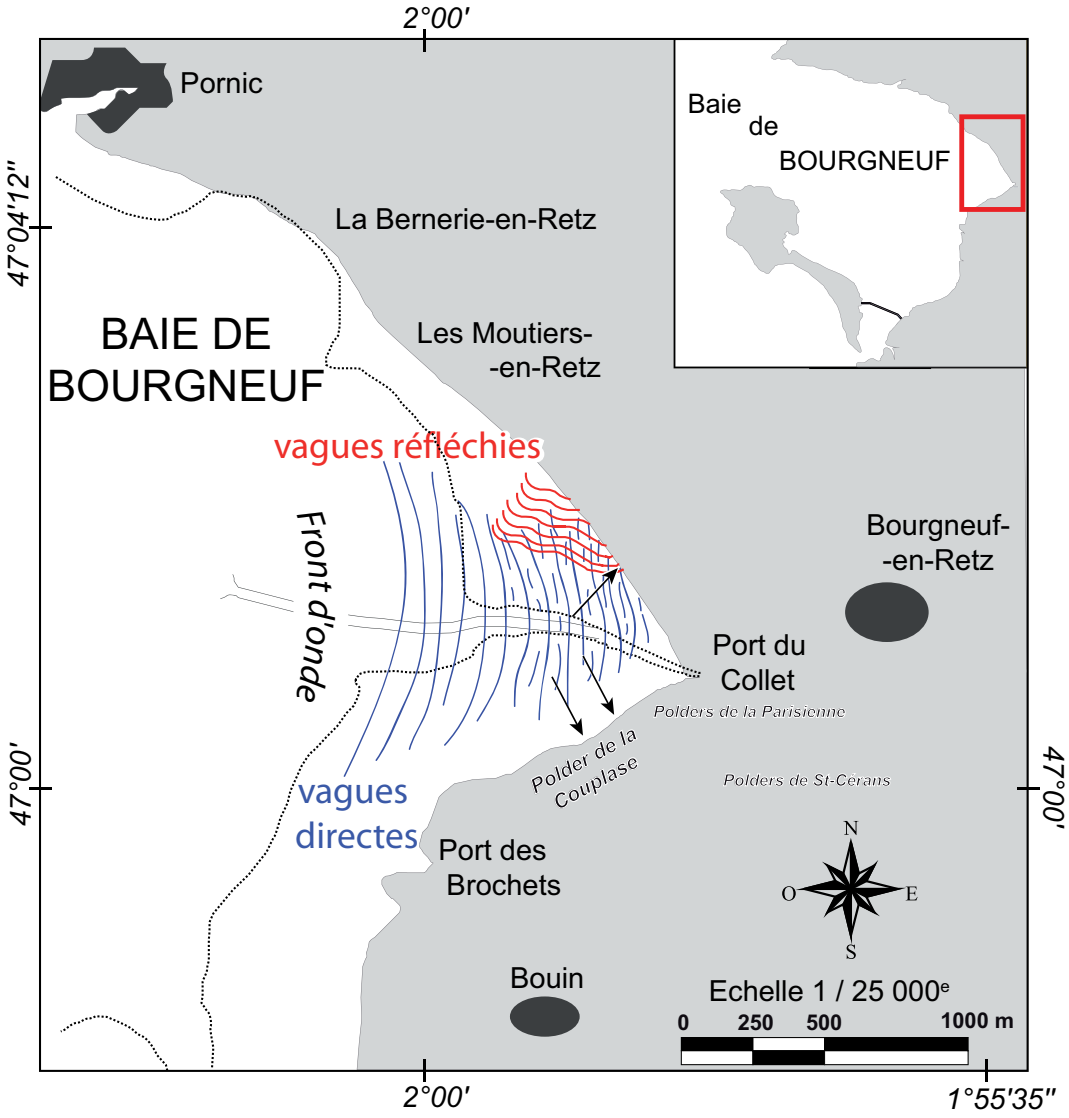


FIG. I.1.10 – Schéma illustrant la réflexion de la houle et les crêtes de vagues déferlant sur les vasières de la baie de Bourgneuf. Les flèches noires indiquent les zones de seillons et banquettes du port du Collet.

aux éventuels obstacles (rochers, digues). En outre, il a été constaté que les pointements rocheux de Bouin et de la Vendette constituent des dispositifs naturels contre l'érosion. Parmi les figures sédimentaires observées au niveau de la vasière, les plus remarquables sont certainement celles des rides et drains appelées localement"seillons/banquettes (SB)" du Port du Collet (Figure I.1.9). Les seillons constituent, avec les banquettes (parties convexes), un système d'ondulations parcourant la majeure partie de la vasière. Elles sont parrallèles, d'une largeur de 0,3 à 1,0 mètre, d'une profondeur de 10 à 30 centimètres et généralement orientés perpendiculairement aux courbes bathymétriques ou à la côte (Gouleau et al., 2000; Whitehouse et al., 2000). Ce type de figures sédimentaires et plus particulière-

ment les banquettes peuvent faire l'objet d'un fort développement milcroalgal de type microphythos observable durant les campagnes de terrain. Elles seront donc sujettes à une biostabilisation microphytobenthique. Dès lors que le système SB est stable sur une période considérée, les seillons vont jouer un rôle important dans les processus de drainage.

Enfin, Gouleau (1975) a montré que le courant de flot prédomine sur le courant de jusant d'environ un facteur 1/3 selon les coefficients de marée. Après l'étale de basse mer, le flot arrive rapidement au niveau des chenaux de marée des vasières, avec des vitesses maximales longtemps maintenues par la poussée océanique. À ce moment là, le flot a un fort pouvoir érosif sur les vasières. La pellicule superficielle des basses slikkes est en partie arrachée, puis remise en suspension, pour être transportées en direction des côtes. Après la renverse des courants, le jusant est dans un premier temps lent, ce qui est d'ailleurs propice au phénomène de décantation pendant l'émersion de la haute slikke. Ce phénomène est bien connu. Au jusant, la tranche d'eau peu épaisse devient pelliculaire, les eaux très turbides abandonnent une partie de leur charge sédimentaire et ceci tant que les courants n'ont pas acquis un pouvoir érosif suffisamment important. Puis le courant de jusant s'accélère progressivement et remet en suspension les sédiments non fixés durant l'émersion à marée haute. Cette seconde phase de remise en suspension est toutefois moins importante que durant la phase de flot. Par conséquent, les va-et-vient des courants de marée jouent un rôle prépondérant dans la dynamique sédimentaire. Les travaux de Mounes (1974), de Gouleau (1975), estiment le taux de sédimentation moyen à 1cm/an entre 1968 et 1975. La sédimentation aurait été plus intense entre 1983 et 1991, avec des taux de sédimentation moyen de 0,3 à 0,5 m/an et pouvant atteindre des maxima de 1 m/an au niveau des petits ports du Collet et du Brochet. Depuis, aucune autre étude référencée n'a permis d'estimer le taux de sédimentation depuis 1991 à l'actuel. Toutefois, le taux de sédimentation suit l'évolution climatique. En période de sécheresse, ce dernier sera faible, non seulement parce que les débits de la Loire sont plus faibles, mais également parce que le travail de l'érosion au niveau des bassins versants est moins actif. Il convient désormais d'intensifier les études dans la mesure où il y a un manque évident de données depuis 1991 à l'actuel.

I.1.5 Environnement sédimentologique

Grossièrement, nous pouvons distinguer trois grand milieux sédimentaires (Figure I.1.11) :

1. un milieu infratidal (*i.e.* aquatique) et son remplissage sédimentaire,
2. un milieu intertidal, situé entre les basses mers et terres, c'est notre zone d'étude,
3. un milieu supratidal (*i.e.* terrestre), largement poldérisé, composé de marais maritimes et de dunes.

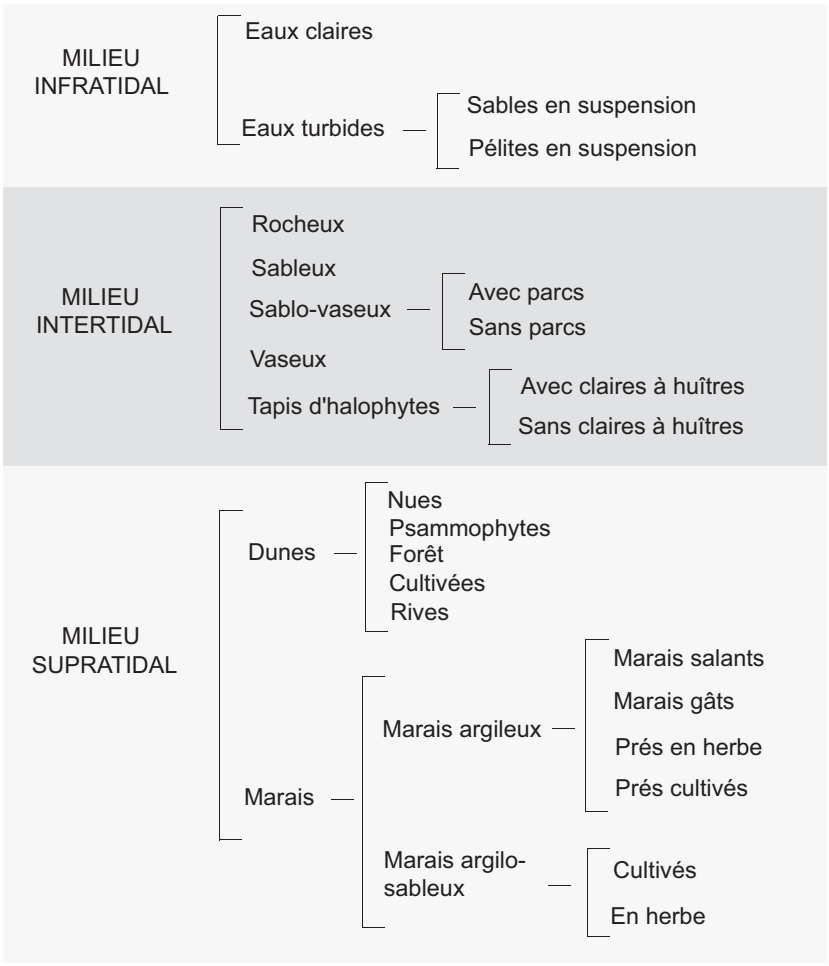


FIG. I.1.11 – Différents milieux rencontrés en Baie de Bourgneuf.

I.1.5.1 Remplissage sédimentaire de la baie

Les principaux faciès sédimentaires de la baie de Bourgneuf ont été présentés par Gouleau (1968). La carte sédimentologique montre que les faciès rencontrés sont de nature et de granulométries variées, allant des sables très fins aux graviers sableux (Figure I.1.12). Globalement, la couverture est à dominance sableuse ; elle se répartit sur l'ensemble de la baie, seul le chenal de la Pierre serait comblé par les sédiments fins de types vases et se prolongerait vers les vasières littorales. D'une manière générale, les sédiments de la baie s'affinent progressivement du large vers la côte sous l'influence décroissante des courants de marée. Aux dépôts caillouteux des abords du pont de Fromentine, succèdent des sédiments graveleux (entre -15 m et 0 m), des sables (bas et moyen estran) puis des sablons se chargeant peu à peu de particules inférieures à 0,05 mm à l'approche du rivage. Les dépôts les plus fins se rencontrent principalement au niveau des zones abritées, au Nord-Est de la baie : c'est la vasière orientale,

véritable fond de baie.

L'étude globale de l'évolution sédimentaire sur un siècle, dans la baie, montre un volume de sédiments déposés de 50 Mm^3 soit une moyenne annuelle de 500 000 m^3 pour une superficie de 100 km^2. Il en résulte un taux de sédimentation de l'ordre de 5 mm/an (Grossel et al., 2001). Les travaux menés dans le cadre de cette étude concernent une aire géographique beaucoup plus restreinte avec des méthodes d'analyses différentes de celles des études proposées par Gouleau (1968).

I.1.5.2 Milieu terrestre : les marais maritimes

Le domaine océanique précédement décrit n'est certainement pas franchement déconnecté du milieu terrestre qui jalonne le pourtour et l'arrière-pays de la baie de Bourgneuf. Les côtes abritées des mers à marée haute présentent des étendues basses : les marais maritimes, le Marais Poitevin (75 000 ha) et le Marais Breton (40 000 ha). Les marais maritimes constituent la majeure partie du domaine terrestre. Ces derniers sont séparés du domaine océanique par le domaine intertidal. Seules les hautes mers de vives-eau atteignent les parties les plus élevées de l'estran, c'est-à-dire celles qui constituent la limite de contact avec les marais maritimes de l'arrière-pays. Nous distinguerons la frange vaseuse le plus souvent immergée, la slikke, et la bordure de transition pratiquement toujours exondée, le schorre (herbu). Sur le schorre se développe le plus souvent une végétation de type halophyle, telles que les salicornes, les suédas, etc.

Dans la suite de ce travail, nous introduirons plus dans le détail la nature des faciès sédimentaires propres à la frange littorale ainsi que les principaux processus sédimentaires responsables de leur répartition. Nous distinguerons schématiquement trois types de littoraux définis à l'échelle locale :

- les côtes rocheuses,
- les plages sableuses,
- les waddens (ou vasières littorales).

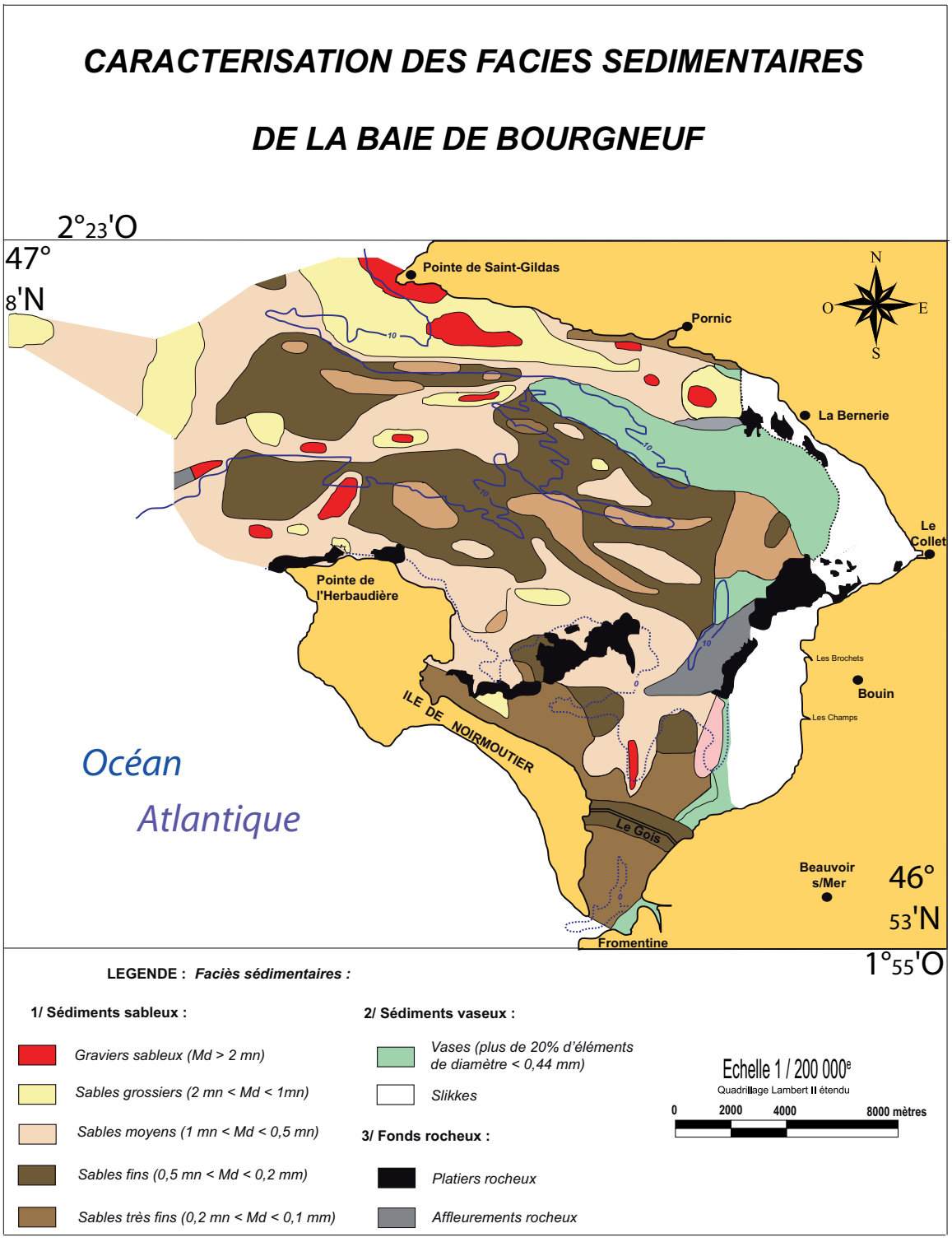


FIG. I.1.12 – Carte des faciès sédimentaires de la baie de Bourgneuf d'après Gouleau (1968). Ici les faciès sont définis comme étant les fractions granulométriques de la baie (Md étant le grain médian).

Chapitre I.2

Caractéristiques de la zone intertidale

I.2.1 Les domaines sédimentaires

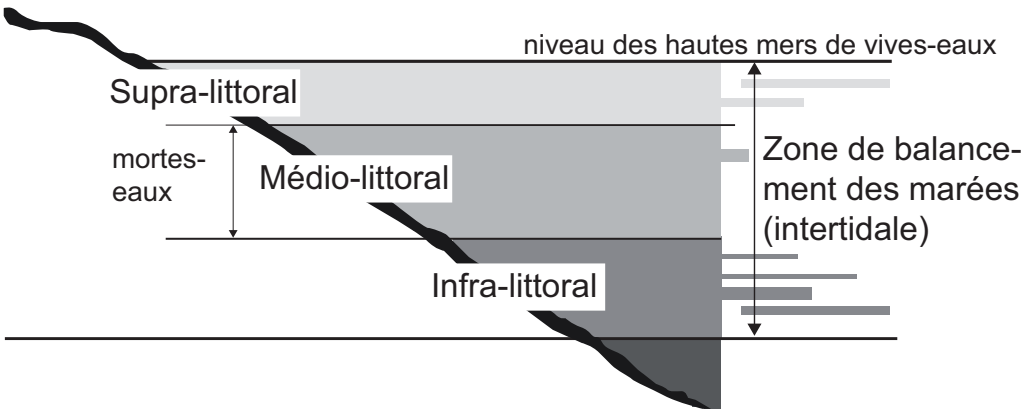


FIG. I.2.1 – Subdivisions de la zone intertidale, zone de balancement des marées.

La répartition des dépôts sédimentaires est dépendante des oscillations du niveau de la mer conduisant à définir sur la côte :

- un *milieu subtidal* situé sous la limite des basses mers de vives-eaux,
- un *milieu intertidal* ou zone de balancement des marées (entre le niveau des basses mers et de pleine mer de vives-eaux),
- un *milieu supratidal* situé au dessus du niveau des pleines mers de vives-eaux et inondé seulement par les marées d'équinoxe.

Chacun des domaines est caractérisé par des séquences-types définissant les principaux paramètres des faciès successifs. Si la forme des côtes fait que la partie Nord-Ouest de la baie se distingue par son caractère subtidal, dans la partie méridionale de la baie se développe le domaine intertidal. Ce travail de thèse se focalise uniquement sur la zone intertidale appelée également domaine médiolittoral (Figure

I.1.11).

La zone intertidale peut être subdivisée en trois étages en fonction des niveaux atteints par le balancement de la marée pendant les périodes de vives-eaux et de mortes-eaux (Figure I.2.1). Nous distinguons d'amont en aval :

1. la zone supra-littorale, partie interne du domaine intertidal, est sans doute la moins émergée, excepté durant les marées de vives-eaux à fort coefficient de marée ; nous y trouvons en amont le schorre (herbu, pré-salé ou sansouïre) ;
2. la zone médio-littorale est la zone de balancement des marées de mortes-eaux ; cette zone constitue une partie de la slikke ;
3. la zone infra-littorale est localisée entre le bas niveau atteint par la mer durant les marées de mortes-eaux et le bas niveau atteint par la mer durant les marées de vives-eaux. Cette zone est exposée à un fort hydrodynamisme.

FIG. I.2.2 – Photographie d'une vasière intertidale prise à la pointe des Pouloux de la baie de Bourgneuf.

La zone intertidale de la baie de Bourgneuf occupe une superficie de 100 km^2. Elle comporte principalement des vasières intertidales ("waddens"), constituées de sédiments fins, meubles, mélangés à des sables, quelques plages sableuses et quelques affleurements rocheux. Nous distinguons dans cet ensemble deux grands domaines :

– un domaine oriental parcouru par de nombreuses divagations ainsi que des ceintures de sédiments où se succèdent des sables grossiers, des sables moyens, des vases composant un schorre en expansion (Figure I.2.2).

– un domaine occidental, sorte de fond de baie. Par la suite nous attacherons de l'importance à cette vasière dans la mesure où elle correspond à notre zone d'étude.

Néanmoins, l'étude des vasières intertidales de la baie de Bourgneuf ne peut être séparée du delta de Fromentine, qui, géographiquement extérieur à la baie, dépend étroitement de celle-ci (Verger, 1983). Le delta de Fromentine sera donc associé à la baie de Bourgneuf.

I.2.1.1 Le domaine oriental

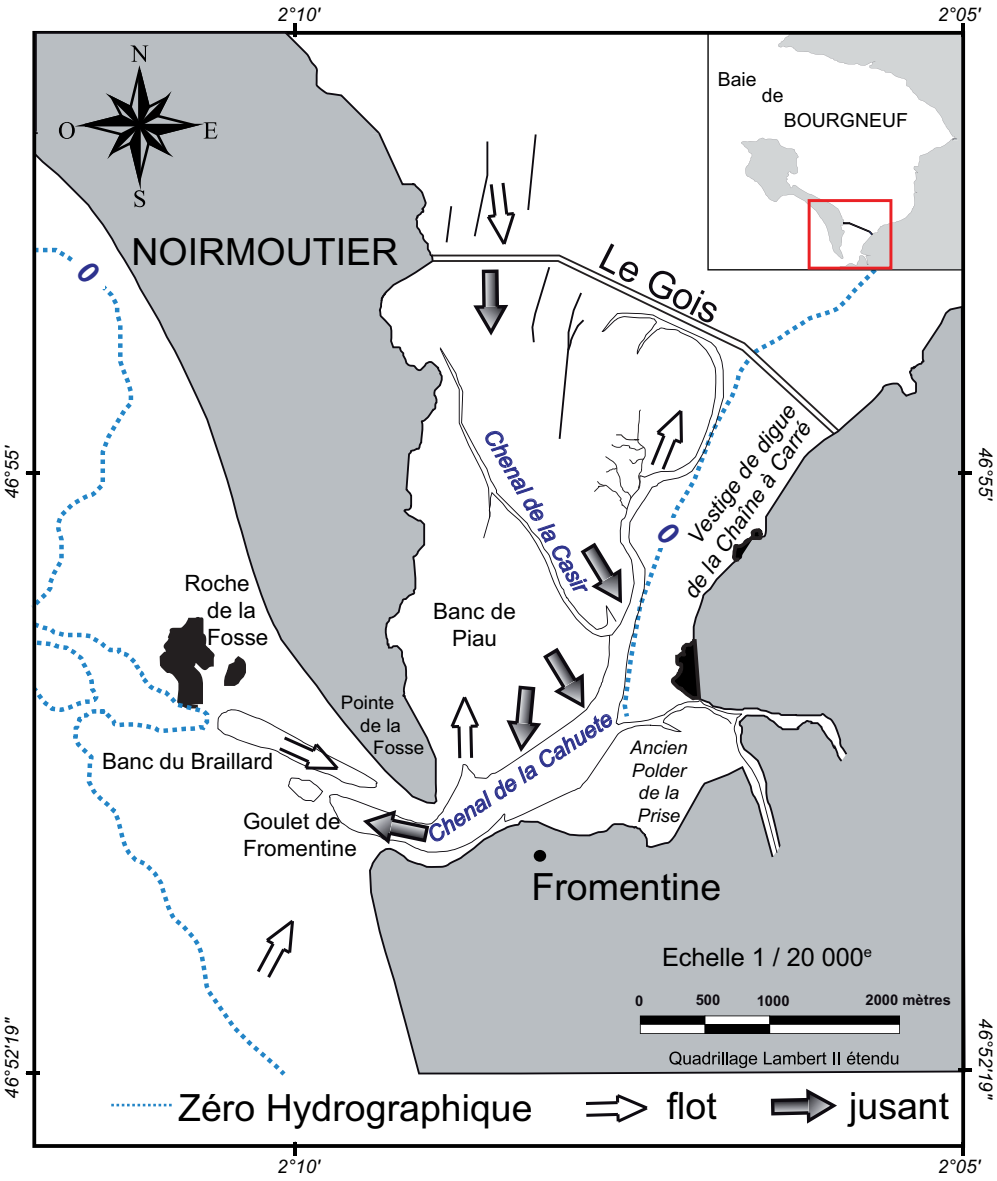


FIG. I.2.3 – Schéma illustrant la morphologie du versant méridional de la baie de Bourgneuf, du goulet et delta de Fromentine d'après Verger (1977).

Le versant méridional a la forme d'un entonnoir resserré vers le sud. Sa morphologie est caractérisée par deux versants aux pentes divergeantes, l'une vers le Nord, la fosse du Faim et l'autre vers le Sud-Sud-Ouest, le goulet de Fromentine. Ces deux domaines sont clairement séparés par un haut fond à pente douce, géographiquement matérialisé par le passage du Gois (Figure I.2.3). Des slikkes sableuses s'étendent en arrière de la Chaîne à Carré. Cette dernière est une chaîne de colmatage faite de pierres calcaires et provoque ainsi une intense sédimentation (Verger, 1983). La haute slikke du secteur de la Chaîne à Carré est fréquemment accidentée par des mégarides longitudinales de grande envergure et correspondant à l'écoulement méridien de la période de pleine mer (Verger, 1983). Enfin, passé le pertuis de Fromentine, se découvre l'éventail du delta de Fromentine extérieur à la baie. En dehors de certains polders, comme le polder de Beauvoir, les schorres se localisent soit au niveau des débouchés étiers (Herbes de la Crosnière près de la Cahouette), soit au niveau des angles morts du littoral (anse orientale de Fromentine, au Nord du Gois).

Vers le Nord, le versant septentrional s'ouvre largement, le chenal de Fain y draine un immense estran sableux relativement monotone. Les waddens sont dans cette partie médiane de la baie essentiellement sableux et montrent une morphologie relativement calme et dépourvue de figures sédimentaires particulières (rides). À l'Ouest du chenal de Fain affleurent de nombreux platiers rocheux calcaires. Il s'agit des rochers de la Vendette, de la Préroire et de Bouin (Figure I.1.5). Ces derniers sont recouverts par des bancs de sables de morphologie variable. Plus à l'Ouest, côté continent, les sédiments s'enrichissent en fractions fines, surtout aux débouchés des étiers (*e.g.* Port du Brochet).

I.2.1.2 Le domaine occidental

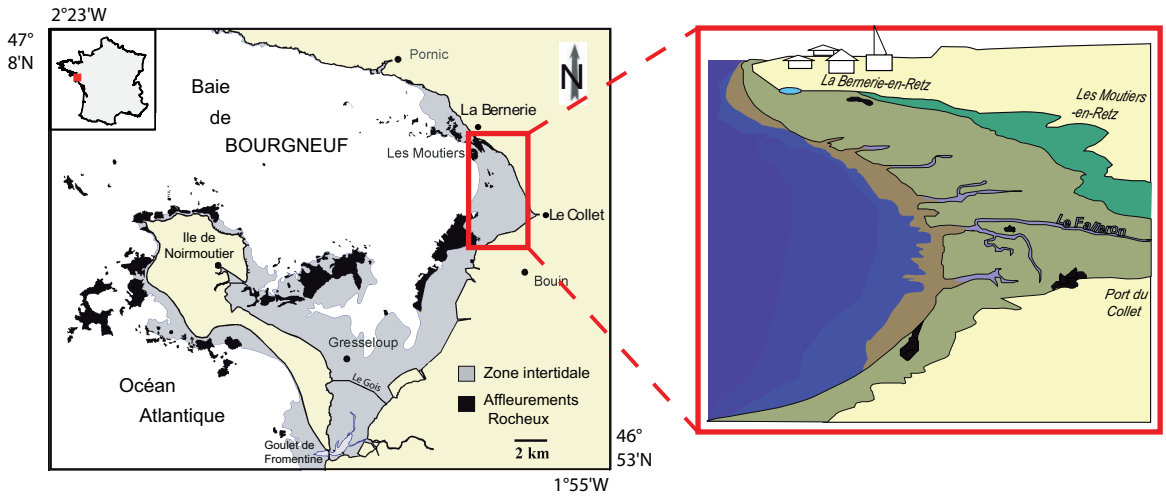


FIG. I.2.4 – Représentation schématique du domaine occidental de la baie, la vasière intertidale de la Bernerie-en-Retz.

Le domaine occidental de la baie (Figure I.2.4) est situé entre le prolongement de la Bernerie-en-Retz et la zone ostréicole de la Coupelasse. D'une superficie de 18 km^2, le domaine occidental constitue un véritable fond de baie, sorte de " cul-de-sac". La géomorphologie de la vasière intertidale est modelée principalement par un seul chenal tidal, prolongement de la rivière du Falleron sur la vasière. Ce dernier draine les sédiments sur environ deux kilomètres. Quelques pointements rocheux modèlent également la morphologie. Notons que les faciès sédimentaires de cette zone feront l'objet d'une analyse plus détaillée par la suite dans la mesure où elle correspond à notre site d'étude. Globalement, cette zone est une vasière intertidale, elle peut donc être définie comme un domaine composé de sédiments vaseux à sableux, régulièrement balayés deux fois par jour par les flux et reflux de la marée. Certains travaux antérieurs se sont focalisés sur cette zone et décrivent le littoral et le bilan sédimentaire (Mounes, 1974; Grossel et al., 2001).

a) Les secteurs du domaine occidental Les secteurs concernés sont les suivants :

- La Bernerie-en-Retz, qui a pour limite Nord les roches des "Grands Rochers" et qui se prolonge, vers le sud, avec les parcs ostréicoles des Moutiers (Figure I.2.5).
- La Northe, qui est située dans la partie centrale de la baie du Collet. Ce secteur est souvent inaccessible par voie de Terre.
- La Coupelasse, qui est située à l'extrémité sud de la baie du Collet, et qui a pour limite sud les "Roches de Bouin".

b) Littoral et bilan sédimentaire du domaine occidental

Les côtes Les côtes concernées sont les suivantes :

- Une côte rocheuse, de la Bernerie-en-Retz aux Moutiers. Les falaises basses sont consolidées par des murs pour lutter contre l'érosion.
- Une côte sableuse, des Moutiers au Collet. Les dunes basses qui séparent le domaine marin du marais Breton sont en érosion.
- Une côte endiguée, du Collet jusqu'à la Coupelasse (limite de l'étude), mais qui se prolonge jusqu'à l'Est de Fromentine.

Bilan sédimentaire Grossel et al. (2001) avaient établi un premier bilan sédimentaire sur une durée d'un an (juin 1995 à juin 1996). Il se résume de la manière suivante :

- le secteur des Moutiers présentait une érosion (en moyenne 2 cm) ;
- le secteur de la Northe présentait une accrétion (en moyenne 5 cm) ;
- le secteur de la Coupelasse présentait une stabilisation.

À partir de la Bernerie-en-Retz, l'estran s'élargit sur 4 km à l'Ouest du Collet. Le schorre prograde à l'embouchure de l'étier du Port du Collet. Le sédiment qui compose l'estran est caractérisé par un

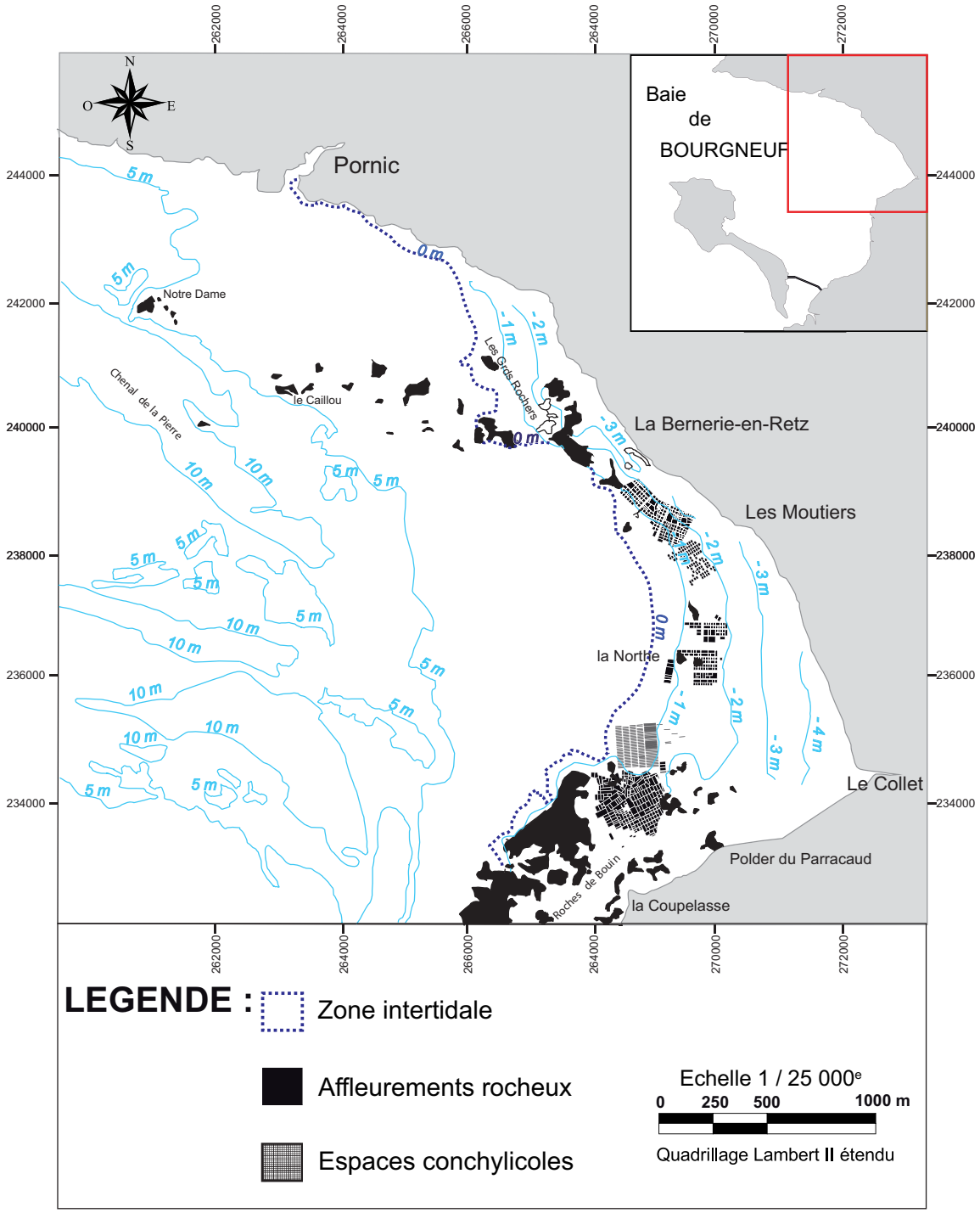


FIG. I.2.5 – Carte bathymétrique du domaine occidental de la baie intégrant le zonage des parcs à huîtres.

gradient d'affinement allant des estrans rocheux et sableux de la Bernerie-en-Retz à des sables vaseux puis des vases sableuses et des vases dans la baie du Collet (Grossel et al., 2001). Au Sud du port du

Collet jusqu'aux roches de Bouin, l'estran se compose à la fois de roches et de vases. Nous noterons la présence de larges bancs sableux situés au niveau de la Pointe du Pouloux.

Grossel et al. (2001) montrent que l'évolution des fonds de cette zone, évaluée par comparaison bathymétrique entre le levé de 1893 et le levé de 1991 du Service Hydrographique et Océanographique de la Marine (Figure I.2.5) laisse transparaître une forte sédimentation dans la baie du Collet, d'une superficie d'environ 13 km^2, avec des hauteurs de dépôts en un siècle comprises entre 0,80 et 1 m. Il semblerait que les hauteurs de dépôt s'atténuent devant la Bernerie-en-Retz avec une hauteur de 0,40 m (Grossel et al., 2001). Ces auteurs étudient l'envasement au moyen de jalons implantés au niveaux des zones ostréïcoles des sites de la Bernerie, des Moutiers, de la Northe et de la Coupelasse. Il semblerait que l'ampleur des oscillations envasement/érosion s'accroît vers le fond de baie, Coupelasse exclue (Grossel et al., 2001). Néanmoins, ces auteurs signalent que la stratégie de relevés mensuels de mesures des jalons mise en place présente des limites quant à la fréquence des relevés et donc quant à la compréhension des processus.

Faciès granulométrique Des analyses granulométriques avaient déjà été réalisées au moyen d'un granulomètre laser par Grossel et al. (2001). Les mesures se focalisent principalement au niveau des parcs ostréïcoles.

Ces études font état de trois grands faciès granulométriques : vase, sable fin et sédiment sablo-vaseux :

1. une première classe, définie comme des vases, est composée de particules fines (taille inférieure à 63 μm) avec un mode principal entre 5 et 15 μm et avec un diamètre moyen de 5 à 20 μm,
2. une deuxième classe, définie comme des vases sableuses, est composée de 50 à 85 % de particules fines (taille inférieure à 63 μm) et avec un diamètre moyen de 15 et 60 μm,
3. une troisième classe, définie comme des sables fins, est composée de 20 à 25 % de particules fines (taille inférieure à 63 μm), un mode principal entre 90 et 110 μm et avec un diamètre moyen de 50 μm.

Les analyses montrent que les classes granulométriques ne sont pas distribuées de manière homogène sur le domaine occidental. De plus, les mesures granulométriques effectuées au cours des deux semestres d'études révèlent une grande variabilité aussi bien spatiale que temporelle. Globalement le secteur de la Bernerie-en-Retz et des Moutiers comporte les trois classes citées précédemment. Il existe une grano-croissance depuis le bas de l'estran (classe 1) jusqu'au haut de l'estran (classe 3). Du Nord au Sud, de la Bernerie aux Moutiers, il semblerait y avoir un gradient d'affinement. Le secteur des Moutiers est caractérisé uniquement par des sédiments fins (classe 1 et classe 2). Le secteur de la Northe présente des particules fines (classe 1 et classe 2). Enfin, dans le secteur de la Coupelasse, les sédiments sembleraient majoritairement vaseux (classe 1 et classe 2). La répartition globale des faciès granulométriques est strictement valable durant la période hivernale. En effet, selon Grossel et

al. (2001), il semblerait qu'en période estivale la distribution granulométrique des sédiments soit légèrement modifiée. Seuls seraient concernés les secteurs de la Bernerie et des Moutiers. Les sédiments seraient plus grossiers qu'en période hivernale et de répartition plus homogène.

I.2.2 Nature et répartition des faciès sédimentaires en zone intertidale

I.2.2.1 Les côtes rocheuses et les pointements rocheux

Les côtes rocheuses constituent surtout le Nord de la baie, depuis la pointe de Saint-Gildas jusqu'à la Bernerie et la côte Nord de l'île de Noirmoutier, de la pointe de l'Herbaudière à la pointe de Fort Saint-Pierre.

De Sainte-Marie à la Bernerie, l'estran s'élargit ($\sim$ 3 km). Il est entrecoupé par de nombreux platiers rocheux couverts d'Hermelles entre lesquels peuvent s'accumuler des sables-vaseux voire des vases molles largement tixotropiques. De la Bernerie aux Moutiers, les falaises rocheuses d'âge Éocène et Pliocène, autrefois en recul, ont été endiguées par l'homme afin de ralentir le phénomène d'érosion.

Les pointements rocheux, les formations récifales et les parc ostréicoles sont des accidents topographiques et constituent de véritables barrières physiques à l'hydrodynamisme. Ces structures influencent fortement la répartition des faciès sédimentaires. La présence de rochers détermine localement une pente plus forte car, au voisinage des plateaux rocheux comme en amont de plage, les forces de transport du matériel décroissent rapidement. Par conséquent, à l'arrière de ces structures, l'affaiblisssement du régime hydrodynamique occasionne la formation de dépôts vaseux. Quand le taux de vases est suffisamment grand pour que les sédiments possèdent des propriétés de cohésion, les structures accélèrent le phénomène d'envasement, support de l'extension du schorre, à l'exception des parties plus sableuses qui concernent les zones directement exposées à l'hydrodynamisme. Ce schéma d'ensemble est localement perturbé par des bancs de sables grossiers. Certains bancs de sables progressent vers le rivage comme peuvent en témoigner les biohermes à Hermelles *Sabellaria alveolata* (Figure I.1.6). Les récifs du fond de la baie de Bourgneuf se développent en milieu abrité là où décantent les matières en suspension. De plus, les Hermelles puisent leurs ressources des sables avoisinants pour construire leurs tubes arénacés. En d'autres termes, la présence de ces récifs peut être considérée comme marqueur des environnements sableux au-dessous du niveau de la mi-marée et comme indicateur de l'hydrodynamisme local. Les principaux sites des structures récifales ont été référencés et synthétisés à partir des travaux de Gruet (1972-1997), en l'occurrence, le site de la Fosse, le port du Brochet, la Bernerie, et la zone de Fontaine-les-Bretons (Dubois et al., 2003).

I.2.2.2 Les plages sableuses

A) Caractères généraux des plages sableuses

a) Les matériaux des plages Les littoraux sableux sont certainement ceux où la mer manifeste le mieux ses possibilités dynamiques d'érosion, de transport et de remblaiement. Les plages sont des accumulations, en bordure de mer, de matériaux en majorité plus grossiers que les silts et les vases. Il s'agit de matériaux supérieurs à 0,040 mm, à savoir les blocs (diamètre d >100 mm), les galets (5 <d <100 mm), les graviers (2 <d <5 mm), les sables (0,040 <d <2 mm). Ces éléments résultent principalement des particules terrigènes apportées par la Loire et des reprises sur les fonds. Dans une moindre mesure, elles résultent de la destruction des roches côtières, des apports des cours d'eau et des vents. En outre, une fraction biogène plus ou moins abondante se mêle aux dépôts précédents par fragmentation des tests d'organismes. Les sables sont constitués de plusieurs espèces minérales : le quartz, très abondant, des feldspaths, des micas, des minéraux lourds et des carbonates. L'étude des composants est intéressante dans la mesure où elle renseigne sur l'origine du sédiment et sur les classements différentiels en fonction de la forme, de la taille ou de la densité. En effet, la mise en mouvement du sédiment modifie sa composition et la répartition dimensionnelle des grains qui le constituent à la faveur des sources d'approvisionnement et des conditions dynamiques locales.

b) La forme des plages et les formes de plages Les plages de la baie de Bourgneuf demeurent généralement étroites (quelques dizaines de mètres), compte tenu des faibles amplitudes de marée. Les sables sont souvent bien triés par le jet de rive («swash ») et le mouvement de retrait («backwash»). Les sédiments de l'avant-plage présentent généralement un meilleur classement et une plus grande finesse que ceux de l'arrière-plage.

I.2.2.3 La circulation littorale

Les différenciations morphologiques et la répartition des faciès sédimentaires sont fortement dépendants du schéma de circulations de l'eau dans la baie de Bourgneuf. Ici, nous examinerons le schéma de la circulation au niveau de la zone littorale. Le problème du transport sédimentaire sous l'effet des houles théoriques n'a pas été abordé. Nous ne considérons que :

- les effets généraux des houles sur le littoral ;
- les différenciations morphologiques ;
- la mobilité des sédiments sous l'influence des agents de la dynamique littorale :
  - les effets des vents locaux (vents de secteurs ouest) ;
  - l'influence de la marée.

Shepard et Inman (1950), décrivent la circulation littorale en trois zones qui se succèdent du large vers la côte (Figure I.2.6) :

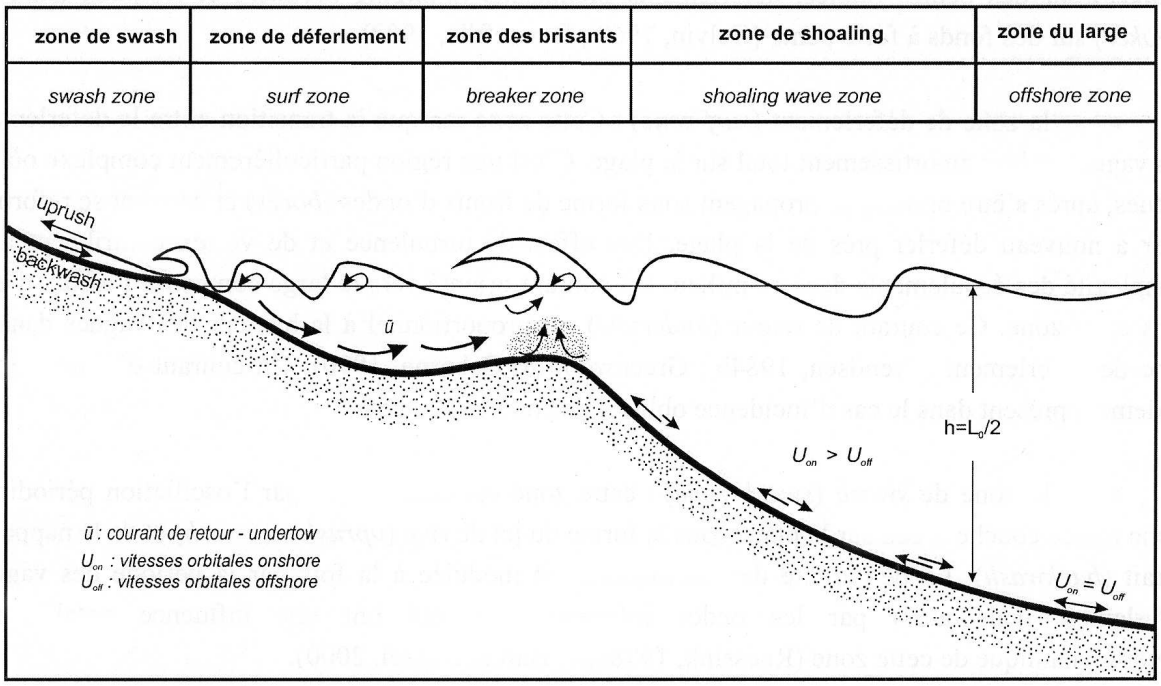


FIG. I.2.6 – Processus hydrodynamiques induits par les vagues incidentes T>20s (*In.* US Army Engineer Waterdays Experiment Station 1984, modifié par Stéphanian, 2002).

1. la zone des brisants (breaker zone) ;
2. la zone de déferlement (zone de surf) ;
3. la zone de jet de rive (zone de swash) ;

La dérive littorale (“longshore current”) représente une composante, parallèlement à la plage, de la vitesse des vagues. Elle intervient de manière active dans la zone de déferlement. Ses caractéristiques sont déterminées par les paramètres de houle (direction, période, hauteur et morphologie du fond).

I.2.2.4 Le transport près des plages et sur les plages

Les modalités de transport dans les zones définies au voisinage des plages et sur les plages dépendent de l’action des courants, des houles, de la marée et du vent comme moteurs de ces transports. Ils déterminent la morphologie des côtes et les textures des sédiments suite aux mécanismes de sédimentation et/ou de remaniement.

Hormis les fluctuations eustatiques, la houle sous l’influence de la marée est considérée comme le principal facteur responsable des variations du profil de plage. Selon les secteurs, les effets de la marée prédominent sur ceux de la houle (Gouleau, 1968). Il existe une ligne de partage des eaux située entre l’isobathe de -6 m et celle de -9 m où l’énergie est minimum. Entre la côte et cette ligne se situe la zone d’action dominante des houles. Dans les secteurs des petits fonds pré-littoraux (avant-côte) et littoraux

(plage), la houle agit comme le principal moteur du transport sédimentaire. Son rôle est primordial tant sur l'évolution qualitative que quantitative des débits sédimentaires. Le processus de transport à faible profondeur à partir de la zone des brisants est régi par un régime hydrodynamique particulier. L'écoulement y est extrêmement turbulent, ce qui impose un important transit des particules sédimentaires en direction des plages. Par conséquent, les débits sédimentaires influencent particulièrement la qualité et la quantité des sédiments déferlant sur les plages et *a posteriori* la masse de matériel repris par le backwash. Après que les vagues ont brisé, il se forme un mouvement effectif d'eau en direction de la plage. Suite aux forces de pesanteur, apparaît un courant de retour ; enfin, les matériaux peuvent être repris par la dérive littorale. Dans cette zone, il est donc impossible d'esquisser un schéma général compte tenu de la complexité du système par des composantes dynamiques diverses et fluctuantes. Dans la zone du jet de rive, le transport sédimentaire présente deux composantes : l'une dirigée vers le haut de plage et l'autre en direction du trait de côte. L'intensité de la seconde composante dépend de l'obliquité des lames arrivant à la côte.

I.2.2.5 Incidence du transport sédimentaire sur la granulométrie du littoral

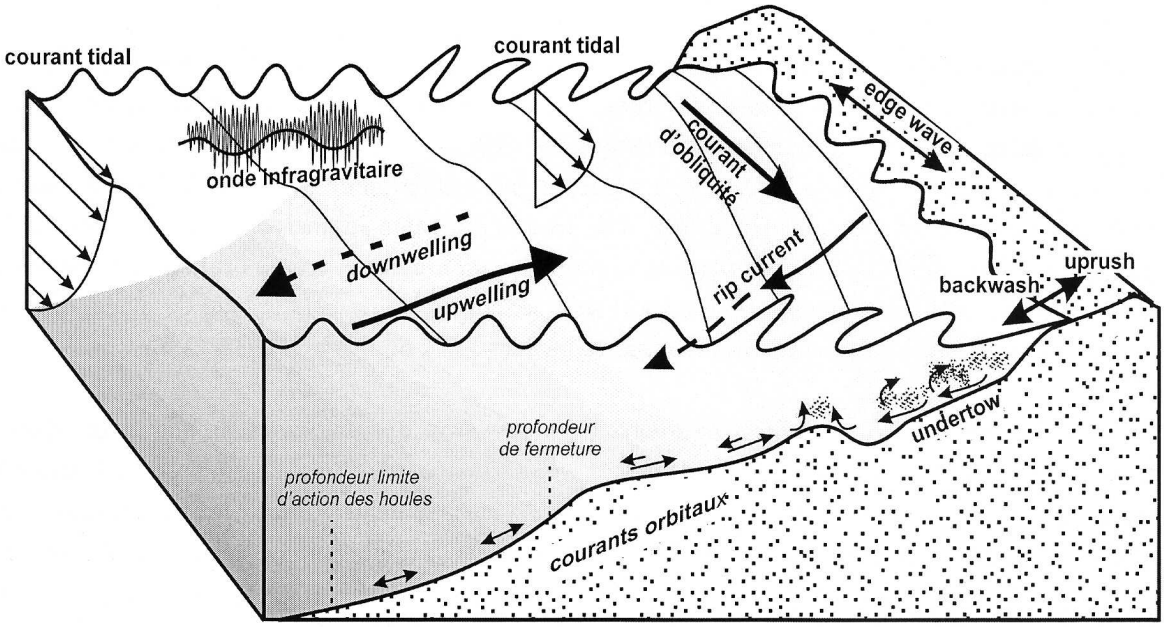


FIG. I.2.7 – Représentation schématique en trois dimensions des processus hydrodynamiques de la zone côtière (Stéphanian, 2002).

Les modalités du transport sédimentaire contrôlent à la fois la mobilité des sédiments et les processus de ségrégation granulométrique des particules dans certains secteurs. Entre la zone de swash et la zone de déferlement se positionne un secteur de haute énergie appelé zone de transition. Les caracté-

ristiques énergétiques de cette zone sont telles que la granulométrie est grossière. De plus, le heurt du courant avec le retrait des vagues favorise l'augmentation du diamètre moyen des grains. Compte-tenu de la grande dispersion des énergies, tant en direction qu'en intensité dans la zone de déferlements, il est probable que les particules grossières soient piégées dans les secteurs où elles ne subissent plus de courants latéraux, en l'occurrence les zones des brisants et de transition. De cette manière, malgré le peu de données disponibles, il est possible de dessiner les grands traits du spectre granulométrique en fonction du spectre énergétique des zones particulières. Des phénomènes de classement (triage) des particules sédimentaires sont mis en évidence, conséquences de l'adaptation aux conditions hydrodynamiques. Sur une surface en pente, les grains se réarrangent en fonction de leurs tailles et de leurs densités. En conclusion, les facteurs responsables du tri granulométrique sur l'avant-plage sont : le déferlement, les courants de dérive littorale, les courants de retour, la pente, les irrégularités de fond (rides, irrégularités aléatoires) et les rip-currents (courants d'arrachement entretenus par les courants de dérive littorale).

I.2.2.6 Amaigrissement et engraissement du littoral

Le mode d'action des vagues façonne la morphologie des plages dans ses grands traits. Des houles, marquées par une forte cambrure de vagues, auront tendance à éroder intensément les profils de plages, tandis que des vagues faiblement cambrées auront tendance à engraisser les littoraux. D'une manière générale, l'amaigrissement des plages se produit plus rapidement que les phénomènes d'engraissement. D'autre part, en fonction des saisons, les conditions météorologiques diffèrent, elles manifestent chacune des conditions propices à l'activité d'amaigrissement en régime hivernal ou à l'engraissement en régime estival des littoraux.

I.2.3 Les "waddens" ou vasières littorales

I.2.3.1 Caractères généraux des waddens

L'environnement sédimentologique de la baie de Bourgneuf se compose majoritairement de waddens de baie à sédimentation principalement vaseuse. De vastes vasières s'étendent le long de la côte orientale depuis la Bernerie (Figure I.2.4) jusqu'à Fromentine. Elles émergent à basse mer. Larges de 3 à 4 km, elles couvrent environ 30% de la baie et sont le siège d'une intense activité de conchyliculture.

A) Les matériaux des vasières

Les vasières offrent un échantillonnage de sédiments allant des vases aux sables. La vasière orientale ne montre pas de transitions franches entre les unités sédimentaires. Un passage franc serait révélateur de modifications de l'hydrodynamisme. Les sédiments renferment une faible fraction carbonatée. La calcite généralement dominante est accompagnée d'aragonite et de calcite magnésienne (dolomie).

B) Le transport et dépôt des vases

Si la sédimentation des sables (> 50 μm) est régie par la loi de Stockes, il n'en est pas de même pour les vases. Elles sont formées de particules fines, argiles en feuillets, silts, fibres végétales plus ou moins liées à des colloïdes qui ne se comportent plus comme des particules isolées et sont difficilement assimilables à des sphères. Au cours du transport, elles se chargent électrostatiquement ce qui engendre des mécanismes d'accrétion et de formation de flocons (flocs $\sim$ 30 à 40 μm) de taille variable qui vont permettre une rapide sédimentation des particules fines. Ces flocons sont nettement plus gros que les vases fines ($\sim$ 2 à 8 μm) mais plus instables. Ce sont eux qui se déposent sur les vasières.

C) Origine des sédiments : le cortège argileux

Le cortège argileux permet de renseigner sur les sources potentielles des sédiments. Effectivement, le cortège argileux qui compose les vases s'apparente à celui qui compose les sédiments fluviatiles de la Loire et donc atteste de l'importance des apports de la Loire. Le cortège argileux est dominé par les illites, kaolinites et les complexes interstratifiés gonflants Illite/Smectite (I/S). La montmorillonite compose l'essentiel de la famille des smectites. Enfin, les vases ne contiendraient que très peu de chlorite (Gouleau, 1968).

I.2.3.2 Influence de la Loire

Le matériel sédimentaire vient en grande partie de la mer, qu'il s'agisse de sables ou de vases. L'estuaire de la Loire constitue la source majeure du stock sédimentaire de la baie de Bourgneuf. L'origine de la répartition des sédiments vaseux est à mettre en relation avec les apports fluviaux. D'importants épisodes de sédimentations sont enregistrés lorsque les crues de la Loire coïncident avec les faibles marées, lors des mortes-eaux. L'estuaire refoule ses apports massifs de vases dans la baie ; en effet, les importantes quantités d'eaux turbides laissent sédimenter les matières en suspension au niveau des zones de calme énergétique, à raison d'un centimètre par an (Gouleau, 1971a). En conséquence de quoi les conditions de sédimentation se révèlent propices au phénomène d'envasement, la sédimentation étant surtout très active en été. Le colmatage vers l'aval est souligné par le déplacement progressif vers le large de la ligne de pleine mer de mortes-eaux. Les schorres, en pente vers les slikkes, s'accroissent régulièrement par progression d'un talus liminaire jalonnant le niveau des fréquences maximales des laisses de pleine mer. Les parties de la baie à sédiments plus grossiers se logent au niveau des parties plus ouvertes de la baie (Gouleau, 1971a).

I.2.4 Mécanismes d'envasement

Dans cette section, nous analyserons les mécanismes de la sédimentation des vases des vasières littorales et des zones ostréicoles :

– le “settling lag effect", différence entre les apports de flot et la remise en suspension par le jusant, phénomène normal sur les vasières, amplifiés par les étiers,
– les facteurs biologiques, diatomées, roseaux, mollusques pour la conchyliculture,
– l’activité humaine, le rôle des écluses et des installations conchylicoles.

I.2.4.1 Mécanisme de sédimentation lié à la marée

Rappelons que la baie est cependant soumise à une évolution sédimentaire contrôlée par le rythme des marées, tant pour la sédimentation que la remise en suspension. Les épisodes de sédimentation sont régis notamment par les cycles d’hystérésis entre décantation et érosion. La pente générale de la baie de Bourgneuf est très faible. Cette faible inclinaison s’explique par les dimensions et la nature du matériel détritique qui la constitue (matériel fin). Par conséquent, sur les vasières, la montée des eaux est brutale, entraînant de forts courants qui érodent et remettent en suspension les sédiments fins. Clairement, les formes de fond montrent l’influence prépondérante des courants de marée dont le système est très complexe.

Le flot arrive dans un premier temps dans les chenaux et envahit la vasière avec des vitesses maximales longtemps maintenues. De ce fait, le flot présente un fort pouvoir érosif ; c’est à ce moment-là que sont remis en suspension les sédiments et plus particulièrement les sédiments de la basse slikke soumis à une brève émersion, ou les crèmes de vases disséminées en flaques à la surface des slikkes. Les eaux se trouvent alors particulièrement chargées en particules sédimentaires puis transportées jusqu’à la côte. Cette masse turbide créée en aval de la vasière est repoussée par le flot en amont, là où les décantations sont maximales après l’étale de pleine mer et se poursuit au jusant : c’est le “settling lag effect". En fin de jusant seulement, les courants deviennent suffisamment forts pour reprendre une fraction de ces sédiments fins déposés lors de la marée haute, c’est le “scour lag effect". Cette hystérésis entre décantation et érosion est responsable de la forte sédimentation observée sur les vasières. Elle est amplifiée en période de calme, particulièrement en été. L’accrétion générale de la vasière est contrariée lors des périodes d’agitation (houle, clapots) et surtout durant les tempêtes, responsables d’épisodes érosifs de grande ampleur et de l’évacuation des produits d’érosion vers le large.

En résumé, la dynamique sédimentaire est marquée par une abondance croissante des particules fines argileuses, qui, pour l’essentiel, constituent les vases à l’approche des côtes. Il existe un véritable gradient d’éléments fins vers les côtes. Les courants de marée sont suffisamment forts et turbulents pour mettre en mouvement une grande quantité de sédiments en suspension. La charge turbide est composée de sables fins, des silts et des particules argileuses. Les variations caractéristiques de la marée entre les périodes de vive-eau et de morte-eau engendrent des modifications dans la concentration en suspension. L’efficacité des processus de sédimentation est directement liée aux vitesses de chute, de dépôt et d’érosion. Toutefois, il nous apparaît important de souligner que le phénomène d’envasement n’est pas uniquement lié au calme hydraulique.

I.2.4.2 Rôle de l'émersion

L'émersion a pour rôle d'accélérer la sédimentation (Gouleau, 1975). Elle s'accompagne d'une :

– réduction des teneurs en eau,
– amélioration des propriétés rhéologiques et mécaniques consécutives au départ de l'eau : augmentation de la rigidité initiale, de la cohésion et du taux de cisaillement,
– évapo-ascension capillaire, pour compenser l'évaporation, l'eau chargée en sels dissous remonte et modifie le comportement des micro-organismes. La remontée de silice va engendrer la prolifération de diatomées dont on verra le rôle plus loin,
– modification de la chimie des eaux provoquée par l'évapo-ascension capillaire, l'activité microbiologiques et la qualité des eaux.

I.2.4.3 Réduction de la teneur en eau durant l'émersion

La réduction en eau des sédiments durant la phase d'émersion est sans doute l'un des mécanismes majeurs participant au phénomène d'envasement des vasières littorales. La réduction en eau des sédiments de la vasière dépend à la fois de son réseau hydrographique, mais aussi de la nature du sédiment.

A) Le réseau hydrographique

Pendant le jusant, un vaste réseau de chenaux à marée sillonne les slikkes et draine l'étendue. Les chenaux anastomosés et divaguants drainent préférentiellement le flot de jusant ; ils évoluent par abandon et création de nouvelles orientations des cours. L'élargissement des creux provoque leur coalescence et les petits sont assimilés par leurs voisins plus grands. Les chenaux constituent des collecteurs par lesquels au jusant s'évacue l'eau piégée dans les petites dépressions. D'une manière générale, l'eau ruisselle sur les pentes convexes des vasières. La pellicule superficielle des vases est le siège d'un écoulement interparticulaire et d'une évaporation, prononcée en été. Selon la position topographique du sédiment sur la vasière, le cycle d'immersion-émersion dû à la marée et le va-et-vient de l'eau entraînent des variations de teneur en eau, surtout sur les premiers centimètres des vases (Mabiala-Mabélé, 1989). L'émersion joue un rôle primordial sur l'évolution de la teneur en eau et cela sur différentes échelles temporelles (la saison, l'heure, la minute) (Gouleau, 1975). Les cycles d'émersion n'expliquent pas à eux seuls toutes les variations de la teneur en eau car les sédiments étudiés s'inscrivent dans un contexte où coexistent des phénomènes minéralogiques, granulométriques et structuraux différents.

B) Effet de la réduction en eau sur le comportement cohésif des vases

Il est important de souligner qu'un état vaseux n'engendre pas forcément l'envasement. En effet, il convient de distinguer les vases mobiles susceptibles d'être déplacées aux marées de vives-eaux des vases sujettes au phénomène de tassement conduisant à un placage cohésif. Dans ce travail, nous ne

distinguerons pas le type de vase car cela nécessiterait une analyse spécifique de la fraction inférieure à 40 μm.

Constituées essentiellement de particules très fines, les vases possèdent des propriétés physiques, chimiques et mécaniques très particulières, notamment leur forte teneur en eau, rendant ces vasières difficilement accessibles. L'eau contenue dans les sédiments conditionne toutes les propriétés physico-chimiques et sa quantification peut permettre de déterminer certains paramètres. Retenons que suite à la réduction en eau des vases, il est possible de passer d'une vase mobile, dite crème de vase, à une vase instable remise en suspension par la houle, puis à une vase stabilisée qui s'incorpore à la série sédimentaire.

I.2.4.4 Rôle de l'homme

Il existe un véritable phénomène d'envasement d'origine anthropique. Parmi les sites étudiés, l'action de l'homme se manifestera dans les étiers et surtout au niveau des zones conchylicoles. Néanmoins, le colmatage et la morphogenèse des rivages de la baie de Bourgneuf sont étroitement associés à l'histoire des endiguements et le modelé actuel est, en grande partie, un modelé anthropique (Verger, 1957).

A) Morphogenèse des rivages : un modelé anthropique

Les recherches de Verger (1957; 1983) retracent entre autres, un historique des constructions menées par l'homme sur les rivages de la baie de Bourgneuf entre l'époque médiévale et l'actuelle. Depuis longtemps, l'homme tente de dompter la morphologie des estrans, ce qui se traduit par des travaux de conquêtes sur la mer, à savoir principalement les endiguements. La morphologie irrégulière des endiguements reflète certainement la morphologie des schorres sur lesquels ils furent construits. L'évolution morphologique des rivages de la baie de Bourgneuf est donc à mettre en relation avec les actions d'endiguements de l'homme. Actuellement, certaines des digues ruinées se comportent comme des chaînes de colmatage. Ces zones sont aujourd'hui encore le siège d'une importante sédimentation vaseuse au niveau d'anciens polders commme les polders Beauvoir, des Champs, du Dain et de la Prise (maintenant reconverties en zone aquacole). La puissance des sédiments peut être mesurée au niveau de ces anciens polders, car les reliques de champs apparaissent à la base de la série (Puissance $\approx$ 1 m) (Verger, 1957). Malgré le colmatage, les schorres sont peu développés dans la partie méridionale compte-tenu des conditions hydrodynamiques intenses. Les schorres se localisent dans les parties peu exposées aux agitations des courants et des vagues. Parfois, durant les tempêtes, il n'est pas rare que des microfalaises entaillent le schorre pourtant en expansion.

B) Les étiers

Les étiers peuvent modifier les conditions d'envasement suite aux vannages ou écluses. Le vannage consiste à ouvrir les vannes ou écluses en hiver ou en basse mer pour évacuer l'eau douce des marais et à les maintenir fermées en été afin d'empêcher le sel et la vase de pénétrer. L'ouverture brutale des vannes ou des écluses a un effet de chasse et évacue plus ou moins les vases. Une fermeture prolongée favorise l'accumulation de vases durant les ondes de flot. Concernant notre site d'étude, seule l'écluse du Falleron située au port du Collet peut modifier les conditions d'envasement.

C) Les zones conchylicoles

FIG. I.2.8 – Photographie des concessions ostreicoles en Baie de Bourgneuf (Grossel et al., 2001).

La zone intertidale de la baie de Bourgneuf se distingue également par une aquaculture extensive de l'huître (*e.g. Crassostrea gigas* qui la place au troisième rang des bassins d'élevage français avec une production annuelle de l'ordre de 13 000 t. Développée à partir de 1947 sur les vastes étendues de l'estran, l'ostréiculture y occupe plus de $\sim 1/10^{me}$, c'est la principale ressource économique de ce bassin. Les concessions ostréicoles et mytilicoles occupent de grandes superficies (Figure I.1.5). Le domaine occidental de la baie et de Noirmoutier sont particulièrement concernés par ces élevages. Les premières concessions conchylicoles sont grossièrement situées au niveau de la Bernerie-en-Retz, des Moutiers, de la Northe et au Sud de la Coupelasse (Figure I.2.5). Elles sont majoritairement composées de tables ostréicoles. Les tables ostréicoles sont disposées entre les isobathes -2 m et -1 m (Figure I.2.5). Des tables à huîtres mal entretenues engendrent des conséquences notables sur l'envasement. En

effet, les tables dont les pieds sont envahis par les huîtres sauvages, les balanes, mais aussi les pierres et autres éléments jonchant le substratum, peuvent ralentir les courants et donc favoriser la sédimentation. Lorsque les tables sont orientées perpendiculairement au courant, elles accélèrent d'autant plus le phénomène d'envasement. En effet, dans cette configuration, les tables ostréicoles favorisent les zones de calmes, la sédimentation des MES en transit sur la vasière et l'accumulation de dépôts sous elles, le colmatage entre les allées allant même jusqu'au colmatage des incisions en pieds de table. Sur le terrain, des bosses de vases sont observées (Figure I.2.8).

D'autre part, il faut noter que les zones les plus envasées correspondent aussi à celles où se retrouvent les fortes concentrations d'huîtres. Par ses activités de filtration, d'assimilation puis d'excrétion, les biomasses conchylicoles (mollusques) transforment la matière particulaire dont une partie non négligeable va constituer les biodépôts ($\sim$ 1,5 kg/m^2/jour). Le stock sédimentaire est enrichi par les quantités importantes de matière organique particulaire, les biodépôts de types fécès et pseudo-fécès (Sornin, 1981). Les pellets (fécès) sont des boules de vases fines plus ou moins agglutinées par du mucus et de taille millimétrique. Elles sont très riches en matières organiques et auront tendance à augmenter la cohésion des vases fraîches. Leur consolidation les rendent plus difficiles à éroder. Enfin, les biodépôts ont tendance à favoriser le développement microbiologique.

I.2.4.5 Rôle biologique

Rappelons le rôle des facteurs biologiques et microbiologiques, souvent ignorés. Les composants d'origine biologique de la zone intertidale interagissent clairement avec leur environnement physique. La vasière est un environnement particulièrement vivant. C'est une zone d'abondance intensément colonisée par des organismes divers et variés qu'il convient de mentionner dans la mesure où sa faune et sa flore présentent un impact certain sur les processus d'érosion et de cohésion. L'impact des organismes sur leurs biotopes peut être appréhendé à différentes échelles. Ici, nous introduirons uniquement les effets de la macrovégétation, du microphytobenthos et du macrozoobenthos à grande échelle.

A) Macrovégétation

En ce qui concerne la macrovégétation qui parcourt les estrans, elle stabilise le sédiment. Les végétaux sont surtout localisés en amont de la zone intertidale, au niveau du schorre. Le rôle fixateur de la vase par la végétation est bien connu sur le schorre. Elle a pour effet essentiel de capter les sédiments que le flot amène et est donc un facteur important d'élévation des fonds. L'identification des espèces pionnières colonisant les milieux engraissés permet de délimiter les zones soumises à l'engraissement qui progradent sur la slikke quant à elle soumise à l'envasement. On y trouve différentes espèces typiques comme la *Spartina anglica*, *Lymonium*, *Aster*, *Artemisia* et *Elymus*. La plupart des macroalgues (*Ulva, Enteromorpha*) se développent sur des substrats durs, des rochers, des bancs coquilliers. La distribution des macroalgues est fortement influencée par le temps de résidence des espèces durant la

phase d'immersion. Plus les macroalgues sont immergées, plus elles résistent à la dessication. Les macroalgues sont des indicateurs de l'hydrodynamisme. Généralement, elles se répartissent là où l'action des vagues et des courants est faible. Les macrophytes vivant sur la zone intertidale sont peu nombreux (*Zoostera marina, Zoostera noltii*). Les zoostères apparaîssent principalement au niveau de la zone subtidale dans des eaux peu turbides.

B) Microphytobenthos

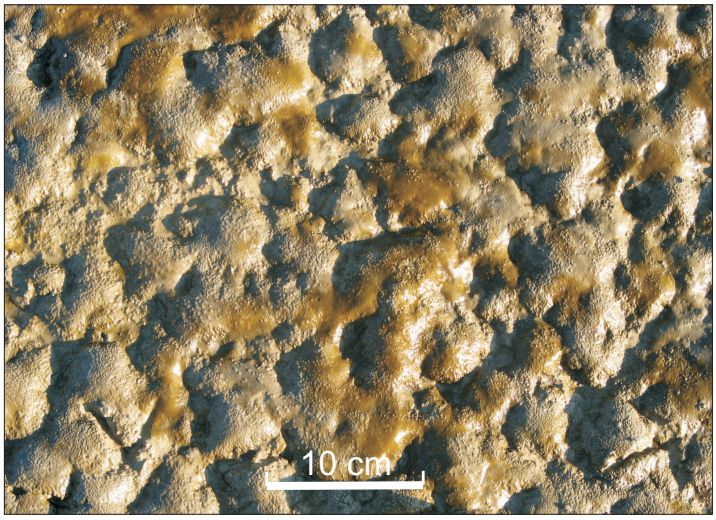


FIG. I.2.9 – Cliché d'un biofilm microalgal illustrant la coloration donnée à la surface du sédiment par le biofilm microphytobenthique (baie de Bourgneuf).

L'ensemble des diatomées, des euglènes, des flagellés et des cyanobactéries constituent les communautés microphytiques benthiques et sont regroupés sous le terme de microphytobenthos. Les vasières se caractérisent par des floraisons très importantes de diatomées (Figure I.2.9). Les diatomées unicellulaires et les cyanobactéries sont les groupes d'espèces les plus importantes. Les diatomées benthiques peuvent être subdivisées en deux groupes, en fonction de leur capacité à se mouvoir dans le sédiment. Le premier groupe est appelé épipsamique : les diatomées soudées entre elles sont attachées aux particules sédimentaires. Leur mobilité depend uniquement du remaniement des sédiments. Elles ne peuvent pas se déplacer de manière active dans le substrat. L'autre groupe est appelé épipélique : les diatomées sont capables de se mouvoir activement dans le sédiment par leurs propres moyens. C'est cette espèce qui participe activement au phénomène de bio-stabilisation des sédiments (Paterson, 1988; Paterson, 1989). Pour se déplacer cette espèce secrète une substance composée de polysaccharides appelé EPS (Extracellular Polymeric Substances). Si les sécrétions d'EPS constituent un réseau de grande ampleur, alors nous parlerons de biofilm microalgal. Elles forment un véritable tapis à la surface et contribuent au piégage des sédiments. Dans le sédiment, la mobilité active des

microalgues à la surface de la vase est identifiable par un changement de couleur. L'ensemble formé par les diatomés et les sécrétions d'EPS est considéré comme un microenvironnement permettant de résister aux changements rapides des conditions environnementales (Decho, 2000). Au cours de notre travail de thèse, nous confèrerons un grand intérêt au phénomène de bio-stabilisation présumé du sédiment par les diatomées. La répartition spatiale des communautés de diatomées épipéliques sur les vasières intertidales est corrélée à la concentration en matière organique, au gradient de salinité, la température, ou encore aux propriétés physiques des sédiments.

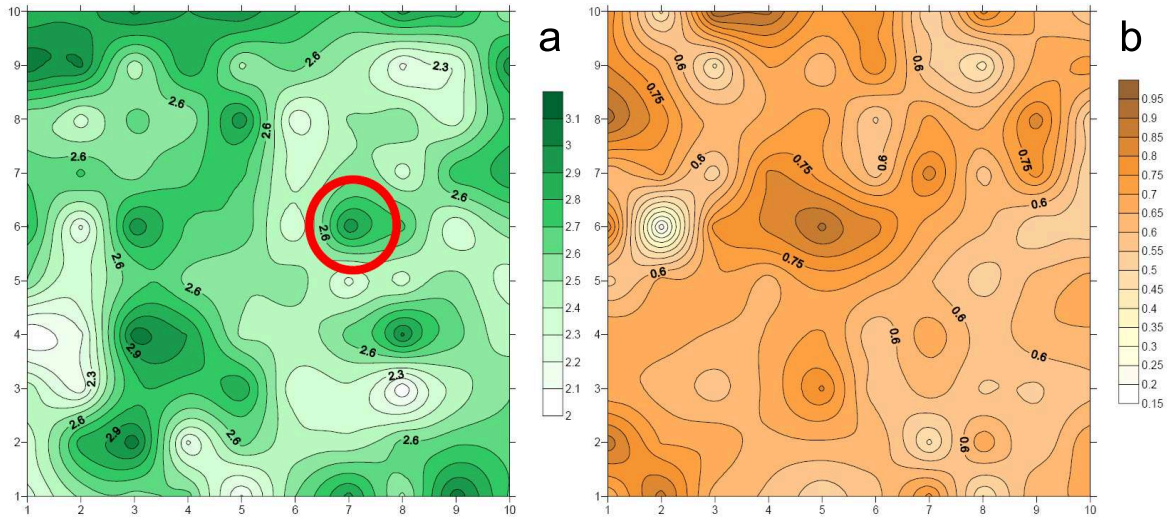


FIG. I.2.10 – Carte de répartition a) de la chlorophylle-a (en vert, en μg) ; b) des phaeopigments (en orange, en μg) mesurés par fluorimétrie à l'échelle d'un quadra de 1 m^2 sur une population de 100 échantillons (2 cm^2 de surface et 2 mm de profondeur) au niveau du site de Roscoff. Le cercle rouge indique la surface occupée par la chambre benthique servant à estimer la production et la respiration de la faune benthique utilisée dans cette expérience (Hubas,2006).

C) Le rôle des diatomées dans l'engraissement

Les diatomées sont actives après chaque retrait de la mer : elles construisent une pellicule biogène aussi appelée "biofilm" (organisme + mucilage) sur les vases molles fraîchement déposées. Le sédiment recouvert par le biofilm piège les particules fraîchement déposées renforçant la cohésion de la pellicule superficielle. Cette dernière deviendrait suffisamment compacte pour résister à l'érosion lors du retour du flot suivant. Ainsi, les diatomées benthiques contribuent à fixer les sédiments (Neumann et al., 1970; Holland et al., 1974; De Boer, 1981) et à accroître fortement le taux de sédimentation des vasières. Certaines espèces de diatomées sont mobiles dans les vases, elles colonisent la pellicule superficielle du sédiment de trois manières. Soit elles se juxtaposent les unes aux autres horizontalement, soit elles s'étendent sur la surface en deux ou trois couches superposées (épaisseur à 0,5 à 1,0 μm). Soit elles tissent entre elles une toile de filaments mucilagineux qui emprisonne les particules minérales ($\sim$ 40 μm) et qui fixe les éléments très fins tels que les minéraux argileux. La mobilité des

diatomées sur le support sédimentaire est responsable du piégage des éléments fins. Les liaisons inter-particulaires sont renforcées par le mucilage, ce qui a pour effet d'accroître la résistance à l'érosion de la pellicule superficielle des sédiments. Au début de l'émersion, la crème de vase fraîchement déposée par le retrait d'onde de flot est rapidement colonisée par les diatomées. La crème de vase évoluera vers la vase instable puis vers la vase stabilisée. Tolhurst et al. (2000) montrent que l'érosion dépend fortement de l'induration du matériel induit par les étapes de contraintes de cisaillement (shear stress). En général, une fois le film microalgal décapé par les courants (*i.e.* quand U_{crit} est dépassé), l'érosion du sédiment augmente rapidement (Underwood et Paterson, 1993a; Widdows, 2000).

Dès le retrait de la mer, la pellicule beige clair se colore en brun jaunâtre, jaune-vert traduisant l'apparition des diatomées à la surface des sédiments. La coloration est indicatrice de l'activité photosynthétique des diatomées. La coloration devient maximale environ dix minutes après le début de l'émersion et se maintient durant la marée basse. Elle disparaît environ dix minutes avant le retour de la marée indiquant un réenfouissement de la population de diatomées sous la pellicule superficielle avec une vitesse rapide de l'ordre de 40 à 500 μm.s^{-1} (Wood, 1967). Cette migration verticale est contrôlée à la fois par le type d'espèces, qui elle-même est intimement liée au type de substrat, par la marée et par les conditions d'illuminations. Par conséquent, il en résulte une répartion différentielle du microphytobenthos (Figure I.2.10).

D) Zoobenthos

Les bivalves (*Cerastoderma edule*) et les vers (*Arenicola marina*, *Nereis diversicolor*) vivant dans le substrat sont des organismes filtreurs et brouteurs. Il existe un équilibre entre les mécanisme de bio-stabilisation et de bio-déstabilisation. Tandis que le microphytobenthos tend à stabiliser le sédiment, les bioturbations causées par le macrozoobenthos (grazing = broutage) tendent à favoriser la bio-déstabilisation du sédiment, en augmentant la porosité, la rugosité de surface et les frictions entre le substrat et les courants et donc l'érosion. Donc, le zoobenthos affecte les caractéristiques physiques de la zone intertidale.

I.2.5 Conditions critiques de début d'érosion

I.2.5.1 Érosion et transport des particules

Le phénomène d'érosion succède dans le temps à celui de sédimentation. Il est responsable de la remise en suspension des particules (biogéniques et terrigènes) à l'origine de la formation des zones de très forte turbidité. L'érosion initie une nouvelle étape du transport des sédiments. Le transport sédimentaire est effectif lorsque la force exercée sur les particules est suffisante pour les déplacer. Quelque soit le fluide considéré, les grains sont mis en mouvement par l'action de l'écoulement du fluide de densité inférieure aux particules. Initialement au repos, la force liée à l'écoulement du fluide

s'oppose aux forces de gravité. Leur résultante est appelée force de déplacement. Pour qu'une particule soit mise en mouvement, la force tangentielle induite par le courant doit être supérieure à celle du frottement. De nombreuses études se sont intéressées au mouvement des grains soumis à une force d'intensité croissante (Shields, 1936). Elles montrent que les particules les plus grosses et les plus fines nécessitent des forces importantes pour générer le mouvement. Le paradoxe des petites particules s'explique à partir de leur résistance au cisaillement, la cohésion des minéraux argileux étant assurée par les charges électriques de leurs feuillets.

A) Quelques notions sur la dynamique sédimentaire et l'érosion

L'une des priorités de la communauté scientifique est d'améliorer la compréhension des processus en relation avec la dynamique sédimentaire et ceci dans la perspective de tendre vers une meilleure qualité de gestion des espaces côtiers. Il est clair que l'érosion et la stabilité des sédiments ne dépendent pas seulement du forçage hydrodynamique induit par la houle ou la marée mais aussi des paramètres intrinsèques au sédiment (granulométrie, matière organique, teneur en eau). Le but de ce paragraphe est d'introduire quelques notions fondamentales d'érodabilité des sédiments marins en environnement côtier en vue de modéliser le comportement dynamique sédimentaire de la Baie de Bourgneuf. Les recherches portant sur la dynamique sédimentaire et les mécanismes d'érosion/accrétion ont été initiées par Hjulström (1935), Shields (1936) et Sundborg (1956). Ces études étaient réalisées sur des sables et font office de références. Elles ont été synthétisées par Soulsby (1997). Elles postulent qu'il existe une valeur limite caractéristique de la mise en mouvement d'une particule. Cette valeur seuil est décrite comme étant la contrainte de cisaillement critique (en anglais *critical shear stress* (τ_{cr})) ou encore une vitesse de contrainte de cisaillement critique (en anglais *critical shear stress velocity* (U^*_{cr})). Le seuil dépend à la fois de la vitessse du courant induit (u) et de la rugosité (z_0).

B) Approches utilisées pour calculer les valeurs de seuils critiques

La plupart des expérimentations déduisent les moments critiques soit directement des observations expérimentales (Unsöld et Walger, 1987), soit à partir des mesures de taux spécifiques d'érosion (Roberts et al., 1998). Il existe plusieurs approches qui permettent de connecter les paramètres sédimentaires aux valeurs de seuil critique (Soulsby, 1997). La cartographie des fractions granulométriques du substrat est l'une des applications permettant de prédire les valeurs de seuil critique. En revanche, pour des applications plus pratiques, il est nécessaire de connaître les conditions hydrodynamiques des secteurs d'études, dans la mesure où elles exercent une forte pression à la surface des sédiments. Dans ce dernier cas, la connaissance des valeurs de seuil requiert obligatoirement des mesures de terrain (Poulos, 2001). Bien que des techniques spécifiques aux conditions de terrain aient été développées (Tolhurst et al., 1999; Widdows, 2000), l'acquisition des mesures reste difficile et pose de nombreux inconvénients pratiques. Pour déterminer les vitesses critiques de cisaillement plusieurs définitions

sont utilisées.

I.2.5.2 Vitesses de contrainte de cisaillement critique théorique

Les données d'érosion dérivant des mesures *in situ* peuvent être confrontées aux calculs théoriques issus de la littérature. Ces dernières corrèlent les valeurs de grain moyen aux valeurs de seuil critique. Deux formulations principales existent :

- la première peut être déduite à partir des courbes classiques proposées par Hjülström (1935). Elle peut être appliquée pour des matériaux au comportement cohésif (type vase). Toutefois, cette dernière est de moins en moins utilisée par la communauté scientifique dans la mesure où elle induit de fortes incertitudes pour les matériaux de petites tailles ;
- la seconde, proposée par Soulsby et Whitehouse (1997), est adaptée aux matériaux au comportement non-cohésif (type sable).

Ces formulations se basent toutes sur le principe suivant : comme le quartz est le constituant le plus abondant des sédiments marins, sa densité peut être prise comme valeur de référence pour calculer la densité globale des sédiments. Enfin, les expériences de Migniot (1968) ont montré que la contrainte de cisaillement critique d'érosion d'une vase s'élève fortement avec sa concentration (C) à la suite du processus de tassement. Il aborde de manière théorique le début d'érosion des vases par des lois universelles. Cette approche s'avère intéressante car dans cette formulation les vitesses de contrainte de cisaillement critique peuvent être retrouvées de manière théorique indépendamment de la granulométrie. Bien que cette formulation s'applique dans le cas des matériaux cohésifs, elle nécessite de connaître la résistance initiale des sédiments au mieux. Il est important de distinguer les matériaux cohésifs des non-cohésifs dans la mesure où leur comportement mécanique à l'érosion diffère. Le tableau (I.2.1) a pour objet de résumer les conditions pour lesquelles chaque définition semble être la plus appropriée. Décrivons maintenant leurs formulations.

TAB. I.2.1 – Tableau récapitulatif des différentes formulations des contraintes de cisaillement critique à l'érosion des sédiments et leurs applications.

Termes	**Description**	**Formulations**	**Auteurs**
$u_{cr-Hjulström}$	Vitesse de contrainte de cisaillement critique théorique calculée à partir des courbes de Hjulström incluant les matériaux **cohésifs**.	I.2.5 et I.2.6	(Zanke, 1977)
$u^*_{cr-Shields}$	Vitesse de contrainte de cisaillement critique théorique calculée à partir des paramètres de Shields pour des matériaux **non-cohésifs**.	I.2.1 et I.2.4	(Soulsby et Whitehouse, 1997)
$u^*_{cr-Migniot}$	Vitesse de contrainte de cisaillement critique théorique pour des matériaux **cohésifs**.	I.2.9 et I.2.10	(Migniot, 1968; Migniot, 1989)
$\tau_{oe-Loire}$	Contrainte de cisaillement critique mesurée *in situ* pour les matériaux **cohésifs de la Loire**.	I.2.12	(Sanchez et Levacher, 2008)

I.2.5.3 Vitesses de contrainte de cisaillement critique théorique basée sur la taille des grains

A) Calcul des valeurs du seuil critique d'après Soulsby et Whitehouse (1997)

Soulsby et Whitehouse (1997) suggèrent une expression mathématique modifiée des courbes initialement produites par Shields dans le but de calculer les seuils relatifs au paramètre de Shields (θ_{cr}, sans dimension).

$$\theta_{cr} = \frac{0,3}{1+2D_*} + 0,055(1 - \exp[-0,020D_*]) \tag{I.2.1}$$

avec D_* la taille des grains, $\rho^{'}$ la densité relative du sédiment, d le grain moyen en (m) et ν la viscosité cinématique de l'eau (10^{-6}m^{2}s^{-1}) :

$$D_* = (\frac{g\rho^{'}}{\nu^2})^{1/3}d \tag{I.2.2}$$

et

$$\rho^{'} = \frac{(\rho_s - \rho_w)}{\rho_w} \tag{I.2.3}$$

avec ρ_s la densité du sédiment (2,650 kg m^{-3} pour le quartz), ρ_w la densité de l'eau ($\sim$1,000 kg m^{-3} pour l'eau de la Loire). Enfin, le paramètre de Shields permettant de calculer la vitesse de contrainte de cisaillement critique $u^*_{cr-Shields}$ en ms^{-1} :

$$u^*_{cr-Shields} = \sqrt{\frac{\theta_{cr}g(\rho_s - \rho_w)d}{\rho_w}} \tag{I.2.4}$$

où g est la constante de pesanteur (9,981 ms^{-2}).

Les formulations décrites précédemment (Soulsby et Whitehouse, 1997) s'appliquent uniquement dans le cas des matériaux considérés comme non-cohésifs. L'érosion des matériaux non-cohésifs est souvent décrite par la mise en mouvement de grains seuls. Pour les matériaux cohésifs de type vase, Lau et Droppo (2000) proposent de calculer les contraintes de cisaillement directement à partir des mesures.

B) Calcul des valeurs du seuil critique d'après Hjulström (1935)

Hjulström (1935) présente les valeurs de seuil de l'érosion sous forme d'unités graphiques caractérisant chacune un domaine de vitesse critique particulier (Figure I.2.11). Il en déduit un diagramme qui traduit les effets de cohésion des sédiments et décrit les phases de transitions entre un sédiment stable et l'initiation au mouvement des particules de ce même sédiment. Le diagramme tient compte de la vitesse moyenne d'écoulement mais ne tient pas compte des forces (τ_0) générées par le courant.

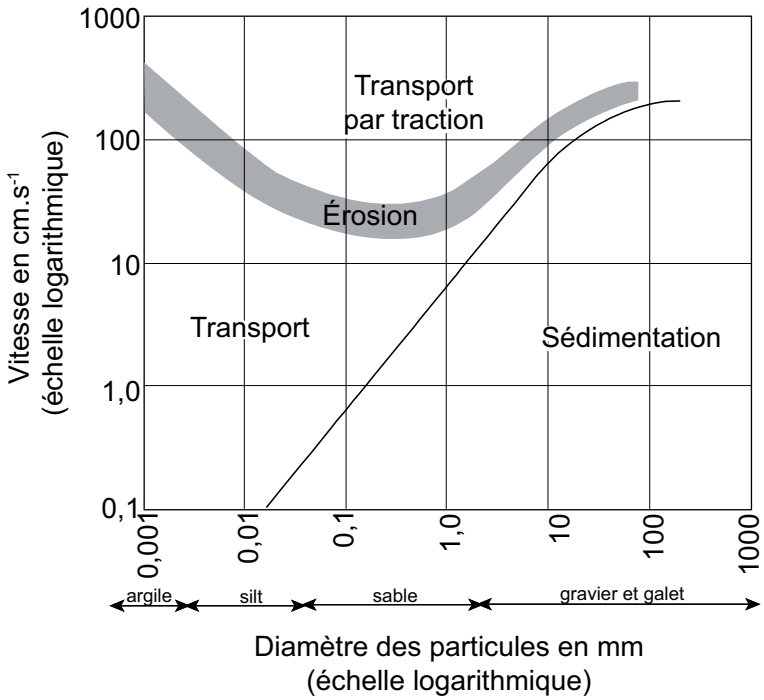


FIG. I.2.11 – Diagramme d'Hjulström, diagramme d'approche expérimentale de sédimentation, de transport et d'érosion des éléments (grains et particules) transportés par un cours d'eau.

Zanke (1977) calcule l'expression mathématique permettant d'ajuster le diagramme d'Hjulström :

$$u_{cr-Hjulström} = 2,8(\rho^{'} gd)^{1/2} + 14,7\frac{v}{d} \tag{I.2.5}$$

avec $u_{cr-Hjulström}$ la vitesse théorique du courant critique (ms^{-1}), g la constante de pesanteur (9,981 ms^{-2}), $\rho^{'}$ la densité relative du sédiment et d le grain moyen en (m). Le terme ν correspond à la viscosité cinématique de l'eau (10^{-6}m^{2}s^{-1}). La vitesse de cisaillement critique peut se formuler suivant l'équation (I.2.6) :

$$u^*_{cr-Hjulström} = \sqrt{C_D u_{cr-Hjulström}} \tag{I.2.6}$$

avec $C_D = 0,0025$ une approximation raisonnable de la profondeur d'eau.

I.2.5.4 Vitesses de contrainte de cisaillement critique théorique pour des matériaux cohésifs

L'érosion des matériaux cohésifs dépend essentiellement des actions hydrodynamiques et du comportement mécanique des sédiments. Le comportement rhéologique ou mécanique d'une vase dépend en réalité de nombreuses variables : minéraux argileux, matière organique, débris d'organismes, oxydes divers, eau intersticielle, ... Toutefois, il est considéré que son comportement dépend uniquement de sa teneur en eau.

D'un point de vue mécanique, le début de l'érosion est considéré comme une rupture induite par une perte d'homogénéité du système sédiment-eau. Partheniades (1965) montre que l'érosion est initiée dès lors que la contrainte de cisaillement critique exercée par l'eau en écoulement de fond τ_0 franchit le seuil critique, en accord avec l'équation (Équation I.2.7) :

$$\tau_0 > \tau_{0c} = c'k \tag{I.2.7}$$

avec τ_{0c}, la contrainte de cisaillement critique d'érosion, c' la cohésion effective mesurée au moyen d'un appareil (résistance au cisaillement indépendamment du frottement inter-granulaire) et k un coefficient de proportionnalité dépendant de la turbulence de l'appareil (Hosseini, 1999). Malheureusement, Patherniades ne fournit pas de renseignements sur la valeur du coefficient k (Sanchez et Levacher, 2008). Migniot (1989) étudie également le début d'érosion mais introduit la notion d'écoulement sur le fond caractérisé par la vitesse de cisaillement U_* , donné par l'équation (I.2.8) :

$$U_* = \sqrt{\frac{\tau_0}{\rho}} \tag{I.2.8}$$

avec ρ la masse volumique du fluide ($\rho_{eau} = 1\ kg.m^{-3}$). Comme la vitesse du cisaillement dépend de la concentration du sédiment, chaque sédiment possède sa propre loi. Migniot (1968) détermine une loi universelle pour les matériaux cohésifs de type vases fluides (Équation I.2.9) ou vases plastiques (Équation I.2.10) au moyen d'un rhéomètre Brookfield VLT.

Pour une vase fluide de type crème de vase :

$$U^*_{cr-Migniot} = 0,013\tau_y^{0,25} \tag{I.2.9}$$

Avec $\tau_y \leq$ 3Pa (ou N.m^{-2}), la rigidité initiale du sédiment ; et U^*_{cr}, la vitesse de cisaillement critique d'érosion (en m.s^{-1}).

Pour une vase plastique :

$$U^*_{cr-Migniot} = 0,013\tau_y^{0,25} \tag{I.2.10}$$

Avec $\tau_y >$ 3Pa. La loi de Migniot appliquée à une vase plastique modérément rigide àrigide peut se formuler de la manière suivante (Équation I.2.11) :

$$\tau_{0c} = \rho(0,009)^2\tau_y = 0,081\tau_y \tag{I.2.11}$$

avec τ_y, la contrainte de cisaillement critique d'érosion.

Sur des bases d'observations expérimentales, Sanchez et Levacher (2008) formulent une loi d'érosion pour les vases de la Loire permettant de définir les couches de vase érodables par une action

prolongée du courant. La contrainte de cisaillement critique $\tau_{oe-Loire}$ est définie comme :

$$\tau_{oe-Loire} = C1\tau_y(\frac{\rho - \rho_w}{\rho_w})^{C2} \tag{I.2.12}$$

avec ρ, la masse volumique de la vase ; ρ_w, la masse volumique du fluide et $C1 = 0,294$, $C2 = 1,11$, des constantes empiriques. Dans cette approche la tenue des sédiments est paramétrée à travers la rigidité initiale τ_y.

I.2.6 Conclusion

La baie de Bourgneuf présente une véritable dichotomie nord-sud, avec un gradient de turbidité plus fort au nord, des sédiments plus fins au nord et à tendance sableuse au sud. La sédimentation et la turbidité sont tributaires des courants marins, qui évidemment, montrent des régimes hydrodynamiques différents entre le nord et le sud. Dans les paragraphes précédents, nous avons souligné les principales caractéristiques morphologiques, dynamiques et sédimentologiques de la baie de Bourgneuf. De nombreux autres processus peuvent avoir également des influences sur les caractéristiques sédimentaires de la baie comme :

- les interactions dynamiques entre le mouvement et le sédiment mobilisable,
- le rôle de la bathymétrie,
- les relations entre les masses d'eau et le cycle de marée,
- la turbidité des eaux et les mécanismes de dépôts,
- le rôle des variations de température et de salinité,
- le rôle des MES,
- les figures sédimentaires,
- les processus organiques et leur impact sur l'érosion,
- les phénomènes d'envasement. L'abondante littérature technique à ce sujet montre leur importance. Ils sont très connus de tous les spécialistes des barrages et retenues, comme les ingénieurs maritimes, nous ne nous y attarderons pas.

Les franges littorales présentent différents écosystèmes sensibles aux perturbations. La balance entre l'érosion et l'accrétion des environnements de type vasières ou de type marais salants est sujette à des mécanisme complexes et à des processus de rétroactions. La figure I.2.12 synthétise les composantes générales d'un système morphodynamique côtier. Tous ces nombreux facteurs et mécanismes physiques pouvant intervenir dans la dynamique sédimentaire et la répartition des faciès sédimentaires éclairent toute la complexité d'un tel environnement. Une modification du forçage génère une modification de la dynamique des fluides, du transport sédimentaire et de l'interaction et renversent parfois les morphologies. Une rétroaction positive renforce la tendance d'évolution du système en augmentant le déséquilibre, alors qu'une rétroaction négative a tendance à entraîner le système vers un équilibre.

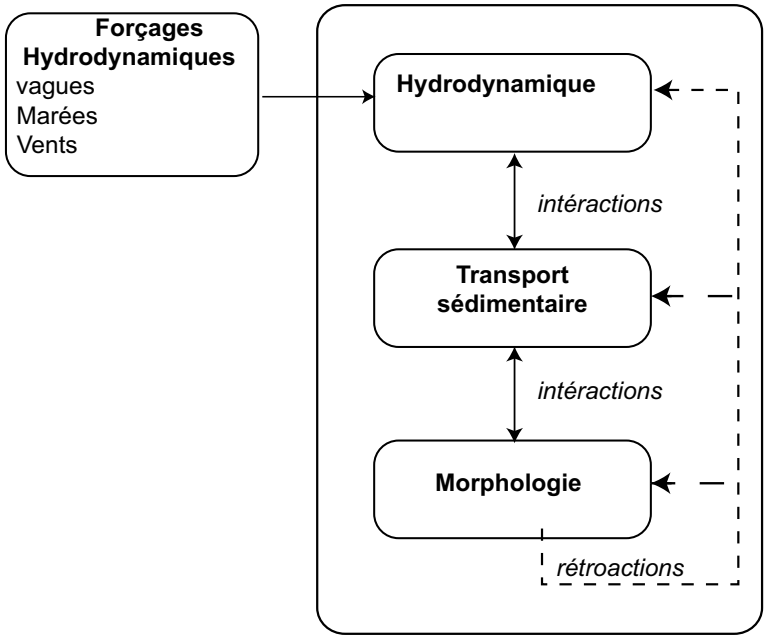


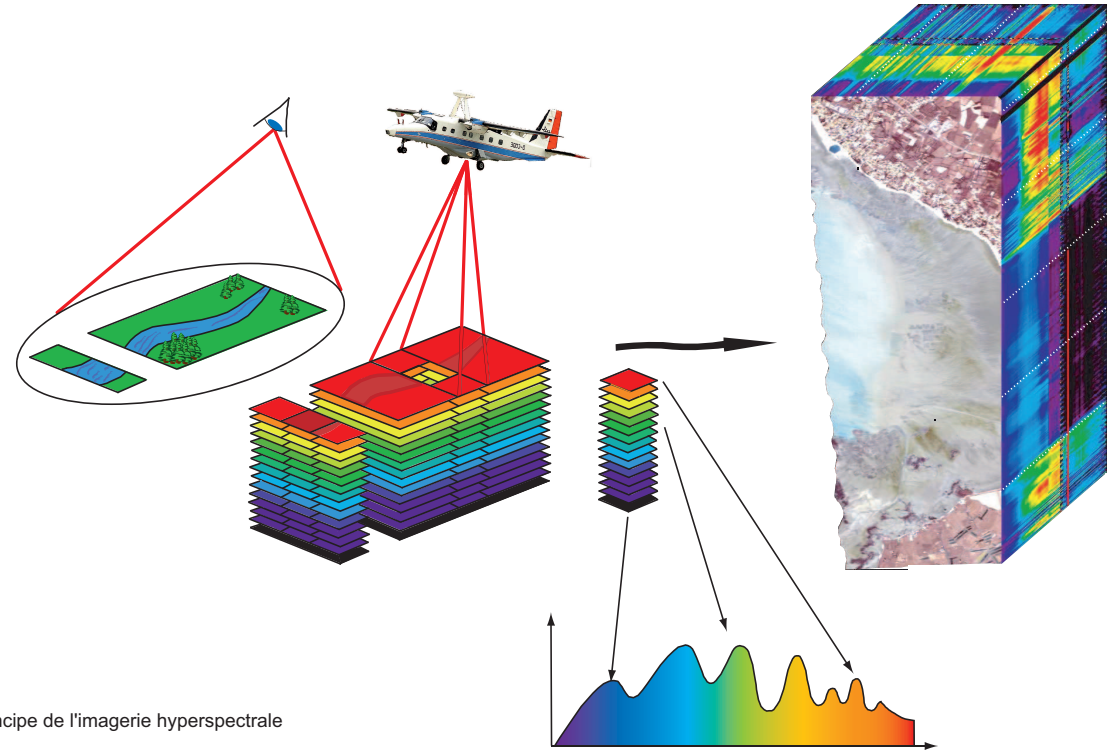
FIG. I.2.12 – Composantes d'un système morphodynamique côtier

Cela dit, de nombreuses questions restent ouvertes. Dans cette partie, nous nous sommes attachés à décrire uniquement les principaux facteurs dynamiques permettant d'élaborer un schéma et pouvant ainsi expliquer les principaux domaines de la zone intertidale à savoir ce qui génère et régule la répartition des faciès sédimentaires.

La capacité à cartographier les paramètres sédimentaires de la vasière s'avère un enjeu crucial pour la gestion de la frange littorale. La télédétection (acquisition à distance de l'information) peut être envisagée comme un outil idéal pour surveiller cet environnement dynamique, sensible aux différentes pressions et difficile d'accès (Phinn et al., 2000). La télédétection hyperspectrale, avec ses nombreuses bandes spectrales étroites et contigües, depuis le visible jusqu'à l'infrarouge, offrirait la possibilité d'accéder à certaines des propriétés physiques du sédiment.

C'est ce que nous allons aborder dans le prochain chapitre. Après avoir défini plus précisement la télédétection, la suite de ce travail consistera essentiellement à extraire les principaux paramètres sédimentaires susceptibles d'être détectés par télédétection. Il s'agira donc de contraindre le comportement spectral des sédiments en relation avec les paramètres physiques relatifs aux sédiments, la granulométrie, la teneur en eau ; mais également de contraindre les paramètres biologiques pouvant influencer les processus de cohésion et/ou d'érosion. Pour faciliter la lecture du manuscrit, désormais nous appelerons l'ensemble des paramètres sédimentaires d'origine physique et biologique susceptibles d'influencer le comportement spectral des sédiments et donc d'être détectés par télédétection, propriétés "bio-géophysiques" des sédiments.

Partie II
TÉLÉDÉTECTION HYPERSPECTRALE



Principe de l'imagerie hyperspectrale

II.1 Principes de la spectrométrie et de la télédétection passive 63

II.1.1 Propriétés fondamentales du rayonnement électromagnétique 64

II.1.2 Grandeurs photométriques utiles en télédétection 69

II.1.3 Interaction Rayonnement Électromagnétique-Matière 72

II.1.4 Lois de réflexion spéculaire et de réflexion diffuse 86

II.2 Imagerie hyperspectrale 95

II.2.1 Principe de l'imagerie hyperspectrale 95

II.2.2 Caractéristiques techniques des capteurs 97

II.2.3 Présentation des spectromètres utilisés 101

II.2.4 Prétraitements des images hyperspectrales 109

II.2.5 Contexte environnemental durant l'acquisition des images 115

II.2.6 Conclusion 119

Chapitre II.1

Principes de la spectrométrie et de la télédétection passive

La télédétection désigne, dans son acception la plus large, l'ensemble des techniques d'observation et de détection à distance d'un objet ou d'un phénomène, par l'intermédiaire d'un instrument de mesure n'ayant pas de contact direct avec la cible étudiée. La télédétection électromagnétique est un type particulier de télédétection qui utilise l'interaction entre le rayonnement électromagnétique, émis ou réfléchi, et la matière dans le but de déterminer les caractéristiques physiques et chimiques des objets. La télédétection hyperspectrale est une technique qui permet d'observer et de mesurer les cibles (objets, surfaces) à distance avec une haute résolution spectrale ($\lessapprox$ 10 nm). La télédétection est dite passive dans le cas où la source illuminant la cible est indépendante du capteur. Dans notre cas, la source est le soleil. La télédétection est dite active lorsque le capteur génère son propre rayonnement électromagnétique. Pour comprendre les mesures acquises en télédétection hyperspectrale, il est avant tout primordial de comprendre la physique du rayonnement électromagnétique, son interaction avec l'atmosphère et son interaction avec notre objet d'étude, la zone intertidale, composée de roches, de sédiments, d'eau et de végétaux. Le traitement et l'analyse des informations véhiculées par le rayonnement enregistré permettent d'accéder à certaines propriétés de la cible, à savoir : géométrique (position, dimension, forme), optique (réflexion, absorption, transmission, etc.) et physico-chimiques (teneur en eau, minéralogie, biomasse, matière organique, etc.)... L'objectif de cette partie est de présenter les grands principes de base qui régissent la spectroscopie en réflectance telle qu'elle est appliquée dans le contexte des mesures à distance, des mesures satellitaires-aéroportées, aux échantillons de sédiments au laboratoire. Nous rappelerons, de manière synthétique, l'origine des phénomènes physiques mis en jeu lors de la réflexion de la lumière par un milieu solide divisé (une surface naturelle). Ensuite, seront présentées successivement, les principales grandeurs physiques utilisées en télédétection. Nous terminerons une description des principes de la télédétection hyperspectrale ainsi que des applications conduites dans le cadre de cette étude, de la présentation des capteurs utilisés aux prétraitements des données.

II.1.1 Propriétés fondamentales du rayonnement électromagnétique

II.1.1.1 Nature du Rayonnement ÉlectroMagnétique (R.E.M.)

Le Rayonnement Électromagnétique (R.E.M.) correspond à la propagation d'énergie, soit dans le vide, soit dans un milieu matériel. Nous pouvons considérer le rayonnement soit comme un flux de corpuscules, les photons, (c'est la théorie de Newton), soit comme une superposition d'ondes, c'est la théorie proposée par Descartes, Snell, Huygens et Fresnel notamment. Les deux approches qui semblaient opposées ont été réconciliées par la physique quantique avec la théorie des quanta, initiée par Planck (1900). Elle tente de modéliser le comportement énergétique à très petite échelle et définit le rayonnement électromagnétique sous sa double nature : ondulatoire et corpusculaire (Figure II.1.1). La théorie de Maxell (1865) reformulée par Lorentz (1885), décrit le R.E.M. comme la superposition d'ondes sinusoïdales simples associées à un champ électrique ($\overrightarrow{E}$) et un champ magnétique ($\overrightarrow{B}$). Cette théorie inclut l'optique ondulatoire comme cas particulier. Chaque onde est caractérisée par une fréquence *f* et une longueur d'onde λ , selon la relation :

$$\lambda = c/f \tag{II.1.1}$$

Avec c la vitesse (célérité) de la lumière = 299 792 458 m $\cdot s^{-1}$. La longueur d'onde λ est liée à la fréquence ν et au nombre d'onde $\bar{\nu}$ par : $\lambda = c/\nu = 2\pi/\bar{\nu}$. Généralement, λ est exprimée en μm ou en nm ; et $\bar{\nu}$ en cm^{-1}. Ces deux champs, quand ils sont variables, sont indépendants et constituent

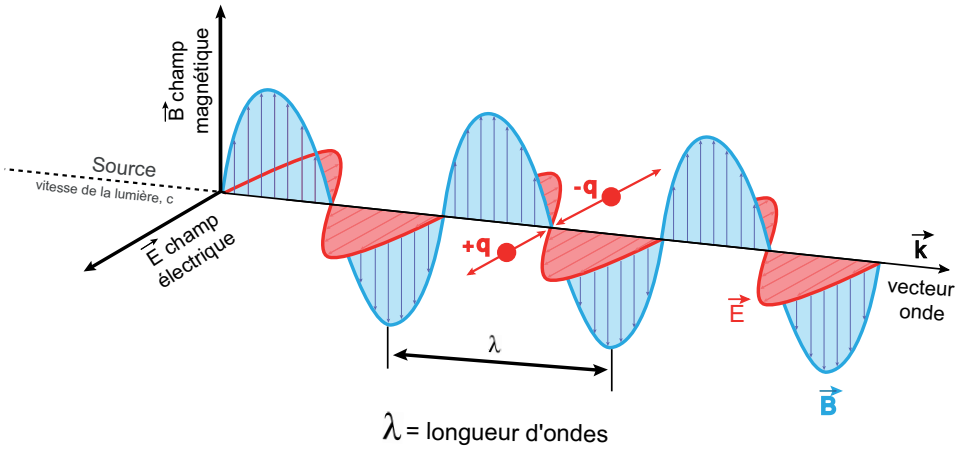


FIG. II.1.1 – Propagation des ondes dans les domaines électromagnétique et magnétique. Les ondes ($\vec{E}$) champ électrique, ($\vec{B}$) champ magnétique, (q) charge électrique vibrent respectivement perpendiculairement à la direction de propagation, $\vec{k}$ vecteur onde. Ces ondes voyagent à la vitesse de la lumière (c) à chaque longueur d'ondes (λ).

le champ électromagnétique qui, lorsqu'il se propage, définit une onde électromagnétique. Dans le vide, toutes les ondes électromagnétiques se propagent à la même vitesse, la vitesse de la lumière. Par contre, dans un milieu matériel, la vitesse de propagation dépend de l'indice de réfraction (n) du milieu considéré. Les propriétés ondulatoires du R.E.M. conditionnent les phénomènes d'interférences, de diffraction et de polarisation. Au niveau microscopique, l'énergie est quantifiée, c'est-à-dire que chaque atome possède une carte énergétique propre. L'atome peut occuper une infinité de niveaux énergétiques discrets (Figure II.1.2). Le plus bas niveau est appelé niveau fondamental. Ainsi, un atome donné, sous l'action du rayonnement, ici considéré comme un flux de particules (les photons), peut passer d'un niveau énergétique à un autre ; on dit alors que l'atome est excité. Cela se traduit par une absorption du photon. La transition énergétique ne peut avoir lieu que lorsque la différence énergétique ΔE entre l'énergie finale E_f et l'énergie initiale E_i est égale au quantum d'énergie transporté par le photon (Équation II.1.2).

L'énergie E d'un photon associée à l'onde électromagnétique de fréquence du rayonnement (ν), a pour expression :

$$\Delta E = h\nu \tag{II.1.2}$$

Ainsi, une onde peut être caractérisée par sa périodicité spatiale en longueur d'onde (λ), sa périodicité temporelle (fréquence (ν)) ou par l'énergie des photons qui lui sont associés ($\Delta E = h\nu$), h étant la constante de Planck.

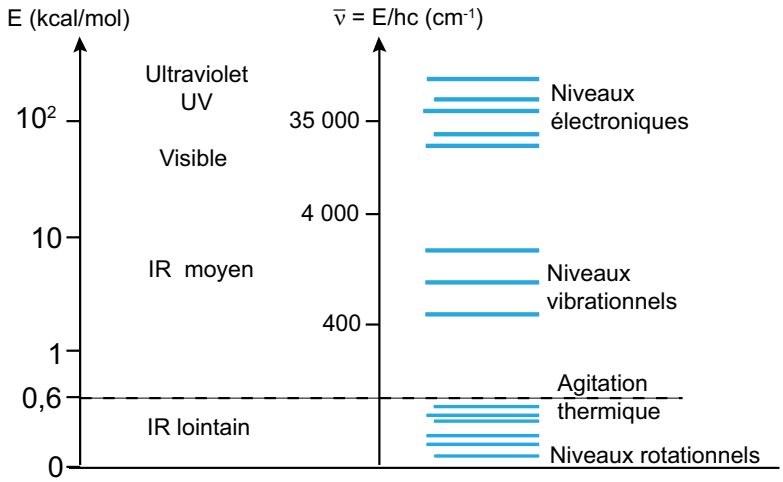


FIG. II.1.2 – Les niveaux énergétiques du rayonnement incluant les valeurs respectives des contributions électroniques, vibrationnelles et rotationnelles d'une molécule.

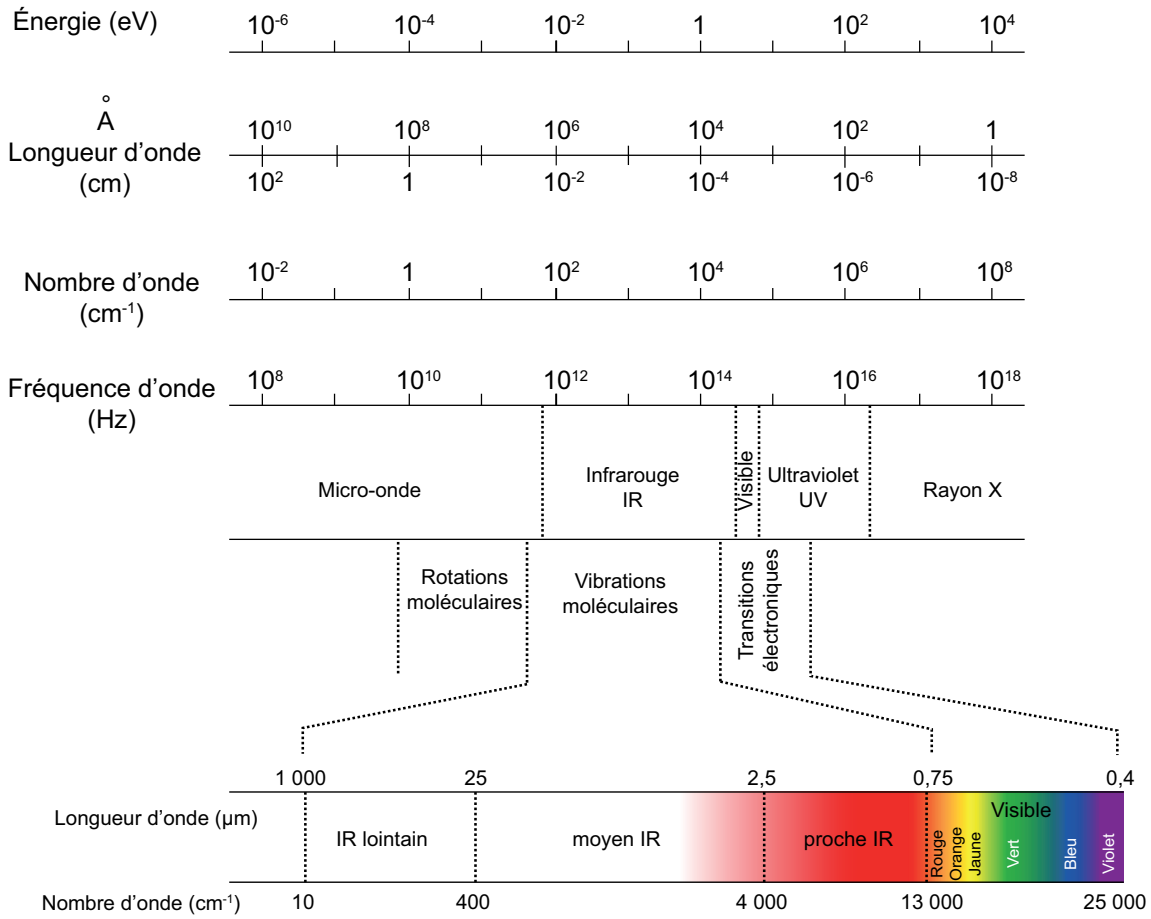


FIG. II.1.3 – Les divers domaines spectraux du rayonnement électromagnétique.

II.1.1.2 Le spectre électromagnétique

En fonction de leur fréquence ou de leur longueur d'onde dans le vide, les radiations sont classées en régions spectrales : c'est le spectre électromagnétique. La figure II.1.3 présente les noms issus des divers domaines de rayonnement électromagnétique et leurs limites approximatives. Pour ce travail, nous nous focaliserons particulièrement sur les domaines spectraux visible et infrarouge [0,4-5,0 μm] dans la mesure où ces deux régions sont parmi les plus utilisées en télédétection des surfaces planétaires. Ceci est partiellement dû au fait que ces régions spectrales comportent le maximum d'illumination solaire pouvant être détectée par les capteurs (électro-optiques et photographiques). Nous pouvons désormais décrire les différentes régions spectrales ainsi que leurs caractéristiques générales.

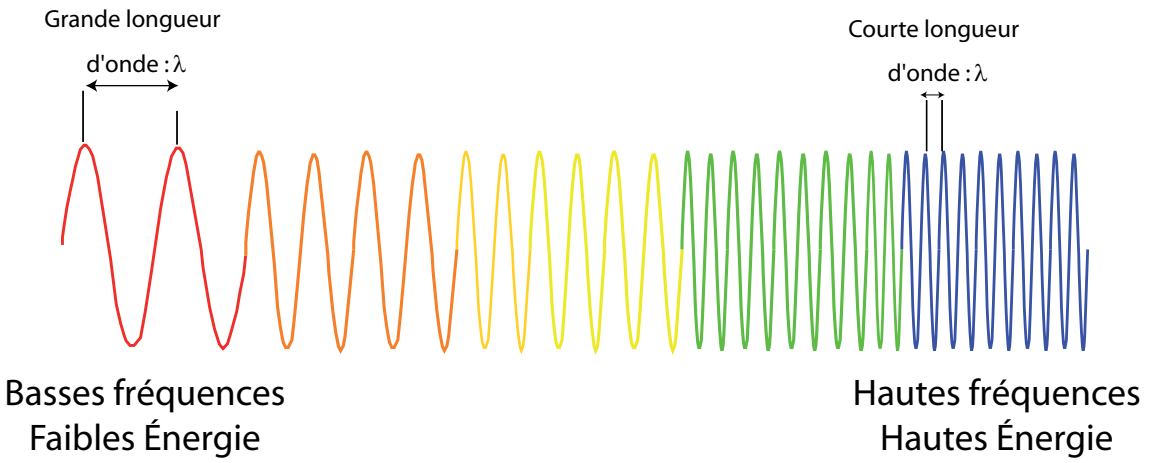


FIG. II.1.4 – Le rayonnement électromagnétique dans le visible, la longueur d'onde est exprimée (en μm, nm, cm^{-1}) ou en fréquence (Hz). Les grandes longueurs d'ondes sont équivalents à des basses fréquences et les bas niveau énergétique sont relatifs aux courtes longueurs d'ondes.

A) La région visible

La région spectrale du visible correspond à l'intervalle de longueurs d'onde [0,4-0,7 μm] pour lequel les radiations peuvent être perçues par l'oeil humain (Figure II.1.4). Les couleurs correspondent seulement à une petite portion des radiations de la lumière (tableau II.1.1). Au sein de la région visible, les mécanismes de type énergie électronique jouent un rôle important. Si le rayonnement incident est de forte énergie (visible et proche ultraviolet), le spectre résultant sera généralement complexe en raison de la superposition des transitions de vibration et de rotation.

TAB. II.1.1 – Longueurs d'ondes des couleurs primaires du spectre visible.

Couleurs	Longueur d'onde
Violet	0,4-0,446 μm
Bleu	0,446-0,500 μm
Vert	0,500-0,578 μm
Jaune	0,578 -0,592 μm
Orange	0,592-0,620 μm
Rouge	0,620-0,7 μm

B) La région infrarouge

a) Découpage en domaines de l'infrarouge La région infrarouge couvre un domaine de longueur d'onde allant de 0,8 μm à 1 mm (Figure II.1.3). En spectroscopie, cette région est classiquement sub-

divisée en trois domaines appelés : infrarouge thermique thermique (IRT), infrarouge moyen (IRM), et proche infrarouge (PIR). Nous utiliserons la subdivission proposée par Bonn et Rochon (1993) :

1. du proche infrarouge PIR [0,75-1,5 μm] ;
2. du moyen infrarouge MIR [1,5-3 μm] ;
3. de l'infrarouge thermique IRT [3-15 μm] ;

Les frontières entre les régions de l'infrarouge ne sont pas strictes. La principale raison de ce découpage est liée à la longueur d'onde des émetteurs, des récepteurs, ou encore des bandes de transmission atmosphérique.

b) L'infrarouge thermique L'infrarouge thermique est la région qui contient l'infrarouge lointain (IRL). Il correspond au rayonnement émis par les surfaces terrestres de 8 à 12 μm. Il est utilisé en climatologie, météorologie et géologie. Dans cette partie, nous ne traiterons pas volontairement des principes d'émission du rayonnement électromagnétique dans la mesure où nous n'avons pas exploité les données relatives aux instruments utilisés dans cette étude et qui recouvre le domaine de l'infrarouge thermique.

Dans la région infrarouge se produisent d'importants mécanismes moléculaires tels que la rotation moléculaire et les phénomènes de vibrations (Figure II.1.3). Dans le cas où l'énergie vibrationnelle d'une molécule est modifiée, la spectroscopie infrarouge est envisageable pour caractériser les composants. Le mode de vibration fondamentale des molécules apparaît dans le MIR. Le domaine de l'IRL renseigne quant à lui sur les vibrations des atomes lourds. Enfin, la région du PIR, renseigne sur les vibrations des harmoniques (overtones) ainsi que sur les combinaisons des vibrations fondamentales et plus particulièrement celles de l'atome d'hydrogène (H). Quelques absorptions électroniques apparaissent également dans la région du PIR. Notons que, seule la région du proche infrarouge (PIR) est communément utilisée en télédétection hyperspectrale terrestre. Compte tenu des données acquises dans ce travail, nous nous focaliserons principalement sur le domaine du PIR. Cette région est généralement subdivisée en deux sous-régions : le SWIR-1 pour ShortWave InfraRed-1 de 0,8 à 1,7 μm et le SWIR-2 de 1,7 à 2,5 μm.

C) La région des hyperfréquences

La région des hyperfréquences appelées aussi région des micro-ondes présente une gamme de longueurs d'onde comprise entre 1 millimètre et 1 mètre (Bonn et Rochon, 1993). Ce domaine est souvent utilisé en océanographie et agriculture. Encore une fois, les données relatives aux instruments utilisés dans cette étude ne couvrent pas le domaine des hyperfréquences, nous ne le détaillerons donc pas.

II.1.2 Grandeurs photométriques utiles en télédétection

En télédétection, les grandeurs physiques mesurées sont le rayonnement réfléchi et émis. Dans la suite de ce travail, nous nous focaliserons sur le rayonnement réfléchi.

II.1.2.1 Le flux d'énergie à la surface

Tout rayonnement corpusculaire transporte avec lui de l'énergie, son débit par unité de temps est appelé le flux d'énergie (F). À la surface, le flux peut être émis, transmis, réfléchi ; ce flux s'exprime en unité de puissance, les watts (W).

II.1.2.2 L'éclairement (irradiance)

L'éclairement (E) ou irradiance correspond à la puissance reçue par le détecteur, c'est-à-dire au flux incident reçu par unité de surface dS de la cible depuis toutes les directions du demi-espace supérieur. Son unité s'exprime en [$W \cdot$ m$^{-2} \cdot \mu$m^{-1}] sous la forme :

$$E_\lambda = \frac{dF_{incident}}{dS} \tag{II.1.3}$$

II.1.2.3 La luminance (radiance)

La luminance (L) correspond à la puissance émise/reçue, c'est-à-dire au flux rayonné dans une direction donnée par unité de surface dS, par unité d'angle solide dω et par unité de longueur d'onde. Son unité s'exprime en [$W \cdot$ m$^{-2} \cdot$ sr$^{-1} \cdot \mu$m^{-1}] sous la forme :

$$L_\lambda = \frac{d^2F_{rayonné}}{dS.d\omega} \tag{II.1.4}$$

La luminance permet d'appréhender la distribution directionnelle du rayonnement. Dans le cas d'une surface lambertienne, c'est-à-dire parfaitement diffusante, l'énergie est distribuée de manière équivalente dans toutes les directions de l'espace. La luminance émise dans une direction ($\overrightarrow{l}$) par rapport à la normale à la surface ($\overrightarrow{n}$) sera proportionnelle à $\overrightarrow{l}.\overrightarrow{n} = \cos(\overrightarrow{l}, \overrightarrow{n})$. Toutefois, il convient de souligner que dans la nature, les surfaces ne sont que très rarement lambertiennes.

II.1.2.4 Géométrie d'acquisition en télédétection

La complexité géométrique qui caractérise les surface naturelles à toutes échelles rend difficile l'appréhension des processus d'interactions entre le rayonnement et la matière (surfaces naturelles).

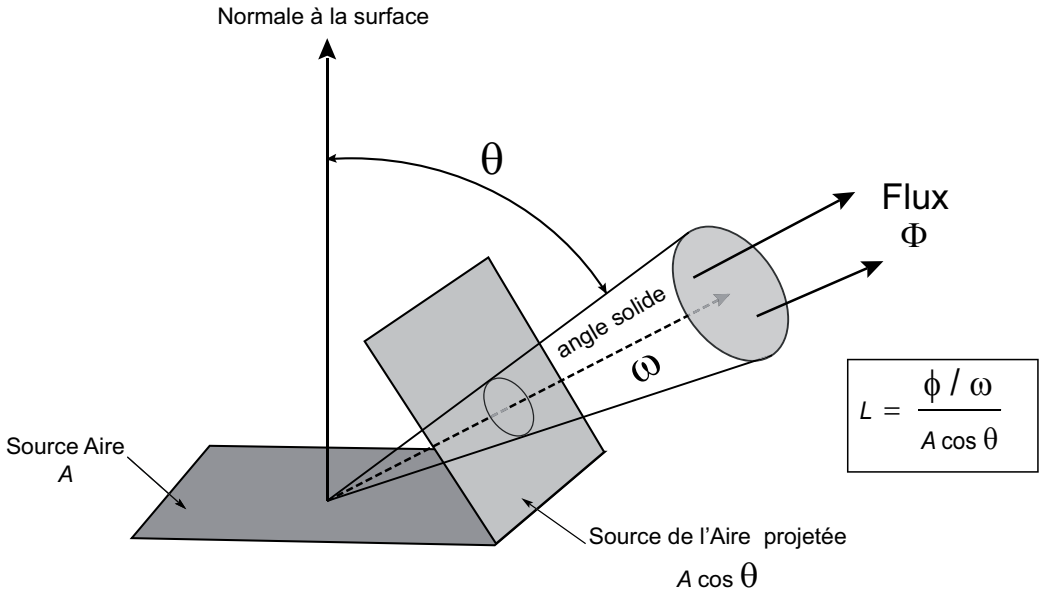


FIG. II.1.5 – Concept de luminance (L).

A) Configuration angulaire : Angle d'incidence, d'émergence, de phase et solide

En télédétection des surfaces planétaires, les angles et la géométrie peuvent être définis de la manière suivante (Figure II.1.6) :

1. l'angle d'incidence θ_i (ou d'éclairement), est l'angle défini entre le rayon incident (en provenance de la source) et la normale à la surface,
2. l'angle d'émergence θ_r (ou d'observation), est l'angle défini entre la normale à la surface et le rayon émergent (en direction du capteur),
3. l'angle de phase g (ou de retrodiffusion), est l'angle défini entre le rayon incident et émergent,
4. les angles azimutaux d'incidence ϕ_i et d'émergence ϕ_r sont définis dans le plan orthogonal à la normale à la surface ;
5. l'angle ϕ est appelé azimut relatif, il correspond à la projection à la surface entre les rayons incidents et émergents.

Les angles zénithaux (θ_i, θ_r), azimutaux (ϕ_i, ϕ_r, ϕ) sont liés à la relation exprimant l'angle de phase (g) :

$$\cos(g) = \cos\theta_i \cos\theta_r + \sin\theta_i \sin\theta_r \cos\phi \qquad \text{(II.1.5)}$$

Dans le cas d'une surface parfaitement isotrope, la configuration angulaire est uniquement fonction des angles zénithaux et ne dépend plus des angles azimutaux.

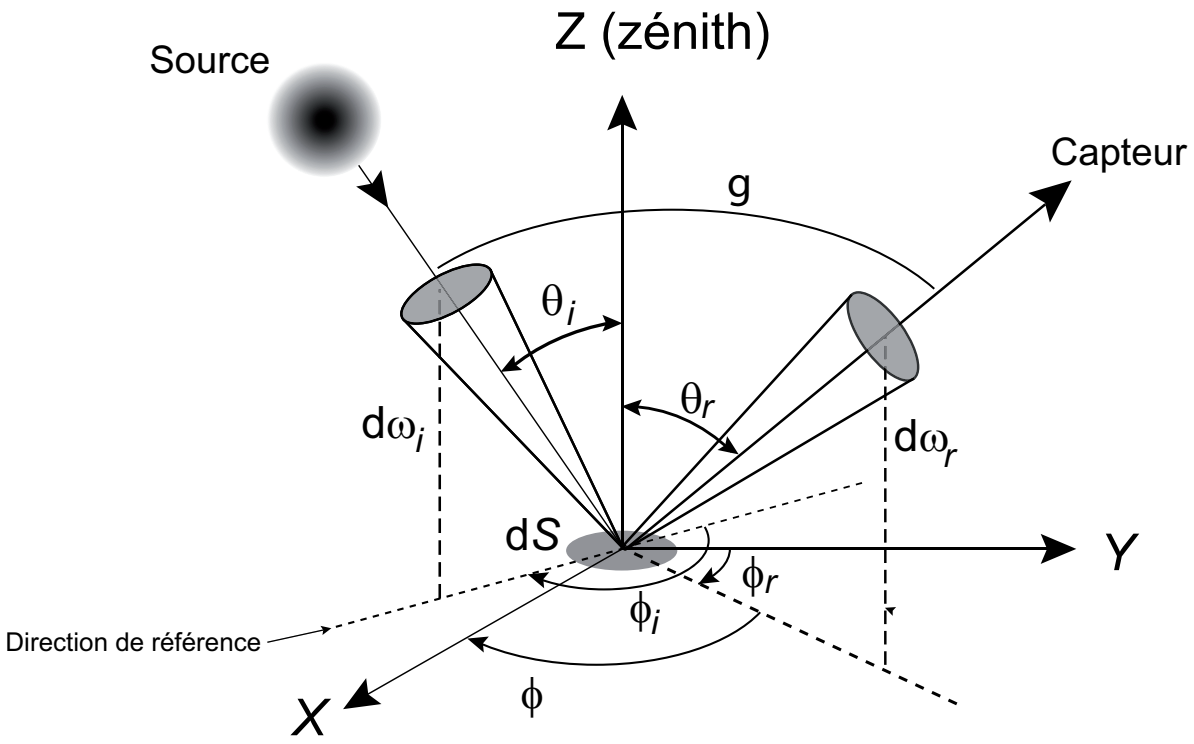


FIG. II.1.6 – Schéma de la géométrie d'acquisition en télédétection des surfaces planétaires, avec θ_i et θ_r les angles zénithaux d'incidence et d'émergence et ϕ_i et ϕ_r les angles azimutaux d'incidence et d'émergence, ϕ l'azimut relatif, g l'angle de phase, dS la surface éclairée et dω_i et dω_r les angles solides incidents et émergents.

B) Notion d'angle solide

Cette notion est fondamentale pour les mesures de flux. Il correspond à un cône et a pour unité le stéradian (sr). Plus précisement, l'angle solide dω est défini comme la portion d'espace éclairée à la surface dS, ce dernier peut être défini par les directions dω_i et dω_r.

$$d\omega = \frac{1}{r^2}\cos\theta dS \tag{II.1.6}$$

Pour chaque pixel, la géométrie d'acquisition est l'ensemble des directions d'éclairement solaire et d'observation vers le capteur (capteur satellitaire ou aéroporté). Le nadir est le point de surface à la verticale du capteur.

II.1.2.5 La réflectance

La réflectance (ρ) est le rapport entre le flux d'énergie réfléchi par une surface donnée (*i.e.* luminance) avec le flux d'énergie reçu par cette même surface (*i.e.* éclairement) pour une longueur d'onde donnée. C'est un terme sans dimension, compris entre 0 et 1 (0 et 100 %). Elle peut s'exprimer sous

la forme :

$$\rho = \frac{\pi.L}{E} \tag{II.1.7}$$

L'information contenue dans la réflectance permet d'accéder à l'information caractéristique de la surface. C'est l'une des raisons pour lesquelles nous utiliserons principalement cette grandeur physique par la suite. La réflectance est mesurée au niveau des fenêtres atmosphériques, là où le rayonnement solaire atteint la Terre. Nous verrons également dans la section suivante que pour accéder pleinement à l'information de la surface, c'est-dire dans toutes les bandes spectrales, une première étape consiste à éliminer les effets atmosphériques.

A) La réflectance bidirectionnelle

La **réflectance bidirectionnelle** correspond à des spectres $I(\lambda)$ de réflectance normalisée par la luminance solaire éclairant la surface. L'énergie incidente est supposée fixe et l'énergie réfléchie est renvoyée dans une seule direction (la **réflectance diffuse** concerne plusieurs directions). La figure II.1.7, illustre un objet éclairé par un faisceau lumineux d'intensité I_i de direction d'incidence (θ_i, ϕ_i), le détecteur mesure la lumière réfléchie dans la direction (θ_r, ϕ_r). Le rapport $I(\theta_r, \phi_r)/I(\theta_i, \phi_i)$ est appelé réflectance bidirectionnelle. Elle dépend donc essentiellement des directions d'incidence et d'émergence. Cette dernière est aussi appelée BRDF pour "Bidirectional Reflectance Distribution Function" , noté $R(\theta_i, \theta_r, \phi_i, \phi_r, \lambda)$:

$$R_\lambda = \frac{I(\lambda)}{F_{rayonné}(\lambda).\cos(\theta_i)} \tag{II.1.8}$$

Ce même rapport, mais cette fois-ci rapporté à l'ensemble des radiations, est appelé albedo. Il existe de nombreuse conventions permettant d'estimer les réflectances, à savoir les réflectances biconique, hémisphérique-directionnelle, directionnelle-hémisphérique, sphérique. Pour toute information supplémentaire sur cette question, nous renvoyons le lecteur au travaux effectués dans ce domaine et publiées par Hapke, (1993) et Shaepman-Strub et al. (2006).

II.1.3 Interaction Rayonnement Électromagnétique-Matière

L'objet de cette section est d'expliquer les relations entre le rayonnement et la matière dans un contexte de mesure à distance. Lorsque la lumière solaire incidente rencontre les composants de l'atmosphère et les surfaces terrestres, l'énergie interagit avec la matière (Figure II.1.8). L'interaction entre le rayonnement et la matière peut, très schématiquement, se diviser en quatres classes de phénomène : l'absorption, la diffusion, la réflexion et l'émission. Ces mécanismes se produisent pour des corps de toutes dimensions, depuis la simple molécule de gaz jusqu'à des entités macroscopiques telles que les surfaces planétaires. L'absorption et la diffusion sont des phénomènes indissociables. Leur somme

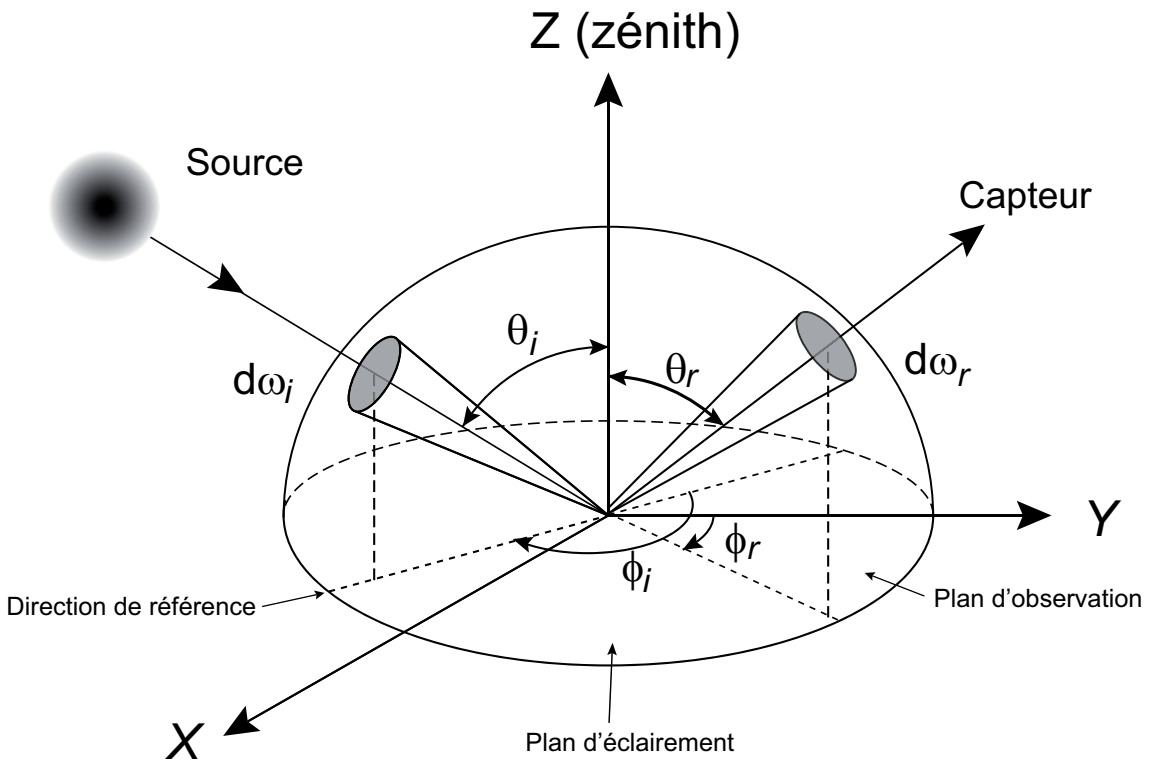


FIG. II.1.7 – Concept de réflectance bidirectionnelle, avec θ_i et θ_r les angles zénitaux d'incidence et d'émergence et ϕ_i et ϕ_r les angles azimutaux d'incidence et d'émergence

constitue ce que l'on appelle : l'extinction. Par conséquent, suite aux interactions rayonnement-matière au niveau de la cible (II.1.8) le rayonnement solaire renvoyé vers le capteur est porteur d'information de la surface en question que l'on caractérise par la réflectance des sols en télédétection. Néanmoins, ce signal est également contaminé par son intéraction avec l'atmosphère (II.1.8) lors de sa double traversée (Guyot et al., 1996).

II.1.3.1 Interactions au cours de la traversée des couches atmosphériques

Au cours de son trajet dans l'atmosphère, le rayonnement électromagnétique subit des intéractions avec les différents composés atmosphériques (*i.e.* gaz et aérosols). Ces interactions se traduisent par des absorptions sélectives et de la diffusion.

En télédétection, il est essentiel d'intégrer la capacité de transmission et de diffusion de l'atmosphère car elle affecte le signal interagissant avec la surface et *a fortiori* le signal reçu par le capteur en modifiant son contenu.

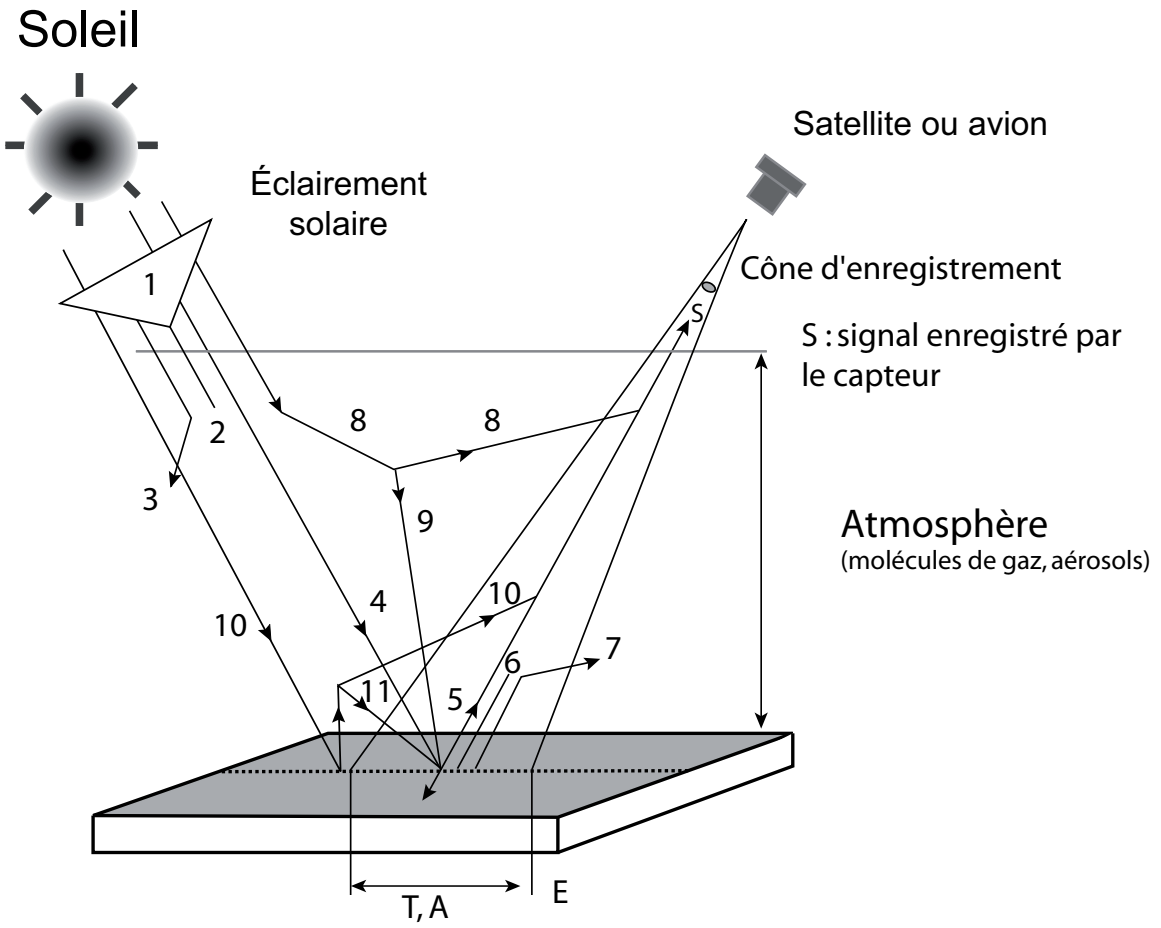


FIG. II.1.8 – Chemins empruntés par le rayonnement émis par le soleil en intéraction avec la surface au travers de l'atmosphère (d'après Robin, 1995). *E : élément de surface détecté ; S :rayons réfléchis ; A : rayons absorbés ; T : rayons transmis. 1 : rayons solaires ; 2 : rayons absorbés par l'atmosphère ; 3 : rayons diffusés par l'atmosphère ; 4 : rayons solaires qui éclairent la surface réfléchissante ; 5 : rayons réfléchis par la surface vers le capteur ; 6 : rayons réfléchis par E et absorbés par l'atmosphère ; 7 : rayons réfléchis par E et diffusés par l'atmosphère ; 8 : rayons solaires diffusés par l'atmosphère et renvoyé vers le capteur (luminance atmosphérique) ; 9 : rayons solaires diffusés par l'atmosphère vers E, qui peut les réfléchir à son tour vers le capteur ; 10 : rayons solaires qui éclairent une autre surface que E ; réfléchis vers l'atmosphère qui les diffuse vers le capteur ; 11 : rayons issus des rayons 10 et diffusés par l'atmosphère vers la surface E. Les rayons 5 constituent la partie utile, celle qui porte l'information de surface. A cette information se superpose une information parasite : la luminance propre de l'atmosphère (rayons 8) et un effet d'environnement (rayons 10). Les rayons 9 et 11 introduisent aussi une erreur dans la mesure de la réflectance de la surface E, parce qu'ils augmentent l'énergie incidente et le calcul de la réflectance, qui est le rapport d'énergie incidente (4)/énergieréfléchie (5), s'en trouve donc faussé.*

A) Absorptions sélectives dans l'atmosphère par les gaz atmosphériques

L'absorption du rayonnement par l'atmosphère commande la capacité de transmission. Le phénomène d'absorption est un phénomène intimement lié aux niveaux énergétiques des composantes de l'objet absorbant. Il survient lorsque les grosses molécules de gaz absorbent l'énergie à plusieurs longueurs d'ondes. Dans les domaines visible/proche infrarouge, rappelons que les absorptions sont

provoquées essentiellement par les transitions électroniques des atomes et des molécules et par les rotation et vibration des molécules dans le domaine infrarouge lointain. Les principaux gaz absorbants de l'atmosphère sont : l'oxygène (O_2), l'ozone (O_3), la vapeur d'eau (H_2O), le gaz carbonique (CO_2), l'azote (N_2), le monoxyde de carbone (CO) et le méthane (CH_4). L'ozone absorbe le rayonnement à des longueurs d'ondes inférieures à 0,29 μm et particulièrement dans le domaine Ultra Violet (UV). L'oxygène absorbe principalement dans une bande étroite situé autour de 0,76 μm. Les gaz à effet de serre, la vapeur d'eau, le dioxyde de carbone et le méthane absorbent principalement dans le proche infrarouge, l'infrarouge moyen et thermique. Nous parlerons d'absorptions sélectives. L'absorption se traduit par une atténuation du signal dans la direction de propagation (Figure II.1.9). Les intervalles de longueurs d'ondes de faible atténuation atmosphérique, c'est-à-dire dans lesquels la capacité de transmission de l'atmosphère est forte, sont appelés fenêtres atmosphériques. Ces bandes spectrales sont utilisées en télédétection des surfaces terrestres car là, l'atmosphère est transparente au rayonnement.

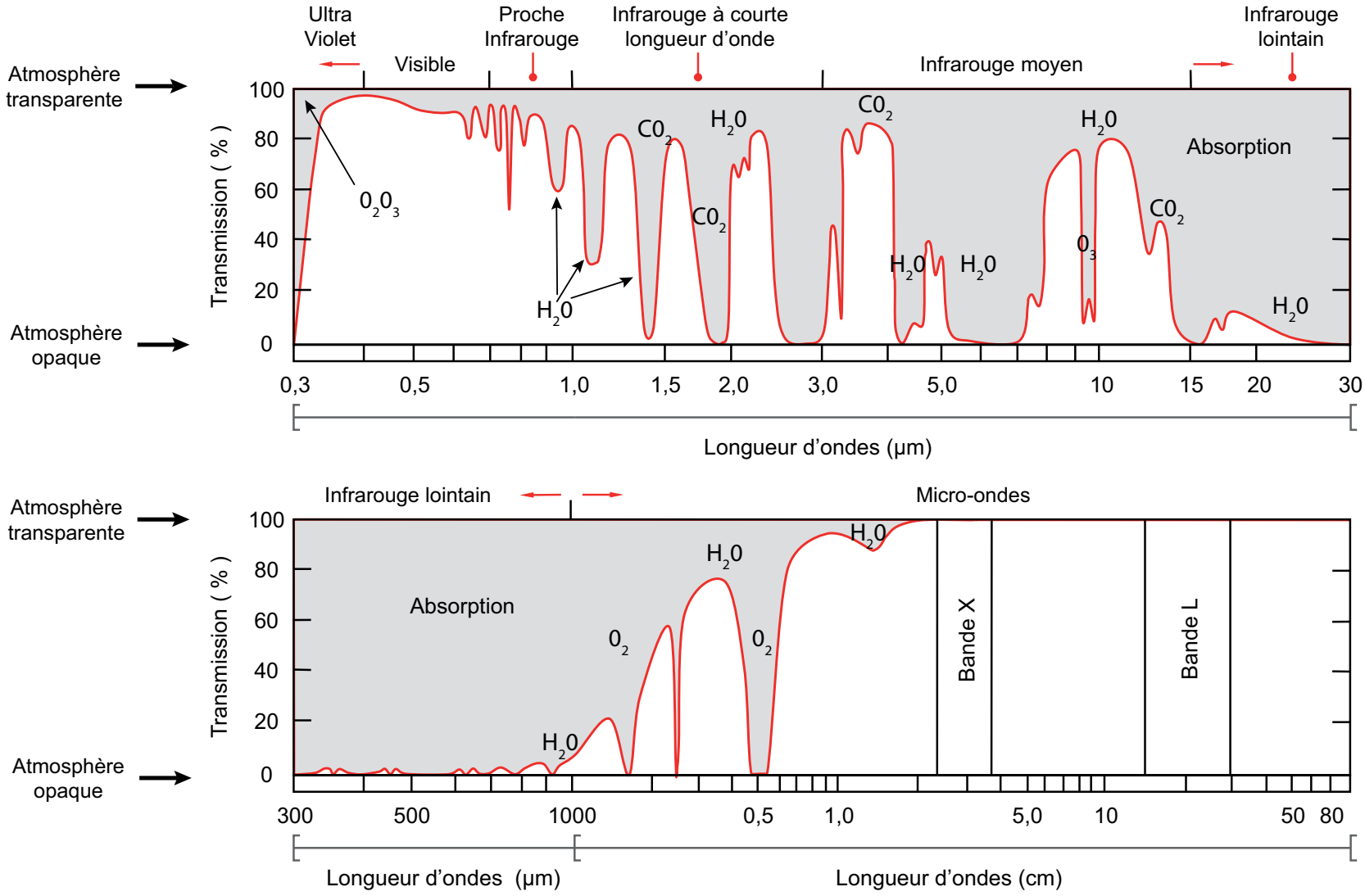


FIG. II.1.9 – Transmission du REM solaire en (%) dans l'atmosphère terrestre au zénith d'après Goetz et Rowan, (1981), modifié par Roy, (2007). Les courbes représentent la transmission atmosphérique totale, les principales fenêtres atmosphérique sont 0,4-1,3 ; 1,5-1,8 ; 2,2-2,6 ; 3,0-3,6 ; 4,2-5,0 ; 7,0-15,0 μm et 10 mm à 10 cm.

Les fenêtres atmosphériques sont classées par domaines spectraux. Nous ne verrons ici que les principales fenêtres présentant un intérêt en télédétection hyperspectrale allant de 0,4 et 2,5 μm. Elles sont résumées dans le tableau (II.1.2).

TAB. II.1.2 – Principales fenêtres atmosphériques dans le domaine spectral 0,4 et 2,5 μm.

Fenêtres	*de*	*à*
Ultraviolet et visible	0,35 μm	0,75 μm
Proche infrarouge	0,77 μm	0,91 μm
	1,0μm	1,12 μm
	1,19 μm	1,34 μm
Infrarouge moyen	1,55 μm	1,75 μm
	2,05 μm	2,40 μm

Dans le cas d'une illumination solaire, le spectre d'irradiance de la lumière interagit avec l'atmosphère. Ces interactions entre ondes/atmosphère sont relativement bien contraintes comme le montre la figure II.1.10 qui illlustre l'émission du R.E.M. d'un corps noir à $\sim$ 5 900 °K.

L'atmosphère est opaque au rayonnement électromagnétique depuis les courtes longueurs d'ondes correspondant aux rayon γ et X jusqu'à l'ultraviolet $\sim$ 0,35 μm (Figure II.1.9). Dans l'ultraviolet l'opacité est principalement provoquée par la présence d'ozone (O_3) contenue dans les plus hautes couches de l'atmosphère (stratosphère). Nous décrirons ultérieurement dans le détail l'opacité de l'atmosphère terrestre dans le domaine spectral [0,4-2,5μm], domaine de prédilection de la télédétection hyperspectrale. En revanche, dans l'infrarouge lointain, l'atmosphère redevient complètement opaque de $\sim$ 1,4 μm à 1 mm et la surface est complètement invisible. L'opacité est due à la présence de fortes absorptions atmosphériques ce qui rend le domaine spectral inapproprié à la télédétection des surfaces terrestres. Enfin, la transmission croît pour des longeurs d'onde de 1 mm à 8 cm pour devenir proche de 1 dans le domaine des hyperfréquences.

En ce qui concerne le domaine spectral [0,4-2,5μm], l'ozone absorbe les rayons ultraviolets. Le dioxyde de carbone absorbe partiellement le rayonnement dans une partie de l'infrarouge thermique du spectre et emprisonne la chaleur dans l'atmosphère. La vapeur d'eau absorbe une grande partie du rayonnement infrarouge. Des bandes d'absorptions apparaissent dans le domaine du proche infrarouge à 1,9 ; 1,4 ; 1,12 ; 0,95 ; et 0,76 μm. Les plus importantes sont situées entre 1,4 et 1,9 μm.

En télédétection visible-infrarouge, il est important de prendre en compte la configuration relative au soleil-surface-détecteur. Bien que le spectre des radiations solaires dans l'atmosphère soit bien caractérisé, le spectre des radiations de surface est altéré dans sa temporalité et dans sa géographie parce que la propagation des radiations solaires à travers l'atmosphère terrestre varie constamment. Il devient donc primordial de prendre en compte ces modulations atmosphériques dans le but de retrouver les réflectances au niveau des surfaces.

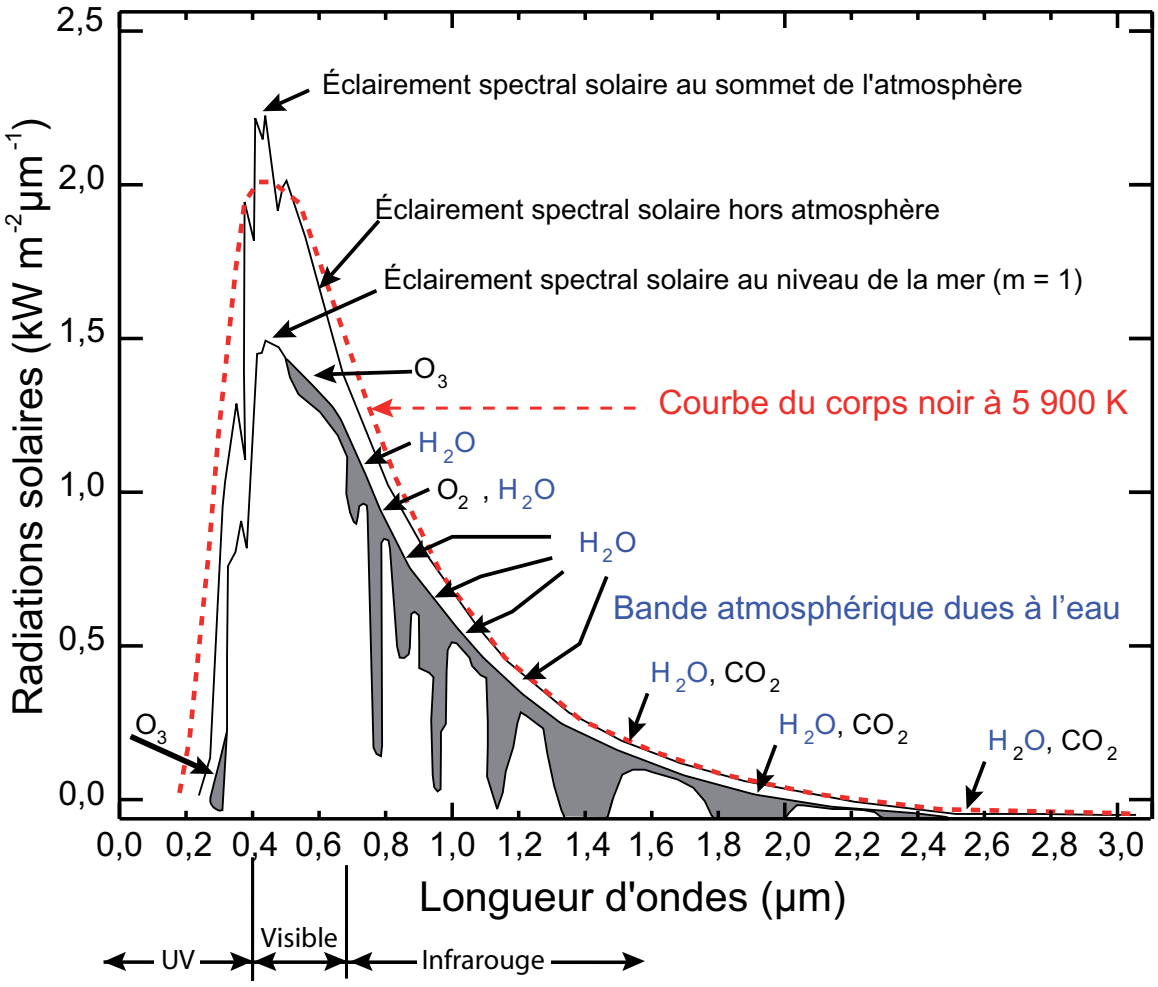


FIG. II.1.10 – Absorptions atmosphériques du rayonnement électromagnétique solaire dans le visible et le proche infrarouge, le soleil au zénith (d'après Wolfe et Zissis, 1978). Les zones grisées montrent le phénomène d'atténuation par absorption. La différence entre les courbes continues correspond aux atténuations par phénomènes de diffusion et d'absorption.

B) La diffusion dans l'atmosphère par les composés atmosphériques

Le phénomène de diffusion atmosphérique correspond à des phénomènes de réflexion multiples entre le rayonnement et les atomes, les molécules et les particules atmosphériques. Ils constituent de véritables obstacles déviant ainsi le rayonnement de sa trajectoire initiale. On distingue trois grands types de diffusion selon la longueur d'onde et les dimensions de ces obstacles :

1. La diffusion de Rayleigh ($D < \lambda$ avec D le diamètre moyen des molécules ou particules rencontrées). Elle se produit lorsque la taille des composés atmosphériques est inférieure à la longueur d'onde du rayonnement. Elle concerne principalement les molécules de gaz (molécules d'azote ou d'oxygène) et les aérosols (poussières). La diffusion de Rayleigh prédomine surtout dans les

hautes couches de l'atmosphère, c'est-à-dire dans la stratosphère et affecte principalement les courtes longueurs d'ondes particulièrement le visible. Par exemple, par ciel clair, les longueurs d'ondes situées dans le bleu du spectre solaire seront fortement affectées expliquant ainsi la couleur bleu du ciel.

2. La diffusion de Mie ($D > \lambda > D/2$). Elle se produit lorsque la taille des composés atmosphériques est de l'ordre de la longueur d'onde du rayonnement. Elle concerne principalement les aérosols (poussières, gouttes d'eau, fumée, pollens) et les molécules d'eau. La diffusion de Mie prédomine dans les basses couches de la troposphère.
3. La diffusion non sélective ($D >> \lambda$). Elle se produit lorsque la taille des composés atmosphériques est largement supérieure à la longueur d'onde du rayonnement. Il s'agit des grosses particules et des gouttelettes d'eau. Elle est non sélective car elle concerne toutes les longueurs d'ondes, courtes et longues. L'exemple typique est celui des nuages chargés de gouttes d'eau et d'aérosols, diffusant sans préférences toutes les longueurs d'ondes du visible et apparaissent dans les teintes blanches.

II.1.3.2 Interactions rayonnement et surfaces terrestres

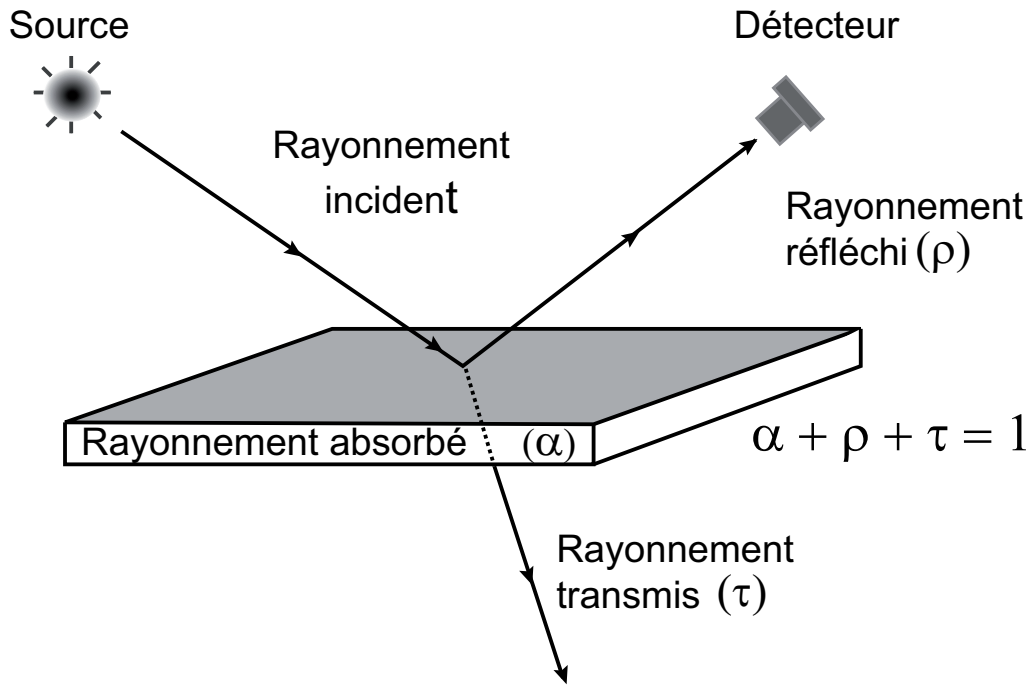


FIG. II.1.11 – Interactions entre le rayonnement électromagnétique et une surface naturelle.

Au niveau de la cible, le rayonnement électromagnétique est réfléchi, absorbé, et transmis en proportions variables (Figure II.1.11). Nous avons précédemment définit la réflectance (ρ) comme étant

le rapport entre l'énergie rayonné réfléchie à l'énergie rayonné incidente à une longueur d'onde spécifique. De la même manière, on peut définir l'absorption (α) comme le rapport entre l'énergie absorbée et l'énergie incidente. Enfin, la transmittance (τ) est le rapport entre énergie transmise et l'énergie incidente. Par conséquent, les interactions entre le rayonnement électromagnétique et une surface naturelle est régi par la relations simple : $\rho + \alpha + \tau = 1$.

Une partie de l'énergie électromagnétique est réfléchie par la cible (un objet, une surface) en direction d'un détecteur. Elle se propage sous forme de radiations à la vitesse de la lumière, à travers l'atmosphère dans un espace libre ou indirectement par réflexion et diffusion. Les interactions entre les radiations électromagnétiques, les surfaces naturelles et l'atmosphère dépendent fortement des fréquences de vibrations des ondes.

II.1.3.3 Phénomènes d'absorptions

A) Forme des bandes d'absorption

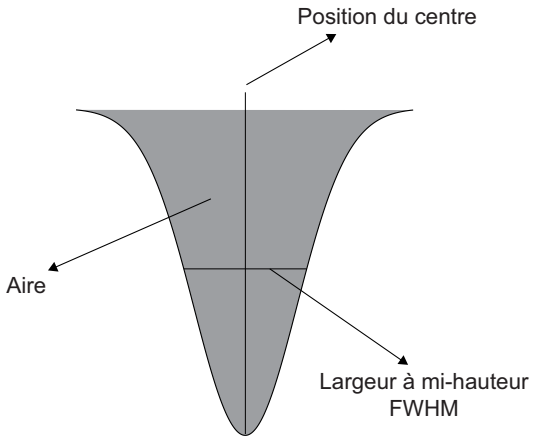


FIG. II.1.12 – Principaux paramètres caractéristiques des bandes.

Les spectres de réflectance comportent une série de bandes d'absorptions, superposées à un continuum et au bruit. En spectroscopie infrarouge, la forme des bandes dépend de nombreux processus physiques complexes. Les formes des bandes d'absorption peuvent être décrites par de nombreuses façons (Figure II.1.12). Ainsi :

1. la position au centre (*e.g.* la fréquence spectrale),
2. la largeur, normalisée à la mi-hauteur FWHM (Full Wildth at Half Maximum), et
3. l'aire.

Si toutes les bandes d'aborption ont la même forme, alors le rapport de profondeur de bandes doit être proportionnel au rapport des aires de bandes. Cependant, l'aire est souvent plus pertinente pour

mesurer les propriétés chimiques (abondance), car il est important d'intégrer la forme des bandes d'absorption avant de pouvoir mesurer uniquement la profondeur de bande comme proxy de l'abondance. La position de la bande d'absorption et son aire sont les paramètres de bandes d'absorption les plus importants car ils sont directement connectés aux lois de la distribution énergétiques des transitions électroniques ainsi qu'aux lois de probabilité. Dans la réalité, il est quasi-impossible d'obtenir un modèle exact compte-tenu de la gande variété des surfaces naturelles. C'est pourquoi les bandes d'absorptions sont modélisées de façon empirique.

B) Les absorptions : une carte énergétique des matériaux

Dans le cas où un faisceau lumineux traverse un milieu matériel, il se produit une absorption des photons à des fréquences caractéristiques de l'excitation des molécules. La probabilité que l'absorption ait lieu est sujette à certaines conditions : 1) les photons absorbés ne sont pas transmis ; 2) les niveaux d'énergie concernés (Équation II.1.9) et la polarisation du milieu incident vérifient les règles de sélection :

$$\nu_0 = \Delta E \tag{II.1.9}$$

où ν_0 est la fréquence du rayonnement incident, h la constante de Planck ($h = 6,624.10^{-34}$ J/s), et ΔE la différence entre deux niveaux énergétiques (électroniques, vibrationnels ou rotationnels) caractérisés par des nombres quantiques différents (Figure II.1.2).

Un état atomique excité est instable et la durée de vie énergétique (τ) durant lequel l'atome reste excité est très faible. Au-delà de ce temps, l'énergie atomique absorbée est perdue, soit par émission d'un photon, soit par collision entre les atomes. Le rayonnement absorbé provoque une transition de l'atome correspondant à une gamme précise de fréquences ($h\Delta\nu \approx \Delta E$). Cette gamme de fréquences correspond en fait à une distribution (gaussienne, lorentzienne, de Voigt) des fréquences de largeur $\Delta\nu$. Si l'élargissement Doppler est prépondérant, la forme est gaussienne. Si l'élargissement par collision est prépondérant, la forme est lorentzienne. L'association de deux atomes est une molécule. L'association de n atomes ($\sim 10^{27}$/cm^3) constitue un cristal (*i.e.* minéral). Il en résulte une conservation de la carte énergétique propre à chaque atome. La multiplicité des atomes constitutifs d'un minéral provoque l'élargissement énergétique (effet Doppler ou effet de collision), ce qui se traduit par un élargissement spectral des bandes caractéristiques de ce même minéral.

C) Modes de vibration des molécules

Une molécule formée de N atomes présente $3N$ degrés de liberté. Parmi ceux-ci, trois définissent la translation de la molécule et trois autres représentent la rotation de la molécule autour de chacun de ces axes. Plus la molécule est complexe, plus les modes de vibrations sont complexes. Les molécules non seulement vibrent mais peuvent aussi tourner sur elles-mêmes à l'image d'une toupie. Le mouvement des molécules est régi par la mécanique quantique qui établit l'énergie des molécules à l'instar

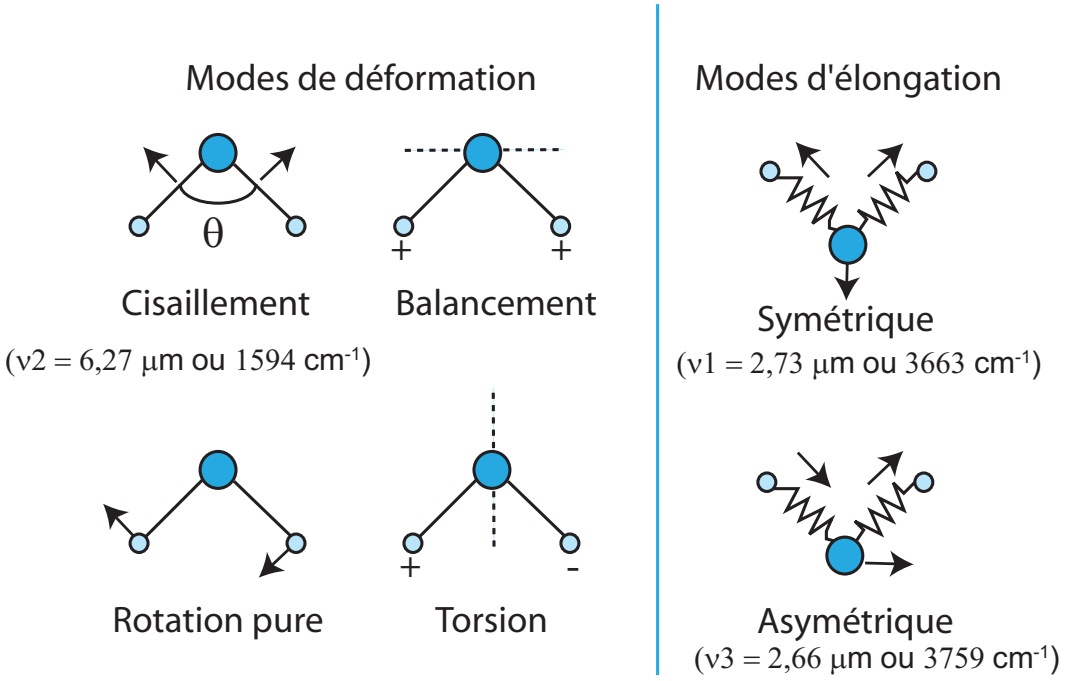


FIG. II.1.13 – Modes de vibration. Seuls sont annotés en longueur d'ondes et nombre d'ondes les trois degrés de liberté des vibrations de la molécule d'eau, pris ici comme exemple.

d'un oscillateur (harmonique, ou anharmonique) par le nombre quantique de vibration E(ν) :

$$E_\nu = \frac{\nu + 1/2}{h\nu_0} \tag{II.1.10}$$

Les fréquences de vibration dépendent de la masse des atomes et des forces de liaisons. Les vibrations moléculaires sont communément subdivisées en deux modes (Figure II.1.13) :

1. les modes de vibrations de valence ou d'élongation (symétrique et asymétrique). Elles font intervenir les variations des longueurs de liaisons, les angles entre ces liaisons restant constants,
2. les modes de déformations, où cette fois les longueurs des liaisons sont conservées mais les angles varient.

Suite à l'illumination d'un matériau, une certaine quantité du rayonnement est absorbée par la matière en fonction de la fréquence (ν) ou de la longueur d'onde (λ). La gamme de fréquence balayée (visible, infrarouge, etc.) constitue un spectre d'absorption du matériau. L'examen des absorptions du spectre permet qualitativement de discriminer les éléments en présence. D'un point de vue quantitatif, l'analyse des formes des bandes d'absorption (gaussienne, lorentzienne, de Voigt), et de leurs intensités

permet de déterminer la concentration d'un constituant au pouvoir absorbant. Macroscopiquement, l'atténuation du rayonnement traversant un milieu homogène d'épaisseur d se traduit par la loi de Beer-Lambert :

$$\frac{I_t(\nu)}{I_0(\nu)} = \exp(-k(\nu)cd) \tag{II.1.11}$$

avec $I_0(\nu)$ l'intensité du rayonnement incident, $I_t(\nu)$ l'intensité du rayonnement transmis, kc le coefficient d'absorption linéaire de l'échantillon, et d l'épaisseur optique ; il dépend de la longueur d'onde et a les dimensions de l'inverse de la longueur d'onde (ν) (pour l'eau : k=2,4 m^{-1} pour λ=0,8 μm). Rigoureusement, la loi de Beer-Lambert ne peut être utilisée que dans le domaine de la spectroscopie en transmission pour quantifier la concentration de matériaux transparents. En outre, elle s'applique pour des milieux homogènes dont les éléments sont de dimensions inférieures à la longueur d'onde. La concentration d'un milieu hétérogène transparent pourra cependant être quantifiée par la loi de Beer-Lambert à condition de remplacer le coefficient d'absorption k par le coefficient d'extinction. Pour des matériaux opaques présentant un fort pouvoir de diffusion, il devient impossible d'utiliser la spectroscopie en transmission. Auquel cas, la spectroscopie en réflectance (c.f. paragraphe III.1.2.II.1.2.5) est utilisée pour palier ce genre de problèmes. C'est l'une des raisons pour lesquelles la réflectance est la grandeur physique utilisée en télédétection hyperspectrale. Effectivement, les surfaces naturelles ne sont que très rarement transparentes, homogènes et dépourvues de pouvoir de diffusion. Si la lumière absorbée est mesurée en réflectance diffuse, la loi de Beer-Lambert ne peut être applicable en raison des diffusions multiples au sein des surfaces étudiées. À l'heure actuelle, il n'existe toujours pas de modèle physique théorique ou expérimental suffisamment complet pour relier la grandeur réflectance à son coefficient d'absorption. Dans la théorie électromagnétique, le coefficient d'absorption d'un matériau est étroitement lié à ses paramètres optiques, à savoir l'indice de réfraction n et le coefficient d'extinction k. Les constantes optiques contrôlent les absorptions, et plus particulièrement la grandeur complexe de l'indice de réfraction. La présence d'une bande d'absorption se traduit par l'apparition d'une partie complexe imaginaire dans le spectre de l'indice de réfraction (Figure II.1.14 d'après Segelstein (1981)).

Bien que différents auteurs traitent des absorptions des minéraux, nous retiendrons essentiellement les travaux remarquables de Hunt et Salisbury qui font office de référence (*voir références bibliographiques* (Hunt et Salibury, 1970; Hunt et Salisbury, 1970; Hunt et Salisbury, 1976; Hunt et Salisbury, 1971; Hunt et al., 1971a; Hunt et al., 1972)). Ces derniers offrent un diagnostic spectral des bandes d'absorptions des minéraux donc *a fortiori* une identification des composantes d'une roche, d'un sol ou d'un matériau en général. La figure II.1.15 représente un récapitulatif de la carte énergétique des minéraux caractéristiques en spectroscopie de réflectance visible-infrarouge. Dans certains cristaux, les atomes voisins peuvent modifier les cartes énergétiques des atomes donnés. Par exemple, les oxydes de fer seront sensibles aux effets de champ, des transitions seront observées dans le visible. Il peut aussi s'échanger des électrons, c'est le transfert de charge (Burns, 1993). L'étude de la variation de

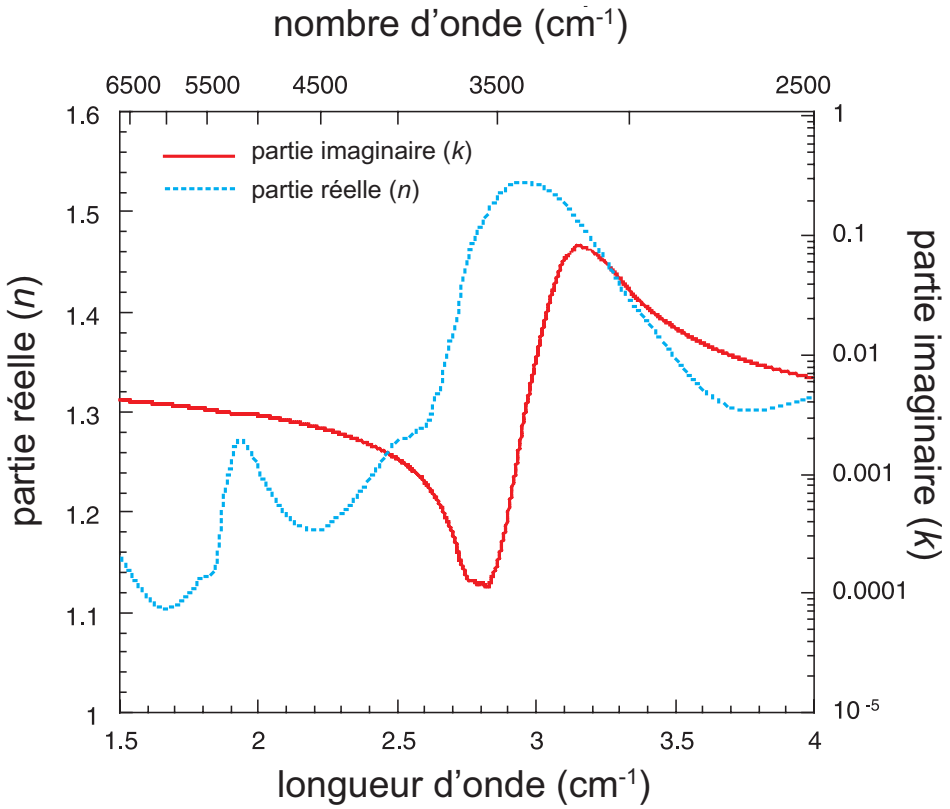


FIG. II.1.14 – Partie réelle (n) et imaginaire (k) de l'indice de réfraction complexe de l'eau pour le domaine de longueur d'onde 1,5 à 4,0 μm (d'après Segelsetin, 1981 ; Miliken et Mustard, 2005)

la réfléctance des surfaces minérales en fonction de la composition chimique permet de discriminer les absorptions d'origine électronique de celles d'origine moléculaire en fonction des domaines spectraux. Dans le domaine visible-proche infrarouge, les transitions électroniques dominent les processus d'absorption. Viennent ensuite les transitions des bandes de conduction, les transferts de charge, le centre des couleurs, et les effets de champ cristallin. Pour le domaine infrouge uniquement, à partir de 1 μm se manifestent les processus de vibration des molécules qui, contrairement au transfert de charge, sont responsables de bandes d'absorption très fines caractéristiques. Notons que les travaux de Hunt et Salisbury renseignent uniquement sur les processus de rayonnement-matière de type absorption. La forme générale des spectres de réflectance n'est ici pas considérée. Or, il est important de tenir compte de la forme générale des spectres de réflectance dans la mesure où l'information pouvant être extraite à partir des spectres ne se limite pas qu'aux absorptions, mais contient également les phénomènes de diffusion.

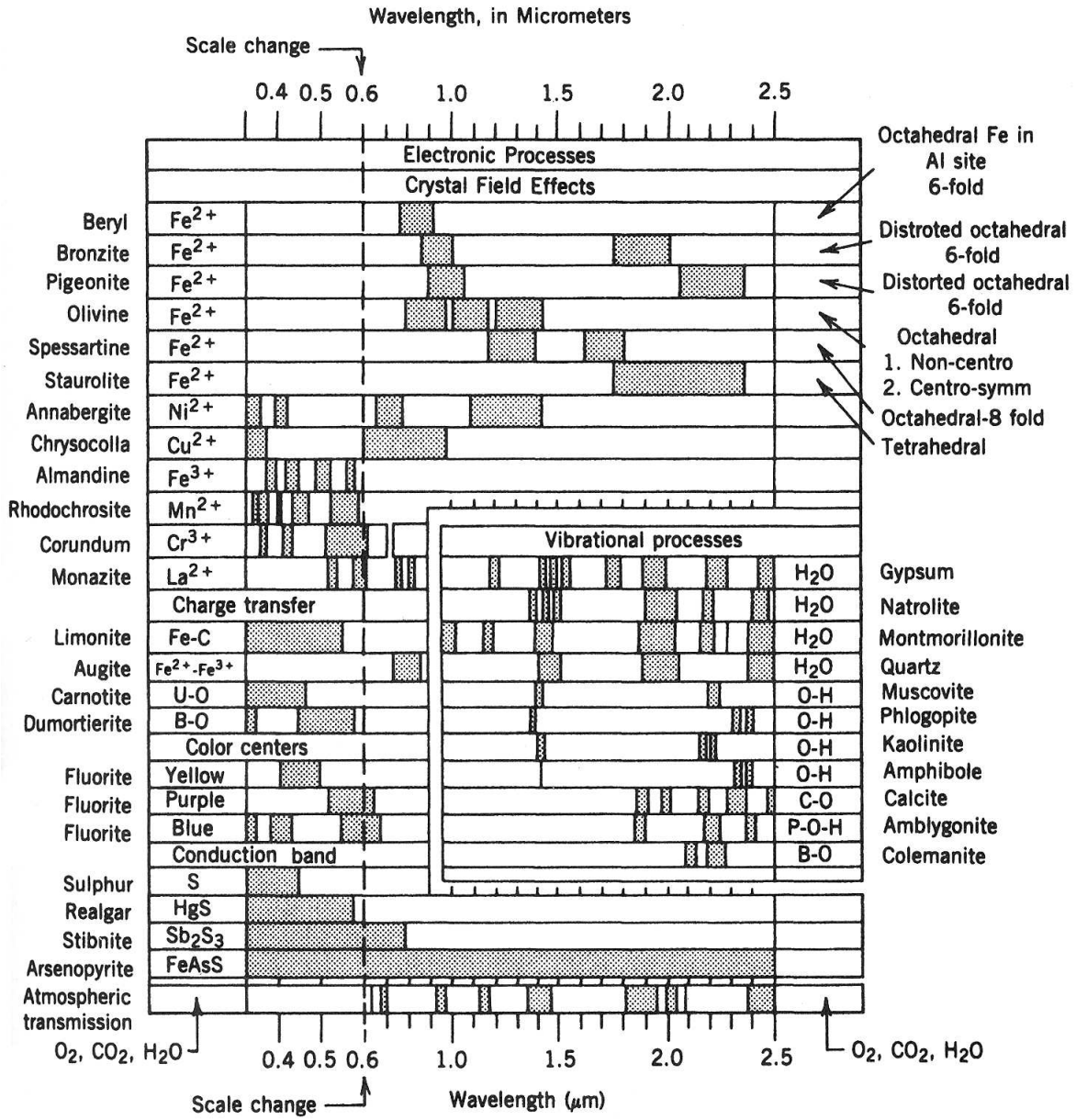


FIG. II.1.15 – Diagramme synthétique des différents phénomènes physiques expliquant les absorptions pour un certain nombre de minéraux types en géologie (d'après Hunt, 1977). Les barres noires représentent les largeur relatives des bandes d'absorption.

II.1.3.4 Phénomènes de diffusion

Au sein des spectres de réflectance se superpose systématiquement aux bandes d'absorption, un fond continu (en anglais *background*) ; il représente entre autres la diffusion. Dans les domaines de la spectroscopie, la contribution propre à la diffusion est souvent décrite comme la ligne de base du

spectre de réflectance (c.f. paragraphe II.1.4.3). La diffusion comporte l'ensemble des phénomènes pour lesquels, à la traversée d'un milieu, le rayonnement change de direction. Le plus souvent, la diffusion est assimilée à la partie incidente réfléchie dans toutes les directions de l'espace. La diffusion peut provoquer des changements dans la longueur d'onde (diffusion élastique) ou non (diffusion inélastique). La diffusion élastique présente des origines variées suite aux phénomènes de diffraction à la surface des particules ou encore suite aux fluctuations locales de l'indice de réfraction. Le pouvoir de diffusion est maximal lorsque les particules possèdent une taille de l'ordre de la longueur d'onde du rayonnement.

Pour conclure, les intéractions (absorption/diffusion) entre le rayonnement et les surfaces terrestres expliquent pourquoi la réflectance est vecteur de l'informations de ces dernières. Il est important de rappeler que la profondeur de pénétration totale des radiations solaire dans le milieu dépend des propriétés optiques et mécaniques des matériaux et de la longueur d'onde (Elachi, 1987; Buckingham et Sommer, 1983). La profondeur de pénétration est de l'ordre de quelques longueurs d'onde, c'est-à-dire de quelques microns en domaine Vis et PIR.

Par conséquent, la spectroscopie de réflectance donne une information qui n'est représentative que de la couche superficielle des surfaces observées. La grandeur réflectance contient plusieurs composantes qu'il convient désormais de mentioner.

II.1.4 Lois de réflexion spéculaire et de réflexion diffuse

Selon l'état de la surface réfléchissante, deux situations extrêmes sont possibles :

1. La réflexion est spéculaire (Figure II.1.16 a) lorsque la suface réfléchissante se comporte comme un miroir. Dans ce cas l'angle de réflexion est équivalent à l'angle d'incidence et les rayons sont contenus dans le plan perpendiculaire à la surface réfléchissante. Ce type de réflexion peut s'appliquer à l'étude d'une surface lisse, par exemple une surface d'eau hydrodynamiquement calme. La composante de réflexion spéculaire ne contient que peu d'informations sur la nature du matériau, elle forme une sorte de fond continu qui dépend de l'angle d'incidence et de l'indice de réfraction du milieu.

2. La réflexion est diffuse (Figure II.1.16 b) lorsque les surfaces réfléchissantes sont rugueuses ou pulvérulentes, par exemple une plage sableuse. C'est donc la composante rémise après avoir pénétré le sédiment. Elle est porteuse d'informations sur la nature des surfaces dans la mesure ou une partie du rayonnement est absorbée. Par conséquent, la partie rémise sera porteuse de l'information résultant des interactions avec toutes les particules à travers lesquelles la lumière incidente s'est propagée.

   La réflectance diffuse (Vincent et Hunt, 1968) correspond au rapport entre l'énergie réfléchie dans toutes les directions de l'espace avec l'intensité de la lumière incidente perpendiculaire à l'objet analysé. Nous parlerons de réflectance hémisphérique.

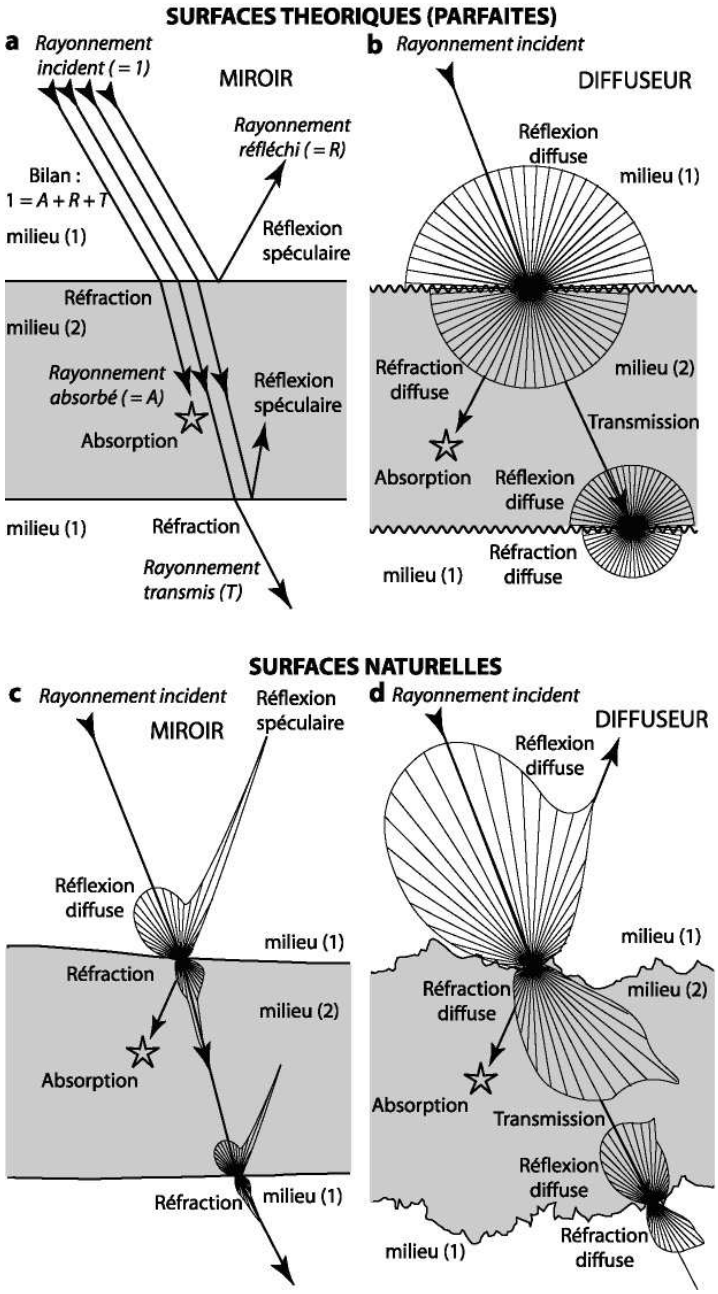


FIG. II.1.16 – Réflexion et transmission diffuse du rayonnement dans le cas d'un échantillon lisse et rugueux solide homogène - a. Surface parfaitement lisse : réflexion spéculaire, réfraction, transmission et absorption - b. Surface parfaitement rugueuse (lambertienne) : réflexion et réfraction dans toutes les directions de l'espace (diffusion), transmission et absorption - c. Surface naturelle réfléchissante : la réflexion spéculaire domine mais il subsiste une faible composante diffuse - d. Surface naturelle rugueuse : la diffusion domine (Combe, 2005).

Les réflectances spéculaires et diffuses sont des grandeurs qui dépendent des propriétés intrinsèques aux surfaces étudiés. Toutefois, dans le cas des surfaces naturelles, la réflectance n'est jamais purement spéculaire ou purement diffuse. Généralement un type de réflexion domine, spéculaire (Figure II.1.16 c) ou diffuse (Figure II.1.16 d), mais, il subsite toujours une faible composante de l'autre type de réflexion. Les quantités d'énergie reçues à la surface dépendent également de l'élévation de la source (soleil dans le ciel) et donc de l'angle d'incidence du rayonnement émis. Enfin, elle est fonction de la localisation géographique, et présente une dépendance temporelle (saison, jour, heure).

En conclusion, dans de nombreux cas, nous observerons de la réflexion spéculaire, de la réflexion diffuse et de la transmission diffuse. L'interprétation et le traitement des données spectrales acquises en télédétection permettent en principe, de différencier les matériaux couvrant la surface d'un pixel. Seulement, dans la réalité, l'interdépendance des mécanismes d'absorption, de réflexions spéculaire et diffuse, de transmission, de rugosité, de granulométrie, les mélanges de matériaux, la variabilité spatiale, spectrale et temporelle et les effets atmosphériques rendent les analyses bien plus complexes.

II.1.4.1 Spectres de réflectance

Maintenant que les principales grandeurs physiques utiles en télédétection ont été présentées, nous pouvons définir un spectre de réflectance R(λ) typique des sédiments allant de la région spectrale du visible jusqu'au proche infrarouge. On désigne habituellement sous le nom de "spectre" une courbe représentant les variations d'une propriété atomique ou moléculaire en fonction d'un paramètre. Un **spectre de réflectance** correspond à la fraction de radiation solaire incidente réfléchie dans l'espace par une surface en fonction de la longueur d'onde (Chabrillat, 1995). La forme des spectre varie d'une surface à une autre, ce sont les variations spectrales. Elles se traduisent par des changements dans les creux (bandes d'absorption), les épaulements, la pente...

La spectrocopie de réflectance est l'ensemble des méthodes permettant la détermination du comportement de ces spectres et leur analyse.

La réflectance est une propriété qui résulte de la composition propre aux composants minéraux, organiques, liquides. En plus de la dimension chimique elle-même, la dimension des particules et l'organisation des composants jouent également un rôle essentiel dans les réflectances des sédiments. Les spectres de réflectance sont donc porteurs d'une double information. La première, relative aux composants specifiques, peut être extraite à partir de l'analyse des bandes d'absorption. La seconde, relative aux propriétés physiques intrinsèques aux matériaux (organisation, rugosité, taille des particules), peut être accessible à partir de l'analyse de l'enveloppe générale du spectre de réflectance, fortement dépendant de la diffusion. En analysant les formes de spectres de réflectance, que ce soit au niveau des bandes d'absorption comme au niveau de la forme générale, il devient possible d'extraire certaines caractéristiques physico-chimiques des sédiments. Nous parlerons de signature spectrale.

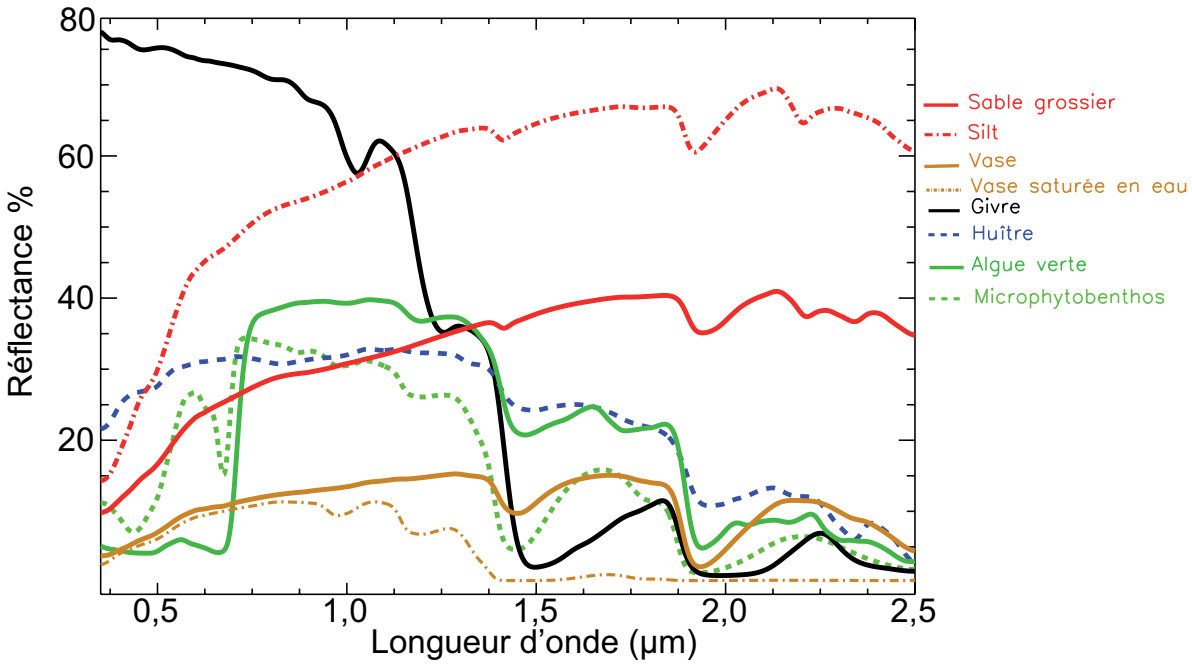


FIG. II.1.17 – Signatures spectrales de différentes cibles communes en milieu intertidal acquises en laboratoire au moyen du spectroradiomètre ASD Fieldspec3 FR ; incluant des sédiments à diverses granulométries (sable, silt, vase), de la végétation (algue verte, microphytobenthos), des carbonates (coquilles d'huître *Ostrea*), l'effet de l'eau (vase saturée) et montrant les différence d'albédo entre une surface de givre et une surface sableuse.

II.1.4.2 Notion de signature spectrale des surfaces

La signature d'un objet est un ensemble de caractéristiques qui, directement ou indirectement, permet d'identifier cet objet. Il existe quatre grands types de signatures pour identifier une surface naturelle :

1. les variations spectrales : changement de réflectance ou d'émittance en fonction de la longueur d'onde,
2. les variations spatiales : variations dans la réflectance/émittance déterminées par la forme, la taille et la texture de la cible,
3. les variations temporelles : variations diurnes ou saisonnières des réflectances,
4. les variations de polarisation : changements de la polarisation des radiations réfléchie ou émises par un objet.

Dans la plupart des études menées en télédétection visant à identifier les surfaces terrestres, on utilise la notion de signature spectrale comme principal outil d'identification des surfaces naturelles (Figure II.1.17), c'est la carte radiométrique de l'objet. Dans le domaine du visible au proche infrarouge, l'étude des signatures spectrales est basée sur les propriétés qu'ont les surfaces terrestre à

réfléchir le rayonnement électromagnétique solaire. La couleur n'est que l'expression dans la partie visible du spectre. Ces propriétés sont utilisées pour discriminer ces mêmes surfaces depuis l'espace, le terrain ou encore en condition de laboratoire. La couleur et la réflectance fournissent d'importantes indications pour renseigner sur la composition du matériau et/ou de l'objet. En effet, nous avons vu que les différent matériaux absorbent et réfléchissent la lumière incidente à une longueur d'onde spécifique au constituant. Les spectres de sédiments ont été étudiés à partir de mesures en laboratoire sur une large série de sédiments variés. Nous verrons dans les prochaines parties comment se manifestent les signatures spectrales caractéristiques des sédiments au sein des spectres de réflectance.

II.1.4.3 Contributions du continuum au sein des spectres de réflectance

Présentons maintenant la composante spectrale en lien avec les effets de la diffusion. Les surfaces réfléchies peuvent être contraintes par les équations de Fresnel. Ces dernières montrent une dépendance aux fréquences et sont modulées par de nombreux facteurs : la taille des particules, la forme, l'orientation, l'angle de phase et les indices de réfraction. La réflectance d'un spectre $\mathrm{R}(\nu)$ peut être estimée en premier ordre par la simple diffusion spéculaire d'un continuum $\mathrm{C}_s(\nu)$ ainsi qu'une composante de diffusion $\mathrm{C}_d(\nu)$. Cette dernière composante consiste à multiplier les volumes de diffusion qui émergent de l'échantillon sans avoir de perte liée à l'absorption $\mathrm{A}(\nu)$ et à la diffusion $\mathrm{C}_t(\nu)$ (Équation II.1.12) :

$$R(\nu) \simeq C_s(\nu) + \sum_n C_d(\nu)_n [1 - A(\nu) - C_t(\nu)]^n \qquad \text{(II.1.12)}$$

Comment se manifeste la composante de diffusion au sein des spectres de réflectance ? Prenons l'exemple d'un matériau optiquement transparent (*e.g.* le quartz ou le feldspath), c'est-à-dire qui ne montre aucune bande d'absorption dans le domaine de longueur d'onde utilisée. La forme du spectre ne correspondra jamais à une droite horizontale, mais plutôt à une fonction continue dépourvue de minima locaux, c'est ce que l'on appelle le continuum de réflectance (C_ν). Spectralement, la génération d'un continuum est la formation d'un spectre continu, très large, son élargissement résultant de la combinaison d'effets non-linénaires cités précédemment (*i.e.* granulométrie, rugosité, conditions d'éclairements, etc.,...). Les processus physiques ayant pour conséquence l'introduction d'un continuum dans les spectres sont encore mal compris actuellement. Le continuum de réflectance est principalement dépendant des effets de diffusion des matériaux et ne dépend que secondairement de la composition. En effet, contrairement aux processus d'absorptions specifiques qui guident la forme des bandes d'absorptions, les processus d'absorption contribuant au continuum ne sont pas sélectifs. C'est pourquoi il est souvent représenté sous la forme d'une enveloppe générale convexe au spectre et superposée aux bandes d'absorption. Cette forme générale est sans doute attribuée aux propriétés collectives des régions spectrales voisines dont les variations en longueur d'onde constituent un tout et définissent la limite supérieure de la courbe générale du spectre de réflectance. Il est très difficile de décorréler (déconvoluer) au sein d'un continuum de réflectance les contributions respectives aux phénomènes

de diffusion et d'absorption. Encore à l'heure actuelle, le continuum suscite de nombreux questionnements : quels sont les phénomènes à l'origine de l'élargissement spectral ? Quelles peuvent être les applications potentielles ? Le continuum et les bandes d'absorptions ne sont pas des concepts de transfert radiatif très précis. Il n'existe pas de signification physique poussée. Il est important de souligner qu'à cette date aucune fonction mathématique précise n'est en mesure de décrire le continuum "réel". Ceci est en partie dû au fait que le niveau du continuum dépend d'une part, du niveau des absorptions, autrement dit des constantes optiques des matériaux, d'autre part, et surtout, des propriétés de diffusion du milieu et de la géométrie d'acquisition. De plus, comme les propriétés de diffusion varient avec la longueur d'onde, la fonction mathématique relative au continuum sera *a fortiori* spécifique aux domaines spectraux étudiés. Il n'existe donc pas un continuum mais des continua. Bien que nous comprenons aisément pourquoi il est difficile de prédire un continuum de manière universelle, ce dernier peut cependant être approximé. Pour ce faire , il doit respecter certaines règles de base. Le continuum constituant la partie du spectre de réflectance pouvant expliquer l'ensemble des processus indépendamment des processus d'absorptions *sticto sensu*, il doit nécessairement être estimé en tous points au-delà de la courbe du spectre de réflectance. Il est souhaitable que le continuum soit estimé indépendamment des bandes absorptions sélectives.

II.1.4.4 Expérimentations de génération des continua

Dans la littérature, il existe plusieurs approches permettant de générer un continuum. Dans ce travail, nous serons amené à employer deux types de continuum (Figures II.1.18) :

1. le continuum traditionnel de Clark and Roush (1984),
2. le continuum modélisé de Sunshine et al. (1990).

A) Estimation du continuum

Le continuum, parfois appelé en spectroscopie bruit de fond, ligne de base ou "background" est communément admis comme étant la courbe spectrale qui enveloppe la globalité du spectre de réflectance. L'approche de base pour comparer les spectres uniquement selon leurs bandes d'absorption, et donc selon la composition des matériaux observés, est de s'affranchir de ce bruit de fond. C'est la technique du traditionnel retrait du continuum (en anglais *continuum removal*), développé par Clark et Roush (1984). Cette méthode estime automatiquement le continuum comme étant l'ensemble des segments de ligne de droites tangents aux maxima locaux des bandes d'absorptions et enveloppant l'ensemble du spectre (Figure II.1.18 a). Le continuum est ensuite retiré des données de réflectance en divisant la réflectance par le continuum en chaque canal. Cette méthode ne réduit pas la dimension du spectre. Le retrait du continuum est très largement utilisé par la communauté scientifique dans le domaine de la télédétection dans la mesure où elle permet de filtrer les spectres de réflectance des

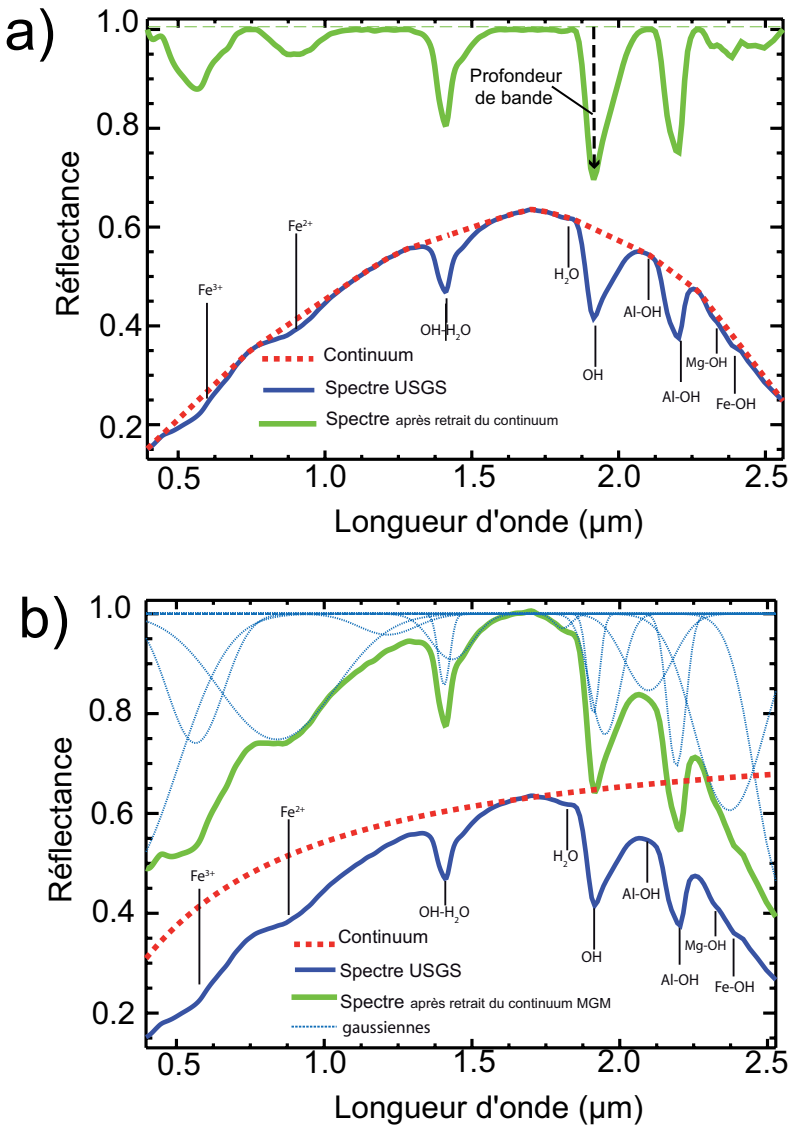


FIG. II.1.18 – Exemple de spectre de réflectance d'un mélange de minéraux argileux de type kaolinite-smectite (KLF 508 %K) extrait de la librairie spectrale de l'USGS. a) Retrait du continuum (courbe rouge) de type Clark et Roush (1984) aux valeurs de réflectance (courbe bleue). Il en résulte un spectre de réflectance normalisé entre 0 et 1 après le retrait du continuum, courbe verte. b) Retrait du continuum de type Modèle Gaussien Modifié, courbe rouge (MGM-Sunshine et al. (1990)) se superposant aux absorptions caractéristiques modélisées par des gaussiennes (courbe en pointillés bleus).

paramètres contenus dans le continuum (albédo, rugosité, effet de la granulométrie, teneur en eau, etc., ...) et de n'étudier uniquement que les compositions de surfaces par l'analyse des propriétés des bandes d'absorption.

II.1.4.5 Continuum modélisé

Le continuum proposé par Clark and Roush (1984) est implémenté dans les logiciels commerciaux (par exemple ENVI) ce qui a rendu le processus populaire car il présente l'avantage d'être rapide et facile d'utilisation. Néanmoins, cette méthode n'est pas exempte d'inconvénients, à savoir qu'il devient nécessaire de sélectionner des domaines spectraux spécifiques dans le cas de formes spectrales complexes. La méthode du retrait du continuum a pour effet de modéliser la forme des absorptions. En effet, dès lors qu'une bande d'aborption est de forme asymétrique, son minimum est souvent décalé ($\sim$ quelques nanomètres) par rapport au minimum d'une même absorption n'ayant pas subi le retrait du continuum. De plus, en bordure de fenêtre spectrale, les points d'ancrages sont mal estimés par cette technique. C'est la raison pour laquelle le retrait du continuum n'est pas adapté à l'étude des absorptions pour des longueurs d'onde voisines de la fenenêtre spectrale et n'ont aucunes réalités spectroscopique(*e.g* la végétation). Enfin, le continuum est fortement dépendant des bandes d'absorptions caractéristiques, ce qui va à l'encontre de la définition classique du continuum.

Une autre méthode appelée Modèle Gaussien Modifié (MGM), initialement élaborée par Sunshine et al. (1990) , consiste à ajuster un spectre de réflectance par la somme de bandes d'absorptions modélisées par différentes gaussiennes et d'un continuum modélisé linéairement dans le domaine des nombres d'onde (Figure II.1.18 b). Cette méthode fût initialement développée sur des assemblages de minéraux ferro-magnésiens. Elle a pour sérieux avantage de prendre en compte les relations mutuelles entre les bandes d'absorption. De plus, contrairement au continuum proposé par Clark et Roush (1984), le continuum de type MGM a pour autre avantage d'être plus indépendant des bandes d'absorptions.

Comme nous nous intéressons aux paramètres physiques des sédiments en zone intertidale et que cette information est essentiellement portée par le continuum, son analyse constitue l'un des éléments centraux de ce travail de thèse. L'estimation du continuum passe principalement par sa modélisation. Dans cette optique, nous avons opté pour l'approche du continuum modélisé de type MGM (Sunshine et al., 1990). Le but de la démarche n'est effectivement pas de faire le retrait du continuum aux spectres de réflectance, mais plutôt d'estimer les bandes d'absorptions et de faire le retrait de ces mêmes absorptions au spectre de réflectance. Nous avons volontairement choisi de ne pas retenir le continuum proposé par Clark et Roush (1984), car ce dernier présente pour énorme inconvénient d'être dépendant des bandes d'absorptions. En effet, le continuum n'est pas *stricto sensu* une succession de bandes d'absorptions puisque le mécanisme à l'origine de la formation du continuum n'est pas le phénomène d'absorption mais plutôt le phénomène de diffusion. Dans la suite de ce travail, nous tenterons d'évaluer expérimentalement quelles sont les propriétés physiques associées au continuum développé dans cette étude. Enfin, nous présenterons quelques applications du continuum en télédétection hyperspectrale, développées en milieu côtier, de manière à accéder aux propriétés physiques des sédiments par l'intermédiare des propriétés d'absorption et de diffusion des milieux illuminés.

Chapitre II.2

Imagerie hyperspectrale

II.2.1 Principe de l'imagerie hyperspectrale

Une image en télédétection est une image prise par un capteur fixe ou survolant une scène au moyen d'un avion ou d'un satellite. Les images sont échantillonnées spatialement. L'unité spatiale est appelée pixel, sa dimension dépend de la résolution de l'appareil. Les images acquises peuvent être monospectrales, multispectrales ou encore hyperspectrales ; elles associent à chaque pixel un rayonnement électromagnétique incident sur le capteur dans une ou plusieurs bandes de longueurs d'onde déterminées. Dans cette section, nous allons particulièrement nous intéresser à la télédétection hyperspectrale, appelée également spectro-imagerie. On parle d'images hyperspectrales dès lors que le rayonnement électromagnétique est acquis par un grand nombre de bandes spectrales étroites et contigües. La différence par rapport aux images multispectrales tient au nombre important de bandes (100 à 200), à leur largeur fine (10 à 20 nm) et au fait qu'elles soient contigües. Cette dernière propriété permet une reconstitution du spectre de chaque pixel. On réalise en fait un échantillonnage du spectre.

À chaque pixel élémentaire de l'image sera associé son spectre de réflectance (Goetz et Rowan, 1981). Chaque pixel correspond à un spectre de réflectance unique qui peut être utilisé pour identifier les surfaces naturelles planétaires. Les données hyperspectrales permettent de renseigner avec une bonne précision sur les propriétés spectrales de la scène, contrairement aux données de l'imagerie monospectrale et multispectrale dont les propriétés sont peu précises. Les bandes spectrales acquises sont larges et souvent non contigües. L'ensemble des données échantillonnées spatialement et spectralement constitue un cube tridimentionnel de données (X & Y : dimensions spatiales, Z : dimension spectrale). Toutes les scènes pour les différentes longueurs d'onde sont ensuite empilées pour donner le cube. On parle de cube hyperspectral, ou "hypercube" ou encore "pavé hyperspectral" (Figure II.2.1).

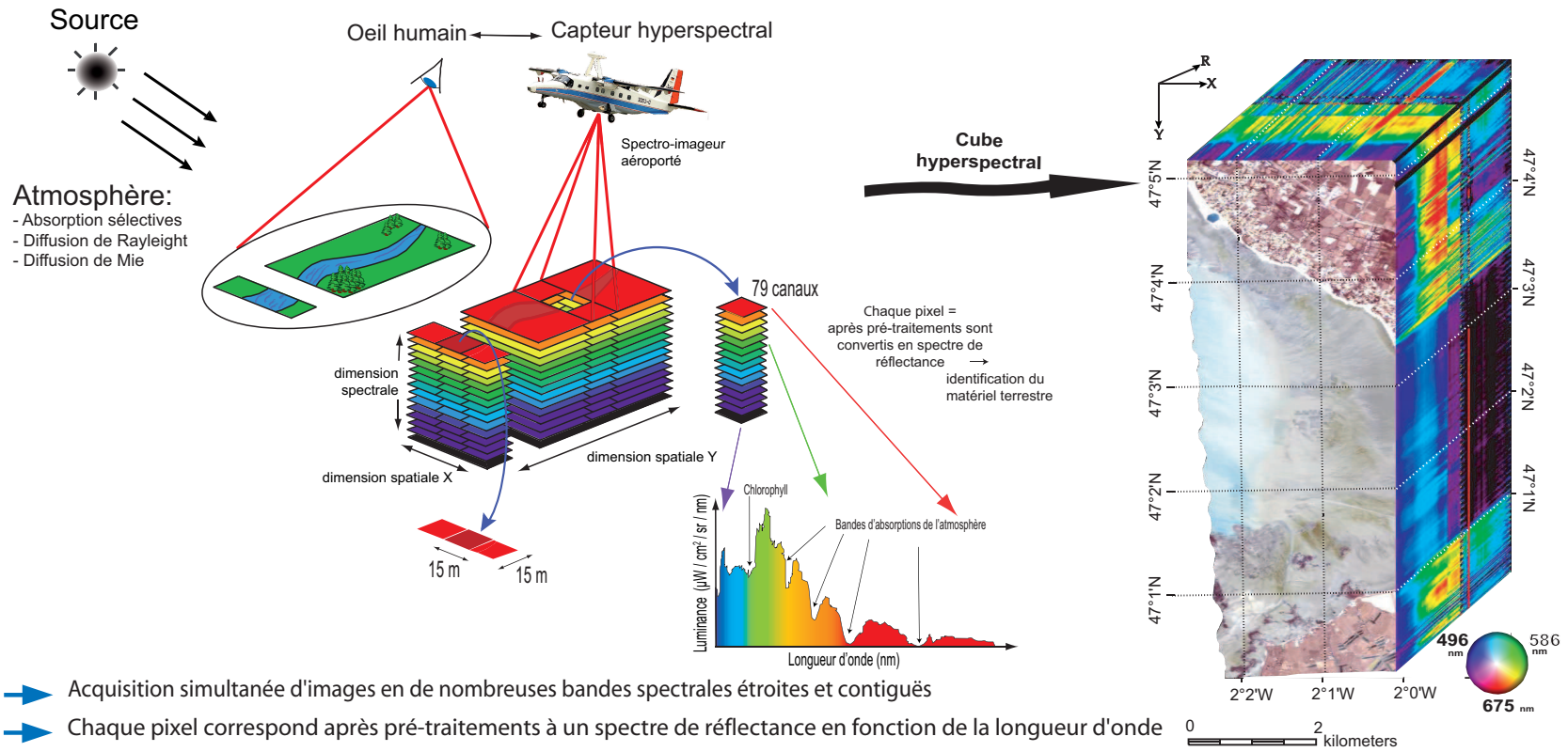


FIG. II.2.1 – Principe de l'imagerie hyperspectrale.

II.2.2 Caractéristiques techniques des capteurs

Les capteurs utilisés en télédétection sont des instruments destinés à observer les surfaces terrestres à diastance (*e.g.* satellites, avions). Outre les différences basées sur les domaines du spectre électromagnétique dans lesquels ils “observent”, les capteurs diffèrent également par leur résolution spatiale, spectrale, radiométrique et temporelle (Bonn et Rochon, 1993; Robin, 1993; Robin, 1999).

II.2.2.1 Résolution spatiale

La résolution spatiale des capteurs caractérise la finesse de perception d’un détail au sol (unité de base = pixel). La résolution spatiale peut varier du kilomètre pour les capteurs satellitaires utilisés dans les applications météo au mètre pour les satellites et avions dédiés à l’observation des surfaces terrestres. La résolution spatiale dépend du champ de vision instantanée (Instantaneon Fied Of View IFOV) de l’instrument , c’est-à-dire le cône visible du capteur permettant de déterminer l’aire de la surface à analyser à une altitude donnée. L’aire du pixel peut être facilement obtenue en faisant le produit de l’IFOV par la distance entre le capteur et la surface analysée. Généralement les études précédentes conduites en domaine côtiers et marins ne nécessitaient pas une résolution élevée compte tenu de la relative homogénéité des environnements à grande échelle (Robin, 1993). Par exemple, en océanologie des pixels de grandes dimensions, de l’ordre du kilomètre, semblent nécessaires pour couvrir les larges étendues marines. En revanche, en environnement côtiers, l’étude des faciès sédimentaires requiert une plus grande précision avec des pixels de l’ordre de la dizaine de mètres.

II.2.2.2 Résolution spectrale

La résolution spectrale est la capacité du capteur à distinguer deux longueurs d’ondes successives (Robin, 1993) et est définie par le nombre de bandes, la largeur des bandes du capteur (la bande passante) et le pas d’échantillonnage spectral de l’instrument (Clark, 2004). On qualifie un capteur de haute résolution spectrale lorsque la largeur des bandes est étroite et de résolution hyperspectrale lorsque les bandes sont à la fois étroites (au moins de 10 nm) et nombreuses ($>$ à 100). Une amélioration de la résolution spectrale se traduit souvent par une meilleure appréciation de la signature spectrale de la surface considérée (Robin, 1999).

II.2.2.3 Résolution radiométrique

La résolution radiométrique est la capacité d’un capteur à distinguer deux quantités d’énergie voisines (Robin, 1999). Elle est notamment déterminée par le nombre de niveau de gris avec lequel le signal peut être numérisé (Robin, 1993).

II.2.2.4 Résolution temporelle

La résolution temporelle correspond à l'intervalle de temps écoulé entre l'acquisition de deux images successives sur la même zone. Dans le cas des satellites, la résolution temporelle est déterminé par son orbite. Les capteurs satellitaires de type météo (NOAA National Oceanic and Atmospheric Administration) présentent une résolution temporelle de l'ordre de l'ordre de l'heure, du jours ou de deux semaines pour le capteur Landsat et de 26 jours pour le capteur SPOT. Quand ce dernier est dépointé la résolution est réduite à 5 jours (Bonn et Rochon, 1993). Le phénomène de nébulosité affecte souvent la résolution temporelle, particulièrement dans le cas des passages des satellites au dessus des estrans. De plus, dans de tels environements, les conditions tidales peuvent également affecter la résolution temporelle. La programmation de campagnes aéroportées peut palier ces problèmes, néanmoins le coût est sensiblement plus élevé que pour les mesures satellitaires.

II.2.2.5 Quelques spectromètres imageurs hyperspectraux

(Tableau II.2.1). Nous pouvons citer parmi les spectromètres imageurs les plus performants, le capteur AVIRIS (Airborne Visible/Infrared Imaging Spectrometer) en 224 bandes, le capteur HYDICE (HYperspectral Digital Imagery Collection Experiment) en 210 bandes, le capteur HYMAP (HYperspectral MAPing) en $\sim$ 126 bandes (Figure II.2.2). Il existe un seul satellite de type hyspersepctral, Hyperion, toutefois son rapport signal-bruit est jugé mauvais en comparaison avec les capteurs aéroportés. Si nous préférons utiliser les mesures issues des capteurs hyperspectraux aux capteurs multispectraux (Textite.g. Tematic Mapper), la résolution spectrale de ces derniers n'est toutefois pas unique (c.f. TM bandes 3 et 4).

TAB. II.2.1 – Caractéristiques techniques des capteurs parmis les plus connus. Les spécifictés exactes peuvent différer d'une étude à une autre.)

Capteurs	TM[a]	AVHRR[b]	Hyperion	AVIRIS[c]	HyMap[d] (HyVista Corp.)
Plateformes	satellite Landsat-4/5	satellite NOAA[e] 7/9/11/12/14	satellite NASA[f] (EO-1)[g] EU- 2000	avion NASA	avion
Couverture de la scène	185*170 km^2	2399*4752 km^2	7,5*180 km^2	11*10 km^2	2,8*2,8 km^2
Taille image	6167*5667 pixels	2048*4320 pixels	256*6460 pixels	614*512 pixels	512*512 pixels
Résolution :					
• spatiale	30*x*30 m^2	1,1*x*1,1 km^2	30*x*30 m^2	20*x*20 m^2	10*x*10 m^2 à 20*x*20 m^2
• radiométrique	8 bits	10 bits	16 bits	12 bits	12 -16 bits
• temporelle	16 jours	12 heures	16 jours	Non définie	Non définie
• spectrale	bande 1: 0,45-0,52 µm bande 2: 0,52-0,60 µm bande 3: 0,63-0,69 µm bande 4: 0,76-0,90 µm bande 5: 1,55-1,75 µm bande 6[h]: 10,4-12,5 µm bande 7: 2,08-2,35 µm	bande 1: 0,58-0,86 µm bande 2: 0,73-1,10 µm bande 3: 3,55-3,93 µm bande 4: 10,3-11,3 µm bande 5: 11,5-12,5 µm	60 bandes chacune espacée de 10 nm sur une gamme spectrale de 0,40-1,00 µm 160 bandes chacune espacée de 10 nm sur une gamme spectrale de 0,95-2,50 µm	224 bandes chacune espacée de 10 nm de large sur une gamme spectrale de 0,38 à 2,5 µm	128 bandes chacune espacée de 15-20 nm de large sur une gamme spectrale de 0,45 à 2,5µm

[a]Thematic Mapper.
[b]Advanced Very High Resolution Radiometer.
[c]AirborneInfraRed Imaging Spectrometer.
[d]Hyperspectral Maping
[e]National Oceanic and Atmospheric .Administration.
[f]National Aerronotics and Space Administration.
[g]Earth Observing-1
[h]Résolution spatiale de la bande TM 6 est 120*120 m^2

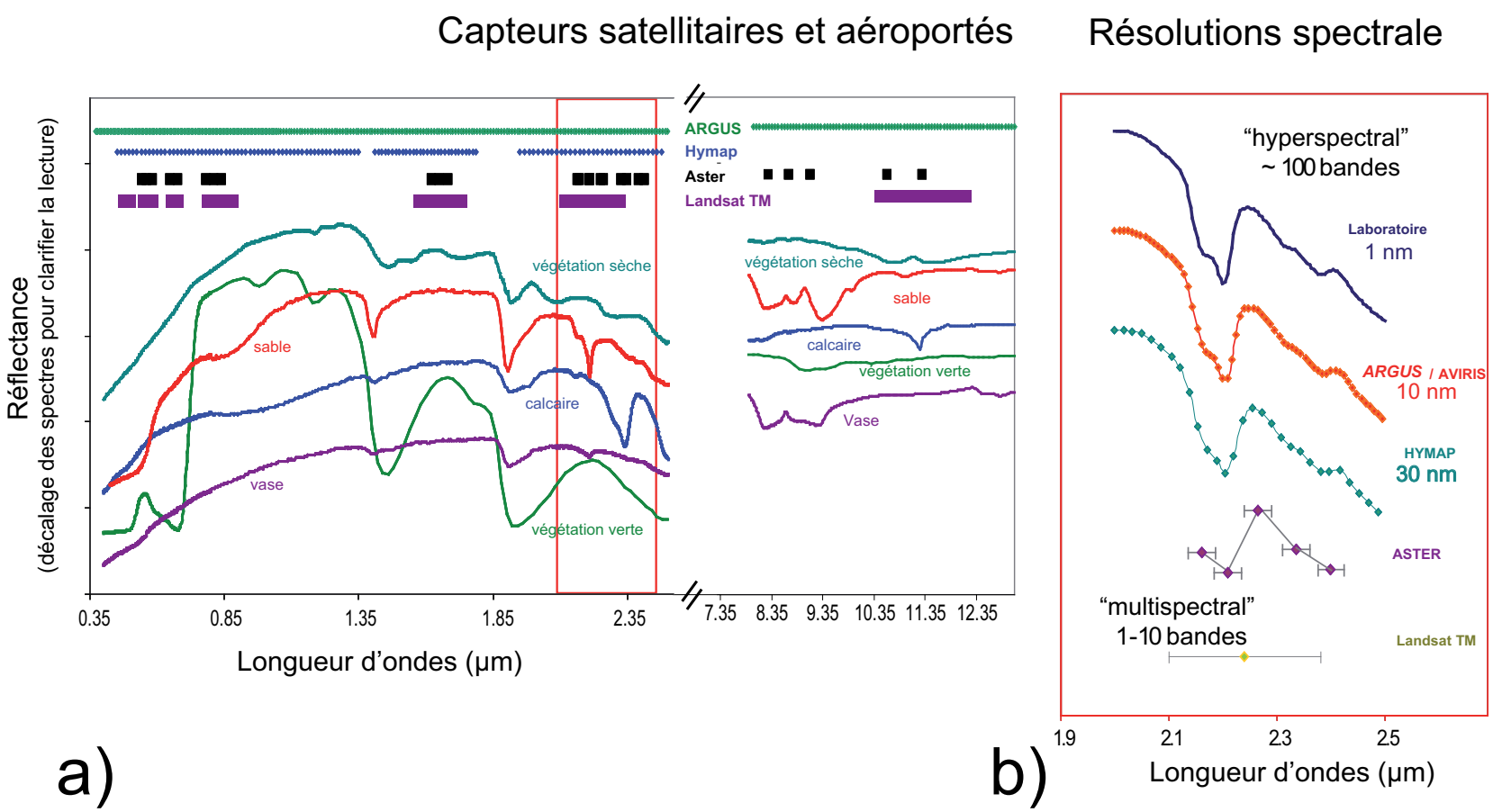


FIG. II.2.2 – Capteurs satellitaires, aéroportés et résolution spectrale (d'après GSD-CSIRO) a) ASTER, Landsat TM = multispectral = satellites ; Hyperion = satellite hyperspectral ; AVIRIS, HYMAP = hyperspectraux = avions, haute résolution spectrale. b) La figure de droite est un zoom (encadré rouge) de la région du SWIR2 illustrant l'influence de la résolution spectrale et du pas d'échantillonnage sur l'information spectrale d'un spectre de kaolinite. Nous remarquerons que le doublet caractéristique de la kaolinite (2,2 ; 2,16 μm) peut être identifié uniquement à partir des capteurs de type hyperspectraux. Les capteurs multispectraux ne permettent pas une identification fine des constituants.

II.2.3 Présentation des spectromètres utilisés

Dans cette section, nous présenterons les principales caratéristiques (optiques et spectrales) des spectromètres utilisés dans cette étude (Figure II.2.3). Dans un premier temps, nous décrirons le spectromètre utilisé à la fois sur le terrain et en condition de laboratoire. Nous détaillerons le mode opératoire établi pour acquérir les spectres de réflectances. Dans un second temps, nous présenterons les spectromètres imageurs aéroportés.

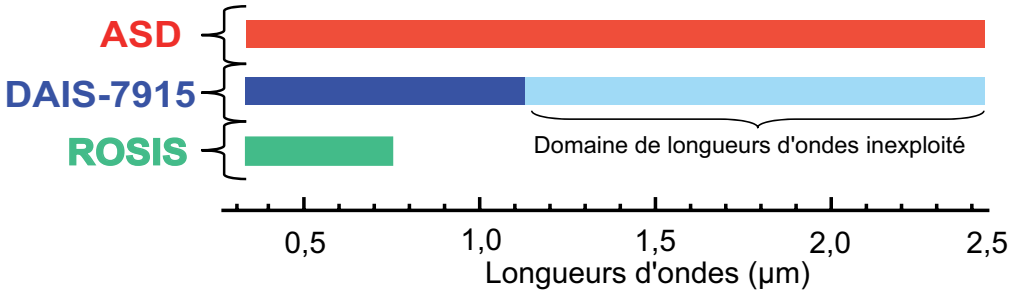


FIG. II.2.3 – Diagramme schématique illustrant les domaines de longueurs d'ondes respectifs aux spectromètres ASD, DAIS-7915 et ROSIS.

II.2.3.1 Le spectroradiomètre ASD FieldSpec3 FR

La réflectance est la grandeur physique essentielle en télédétection. Auparavant sa mesure était surtout réalisée en condition de laboratoire. Les instruments de terrain que sont les spectroradiomètres portables ont permis de mesurer facilement cette grandeur *in situ*, améliorant ainsi la caractérisation spectrale pour les applications en télédétection. Au cours des 20 dernières années le développement technique a nettement été amélioré (Milton et al., 2007). Les mesures spectrales de terrain servent également de base de calibration des données aéroportées et satellitaires.

Le spectroradiomètre ASD FieldSpec3 FR peut être utilisé tant en laboratoire que sur le terrain. Dans cette étude, les mesures de réflectance ont principalement été conduites en laboratoire en utilisant le spectroradiomètre ASD FieldSpec3 FR (Analytical Spectral Device FieldSpec Full Range) sur des échantillons collectés sur le terrain. Toutefois, au cours de nos investigations, nous avons également utilisé des spectres de références collectés au cours de diverses campagnes de terrains au moyen du spectroradiomètre GER 3700. Les spectroradiomètres ASD FieldSpec3 FR et GER 3700 permettent tous deux l'acquisition de spectres de réflectance dans les domaines spectraux du Visible au Proche infrarouge, pour un intervalle de longueurs d'onde de [0,35-2,50 μm]. Ces deux instruments de mesure présentant des caractéristiques optiques différentes nous nous focaliserons essentiellement sur le principe optique relatif à l'instrument ASD. Pour des renseignements supplémentaires sur le principe optique du GER 3700. Nous renvoyons le lecteur aux travaux publiés par MacARthur et al., (2006).

Ces auteurs établissent un comparatif entre les spectromètre ADS et GER détaillant leurs caractéristiques optiques et spectrales respectives.

A) Caractéristiques optiques et spectrales du spectroradiomètre ASD FieldSpec3 FR

TAB. II.2.2 – Caractéristiques optiques et spectrales du spectroradiomètre ASD FieldSpec3 FR utilisé dans ce travail.

Constructeur	Analytical Spectral Device Inc. (ASD)		
Optiques	Fibre Optique	Modules optiques adaptables	
Champ de vision de l'instrument (FOV)	25°	8° ; 10° ;18°	
Régions spectrales	UV-VNIR	SWIR-1	SWIR-2
Types de détecteurs	Si	$InGaAs_1$	$InGaAs_2$
Intervalle de longueur d'onde en μm	0,35-1,00	1,00-1,80	1,80-2,50
Résolution spectrale moyenne en μm	3	10	
Modules optiques adaptables /champ de vision de l'instrument (FOV)	3.3 mrad (8°,10°,18°)		
Temps d'intégration	100 ms (réglable)		
Nombre de canaux	2151		

Le spectroradiomètre ASD FieldSpec3 FR mesure les luminances sur 2151 canaux dans le domaine spectral [0,35-2,50 μm].

Dans sa configuration terrain, le spectromètre utilise comme source d'éclairement le soleil, c'est donc un capteur dit "passif". Le flux réfléchi par la surface en question est collecté par une fibre optique dont le champ de vision est de 25°.

Notons que la lumière est collectée différemment selon le domaine spectral envisagé (Figure II.2.4). Il existe des seuils qui seront fonction du type de détecteur, ces derniers diffèrent en fonction de la gamme spectrale. Concernant le domaine spectral du VisPIR [0,35-1,0 μm], la lumière est collectée de manière aléatoire par un jeu de photodiodes, tandis que pour les domaines spectraux du $SWIR_1$ et du $SWIR_2$ [1,0-1,75 μm et 1,75-2,5 μm] la lumière est collectée par un jeu de miroirs mobiles de type indium-gallium- arsenide InGaAs (Figure II.2.4).

Il est possible de modifier la configuration du champ de visée du capteur en montant des accessoires optiques spécialisés interchangeables ayant respectivement des champs d'observation variables (*e.g*, 8°, 18°, 25°). Dans sa configuration de laboratoire, nous utilisons un accessoire spécifique intégrant une source d'éclairement (*i.e* lampe halogène) et la fibre optique

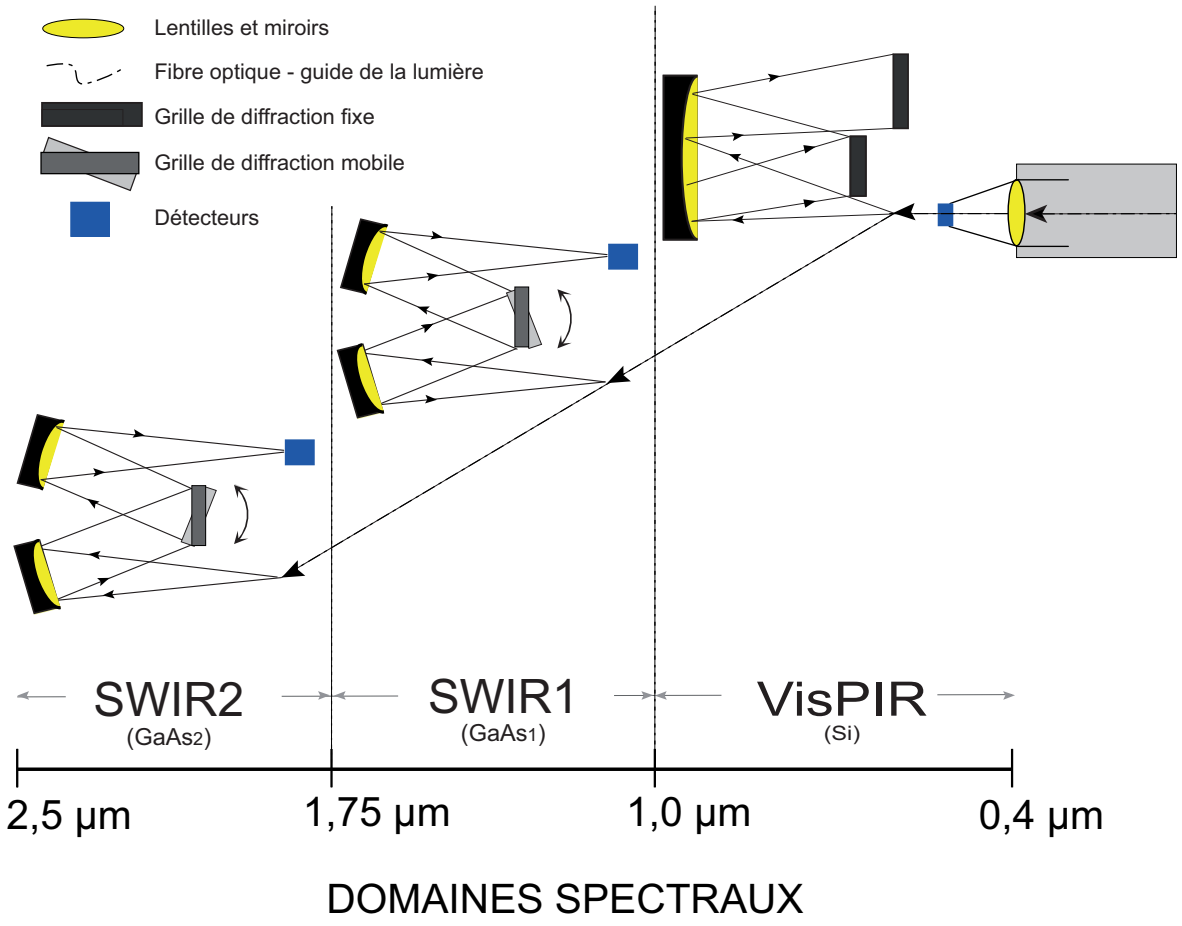


FIG. II.2.4 – Chemin optique et caractéristiques des détecteurs du spectroradiomètre ASD FieldSpec3 FR (d'après MacArthur et al., 2006).

II.2.3.2 Principes des mesures de réflectances

La réflectance (ρ) est calculée en divisant l'intensité de la lumière solaire réfléchie par la cible L_{cible} par celle réfléchie par un panneau de référence $L_{référence}$:

$$\rho_{cible}(\lambda) = \frac{L_{cible}(\lambda)}{L_{référence-Spectralon}(\lambda)} \quad \text{(II.2.1)}$$

Par conséquent, l'acquisition des spectres de réflectance nécessite deux étapes successives visant à calculer les réflectances de la cible en fonction d'une référence (Figure II.2.5).

La première étape consiste à mesurer la luminance du panneau de référence blanc constitué de Spectralon (Labsphere, Inc., North Sutton, NH), c'est-à-dire des carreaux de halon (poudre de tetrafluoroéthylène agglomérée). Il se présente sous la forme d'une surface polymérique blanche et se comporte comme un diffuseur parfait (Figure II.2.6). D'autres composants comme le sulfate de Ba-

ryum ou le monoxyde de magnésium peuvent être utilisés pour étalonner les cibles. Cependant le halon est le matériau le plus stable dans le temps. Sa réflectance approche le plus 100% sur une large gamme de longueur d'onde (Weidner et Hsia, 1981).

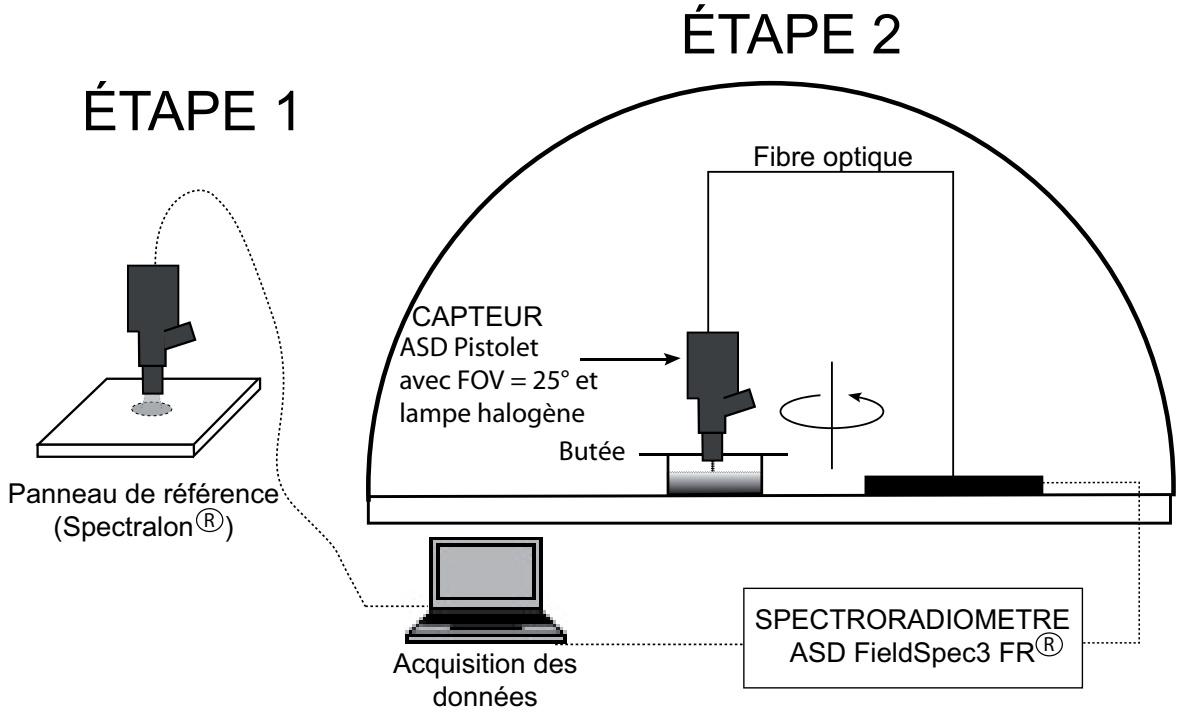


FIG. II.2.5 – Schéma du spectroradiomètre utilisé et sa configuration. Les mesures sont faites alternativement sur le panneau de référence (Spectralon) et sur la surface de l'objet étudié.

Les propriétés optiques du Spectralon sont calibrées afin que ce dernier se comporte comme un réflecteur parfait ou surface lambertienne. Dans le cas théorique, il ne présentera donc aucune absorption dans la gamme de mesure considérée et réfléchira le rayonnement dans toutes les directions (99% du flux sera réfléchi entre 0,35-1,50 μm ; 95% du flux sera réfléchi entre 1,50-2,50 μm). La seconde étape consiste à mesurer la luminance de la cible. La figure (II.2.6) illustre les caractéristiques exactes du panneau de référence dans l'intervalle de longueur d'onde [0,25-2,50 μm]. Nous remarquerons que les fluctuations des valeurs de réflectances (94 à 99 %) sont mineures au regard des variations spectrales réelles des surfaces étudiées.

Le logiciel constructeur (RS^3) permet de convertir automatiquement les valeurs des luminances en réflectance (ρ). Notons que les mesures de la cible et de la référence sont en réalité collectées en luminance ($\mu W \cdot m^{-2} \cdot nm^{-1} \cdot sr^{-1}$). L'utilisation du panneau de référence ne contient que les effets atmosphériques. Puisque le panneau de référence est considéré comme un diffuseur parfait, les mesures

de ce dernier auront pour intérêt de contenir uniquement les influences de l'atmosphère, que ce soit en condition terrain ou en condition de laboratoire. L'utilisation du panneau de référence voit donc ici tout son intérêt, dans la mesure où il permet de réduire significativement les effets atmosphériques et d'estimer pleinement les signatures spectrales relatives aux matériaux.

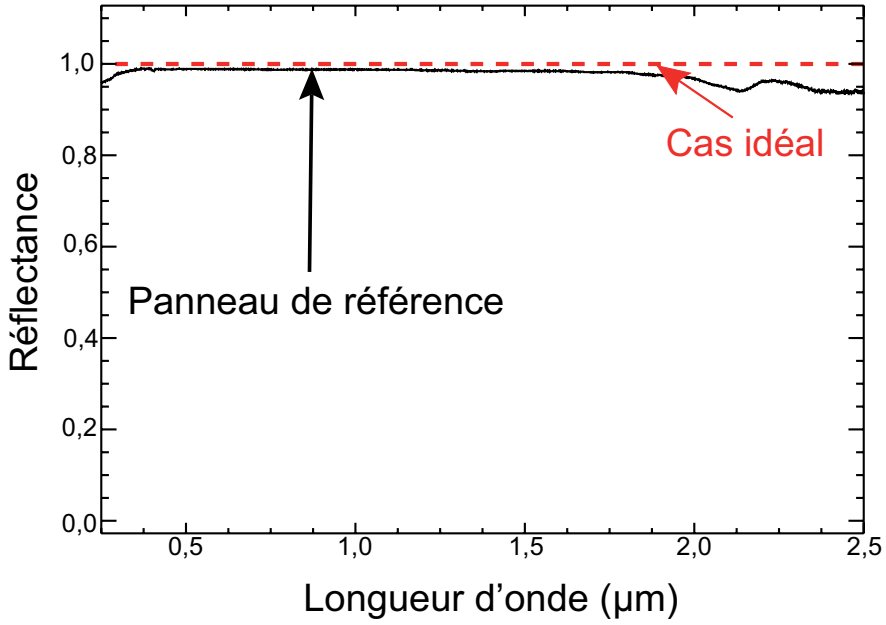


FIG. II.2.6 – Courbe de réflectance spectrale du panneau de référence (en noir) utilisé pour effectuer les mesures sur le terrain et/ou en laboratoire. La courbe en pointillés rouges montre le cas d'un diffuseur parfait (réflectance=1).

II.2.3.3 Critique de la méthode

Sur le terrain, la spectroradiométrie permet l'exploitation directe des signatures spectrales, sans prélèvement ni analyse en laboratoire. Il est aussi possible dedétecter la présence de certains minéraux (argiles, etc.), de pigments végétaux (Chlorophylle, etc.). Toutefois, à l'heure actuelle, pour contraindre les propriétés physiques des matériaux (taille des particules, teneur en eau, etc.), il demeure indispensable d'effectuer les mesures de réflectance en environnement contrôlé. Dans cet esprit, les mesures conduites en laboratoire offrent le grand potentiel d'associer les propriétés physiques des matériaux à une "dynamique" spectrale. En d'autres termes, il deviendrait possible de prédire les modifications spectrales en fonction de l'évolution des propriétés physiques (*e.g.* variations de la teneur en eau, de la taille des particules, du cortège argileux, etc.). Nous parlerons de comportement spectral ou de réponse spectrale, en réponse à une modification des propriétés des matériaux.

De plus, la spectroradiométrie est une technique qui présente le grand avantage d'être non destructrice là où parfois d'autres méthodes d'investigations comme la diffraction des rayons X (DRX) nécessite la destruction des matériaux. Néanmoins pour s'assurer de la reproductibilité des mesures de

réflectance il convient de disposer d'une stratégie de mesures robustes. Un spectre de calibration est mesuré avant chaque mesure de la cible afin de tenir compte des variations des conditions d'illuminations au cours du temps. Les mesures sur chacun des échantillons peuvent faire l'objet d'une série de répétitions, les répliques. Le rapport signal-bruit des mesures spectrales est très fort, ce qui permet de minimiser le nombre de répliques.

Durant l'acquisition d'une cible hétérogène, dans la mesure où les réflexions multiples des surfaces peuvent varier en proportion, il est important de connaître exactement le champ de vision de l'instrument, c'est-à-dire le FOV (MacArthur et al., 2006; MacArthur et al., 2007). La longueur d'onde est liée à la variabilité spatiale et aux effets directionnels mesurés. C'est pourquoi, il convient d'être prudent et de connaître les incertitudes dès lors que l'utilisateur effectue des mesures répétées sur une même cible. Les mesures répétées par ASD Fieldspec3 dépendront obligatoirement de l'hétérogénéité de la cible. L'un de moyens pratiques pour s'affranchir des effets liés aux hétérogénéités de surface est de mesurer le rayonnement émergent des cibles dans toutes les directions (non-uniforme) pris au nadir et en tournant le spectroradiomètre de façon à faire varier son axe optique (MacArthur et al., 2007).

Dans cette étude, nous avons acquis successivement $\sim$ 20 répliques de spectres par échantillon. Par la suite, les paramètres statistiques standard (moyenne, médiane, écart-type) ont été caculés pour chaque série de mesure. D'autre part, la plupart de nos échantillons (sédiments) ne présentent pas d'effets directionnels particuliers, comme c'est le cas pour les minéraux des roches, mais plutôt une anisotropie due aux effets de la rugosité et la taille des particules. Par ailleurs, les mesures effectuées sur échantillons très humides sont généralement plus instables que celles éffectuées sur ces mêmes échantillons secs. Ceci s'explique entre autres par les mécanismes de vibrations intrinsèques aux molécules d'eau. Le meilleur moyen de s'assurer de la stabilité de l'éclairement est de surveiller la forme des spectres de luminance mesurés en temps réel sur le panneau de calibration. Pour ces raisons et bien que le degré d'instabilité soit jugé acceptable, nous avons décidé de présenter dans ce travail uniquement les valeurs moyennes des spectres, et ceci afin de minimiser les effets non-souhaitables. Mis à part ces calculs de moyennes, plusieurs autres traitements doivent être appliqués aux données brutes pour obtenir les valeurs de réflectance sous une forme exploitable.

En l'absence de tout rayonnement lumineux l'instrument présente un signal de fond (*dark current* en anglais). Ce signal de fond varie en fonction de la température du détecteur et donc au cours d'une utilisation prolongée. C'est pourquoi, ces mesures de fond sont automatiquement soustraites des mesures par le logiciel.

II.2.3.4 Caractéristiques des capteurs aéroportés DAIS 7915 et ROSIS

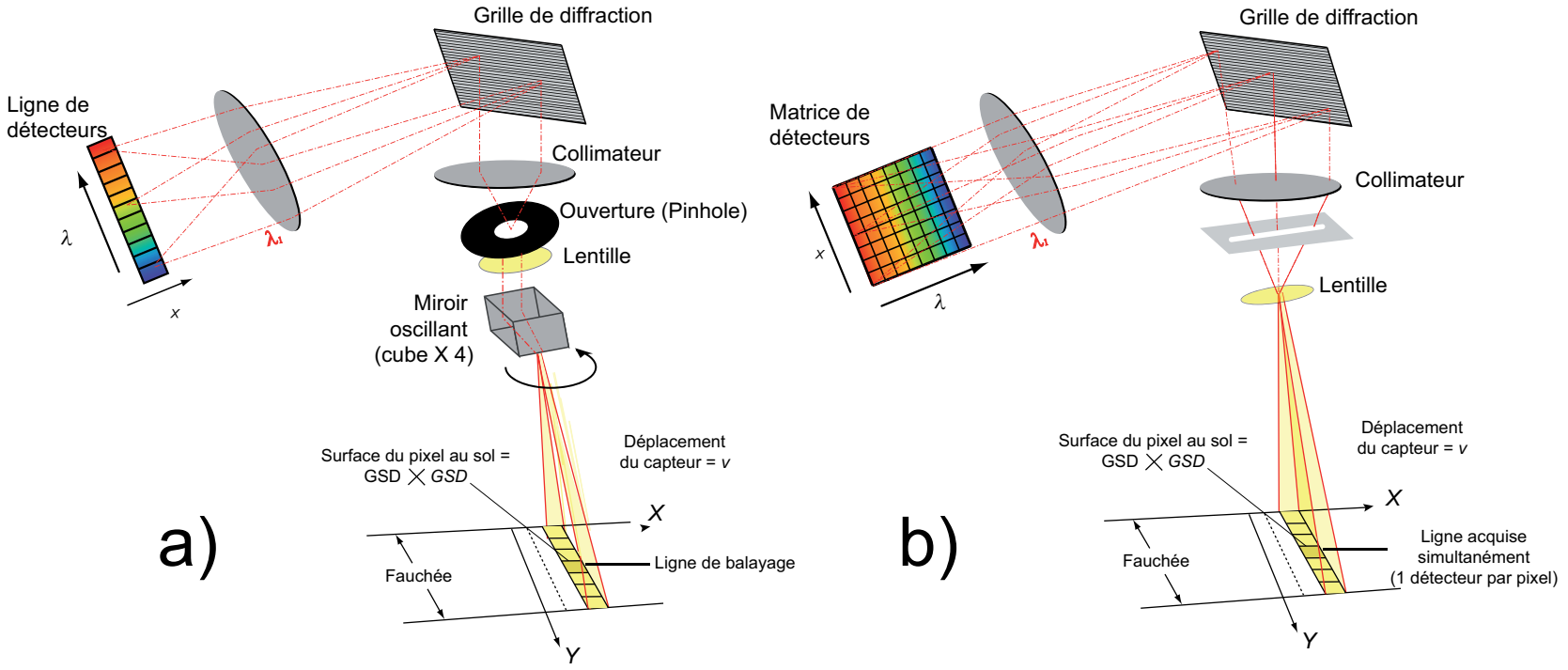


FIG. II.2.7 – Schémas de fonctionnement des capteurs hyperspectraux utilisés dans cette étude. Principes d'acquisition spatiale des images par les spectromètres imageurs : a) le scanner DAIS 7915 (whisk-broom), b) le capteur à barrettes ROSIS (pushbroom) d'après Strobl et al., (2003). L'appareillage optique des spectromètres est tel que la lumière peut être dispersée en longueurs d'onde.

DAIS 7915 (Digital Airborne Imaging Spectrometer) et ROSIS (Reflective Optics System Imaging Spectrometer) sont les spectromètres imageurs (Figures II.2.7) affrétés par le DLR (Deutsche Zentrum für Luft-und Raumfahrt) qui ont permis l'acquisition des images hyperspectrales durant la campagne HySens en 2002 (Holzwarth et al., 2003). Ces instruments ont été opérés sur le même avion (Dornier Do 228). Les tableaux II.2.3 et II.2.5 synthétisent les principales caractéristiques optiques et radiométriques du DAIS 7915 et du ROSIS.

A) Résolution spectrale et spatiale de DAIS 7915

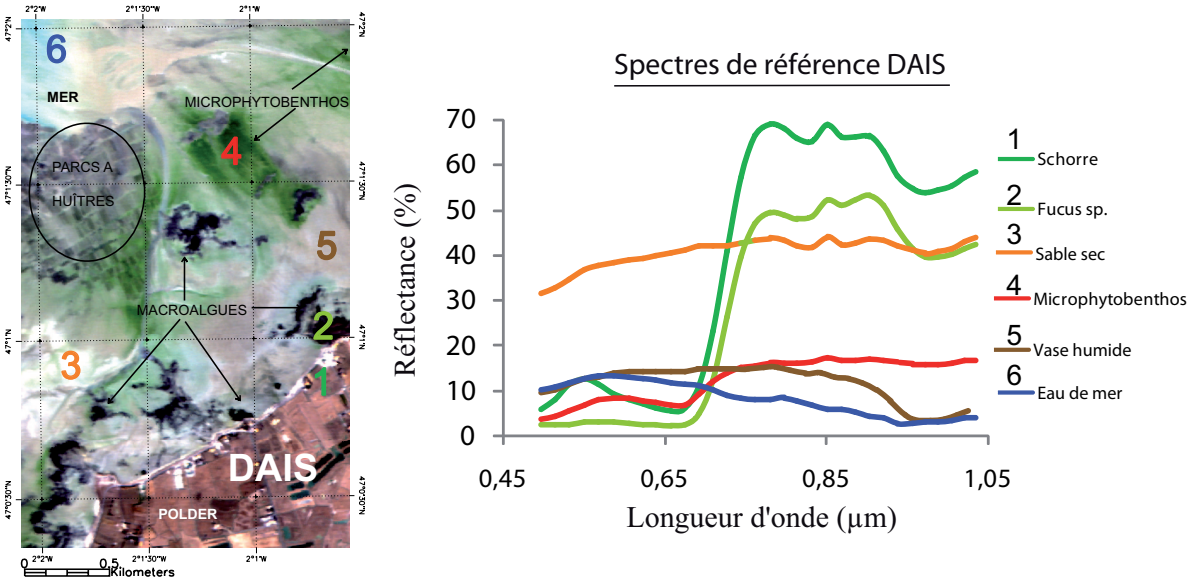


FIG. II.2.8 – Résolution spatiale et spectrale DAIS 7915. Composition RGB, résolution spatiale 5 m. Spectres de réflectance de références DAIS typiques des biotopes et des différents types de substrats, pour un intervalle de longueur d'onde [0,4-1,035 μm] .

L'instrument DAIS 7915 consiste en un module de balayage hyperspectral (*i.e.* whisk-broom ou Kennedy). Cela signifie qu'il comporte un seul détecteur permettant l'acquisition d'un seul pixel à la fois. Cette acquisition du pixel se fera sur une ligne grâce à l'oscillation de quatre miroirs opposés deux à deux. La plate-forme se déplace ensuite permettant l'acquisition d'une nouvelle ligne de pixels (principe Figure II.2.7). DAIS 7915 recouvre 79 canaux du visible jusqu'à l'infrarouge thermique (Tableau II.2.3).

Six canaux compris dans un intervalle de longueur d'onde [80-120 μm] servent à retrouver les températures et l'émissivité des surfaces. Un canal, positionné entre 3 et 5 μm, sert à éventuellement caractériser le MIR. Le tableau (II.2.4) présente les résolutions spectrales en fonction des domaines spectraux et du type de détecteur. Enfin la résolution spatiale pour cette mission est de 5 mètres, cette dernière dépend de l'altitude de l'avion durant l'acquisition.

TAB. II.2.3 – Description des conditions d'acquisition de l' image hyperspectrale DAIS 7915 en baie de Bourgneuf.

Opérateur/Affréteur	Deutsches Zentrum für Luft um Raumfahrt (DLR)
Plateforme	Dornier Do-228
Constructeur	Geophysical Environmental Research corp. (GER)
Date de vol	**Nombre d'images**
13 août 2002	1
Altitude nominale	3400 m
Largeur de l'image (pixels)	512
Largeur de l'image (km)	3,3
Champ de vision (FOV)	0,907 rad (52˚)
Champ de vision instantané (IFOV)	3,3 mrad (0,189˚)
Résolution spatiale	5 m
Nombre de canaux	79

TAB. II.2.4 – Caractéristiques techniques du spectromètre imageur DAIS 7915 (résolutions spectrale et gamme de longueur d'ondes des domaines spectraux).

Gamme de longueur d'onde μm et domaine spectraux	Nombre de canaux	Résolution spectrale en μm	Type de détecteur
0,4-1,0 (VNIR)	32	0,15 à 0,30	Si
1,5-1,8 (SWIR-1)	8	0,45	InSb
0,2-2,5 (SWIR-2)	32	0,2	InSb
3,0-5,0 (SWIR-2)	1	20	InSb
8,0-126,0 (Thermique)	6	9	MCT

B) Résolution spectrale et spatiale de ROSIS

L'instrument ROSIS consiste en un module (Figure II.2.10) à barrette hyperspectral (*i.e.* push-broom). Cela signifie qu'une ligne de pixels de l'image va être enregistrée instantanément par une ligne de détecteurs (1 détecteur par pixel). La plate-forme se déplace ensuite permettant l'acquisition d'une nouvelle ligne de pixels (principe c.f. figure II.2.7). ROSIS recouvre 115 canaux du visible jusqu'au proche infrarouge [430-860 μm]. Pour cette mission, les résolutions spectrale et spatiale de ROSIS sont respectivement de 4 nm et de 2 m. Ce capteur possède donc une meilleure résolution spectrale et spatiale que le capteur DAIS 7915, mais couvre un domaine de longueurs d'onde plus petit.

II.2.4 Prétraitements des images hyperspectrales

A chaque pixel d'une image hyperspectrale est associé un vecteur de mesure formant un spectre de réflectance. Au préalable, le pixel de l'image est encodé en niveau de luminosité. Chaque pixel est associé à un compte numérique (CN). Les valeurs de compte numérique sont transformée en lu-

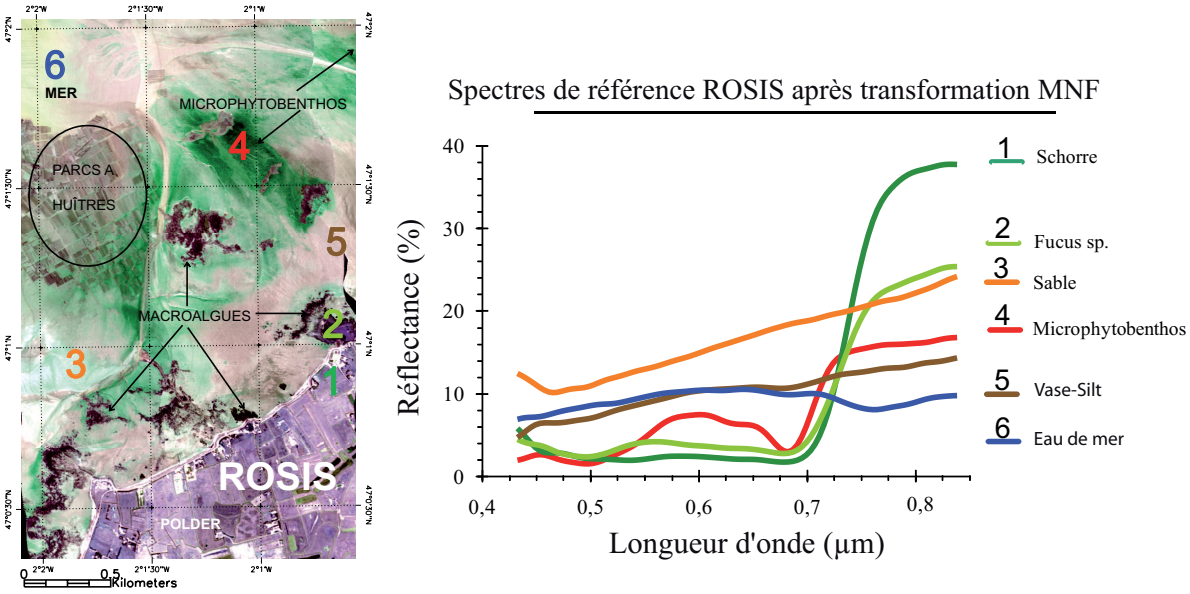


FIG. II.2.9 – Résolution spatiale (2 m par pixel) et spectrale de ROSIS. Spectres de réflectances de références typiques des biotopes et des différents types de substrats, pour un intervalle de longueur d'onde [0,4-0,826 μm].

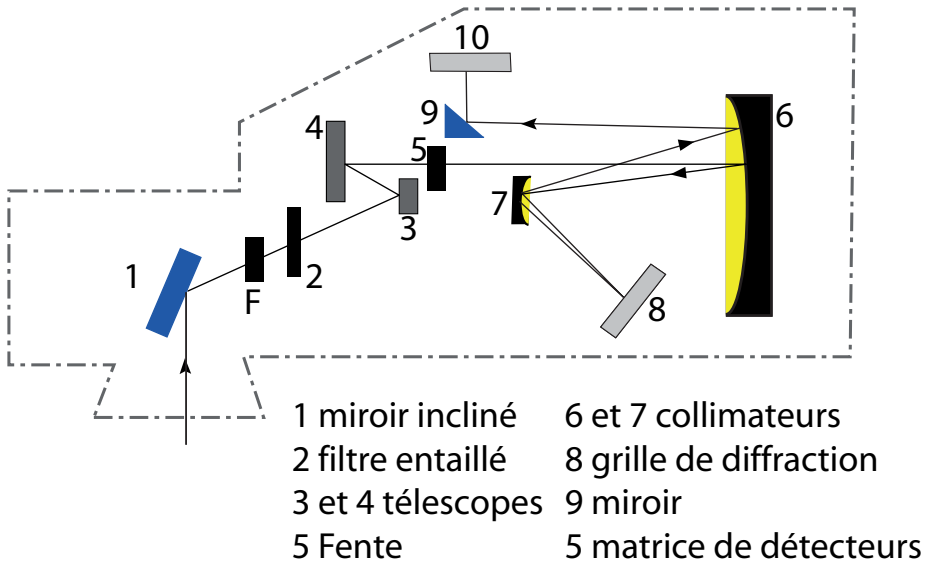


FIG. II.2.10 – Principe du module optique de ROSIS (d'après Holzwarth et al., 2003).

minance au laboratoire du Deutsches Zentrum für Luft um Raumfahrt (DLR) au moyen d'une sphère d'intégration. Les calibrations radiométrique et géométrique des deux capteurs ont été conduites par le laboratoire du DLR, le LCF (Laboratoy Calibration Facility). L'étalonnage radiométrique se fait avant et après chaque vol, tandis que le bruit de fond (*dark current*) est enregistré durant le vol (Strobl

TAB. II.2.5 – Description des conditions d'acquisition des images hyperspectrales ROSIS en baie de Bourgneuf

Opérateur/Affréteur	Deutsches Zentrum für Luft um Raumfahrt (DLR)
Plateforme	Dornier Do-228
Constructeur	Deutsches Zentrum für Luft um Raumfahrt (DLR)
Date de vol	**Nombre d'images**
13 août 2002	3
Altitude nominale	3400 m
Largeur de l'image (pixels)	512
Largeur de l'image (km)	3,3
Champ de vision (FOV)	0,279 rad (16˚)
Champ de vision instantané (IFOV)	0,56 mrad (0.032˚)
Résolution spatiale	2 m
Nombre de canaux	115

et al., 2003). Enfin, connaissant la position caractéristique de la bande d'absorption atmosphérique de l'oxygène situé à $\sim$ 0,76 μm, les longueurs d'ondes ont ainsi pu être recalées par rapport aux canaux des instruments.

Cependant, les données radiométriques acquises ne peuvent pas être reliées directement à la luminance ou à la réflectance (Guyot et al., 1996), car elles sont affectées par un certain nombre de facteurs perturbateurs. Il s'agit :

- des caractéristiques inhérentes au capteur, son étalonnage absolu,
- des conditions d'éclairement,
- de la direction de visée,
- de l'état de l'atmosphère,
- de la topographie.

II.2.4.1 Corrections atmosphériques et géoréférencement

La conversion des données en luminance en valeurs de réflectance est établie à la suite d'une correction atmosphérique et topographique. Effectivement, des traitements préliminaires visant à corriger les effets perturbateurs sont donc nécessaires pour analyser les données hyperspectrales en des termes quantitatifs. Parmi les pré-traitements, il convient d'effectuer des corrections géométriques et atmosphériques adaptées. La figure (II.2.11) résume les différentes procédures couramment utilisées pour des applications comme celles réalisées au niveau de la zone intertidale.

Le Deutsches Zentrum für Luft um Raumfahrt (DLR) a entrepris les corrections atmosphériques et le géoréférencement. Le programme PARGE, développé par le RSL (Remote Sensing Laboratoy) de l'université de Zurich, a été utilisé pour géoréférencer les images (Schläpfer et al., 1998).

Le programme ATCOR4 (Richter, 1996; Richter, 1999) basé sur le code de transfert radiatif MODRAN 4 (Vermote et al., 1997; Berk et al., 1999) a permis de corriger les images hyperspectrales

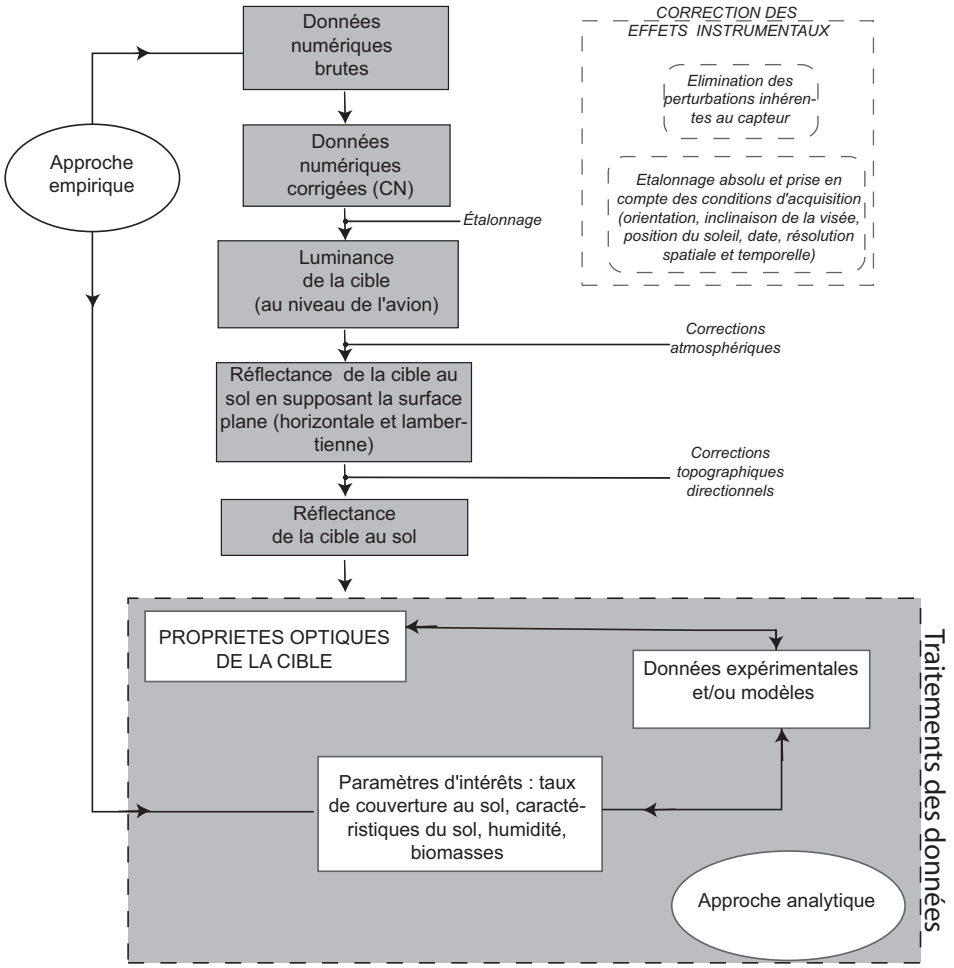


FIG. II.2.11 – Approche empirique, analytique, et les étapes successives des prétraitements nécessaires pour passer des données numériques brutes aux données radiométriques corrigées au niveau du sol. Une fois ces étapes réalisées, les données peuvent être traitées et analysées afin d'en extraire de l'information (d'après Guyot et al., 1996).

des effets topographiques et atmosphériques. Le programme ATCOR4 permet de prendre en compte les conditions d'éclairement caractéristiques du soleil, de la diffusion atmosphérique par les aérosols (diffusion de Rayleigh et Mie), l'effet d'angle de balayage, les effets adjacents. Il inclut les informations sur la configuration géométrique source (soleil) - détecteur, l'altitude durant le survol, l'altitude au sol par rapport au niveau relatif marin, la distance focale des telescopes (Müller et al., 2002). Les corrections géométriques ont également été conduites en tenant compte de paramètres supplémentaires inhérents à l'inertie du bâtiment aéroporté, à savoir la vitesse de croisière, l'altitude, le pitch, le chemin optique. Cependant, malgré ces corrections, subsistent en bordure de chaque image hyperspectrale (DAIS 7915 et ROSIS) des distorsions occasionnées par les rafales de vent et les bourrasques. Ces dernières sont corrigées par ajustement avec des points de contrôle (130 à 170) de l'orthophoto. Cette procédure permet de réduire les distorsions locales en dessous de 3 m.

II.2.4.2 Validation des données

Il arrive également que malgré les prétraitements, les spectres de réflectance composant l'image hyperspectrale ne soient pas directement comparables aux mesures radiométriques prises au sol. Ceci s'explique en partie par les effets environnementaux et le facteur d'échelle. C'est pourquoi, une approche empirique est souvent nécessaire pour étalonner les mesures. Au même moment où le spectromètre imageur survolait la baie de Bourgneuf, des mesures radiométriques ont été prises au sol au moyen d'un spectroradiomètre de terrain de type GER (Combe et al., 2005). Des surfaces de contrôle de type cible sombre et cible claire ont été choisies ; elles correspondent respectivement à la réserve d'eau et à la plage sableuse de la Bernerie-en-Retz (Figure II.2.13). Seule la cible claire a été retenue, la cible sombre présentait un mauvais rapport signal-bruit.

A) Qualité des enregistrements

Les deux images DAIS 7915 et ROSIS sont représentées dans une composition colorée RGB (en anglais Red Green Blue), se rapprochant le plus possible des couleurs naturelles perçues par l'oeil humain. La différence de résolution spatiale entre les deux capteurs est évidente, beaucoup moins de détails apparaissent sur l'image DAIS 7915 par rapport à l'image ROSIS. Les spectres représentés correspondent aux spectres de références bruts acquis par la méthode PPI (Pixel Purity Index), cet algorithme est implémenté sous le logitiel de traitement d'images ENVI, (c.f. § III.5.2.2 B).

L'identification des surfaces a, d'une part, été rendue possible grâce à la connaissance du milieu et, d'autre part, grâce à l'observation des spectres qui possèdent des caractéristiques typiques. Les mesures acquises directement sur le terrain au moyen du spectroradiomètre GER 3700 durant diverses campagnes de terrain (Combe et al., 2005) permettent de valider l'extraction des spectres de référence par la méthode du PPI (Figure II.2.12). Nous parlerons de "vérité terrain". Ainsi, à partir des images DAIS 7915 et ROSIS, les surfaces caractéristiques de la zone intertidale de la baie de Bourgneuf et leurs principaux constituants, ont pu être identifiés. Il s'agit principalement de l'eau, des sables humides aux sables secs, du schorre, des vases humides aux vases riches en biofilm et en microphytobenthos. Compte-tenu de la qualité des enregistrements de l'image hyperspectrale DAIS 7915, nous nous sommes limités à n'étudier que les 32 premiers canaux couvrant la gamme de longueur d'onde [0,4-1,035 μm] dans la mesure où le reste des canaux est inexploitable. Pourquoi ? La zone intertidale est une zone particulièrement humide, de ce fait les images hyperspectrales DAIS sont sombres et présentent un mauvais rapport signal-bruit en raison de l'absorption de l'eau. Le mauvais rapport signal-bruit s'explique aussi par les instabilités des détecteurs et les artéfacts selon le sens du système de balayage. C'est pourquoi nous avons examiné un à un les différents canaux pour rejeter les canaux situés aux grandes longueurs d'onde. Concernant l'instrument ROSIS, durant la phase de prétraitement parmi les 115 canaux, 14 canaux ont été sélectionnés comme étant défectueux ; seuls les 101 premiers canaux ont été conservés (Thiemann et Bartsch, 2005).

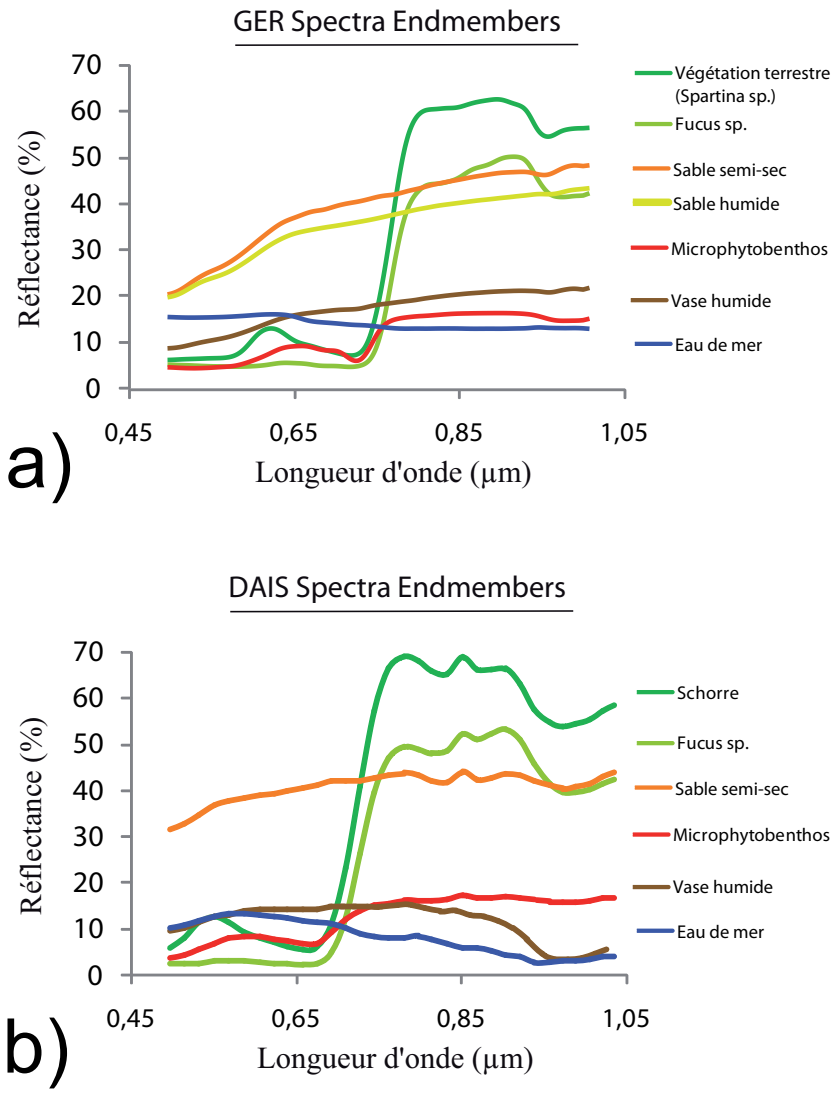


FIG. II.2.12 – Spectres de réflectance des surfaces caractéristiques de la zone intertidale de la baie de Bourgneuf. a) Spectres de réflectance de référence acquis *in situ* au moyen du spectroradiomètre GER 3700 ; b) spectres de réflectance acquis par la méthode du PPI (Pixel Purity Index). Notons le haut degré de similarité entre les signatures spectrales.

II.2.5 Contexte environnemental durant l'acquisition des images

II.2.5.1 Le site d'étude

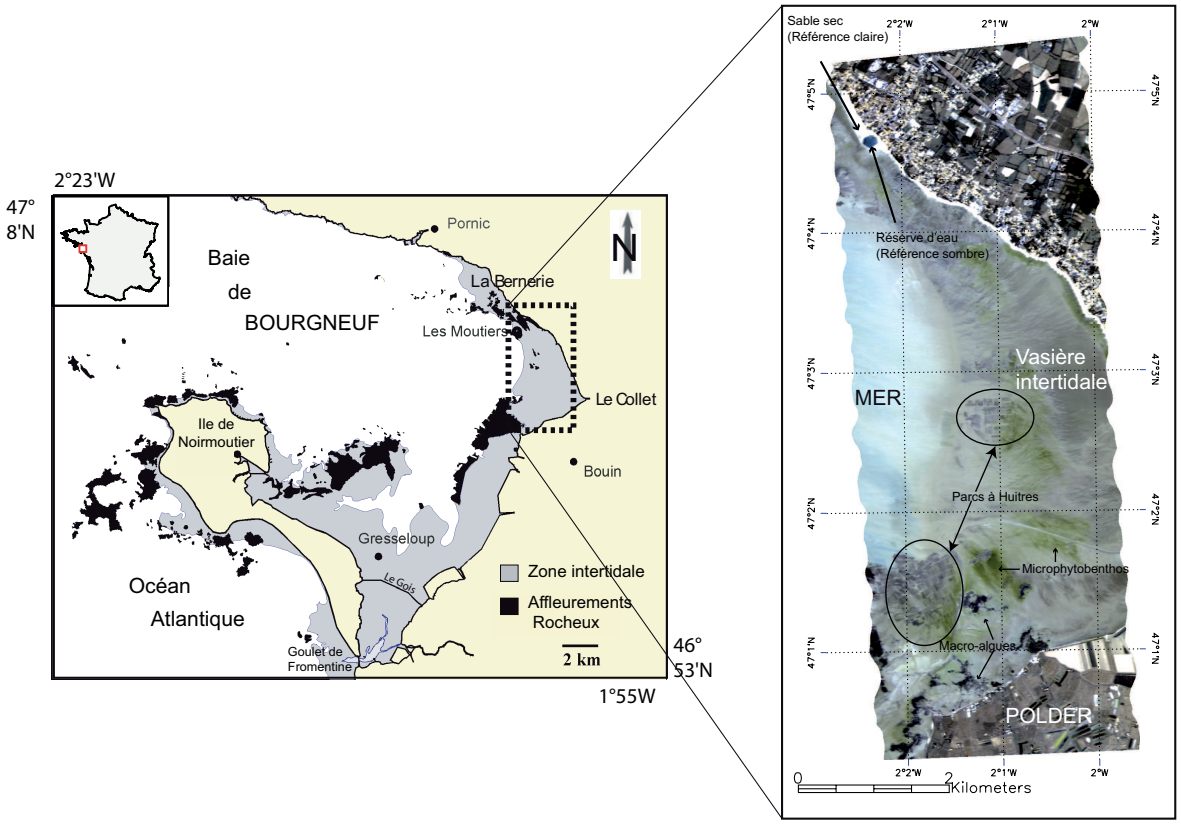


FIG. II.2.13 – Site de l'étude (a) Cadre géographique de la baie de Bourgneuf ; (b) survol DAIS 7915 datant du 13 août 2002 (composition colorée RGB associant les canaux R : 0,623, G : 0,586, B : 0,496 μm. Apparaît en rougâtre : la végétation terrestre ; noir : macroalgues ; gris : vase ; blanc : sables ; bleu : eau.

Les images hyperspectrales DAIS 7915 et ROSIS ont été acquises sur la zone test littorale de la vasière orientale. Le choix des enregistrements a essentiellement été dicté par la présence de microphytobenthos sur cette portion de littoral (Figure II.2.13). Elle constitue un milieu d'enjeu économique bien connu par les ostréiculteurs. Chacune des unités couvre des surfaces suffisantes pour être compatibles avec la résolution des systèmes de télédétection testés.

La vasière intertidale de la Baie de Bourgneuf se distingue des environnements traditionnels, géologiques ou encore des sols soumis au régime de la désertification, dans la mesure où l'eau masque l'essentiel de l'information minéralogique pouvant être observée dans le domaine du SWIR. Par contre, les bandes d'absorption de la chlorophylle et de l'eau liquide fournissent des informations sur l'activité photosynthétique et l'état hydrique des sédiments. Pour cartographier les faciès sédimentaires de la baie, il convient d'user de techniques spécifiques à cet environnement complexe.

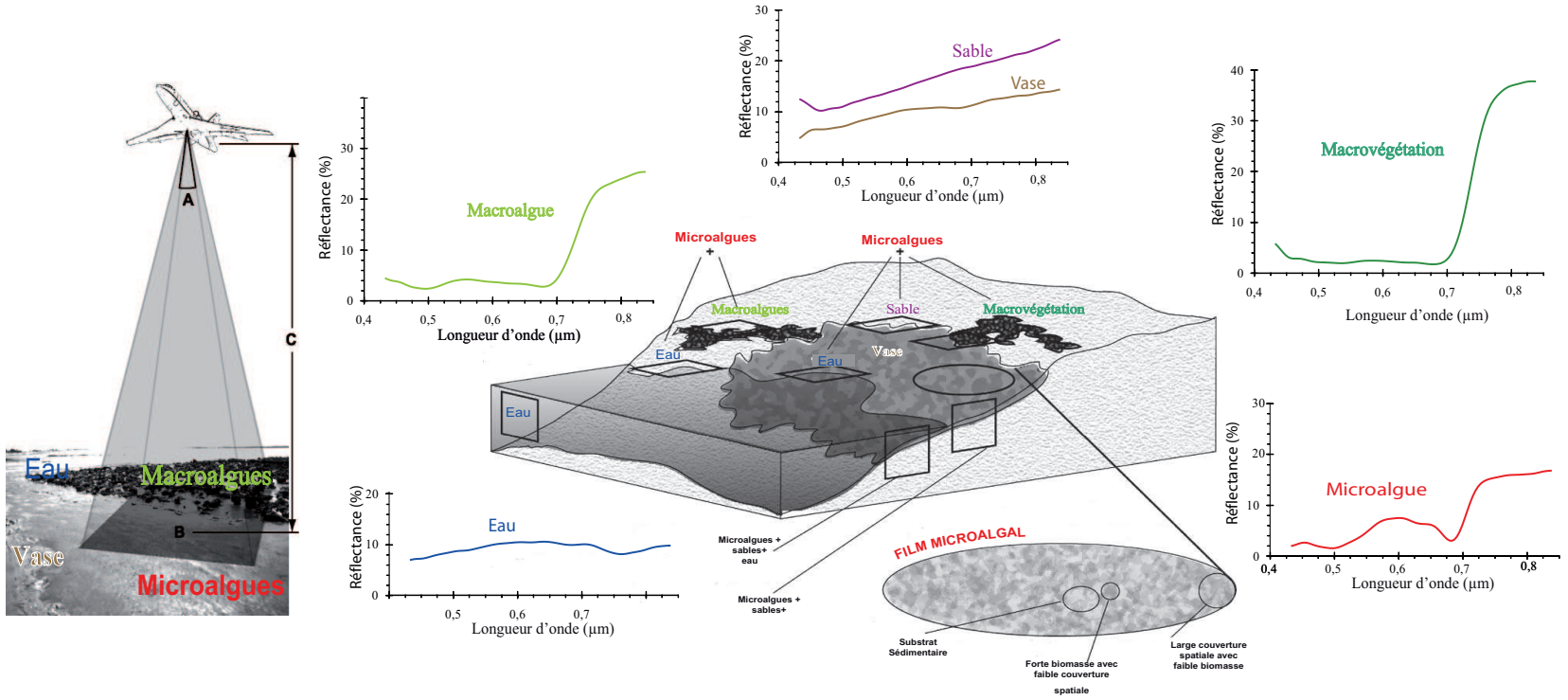


FIG. II.2.14 – Vue synoptique de la baie de Bourgneuf, champ de vision définissant un pixel de l'image (A cône, B cellule de résolution, C altitude) et les signatures spectrales des différents constituants (d'après Combe et al., 2005).

En matière d'environnement, la télédétection hyperspectrale offre l'opportunité de mesurer les paramètres macroscopiques qui présentent un contrôle sur le paysage sédimentaire de la baie. Il s'agit des paramètres bio-géophysiques des sédiments (biomasse, granulométrie, teneur en eau...). Contraindre les paramètres bio-géophysiques par télédétection hyperspectrale présente un grand intérêt économique dans la mesure où les paramètres sédimentaires influencent indéniablement la production conchylicole. La situation observable le jour de l'acquisition des images hyperspectrales était caractérisée par un ciel dégagé, par des vents de vitesse faible soufflant du secteur Nord-Est et d'une mer "belle à peu agitée". Afin de connaître les conditions tidales correspondantes aux scènes hyperspectrales acquises, les données relatives aux variations de marée ont été extraites à partir du serveur du SHOM (Servive Hydrographique et Océanographique de la Marine). Le marégramme offre la possibilité de visualiser les variations de marnage en fonction des coefficients de marée. Le marégramme du 6 au 26 août 2002 enregistré à Pornic présente les oscillations de la marée (Figure II.2.15), d'abord de faible amplitude en mortes-eaux les 6 et 7 août (4,2 m). Puis l'amplitude entre la marée basse et haute augmente pour atteindre un maximum le 13 aôut en vives-eaux (5,25 m). Ensuite les coefficient décroissent pour atteindre une nouvelle période de mortes-eaux le 22 août (3,7 m).

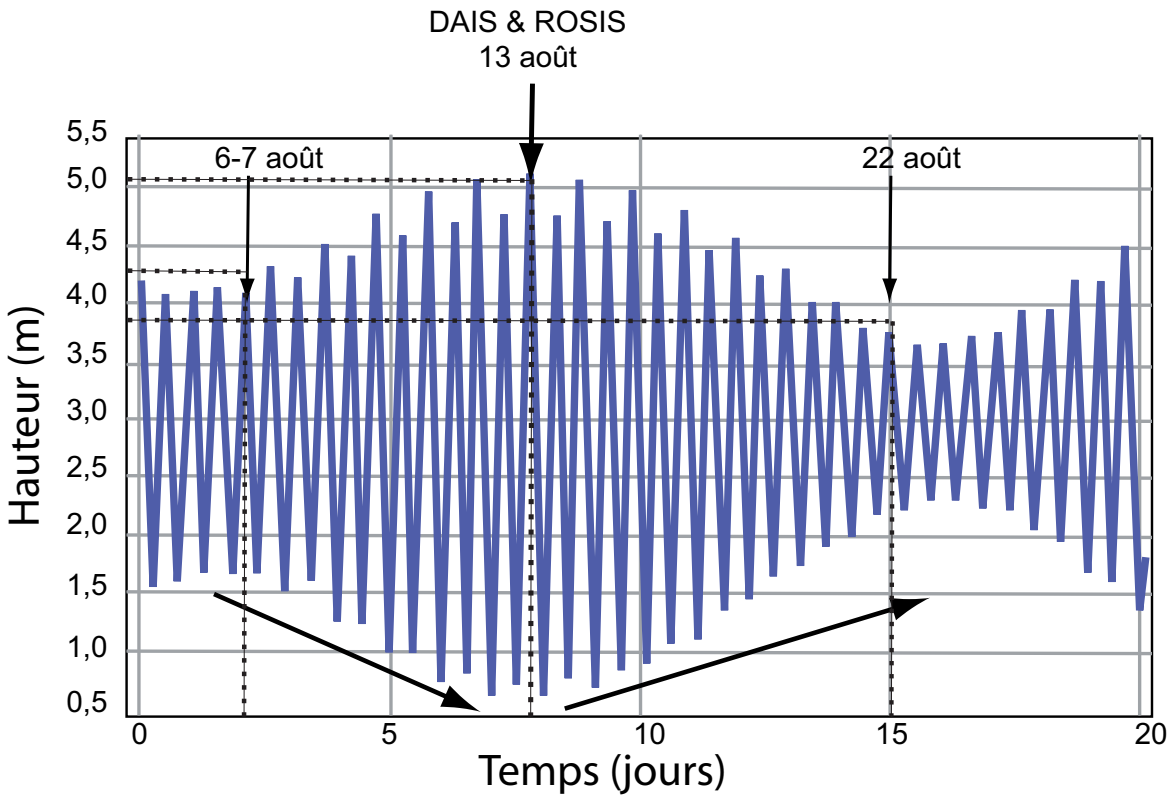


FIG. II.2.15 – Marégramme du 6-26 août (SHOM), acquisition des scènes DAIS et ROSIS vers le 13 aôut. Le régime de marée est semi-diurne.

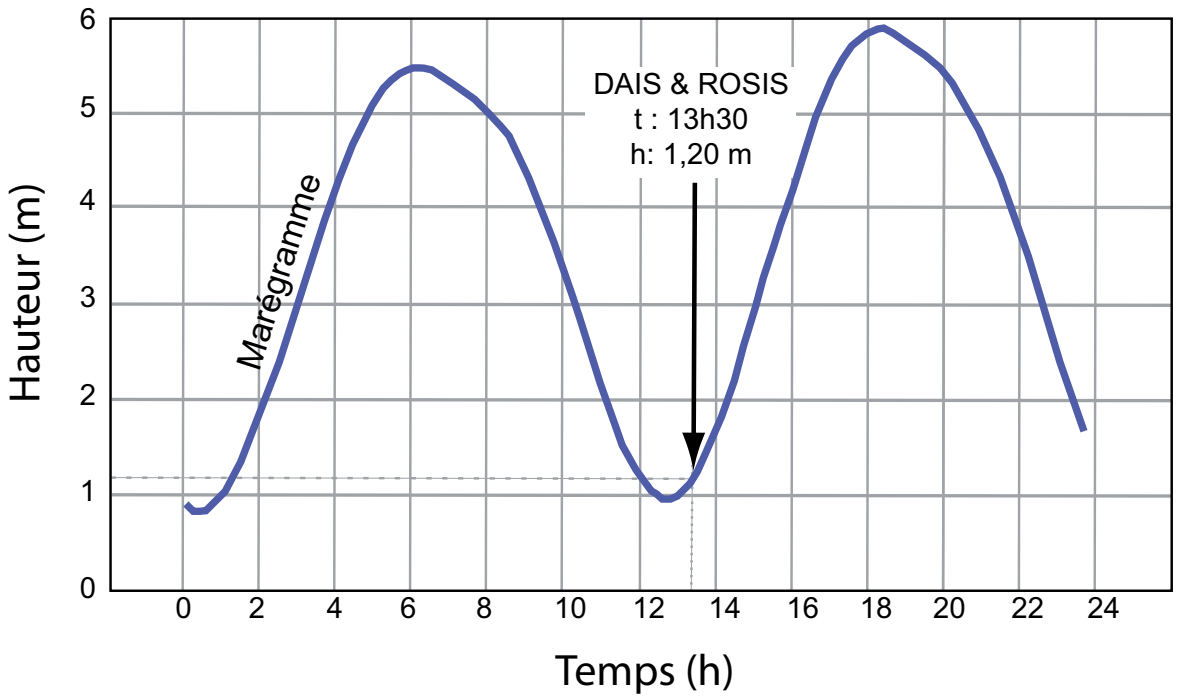


FIG. II.2.16 – Marégramme du 13 août (SHOM), acquisition des scènes DAIS et ROSIS vers 13h30.

Un marégramme supplémentaire est présenté pour situer les conditions tidales lors de l'acquisition des scènes DAIS et ROSIS (Figure II.2.16). La marée du 13 août 2002, à 13h30 était en période d'étale de basse mer, elle est de type vive-eau moyenne (coefficient 93) pour un marnage mesuré de $\sim$ 5 m. La marée semble de forme symétrique à l'embouchure de Pornic.

II.2.5.2 Les mesures

La télédétection hyperspectrale aéroportée n'acquiert de l'information que sur les premiers millimètres des sédiments ($\sim$ 2 mm). Les vasières de la baie découvrant à basse-mer, l'interface eau-sédiment ou air-sédiment est le siège de processus physico-chimiques rapides qui peuvent aboutir à la fixation des sédiments. La teneur en eau et la pellicule superficielle permet de comprendre un peu plus l'évolution des vases au cours de l'émersion. Les résultats acquis sur les paramètres physiques comportent une série de mesures traditionnellement utilisées en sédimentologie ainsi que leur confrontation aux résultats acquis par télédétection.

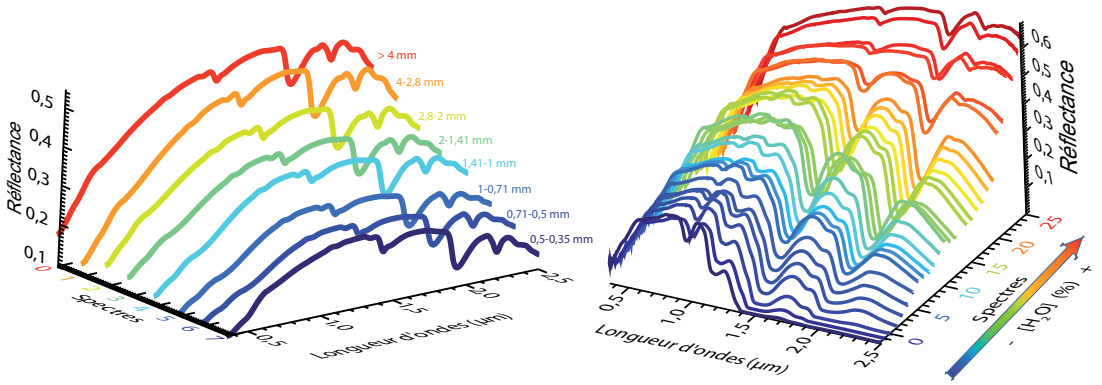
II.2.6 Conclusion

La télédétection hyperspectrale se réfère à la spécialité scientifique visant à identifier les caractéristiques d'une cible et d'estimer leurs propriétés bio-geophysiques par l'analyse des interactions de sa matière avec le rayonnement électromagnétique. Les signatures spectrales, spatiales, temporelle et polarisées sont autant des paramètres qu'il convient de prendre en compte selon la configuration du trajet optique entre la source et le détecteur. Les données résultantes des surfaces naturelles terrestres sont fournies par les capteurs sous la forme radiométrique et dépendent des intervalles de longueurs d'ondes particuliers. Après corrections atmosphériques et géométriques des données, les grandeurs physiques telles que, la réflectance, la diffusion et/ou l'émitance peuvent être analysées et comprises en terme de signature spectrale. Les données acquises en télédétection offrent le potentiel d'une vue synoptique (Phinn et al., 2000). Après calibration des données, l'acquisition répétée d'images hyperspectrales sur une zone d'intérêt particulière offre l'opportunité de détecter et d'évaluer les changements relatifs à cette zone. Malheureusement, dans cette étude, nous ne disposons pas de données supplémentaires acquises ultérieurement aux données DAIS 7915 et ROSIS (13 août 2002). Nous ne pourrons donc pas analyser les données en terme de variation temporelle ou de dynamique sédimentaire. Cependant, les données prises simultanément par les spectromètres imageurs DAIS 7915 et ROSIS à différents domaines de longueur d'onde (c. f. Figure II.2.3), différentes résolutions spectrales et spatiales, offrent l'opportunité d'appréhender les effets propres à la résolution après traitements.

Dans cette partie, nous nous sommes attachés à décrire les grands principes et les lois physiques qui régissent la spectrocopie de réflectance et plus largement la télédétection hyperspectrale. Telle qu'elle est appliquée dans le contexte de mesures à distance, les valeurs de réflectance des surfaces naturelles seront indéniablement influencées par les phénomènes physiques, à la fois sur les phénomène d'absorption mais également sur les phénomènes de diffusion. Il est reconnu que la composition des éléments d'origine géologique et biologique influence les processus d'absorption. Les propriétés physiques des sols, rugosité, granulométrie, degré d'humidité, etc., influencent quant à eux à la fois la forme des bandes d'absorption mais également la forme globale du spectre de réflectance. En effet, certains facteurs, en l'occurrence la granulométrie et la rugosité de surface, auront tendance à influencer préférentiellement les processus de diffusion. À l'heure actuelle, les relations entre la composition des surfaces et les processus d'absorption sont relativement bien contraints. En revanche, les relations entre les propriétés physiques des surfaces naturelles et les processus de diffusion ne sont pas clairement établis. Pourtant, une meilleure compréhension des relations entre les propriétés physiques des surfaces et les mécanismes de diffusion et d'absorption se révèle être un enjeu capital pour l'extraction des paramètres physiques à partir des données issues de la télédétection hyperspectrale. L'extraction de tels paramètres (granulométrie, rugosité, teneur en eau) s'avère importante d'un point de vue environnemental au sens large, que ce soit dans les secteurs d'activité, la géologie, la sédimentologie, l'agriculture ou de la planétologie. Par conséquent, il est naturel que certaines questions alimentent les

recherches actuelles en spectrocopie et télédétection hyperspectrale. Parmi les nombreux questionnements nous tenterons de répondre au plus évidentes d'entre eux. Quels sont les facteurs influençant la réflectance d'un échantillon ? Comment se comportent spectralement de tels facteurs ? Quels sont les moyens mis à disposition pour extraire l'information à partir des spectres de réflectance ? Ce sont autant de questions qui nous ont motivé dans ce travail de thèse pour comprendre, utiliser et développer des approches permettant d'extraire certaines des propriétés physiques des surfaces naturelles à partir des données de télédétection hyperspectrale. Dans le cadre de notre travail, nous nous sommes focalisés sur l'environnement littoral de la Baie de Bourgneuf. Cet environnement complexe offre l'opportunité d'étudier au travers des faciès sédimentaires, les propriétés bio-geophysiques des sédiments à partir des spectres de réflectances. Tâchons de répondre aussi à la question suivante : comment se manifestent spectralement les propriétés bio-geophysiques des sédiments ?

Partie III
PROPRIÉTÉS OPTIQUES DE LA ZONE INTERTIDALE



a) La granulométrie b) Le degré d'humidité

Représentation en 3 dimensions du comportement spectral en réponse aux variations de la granulométrie a) et du degré dhumidité b)

III.1 Propriétés spectrales des faciès sédimentaires 125

III.1.1 Propriétés spectrales des argiles et des sédiments argileux 125
III.1.2 Les carbonates 129
III.1.3 Les autres minéraux 130
III.1.4 Le fer 131
III.1.5 La présence de sels 132
III.1.6 Les paramètres biologiques 134

III.2 Effets de l'eau sur le comportement spectral 141

III.2.1 Vibrations et absorptions moléculaires de l'eau 141
III.2.2 Absorptions spécifiques de l'eau 143

III.3 Effets de la granulométrie sur le comportement spectral 151

III.3.1 Propriétés générales des sables 153
III.3.2 Les effets de la taille des particules sur les caractéristiques spectrales 155
III.3.3 Les effets de la rugosité sur les caractéristiques spectrales 159
III.3.4 Considérations théoriques : les modèles de transfert radiatif 161

III.4 Méthodes d'analyses spectrales 165
III.4.1 Méthodes spectrales classiquement utilisées pour estimer la composition 165
III.4.2 Estimation de la végétation par l'usage d'indices spectraux 171
III.4.3 L'estimation de l'eau en télédétection 173

III.5 Bilan des connaissances et applications cartographiques en environnement côtier 177
III.5.1 Méthodes de réduction des dimensions spectrales communément utilisées en environnement côtier 179
III.5.2 Identification des mélanges 184
III.5.3 Quelques applications en domaine côtier 189
III.5.4 Réponses spectrales des facteurs sédimentaires dans le Vis-PIR 198

Nous avons vu dans la partie précédente que les valeurs de réflectance des surfaces naturelles dépendent fortement des phénomènes physiques qu'elles suscitent (d'absorption et de diffusion). Un spectre de réflectance d'un matériau sédimentaire est donc porteur d'une double information. La première concerne les processus d'absorption relatifs aux constituants de nature géologique et/ou biologique et peut être appréhendée à travers l'analyse des bandes d'absorption spécifiques qui composent les spectres de réflectance. La seconde information contenue dans les spectres concerne la diffusion. Cette dernière peut être appréhendée par l'analyse du contraste spectral des bandes d'absorptions mais surtout par la caractérisation de la forme générale du spectre de réflectance, c'est-à-dire le continuum.

Les phénomènes d'absorptions sélectives et de diffusions sont inhérents aux propriétés physico-chimiques des sédiments. Rappelons qu'il s'agit aussi bien des propriétés physiques du sédiment (granulométrie, rugosité, teneur en eau), que de sa composition (minéralogie, contenu organique). L'ensemble des paramètres sédimentaires ou des caractéristiques bio-géophysiques constitue ce que nous appelons communément : les faciès sédimentaires. En sédimentologie, il s'avère primordial de connaître les propriétés bio-géophysiques des sédiments car elles permettent entre autres d'établir un lien éventuel avec la répartition des faciès sédimentaires au travers ces mécanismes d'entrainement, de transport et de dépôt des sédiments. Nombreuses sont les techniques d'analyses utilisées en télédétection hyperspectrale ayant pour but d'extraire la composition des différents constituants des sédiments à partir des valeurs de réflectance. En revanche, les études tentant d'extraire les propriétés physiques des sédiments (teneur en eau, granulométrie) à des fins de cartographies demeurent beaucoup plus rares.

Au sein de cette partie, nous traiterons des propriétés optiques de la zone intertidale avec une attention particulière sur l'état des surfaces. Dans un premier temps, afin d'explorer les relations entre les paramètres sédimentaires et les réponses spectrales associées, il convient de comprendre quels sont les effets des paramètres sédimentaires sur la réflectance d'un échantillon. Pour ce faire, nous dresserons un bilan des connaissances sur le comportement spectral des faciès sédimentaires en relation avec les changements de propriétés bio-géophysiques d'un sédiment. Dans un second temps, nous nous focaliserons sur les effets de l'humidité et de la granulométrie sur le comportement spectral. Enfin, nous décrirons les principales méthodes spectrales utilisées visant à extraire les propriétés physiques des sédiments. Nous terminerons cette partie par une synthèse faisant office d'état de l'art concernant les diverses applications cartographiques conduites en environnement côtier et cela plus particulièrement dans le domaine de la télédétection hyperspectrale. Nous présenterons les principaux avantages mais également les inconvénients que comportent chacunes des approches et des techniques communément utilisées dans ce domaine pour cartographier les faciès sédimentaires.

Chapitre III.1

Propriétés spectrales des faciès sédimentaires

Dans ce chapitre, nous étudierons les propriétés spectrales relatives aux faciès sédimentaires. Dans un premier temps nous nous attacherons à décrire les caractéristiques spectrales en lien avec la composition des sédiments. Les informations relatives à la composition des sédiments peuvent être extraites aussi bien par l'analyse des formes globales des spectres de réflectance que par l'analyse des bandes d'absorptions. Dans les sédiments, trois familles d'absorptions peuvent ainsi être distinguées :

1. les absorptions en relation avec la minéralogie (argiles, oxydes de fer , carbonates,...) ; elles sont principalement observées dans le domaine du SWIR pour les carbonates et argiles et dans le domaine du VPIR pour les oxydes de fer ;
2. les absorptions en relation avec la matière organique (vivante et en décomposition), elles sont principalement observées dans le domaine du SWIR. Les absorptions causées par les pigments photosynthétiques apparaissent quant à elles dans le domaine du Visible ;
3. les absorptions en relation avec l'eau ; les bandes d'absorptions d'hydratation apparaissent sur l'ensemble de la gamme spectrale [0,4- 2,5 μm].

Enfin, nous terminerons par décrire les autres facteurs qui influencent le comportement spectral d'un sédiment, à savoir la granulométrie et la teneur en eau.

III.1.1 Propriétés spectrales des argiles et des sédiments argileux

III.1.1.1 Introduction

Les argiles sont des produits de l'altération de silicates primaires en présence d'eau. Les minéraux argileux qui composent entre autres les sédiments (ou sols) de nature argileuse ont des propriétés physico-chimiques spécifiques (Head, 1992). Des études ont montré qu'il était possible d'utiliser les

caractéristiques spectrales des argiles dans le but de procéder à des identifications précises au sein des sols argileux (Goetz et al., 2001), l'évaluation de la smectite (Kruse, 1996), l'estimation relative des fractions de kaolinite dans l'espace interfoliaire pour les mélanges kaolinite-smectite. D'autres auteurs associent les analyses spectrales aux propriétés des minéraux argileux, la capacité d'échange des cations CEC (Kariuki et al., 2003), la taille des particules (Zhang et al., 1992), la teneur en eau (Ben-Dor, 2002). Enfin, des études ont étendu les caractéristiques spectrales des argiles aux mesures aéroportées dans le but de cartographier ces argiles (Muller et Décamps, 2001; Chabrillat et al., 2002).

III.1.1.2 Signatures spectrales des minéraux argileux

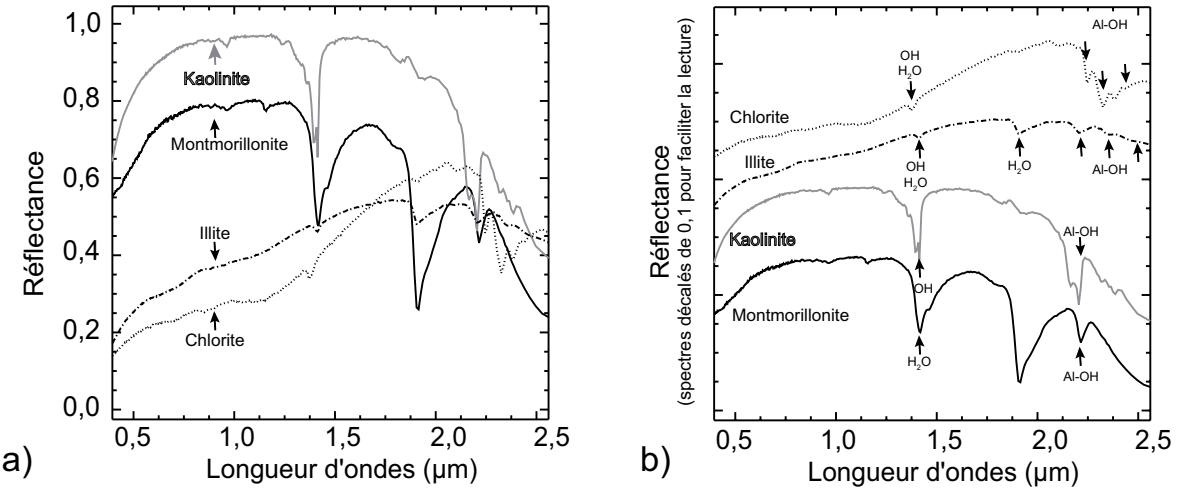


FIG. III.1.1 – Spectres de réflectance de minéraux purs de la famille des phyllosilicates acquis en laboratoire (Source USGS d'après Clark et al., 2007). a) Représente le cortège argileux typique d'un sédiment La courbe de couleur noire correspond au minéral montmorillonite ; en gris le minéral kaolinite ; en pointillés la chlorite et en tiretés l'illite. b) Spectres décalés pour une meilleure visibilité, les absorptions spécifiques résultant des vibrations des molécules Al-OH, OH et H_2O sont annotées.

Les argiles appartiennent à la famille minéralogique des phyllosilicates (Figure III.1.1). Chaque cristal présente en fait un empilement de plusieurs centaines de feuilllets de taille nanométrique qui leur permettent de fixer de grandes quantités d'eau et en particulier pour les smectites. Chaque feuillet forme une couche plane dont les éléments sont organisés soit en tétraèdres soit en octaèdres, avec entre ces éléments des cations (Si^{4+}, Al^{3+}, Fe^{3+}, Fe^{2+}, Mg^{2+}). Les feuillets sont séparés par un espace de quelques angströms, qualifié d'espace interfoliaire permettant à des molécules d'eau et à des cations de s'insérer dans la stucture même de l'argile.

L'eau moléculaire (H_2O) et hydroxyle (OH) produit d'importantes absorptions au sein des spectres de réflectance des argiles ; elles sont principalement diagnostiquées dans le domaine du SWIR. La smectite présente des bandes harmoniques. La première harmonique à 1,40 μm résulte de la combinaison entre le mode de déformation de la molécule H-O-H et le mode d'étirement de la molécule

TAB. III.1.1 – Absorptions caractéristiques majeures relatives aux minéraux argileux, Kln : kaolinite, Smc : smectite, Ill : illite (d'après Hauff, 2000).

Positions caractéristiques	Molécule	Minéral argileux
1,4 μm	OH et H_2O	Kln/Smc/Ill
1,9 μm	H_2O	Smc/Ill
2,17 μm	Al-OH	Kln
2,2 μm	Al-OH	Kln/Smc/Ill
2,29 μm	Fe-OH	Smc (nontronite)
2,3 μm	Mg-OH	Smc (hectorite)
2,34 μm	Fe-OH/ Mg-OH	Ill
2,384 μm	Fe-OH	Kln

O–H de l'absorption localisée à 1,90 μm. L'absorption fondamentale de la molécule OH résultant de combinaison entre les modes d'étirement (ν) et de déformation (δ) apparaît aux longueurs d'ondes 2,20 et 2,30 μm ; ces dernières permettent de diagnostiquer les minéraux argileux (Hunt et Salisbury, 1976; Bishop, 1988; Clark, 1999). Farmer (1974) évalue ces absorptions comme résultant des combinaisons entre les modes fondamentaux d'étirement et de déformation des liaisons OH-métal-OH au sein des sites octaédriques à 2,16-2,17 μm, 2,21-2,24 μm et 2,30 μm pour les vibrations respectives ($\nu_{Al-OH-Al}$ + $\delta_{Al-OH-Al}$), ($\nu_{Al-OH-Fe}$ + $\delta_{Al-OH-Fe}$) et $(\nu_{Al-OH-Mg} + \delta_{Al-OH-Mg})$. La position des bandes d'absorption peut varier d'un minéral à un autre par le simple fait que les compositions diffèrent par le type de liaison atomique caractéristique. Crowley et Vergo (1988) constatent que la bande d'absorption du groupement OH à 2,20 μm est décalée à 2,22 μm pour les illites, très proche de 2,2 μm pour les smectites et proche de 2,199 μm pour la kaolinite. Les positions des bandes sont en fait fonction du rapport entre les cations métal en l'occurrence Al, Fe et Mg. Pour de fines résolutions spectrales, la kaolinite pourra être distinguée des autres minéraux argileux par la présence de deux doublets caractéristiques, l'un à 2,20 μm et l'autre à 1,40 μm (Figure III.1.2). Plus précisément, pour le premier doublet à 2,20 μm, la combinaison des vibrations du mode déformation de la molécule Al-OH et de l'étirement de la molécule OH au sein du minéral kaolinite se manifeste par des absorptions à 2,163 μm et 2,208 μm. Pour le second doublet à 1,40 μm, les vibrations harmoniques de type étirement au sein du minéral kaolinite se manifestent par des absorptions localisées à 1,395 et 1,415 μm. Notons que le premier doublet est généralement celui cité par la littérature dans la mesure où il est plus discriminant que le second doublet pour une même résolution spectrale. De plus, le second doublet n'est observé qu'en conditions de laboratoire car il requiert une très haute résolution spectrale. De plus, en condition de terrain, ce doublet est masqué par l'eau atmosphérique.

La profondeur de bande relative à la kaolinite est fonction de la structure même du minéral (1 : 1) permettant l'occurrence du groupement Al-OH : SiO_4 au niveau des sites octaédriques, tandis que pour

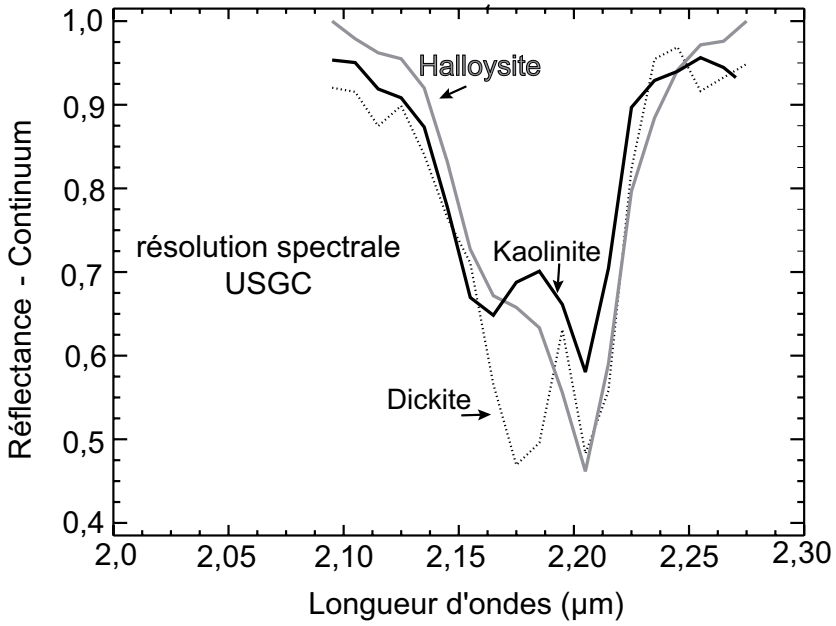


FIG. III.1.2 – Différences spectrales des minéraux de la famille de la kaolinite après retrait du continuum dans le domaine de longueurs d'onde [2,0 à 2,3 μm] et à haute résolution spectrale (Grove et al., 1992 ; Clark et al., 2007). La courbe de couleur noire correspond au minéral kaolinite (caractéristique de nos sédiments), en pointillés au minéral dickite et en gris au minéral halloysite.

les minéraux argileux de structure (2 : 1) ce groupement se localise au niveau des sites tétraédriques.

TAB. III.1.2 – Caractéristiques spectrales des minéraux argileux basées sur les paramètres des bandes d'absorption majeures (d'après Kariuki, (2004)).

Paramètres des bandes d'absorption	Smectite	Illite	Kaolinite
1,90 μm (décalage)	$< 1,91$	$> 1,91$	$> 1,91$
1,90 μm (profondeur)	Large / peu profonde	Peu profonde	
2,16-2,17 μm	Absente	Présente/absente	Présente
2,34-2,35 μm	Absente	Présente	
Asymétrie (2,20, 1,40 μm)	< 1	Varie	Largement >1
2,20 μm (profondeur)	Souvent large	Large	Fine et intense

Les smectites sont une famille de minéraux argileux riches en eau, ce qui se manifeste sur les spectres de réflectance par d'importantes bandes d'absorptions à 1,40 et 1,90 μm et par une bande fine et étroite à 2,20 μm, cette dernière signant la présence d'eau structurelle (Bishop et al., 1994). En l'absence d'eau libre, la bande à 1,90 μm reste intense et bien marquée. Un décalage de la bande à 1,90 μm vers les courtes longueurs d'ondes nous permet de diagnostiquer les smectites (Hauff, 2000; Kariuki, 2004). La famille des illites, tout comme celle des smectites, ne montre pas de caractéristiques spectrales au niveau des positions des hydroxyles suffisamment discriminantes, mais elle peut tout de même être diagnostiquée par la présence de bandes d'absorptions supplémentaires à $\sim$ 2,35 et 2,45 μm.

Pour des échantillons secs, l'occurrence de fortes absorptions d'eau moléculaire est typique des smectites ; les kaolinites se caractérisent par de fortes absorptions hydroxyles (Hunt et Salisbury, 1976). Enfin les illites, se distinguent par de larges bandes et des faibles profondeurs. La grande largeur des bandes de l'illite s'explique par le fait que les hydroxyles se répartissent de manière aléatoire au sein des sites octaédriques (Mathews et al., 1973).

Le tableau (III.1.1) illustre une synthèse générale des différentes absorptions caractéristiques au sein des minéraux argileux.

Le tableau (III.1.2) illustre les changements relatifs des bandes d'absorptions caractéristiques des principaux minéraux argileux au cours de la variation de la teneur en eau (Kariuki, 2004).

III.1.2 Les carbonates

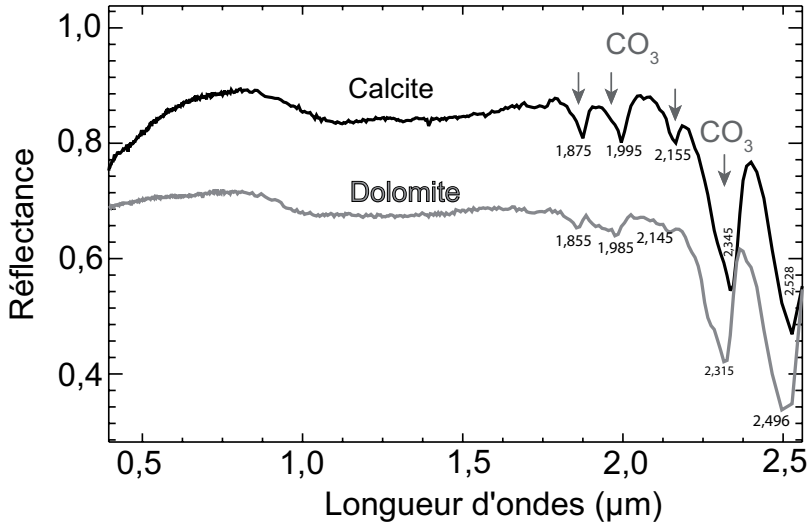


FIG. III.1.3 – Spectres de réflectance des carbonates les plus représentatifs des sédiments. La courbe de couleur noire correspond le minéral calcite ($CaCO_3$), en gris au minéral dolomite ($CaMg(CO_3)_2$). Les absorptions spécifiques résultant des vibrations des molécules C–O de l'ion ${CO_3}^{2-}$ sont annotées (d'après Clark et al., 2007).

La famille des carbonates comporte entre autres, la calcite ($CaCO_3$, sytème cristallin rhomboédrique), l'aragonite ($CaCO_3$, système cristallin orthorhombique) et la dolomite ($CaMg(CO_3)_2$, sytème cristallin rhomboédrique). Cependant, les sédiments renferment en majorité de la calcite et de la dolomite car plus stables (Figure III.1.3). Les carbonates peuvent être diagnostiqués à partir des vibrations dans le domaine SWIR (Figure III.1.4), les bandes d'absorptions caractéristiques apparaissent à 2,30 - 2,35 μm et à 2,50 - 2,55 μm (Hunt et Salisbury, 1971; Gaffey, 1986; Gaffey, 1987; Gaffey et al., 1993). Trois petites bandes d'absorptions apparaissent à 1,85 - 1.87 μm ; 2,12 - 2,16 μm et 1,97 - 2,00 μm (Figure III.1.3). Hunt et Salisbury (1970; 1971) montrèrent que ces bandes d'absorptions résultaient de la combinaison entre les différents modes de vibrations des molécules C–O ayant pour

radical -CO_3. La position précise des bandes d'absorptions est fonction de la composition des carbonates (Hunt et Salisbury, 1971; Gaffey, 1986). Elles apparaissent légèrement décalées en fonction du type de cation (Ca^{2+}, Mg^{2+}, Fe^{2+}, etc.). Plus la teneur en Carbonate de magnésium est importante, plus la position du centre de l'absorption se déplacera vers les courtes longueurs d'ondes (Clark, 1999). Le centre de l'absorption de la calcite est positionné à 2,333-2,340 μm alors que celui de la dolomite est centré à 2,312-2,322 μm (Gaffey, 1986). Van der Meer (1995), propose de distinguer la dolomite de la calcite par la largeur des bandes, en plus des positions caractéristiques.

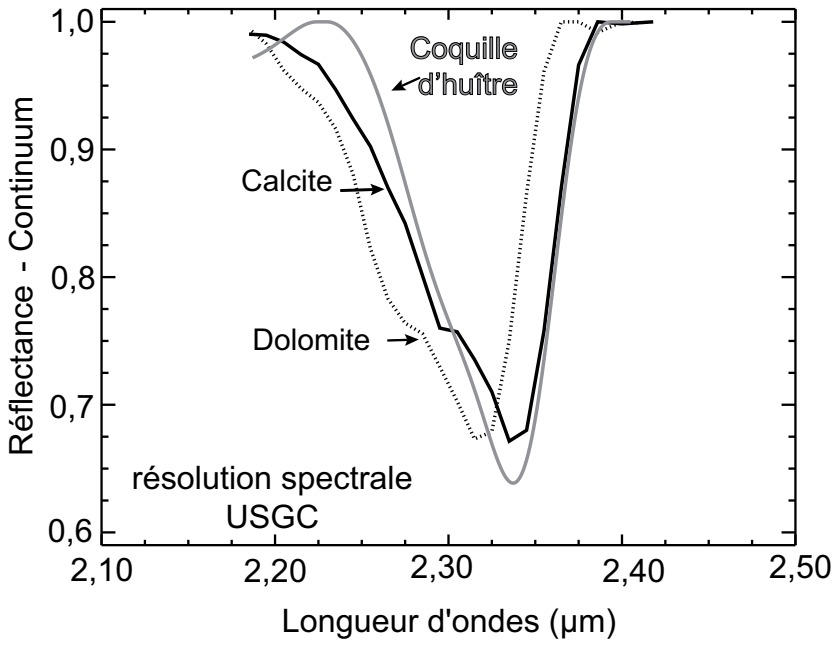


FIG. III.1.4 – Spectres de réflectance des carbonates les plus représentatifs des sédiments après retrait du continuum dans le domaine de longueur d'onde [2,1 à 2,5 μm] (Grove et al., 1992 ; Clark et al., 2007). La courbe de couleur noire correspond au minéral calcite, en pointillés au minéral dolomite et en gris à une coquille d'huître (*Cassostreas Gigas*) réduite en poudre fine. L'absorption spécifique de la dolomite apparaît à des longueurs d'ondes plus courtes que l'absorption de la calcite.

III.1.3 Les autres minéraux

Toutefois, un sédiment ne se compose pas uniquement d'argiles et/ou de carbonates ; d'autres phases minérales influencent également les signatures spectrales. Les minéraux non-argileux peuvent ainsi être subdivisés en cinq grandes familles : les silicates, les oxydes et hydroxydes, les sulfates et les phosphates. La fraction de chaque minéral dépend des conditions environnementales et des sources dont elle est issue. En général, les silicates de type quartz et feldspaths sont spectralement transparents dans la région du Vis-PIR. Cependant, la présence de ces minéraux aura pour effet d'influencer le comportement spectral des autres fractions minéralogiques notamment en faisant varier la forme globale

du spectre. À l'opposé, les oxydes (Fe^{3+}) sont spectralement très actifs dans la région du Vis. Ces absorptions sont régies par les mécanismes de transfert de charges et de champs cristallins. Les oxydes de fer et d'aluminium sont peu abondants au niveau des sédiments superficiels jeunes. Par contre, pour les sédiments enfouis, généralement le degré d'oxydation augmente graduellement avec l'âge.

III.1.4 Le fer

Le fer est une composante des faciès sédimentaires. Cet élément se retrouve, soit incorporé dans certains minéraux, soit il se présente sous la forme d'une patine d'altération nappant la surface des grains. Le fer est également un constituant des minéraux mafiques, des carbonates, des phyllosilicates de type smectite et surtout des oxydes (hématite, goethite, ferrihydrite...). La figure (III.1.5) illustre les oxydes de fer les plus représentatifs des sols et des sédiments (Grove et al., 1992; Clark et al., 2007).

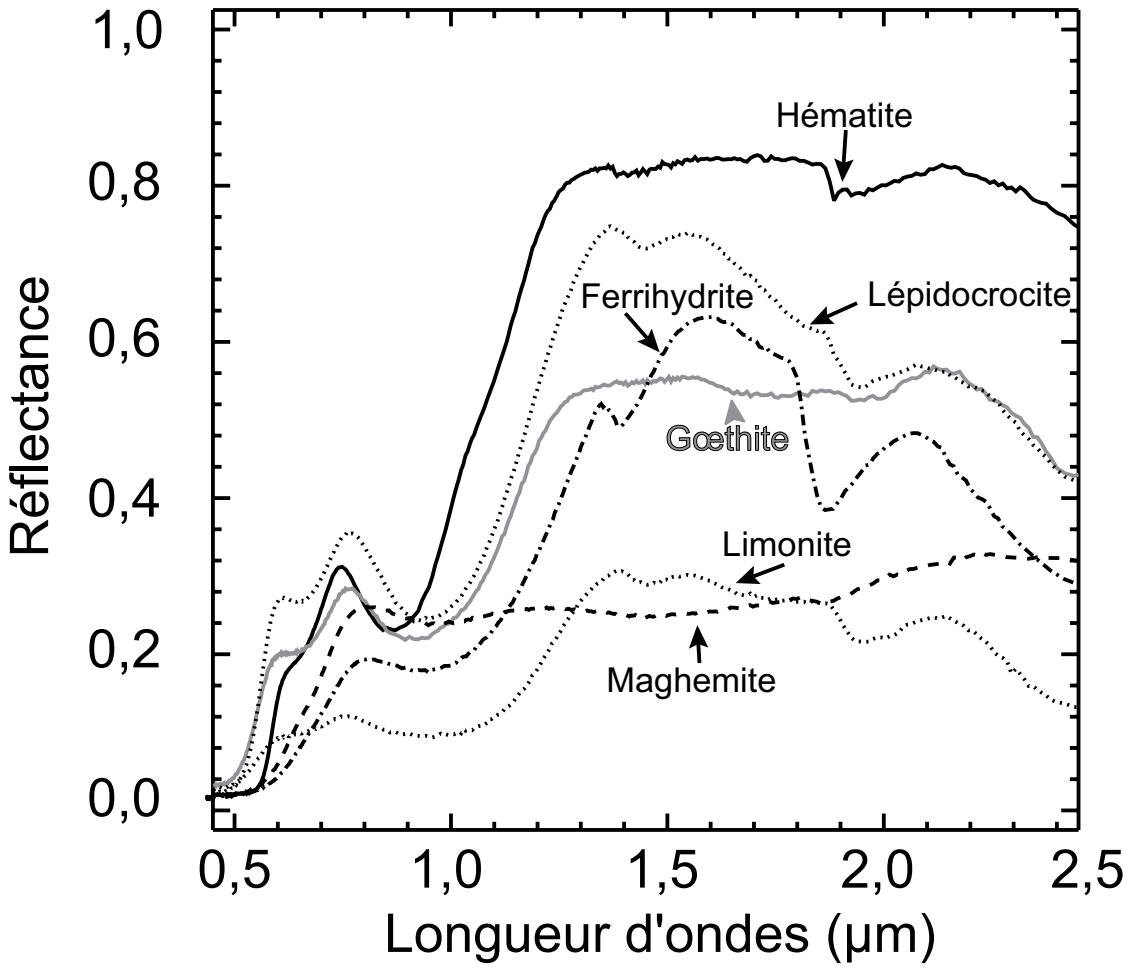


FIG. III.1.5 – Spectres de réflectance des oxydes de fer les plus représentatifs des sédiments et des sols (Grove et al., 1992 ; Clark et al., 2007).

Les oxydes de fer peuvent être corrélés avec les processus d'altération à court et long terme. Les études visant à comprendre les phénomènes d'altération de surfaces par télédétection sont importantes (Hunt et al., 1971a; Crowley et al., 2003; Ben-Dor et al., 2006; Roy, 2007). L'altération est tributaire du comportement chimique du fer ; d'une manière générale le fer divalent (Fe^{2+}) possède une plus grande mobilité que le fer trivalent (Fe^{3+}). Les oxydations sont causées par les mécanismes de transitions électroniques des cations fer (2+, 3+). Donc, selon l'état d'oxydation, le fer peut prendre différentes couleurs allant du rouge au jaune, en passant par le marron. L'hématite doit sa couleur rouge à une forte absorption entre 0,40 et 0,58 μm (longueur d'onde du bleu au vert), alors que la goethite qui absorbe surtout le bleu apparaît plus jaunâtre voire verdâtre (Escadafal et al., 1993). Il est reconnu qu'une forte concentration de fer oxydé peut changer significativement la couleur des sédiments. La couleur peut alors dans ce cas être utilisée comme proxy de l'état d'oxydation et comme critère de classification des sédiments. Hunt et al. (1971a), résument les mécanismes physiques à l'origine des comportements spectraux de l'ion ferrique (Fe^{3+}) et de l'ion ferreux (Fe^{2+}) dans les régions Vis-NIR : les absorptions du fer ferreux (Fe^{2+}) présentent principalement une absorption très large centrée à 1 μm et de multiples autres absorptions localisées à 0,55 ; 0,51 ; 0,45 et 0,43 μm. Le fer ferrique (Fe^{3+}) produit une large absorption centrée à 0,87 μm et d'autres à 0,7 et 0,4 μm. L'hématite et la goethite sont les oxydes de fer les plus communs dans les sols et les sédiments (Figure III.1.6). Leurs concentrations sont contrôlées par de nombreux facteurs tels que la température, l'eau, la matière organique et les agents reponsables de leurs dynamiques (*e.g.* le lessivage). Les spectres de réflectance permettent de distinguer l'hématite (α Fe_2O_3) de la goethite (α FeOOH). Bien que l'hématite et la goethite contiennent toutes les deux des ions Fe^{3+} au sein des sites octaédriques en coordination avec l'oxygène, les distorsions du ligand (OH) diffèrent, ce qui se traduit par un léger décalage spectral de leurs bandes d'absorptions respectives centrées à environ 0,9 μm (Figure III.1.6 b). Les dérivées secondes des spectres peuvent être utilisées pour caractériser avec précision la position des minima et donc pour différencier l'hématite de la goethite (Sözgen et Tütem, 2001).

Rappelons que le fer qui compose certains minéraux argileux peut être détecté dans le domaine du Vis-PIR et du SWIR. Prenons l'exemple de la nontronite, qui appartient à la famille des smectites, Le ligand Fe–OH vibre dans le domaine du SWIR à 2,29 μm. La montmorillonite, quant à elle, possède des absorptions localisées à à 0,6 et 1,1 μm.

III.1.5 La présence de sels

La présence de sels dans les sédiments marins agit non seulement sur la biomasse et sur la croissance des végétaux, mais affecte également la structure en favorisant la dispersion des argiles et donc une diminution de l'infiltration et de l'oxygénation du substrat. La halite constitue la phase la plus abondante en milieu littoral. Elle se présente principalement sous forme de gemme et comble les interstices des sédiments secs. Néanmoins, en grande quantité, ce type de sel peut affecter la forme

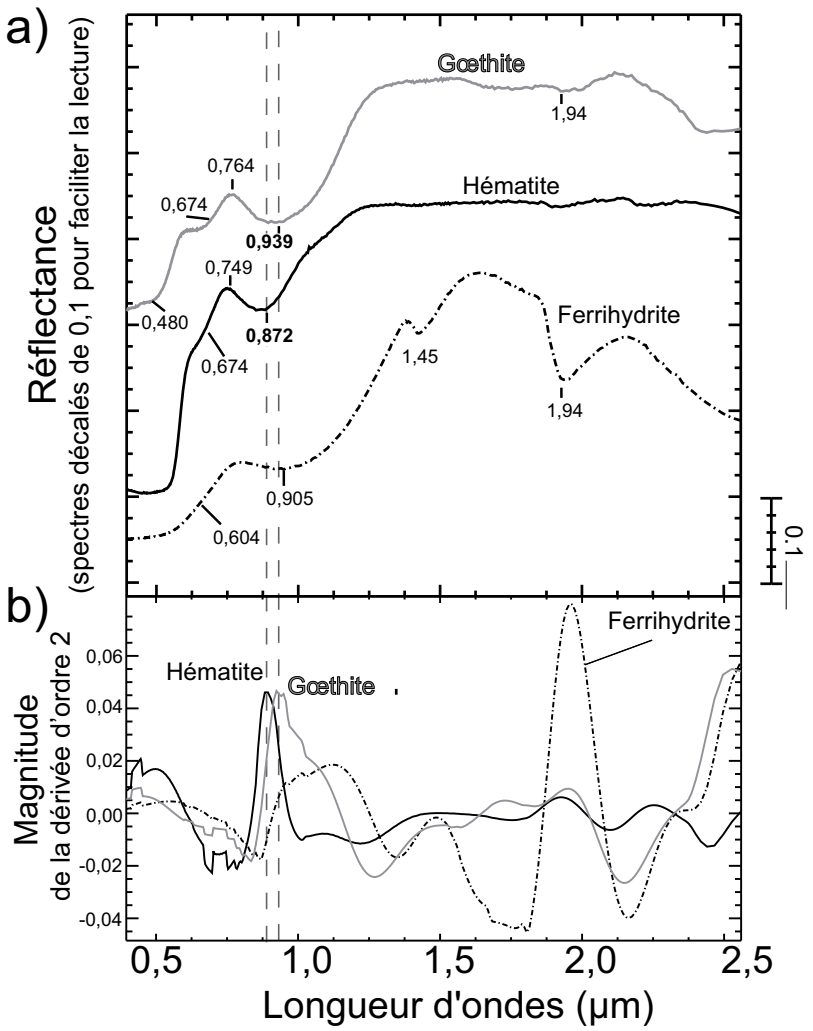


FIG. III.1.6 – Caractéristiques spectrales des oxydes de fer parmi les plus représentatifs des sédiments et des sols (Crowley et al., 2003). a) Spectres de réflectance de la goethite (courbe grisée), hématite (courbe noire) et ferrihydrite (courbe en tiretés). b) dérivée seconde des spectres de réflectance. La dérivée seconde peut être utilisée pour localiser le centre des bandes. Ainsi, comme le montre les deux barres verticales en tiretés, le pic caractéristique de goethite à 0,939 μm est clairement distinct de celui de l'hématite centré à 0,872 μm.

globale des spectres de réflectance. Autrement dit, les sels de type halite présentent une activité spectrale pauvre mais ils agissent de manière indirecte sur le continuum de réflectance. Pour différencier les concentrations en sels dans les eaux, ou encore les effets indirects des sels au sein des sédiments, il est important de prendre en considération les formes des spectres de réflectance sur l'ensemble de la gamme spectrale. Évidemment, discerner de tels changements dans le comportement spectral nécessite une résolution spectrale de très haute qualité. En télédétection, l'identification d'une couverture riche en végétation halophyle peut être utilisée comme bio-marqueur des environnements salifères dont elle est caractéristique.

III.1.6 Les paramètres biologiques

III.1.6.1 La matière organique

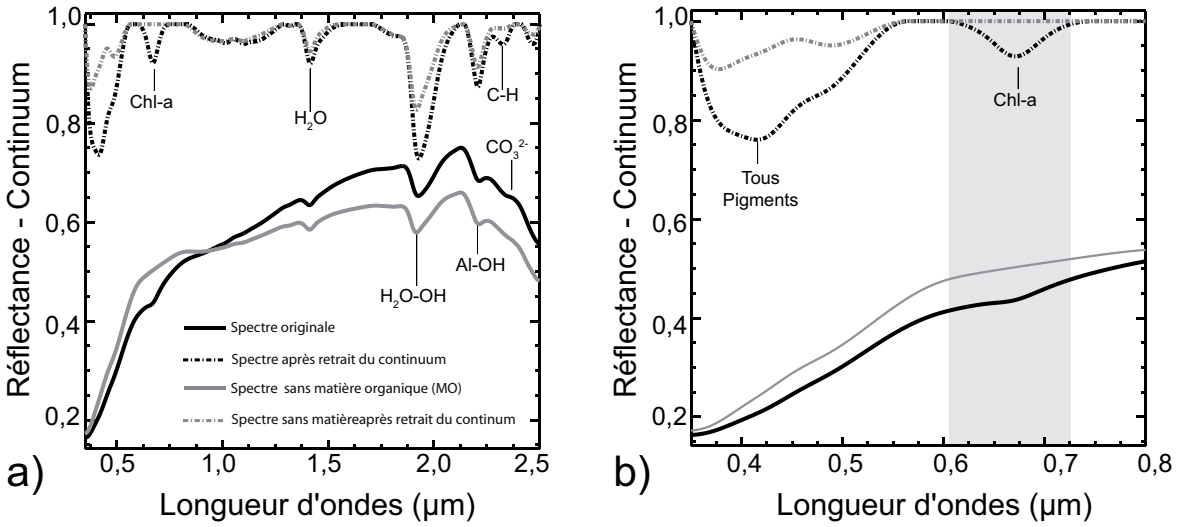


FIG. III.1.7 – Caractéristiques spectrales de la matière organique dans le cas d'un sédiment marin (vase). a) Spectre de réflectance d'origine (courbe noire) et après destruction de la matière organique (courbe grise) à l'eau oxygénée acquis au moyen de l'ASD Fieldspec3 FR [0,4-2,5 μm]. Les courbes en pointillés correspondent aux spectres de réflectance après retrait du continuum (exagération verticale X 2), elles mettent en évidence les variations spectrales sur les absorptions. b) Variations spectrales observées dans le visible [0,4-0,8 μm].

La matière organique est une composante importante des sédiments. L'absence/présence de matière organique microbiologique (cellulose, lignine, complexes humiques) affectent les valeurs de réflectance. L'absorption fondamentale résultant de l'étirement de la molécule C–H apparaît à 3,4 μm, la première harmonique apparaît à $\sim$1,7 μm. De la combinaison des absorptions résulte une bande à 2,3 μm. Pour de faibles résolutions spectrales, cette dernière est confondue avec la vibration OH ou encore avec les absorptions caractéristiques des carbonates. La matière organique affecte les spectres de réflectance sur l'ensemble de la gamme spectrale Vis-PIR (Figure III.1.7 a). La forme du spectre est un critère supplémentaire pour la caractérisation. Les sols organiques présentent une courbe concave, alors que les autres ont une courbe plutôt convexe. Cependant, Baumgardner et al. (1970) notent que l'influence de la matière organique n'est pas significative pour des teneurs inférieures à 2 %. Montgomery (1976) indique que même une teneur en matière organique équivalent à 9 % ne masquerait pas les contributions spectrales relatives aux paramètres des sols. Dans une autre étude, Baumgardner et al. (1985) indiquent que la réponse spectrale induite par l'augmentation de la matière organique d'un sol suivrait une fonction de type exponentielle curviligne. Compte-tenu des groupes fonctionnels pouvant être associés à la matière organique, de nombreuses bandes d'absorptions peuvent apparaître. Les absorptions résulteraient des combinaisons entre les modes de vibrations et les différents groupements

fonctionnels (Chen et Inbar, 1994). La figure (III.1.7) représente les variations spectrales d'un sédiment vaseux après destruction de la matière organique à l'eau oxygénée. Les changements montrent que la matière organique influence la forme du continuum (Figure III.1.7 a). Dans le cas des sédiments marins, la perte de matière organique est essentiellement attribuée à la destruction des pigments ce qui a pour effet de faire disparaître la bande d'absorption centrée à 0,675 μm (Figure III.1.7 b). L'absorption C-H à 2,3 μm ne semble que partiellement affectée par la destruction de matière organique, en effet les variations spectrales observées après retrait du continuum sont minimes mais existent (Figure III.1.7 a). Cela s'explique en partie par la présence de carbonate (CO_3^{2-}).

III.1.6.2 La végétation

Les variations spectrales des végétaux halophytes (*e.g.* maco-algues, macrophytes) sont influencées principalement par les pigments, la structure des tissus de la plante, l'eau contenue et d'autres molécules (Figure III.1.8). Les spectres de végétation sont subdivisés en deux grands types : verte et humide (photosynthétiques) ou sèche (non-photosynthétique). Les régions spectrales vert, rouge et proche infrarouge sont les plus utilisées pour quantifier la végétation. Souvent des indices spectraux sont élaborés pour caractériser l'état de la plante (chlorophylle, structure cellulaire, biomasse, eau). La figure (III.1.8) représente trois types d'algues (verte, rouge, brune) ainsi que leurs spectres de réflectances à l'état humide et sec.

Une importante absorption apparaît dans le visible, elle signe la chlorophylle. Cette dernière est détaillée par les travaux de Ustin et al. (1997). La chlorophylle absorbe dans le visible aux longueurs d'onde du bleu, du rouge mais plus fortement dans le vert, provoquant ainsi les caractéristiques spectrales observées. Le PIR montre des valeurs de réflectance fortes où prédominent les absorptions en lien avec les structures cellulaires des plantes. Passé la longeur d'onde 1,3 μm, les valeurs de réflectance diminuent progressivement, excepté aux bandes d'absorptions de l'eau 1,4 et 1,9 μm. Le domaine du PIR d'une végétation humide est dominé par les absorptions provoquées par les vibrations de l'eau liquide. La végétation non-photosynthétique montre des absorptions dues à la cellulose, la lignine et l'azote. Certaines de ces absorptions doivent être analysées avec précaution dans la mesure où elles peuvent être confondues avec les absorptions des minéraux.

III.1.6.3 Propriétés optiques du microphytobenthos

Rappelons que les diatomées benthiques jouent un rôle essentiel sur le comportement cohésif des sédiments (c.f. Chapitre I.2.4.5 C). Par conséquent, contraindre la répartition du microphytobenthos à la surface du sédiment, c'est également contraindre le comportement cohésif de la vasière. Pour concevoir les relations entre un sédiment quelconque et son contenu biologique (*e.g.* microalgues unicellulaires), il est nécessaire d'expliquer quelles sont les propriétés optiques des chromophores biologiques. La difficulté pour décrire les relations exactes des diatomées et les propriétés optique réside dans le

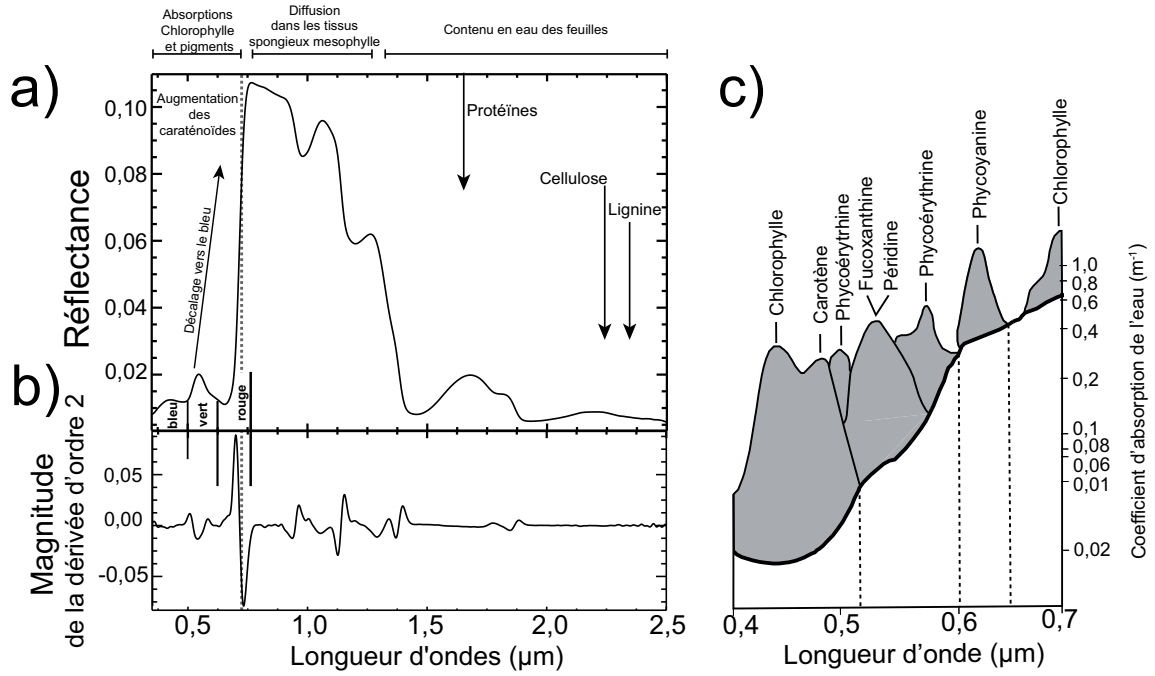


FIG. III.1.8 – Caractéristiques spectrales de la végétation halophyte (photosynthétique) ; a) spectre de réflectance d'une algue verte acquis au moyen de l'ASD Fieldspec3 FR [0,4-2,5 μm] ; b) dérivée seconde permettant de retrouver la position du red-edge. c) Coefficient d'absorption des pigments associés à la végétation dans le domaine du visible (d'après Yentsch et Yentsch, 1984).

fait qu'il est nécessaire de les observer dans leur milieu naturel, sans modifier les structures existantes *in vivo*. La télédétection hyperspectrale offre cette opportunité (Combe et al., 2005).

A) Effet du biofilm microalgal sur les propriétés optiques du sédiment

a) Gel microalgal et absorptions spécifiques des photopigments Si nous comparons les spectres de réflectance d'un sédiment dépourvu de microphytobenthos avec le même sédiment contenant cette fois-ci du microphytobenthos, il en résulte une diminution dans les valeurs de réflectance entre 0,444 et 0,678 μm ; cette diminution peut être attribuée aux absorptions spécifiques des photopigments. Il faut savoir que le groupe "microphytobenthos" comporte différents assemblages, les Euglènes, les Flagellés, les Cyanobactéries, et surtout les Diatomées (bacyllariophyceae). Ces assemblages peuvent être identifiés par les mesures de Chromatographie en phase Liquide sous Haute Pression (CLHP) qui permettent de caractériser les pigments et les absorptions des spectres de réflectances où chaque absorption est spécifique d'un type de pigment (Méléder, 2003). Il est donc possible de différencier les assemblages par les bandes d'absorption spécifiques aux pigments. Les pigments qui permettent de différencier les groupes sont principalement la Chl-b, c et les fucoxanthines. Les Euglènes contiennent de la chlorophyll-a (Chl-a) et Chl-b et accessoirement le pigment β-carotène. Les pigments absorbent

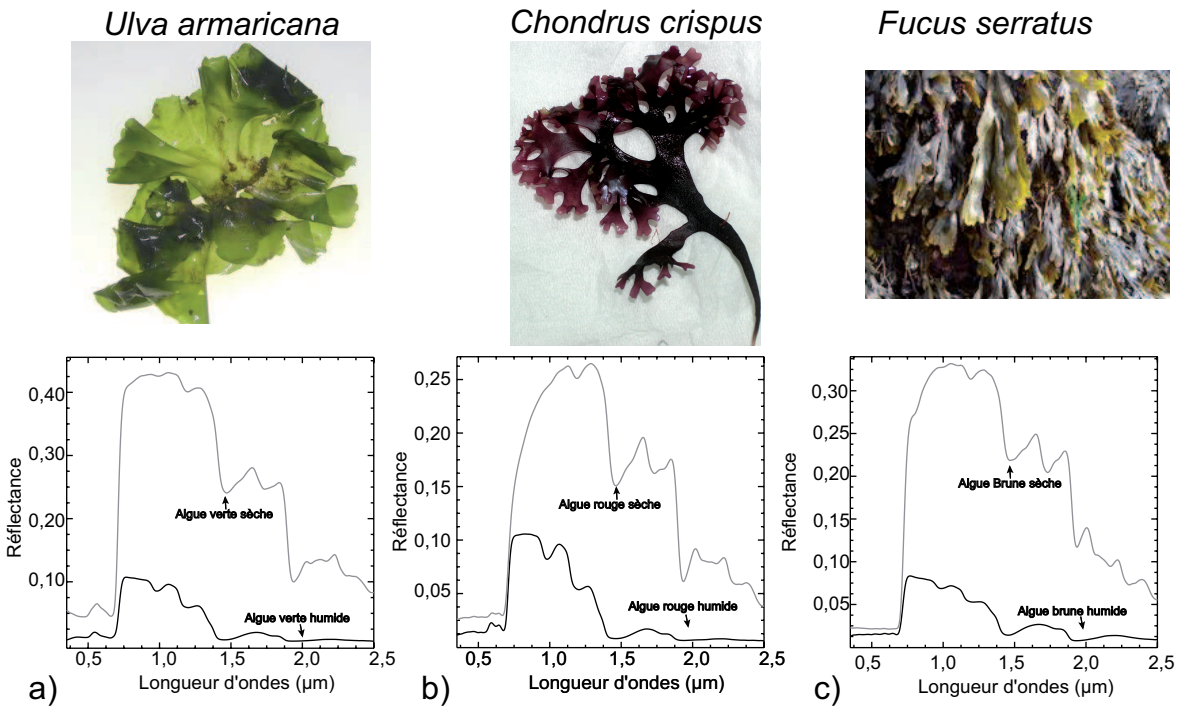


FIG. III.1.9 – Caractéristiques spectrales de quelques algues marines (photosynthétiques) ; a) algues vertes (*Ulva armaricana*, b) algues rouges *Chondrus crispus*, c) algues brunes *Fucus serratus* acquises au moyen du spectroradiomètre ASD Fieldspec3 FR. Les algues sèches présentent des absorptions dominées par la cellulose, la lignine et l'azote. Ces absorptions sont également présentes au niveau des spectres de réflectance de algues humides mais sont masquées par les fortes absorptions spécifiques de l'eau.

aux longueurs d'ondes du rouge avec un maximum à λ=0,690 μm (Paterson et al., 1998). Les diatomées contiennent de la Chl-a, Chl-c et des fucoxanthines (Paterson et al., 1998; Barillé et al., 2007). Toutefois, la Chl-a est un pigment ubiquiste de toutes les algues et ne permet pas de discriminer les assemblages entre eux. Pour différencier les assemblages, il est possible d'utiliser les rapport de bandes spécifiques aux pigments comme alternative, à savoir le ratio entre la bande d'absorption de la Chl-a et les autres pigments.

b) Gel microalgal et continua des spectres de réflectance Additionnellement, le niveau global des valeurs de réflectance peut diminuer dans le domaine de longueur d'onde [0,400-0,750 μm] et cela indépendamment des bandes d'absorptions (Van de Koppel et al., 2001). Decho et Kawaguchi (2003) ont pu montrer par des mesures expérimentales que cette diminution non-spécifique des valeurs de réflectance pouvait être mise en relation avec la production du biofilm par les microrganismes : c'est l'effet du gel du biofilm sur le substrat sédimentaire. Leurs expériences ont permis de montrer qu'une fois le sédiment nettoyé de son biofilm, les valeurs de réflectance diminuaient d'environ 15 à 20 % sur l'ensemble du domaine de longueur d'onde [0,400-0,750 μm]. Contrairement aux bandes

TAB. III.1.3 – Pigments majeurs du groupe microphytobenthos (d'après Paterson, 1998)

Groupes	Chlorophyll	Pigments accessoire majeurs
Diatomée (Bacilloariophyceae)	Chl a, c1,c2,c3	$\beta-$carotène, fucoxanthine
Euglènes	Chl-a,b	β $-$carotène, neoxanthine
Cyanobactéries	Chl-a	β $-$carotène, phycocyanine, phycoerythrine, zeaxanthine

d'absorptions spécifiques des photopigments, l'évolution des chutes de réflectivité causées par le gel est uniforme. Par conséquent, on peut affirmer que le gel microalgal influence le continuum d'un spectre de réflectance au même titre que la granulométrie, la rugosité, la matière organique, l'eau, etc.

Le gel du biofilm a pour effet de modifier les propriétés optiques du milieu de deux manières :

1. à la faveur du gel, la lumière pourra pénétrer plus profondément dans le sédiment, les particules sédimentaires seront emprisonnées dans le gel,
2. le gel a pour conséquence d'accroître l'absorption des photons, parce que l'indice de réfraction (IR) du milieu est fortement modifié par le gel. L'indice de réfraction du gel (IR=1,40) s'apparente à celui de l'eau de la mer (IR=1,35) et a en général tendance à diminuer par rapport aux indices de réfractions des sédiments dépourvus de biofilm (IR$\approx$1,55). L'indice de réfraction de l'EPS (Extracellular Polymers Secretions) dépend essentiellement des concentrations des cations (*i.e.* Ca^{2+} ; Mg^{2+})

Les interactions entre les photons et la matière (pigments et éléments sédimentaires) se traduit par des signatures spectrales. C'est pourquoi, les absorptions photosynthétiques et photoprotectives des pigments associés aux différents assemblages des microphytobenthos sont facilement identifiées par télédétection hyperspectrale, et cela même si les sédiments sont recouverts par une fine pellicule d'eau. De plus, il apparaît un maximum d'absorbance aux longueurs d'ondes de la chlorophylle-a (0,675 μm) présente dans les cellules photosynthétiques.

c) Implication du gel de biofilm sur les processus de mélanges spectraux L'épaisseur du biofilm varie et peut atteindre $\sim$ 1,5 mm. Par conséquent, la réponse spectrale perçue par le spectomètre imageur sera le résultat d'une combinaison entre les propriétés optiques du gel microalgal et celles du sédiment (vase ou sable). Nous parlerons alors de mélanges spectraux.

Les interactions entre les particules sédimentaires (granulométrie, composition) et le biofilm microalgal engendrent des processus de mélanges spectraux complexes (absorption, diffusion). Ces derniers peuvent être appréhendés à différentes résolutions spatiales allant du km au μm. Ici, nous effleurons l'un des nombreux exemples concernant l'effet du facteur d'échelle sur les mélanges spectraux. La présence d'EPS altère la fabrique des sédiments superficiels, ce qui a pour effet de changer les

signatures spectrales des sédiments. Plusieurs auteurs ont déjà montré que le biofilm modifie les proriétés de transmission et de réflexion de la lumière (Kuhl et al., 1994; Paterson et al., 1998).

Chapitre III.2

Effets de l'eau sur le comportement spectral

En domaine côtier l'accès à l'humidité des surfaces est particulièrement intéressant. Il est important d'estimer le contenu en eau des sédiments dans la mesure où elle contribue largement aux mécanismes de cohésion et d'érosion. Il est désormais reconnu que l'eau altère considérablement l'albédo des sédiments et *a fortiori* les signatures spectrales propres aux minéraux et à la matière organique. L'identification et la quantification des constituants des sédiments à partir des caractéristiques spectrales sont parfois biaisées par les effets de l'eau. Pour réduire les incertitudes, il devient primordial de s'affranchir des effets de l'eau au travers de la modélisation du comportement spectral. Toutefois, avant cette étape, il convient de comprendre précisement ces effets. C'est l'objet de ce chapitre.

III.2.1 Vibrations et absorptions moléculaires de l'eau

Les propriétés spectrales d'un sédiment humide peuvent être abordées par des considérations théoriques. Pour un mélange entre eau, minéraux primaires, minéraux secondaires, les bandes d'absorptions spécifiques de l'eau présentent des réponses énergétiques dues à la fois à l'épaisseur de la tranche d'eau traversée par le rayonnement et aux différences entre les indices de réfraction du minéral et la pellicule d'eau qui enrobe le minéral (Twomey et al., 1986).

Considérons de l'eau liquide. Chaque molécule d'eau, voit sa périphérie entourée en moyenne par quatre ou cinq autres molécules d'eau. Ceci s'explique par la formation des liaisons hydrogène entre les molécules d'eau voisines. Ces liaisons s'établissent dans des directions particulières. Elles forment un angle dont la valeur est proche de l'angle tétraédrique ($\sim 109°$) positionné par les diagonales d'un cube (Figure : III.2.1).

De nombreux auteurs détaillent la spectroscopie de la molécule d'eau dans le proche-infrarouge, nous parlerons ici des principaux modes de vibrations des molécules d'eau (Hunt et Salisbury, 1970;

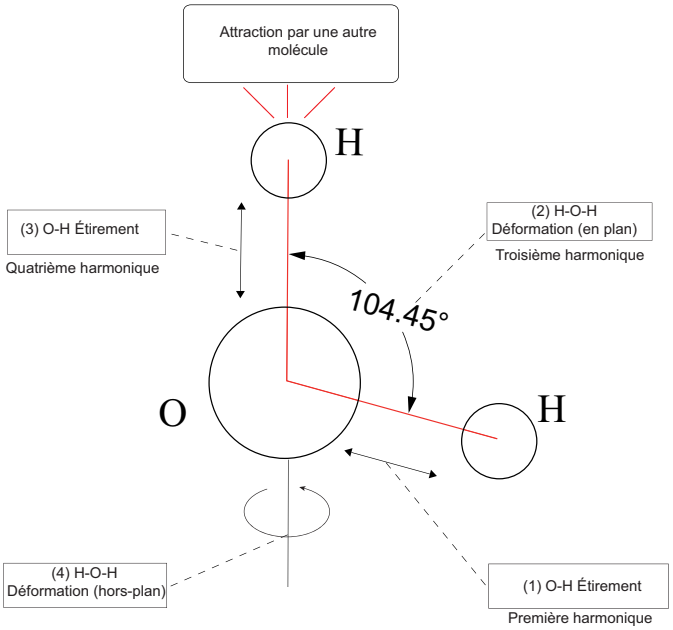


FIG. III.2.1 – Vibrations et absorptions des groupements hydroxyles de la molécule d'eau (en plan). La fonction X–H est affectée par les modes de vibrations, élongations et déformations. Contrairement au mode de vibration de type déformation, le mode de vibration de type élongation s'exprime tout particulièrement dans le domaine des courtes longueurs d'ondes. Le mode de vibration d'élongation est, soit de type symétrique, soit de type asymétrique tandis que le mode de déformation est de type plan ou encore de type hors plan.

Eisenberg et Kauzmann, 1969). Les liaisons des molécules interagissent avec la lumière, vibrent et engendrent les bandes d'absorptions spécifique de la molécule d'eau. La forme et l'amplitude des absorptions spécifiques de l'eau sont les produits des interactions intra-moléculaires et inter-moléculaires. Ces interactions sont directement proportionnelles à l'énergie absorbée aux fréquences (ou longueurs d'onde) caractéristiques des vibrations moléculaires, des liaisons chimiques et des interactions dans et entre les molécules d'eau. La liaison oxygène–hydrogène (O–H), appelée également liaison hydroxyle de la molécule d'eau, vibre principalement sous trois types de modes (Figure III.2.2) :

1. élongation symétrique (ν_1=2,73 μm),
2. élongation asymétrique (ν_3=2,66 μm),
3. déformation (ν_2=6,27 μm).

À chacune des vibrations fondamentales de l'eau liquide intra-moléculaire est attribuée une fréquence et une profondeur d'absorption spécifique. Les vibrations fondamentales de libration (rotation des molécules), d'élongation et de déformation inter-moléculaires de l'eau liquide apparaissent dans le domaine infrarouge à des fréquences plus basses (*c.a.d.* longueurs d'onde plus grandes) que les vibrations intra-moléculaires décrites précédement. Les processus d'absorptions spécifiques de l'eau pure sont en réalité complexes, car en plus des phénomènes liés aux vibrations fondamentales vues pré-

cédement, chacune des vibrations fondamentales présente des modes harmoniques (noté par exemple $2\nu_2$) et des modes de combinaisons (noté par exemple $\nu_1 + \nu_3$) de plus hautes fréquences (longueurs d'ondes plus basses). Les vibrations harmoniques absorbent l'énergie lumineuse à différentes intensités les unes des autres et à des amplitudes plus faibles au fur et à mesure qu'elles s'éloignent de la vibration fondamentale à laquelle elles sont intimement liées (Tableau III.2.1).

Enfin, quand les modes de vibrations présentent des fréquences d'absorptions fondamentales voisines des fréquences d'absorptions harmoniques, des phénomènes de couplage ou de résonance apparaissent, ce qui a pour effet d'affecter les formes spectrales et les amplitudes des absorptions.

TAB. III.2.1 – Intensités relatives des bandes d'absorptions observées dans le domaine du PIR par rapport au domaine du MIR, globalement l'intensité des absorptions des harmoniques diminue vers les courtes longueurs d'ondes en fonction d'un facteur multiplicatif et du nombre de transition.

Bandes	**Intensité moyenne** $(\mathbf{cm^2/mol.})$	**Intensité relative (%)**
Fondamentales	10000	100
Secondaires	100	1
Tertiaires	10	0,1
Quaternaires	1	0,01
Quinternaires	0,05	0,005

Cela dit, nous allons établir une description des bandes d'absorption spécifique de l'eau, appelées également bandes d'hydratation, associées respectivement aux domaines de longueur d'ondes du visible et de l'infrarouge. Dans un premier temps nous décrirons les absorptions fondamentales de l'eau puis ses harmoniques.

III.2.2 Absorptions spécifiques de l'eau

III.2.2.1 Absorption fondamentale de l'eau pure

Le domaine spectral du proche infrarouge est particulièrement propice à l'étude de l'hydratation des minéraux des surfaces planétaires car l'eau produit de nombreuses bandes d'absorption dans ce domaine spectral (Figure III.2.2). La vibration fondamentale de l'eau de type déformation apparaît pour une longueur d'onde de 6,27 μm. Deux modes de vibration fondamentales (symétrique et asymétrique : ν_1 et ν_3) apparaissent dans l'intervalle de longueurs d'ondes [2,8–2,9 μm].

Les occurrences des vibrations fondamentales centrées à 2,8 μm et des harmoniques relatives aux groupements eau H_2O et hydroxyle OH^- (Figure III.2.1) ont été observées au sein des spectres de réflectance, sur une gamme de longueurs d'ondes allant du visible à l'infrarouge moyen [0,7–5,7 μm].

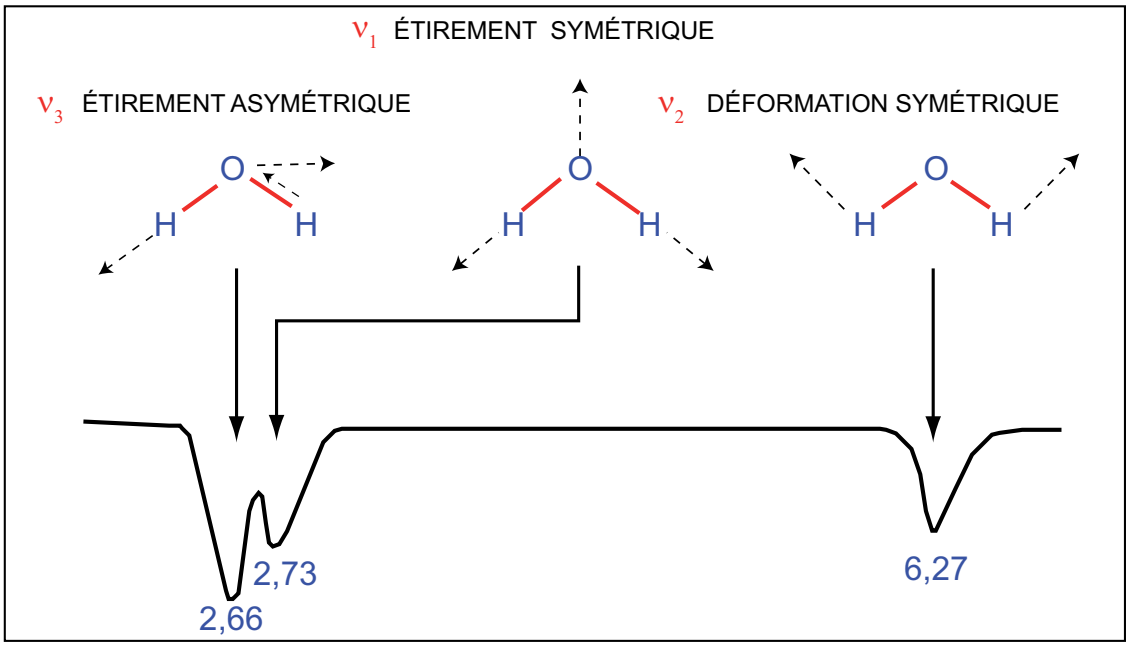


FIG. III.2.2 – Modèle de vibrations fondamentales de la molécule d'eau (d'après Hunt, 1970).

III.2.2.2 Absorption harmonique de l'eau pure

Le domaine spectral du proche infrarouge (0,7–2,7 μm) comprend essentiellement les bandes d'absorptions harmoniques de types moléculaires (0,7–1,8 μm) et/ou de types combinaisons (1,8–2,7 μm) (Figure III.2.3). La première harmonique de l'eau correspond à une vibration de type déformation $2\nu_2$ à environ 3,1 μm. Des absorptions plus faibles sont observées autour de 1,45 et 1,94 μm, elles résultent respectivement de la combinaison des modes harmoniques : $\nu_1 + \nu_3$, $2\nu_3$, $\nu_1 + 2\nu_2$ et $\nu_3 + 2\nu_2$ et des combinaisons entre les modes de déformation et d'étirement de l'eau moléculaire ($\nu_1 + \nu_2$). Les combinaisons des modes déformation et élongation apparaissent à 1,91 μm et 1,95 μm ($\nu_1 + \nu_2$). La combinaison des modes déformation et élongation ($\nu + 2\nu_2$) apparaît à $\sim$ 1,45 μm.

Les observations montrent que la bande centrée à 1,95 μm indique la présence d'H_2O alors que la bande centrée à 1,45 μm indique seulement la présence de OH^-. Toutefois, ces dernières peuvent être utilisées comme marqueur de l'hydratation (Tableau III.2.2).

Les occurrences et la nomenclature des absorptions spécifiques de l'eau dans le domaine infrarouge ont été extraites de la littérature et synthétisées au sein du tableau (III.2.2) ; elles sont utilisées comme indicateurs de la teneur en eau. Notons que la lettre δ correspond au mode de déformation des molécules d'eau.

Liu et al., (2002) évaluent de manière empirique les teneurs en eau des sols, de nature diverses, à partir d'une combinaison de sept absorptions caractéristiques. Ben-dor et al., (1999), utilisent les

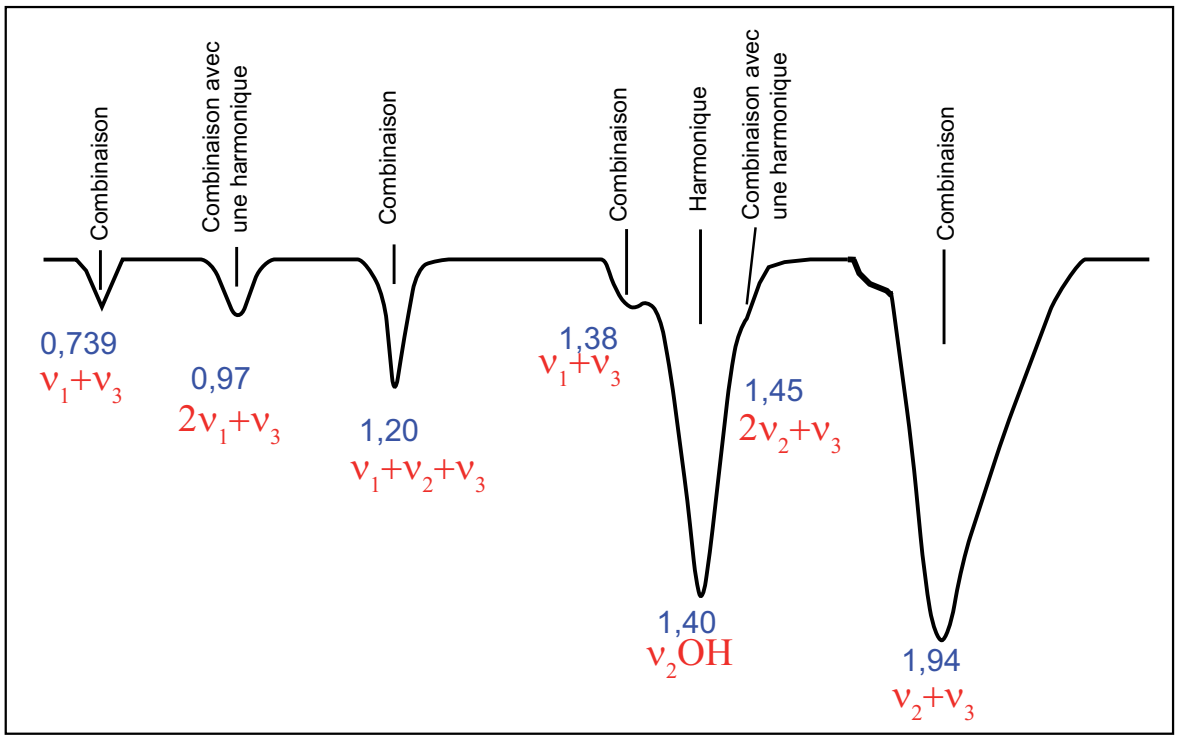


FIG. III.2.3 – Modèle de vibrations de la molécule d'eau dans l'intervalle de longueur d'onde [0,4-2,5 μm] (d'après Hunt, 1970).

principales harmoniques des bandes d'absorption de l'eau à 1,2 ; 1,4 et 1,9 μm, comme indicateurs de la teneur en eau. Cependant, il n'est pas recommandé d'extrapoler l'analyse de ces bandes d'absorption au terrain ou à une image hyperspectrale pour cartographier la teneur en eau d'une zone, dans la mesure où à ces longueurs d'onde, l'eau contenue dans l'atmosphère absorbe le rayonnement. Cette estimation ne sera donc valable que pour des mesures acquises en laboratoire. Bishop et al., (1994) étudient les vibrations fondamentales d'élongation (ν_w, ν_{OH}), de déformation (δ_w, δ_{OH}) de l'eau et les liaisons hydroxyles des argiles en fonction de l'hydratation dans les domaines de longueurs d'ondes du Vis-PIR et du SWIR. Ces auteurs montrent que les harmoniques qui sont associées aux vibrations fondamentales de l'eau centrées à 2,8 μm sont responsables d'une large diminution des valeurs de réflectance sur l'ensemble de la gamme de longueur d'onde [*i.e.* SWIR]. En parallèle, ces changements provoquent un décalage dans les positions des *maxima* locaux et un plongement de la pente moyenne du spectre en direction de la vibration fondamentale de l'eau (Liu et al., 2002) (Figure III.2.4). D'autre part, il a également été constaté une diminution significative de l'amplitude des bandes d'absorptions spécifiques aux minéraux durant l'hydratation. Cela montre le fait qu'en dessous d'un certain point critique, les bandes d'absorptions qui composent le spectre de réflectance sont intimement liées "au continuum de l'eau". Le continuum de l'eau peut être interprêté comme la pente moyenne du spectre dans le domaine spectral [NIR-SWIR], pente largement influencée par l'élargissement de plus en plus progressif des bandes d'hydratations depuis les absorptions fondamentales jusqu' aux harmoniques.

TAB. III.2.2 – Tableau synthétisant les différentes absorptions de l'eau et les types de vibrations dans le domaine de l'infrarouge (d'après Whiting et al., 2004)

Absorptions spécifiques de l'eau (μm)	Vibrations attribuées	Classement (2)	Profondeur relative des bandes (3)	Composantes atmosphériques
1.4	2 $\nu_{OH} + \delta_{OH}$ (3), νw (absorbe) + 2 δw, 2 ν_{AlOH}, ν'$_w$(hydratation) + 2 δ_w (1), ν_w3 asymétrique 2 δ_w(3)	1	Très forte	Eau et CO_2
0,986		2	Très faible	Eau
1,998	$\nu_w + \delta_w$, ν'$_w + \delta_w$ (1)	3		Eau et CO_2
0,574		4		
2,189	$\nu_{OH} + \delta_{OH}$(1)	5		CO_2
1,672		6		
0,450		7		
1,2	ν_{w1+} ν_{w3} (3$_)$		Forte	Eau
2,4	ν_w(3)			
2,8	ν_w(1)			
3,1	$\nu_{OH} + \delta_{OH}$(1)			

Nomenclature	Exemple
Vibration d'élongation et de déformation	$\nu_{OH} + \delta_{OH}$
Vibration de déformation de l'eau absorbée (harmonique)	$2\delta_w$
Vibration d'élongation de l'eau absorbée	ν_w
Vibration d'élongation de l'eau absorbée	ν'$_w$
Vibration d'élongation asymétrique de l'eau absorbée	ν_{w3}

1 = Bishop et al., (1994), 2 = Liu et al., (2002), 3 = Ben-Dor et al., (1999), 4 = Berk et al., (1989)

III.2.2.3 Absorption de l'eau dans le domaine du visible

Entre un sédiment humide et un sédiment sec, la première différence notoire que l'oeil humain perçoit est que le sédiment mouillé apparaît plus sombre. Suite à l'humidification progressive d'un sédiment, la couleur apparaît de plus en plus sombre jusqu'à atteindre le niveau de saturation des interstices. Plus le sédiment est hydraté, plus les valeurs de réflectance dans le domaine du visible deviennent basses. Au fur et à mesure que le sédiment sèche, on remarque qu'il s'éclaircit. Ce changement d'aspect se fait particulièrement à un certain seuil, en l'occurrence à environ $\sim 20\%$ d'eau (Balsam et al., 1998). Le sédiment s'éclaircit de plus en plus jusqu'à ce qu'il soit totalement déshydraté. Toutefois, même après déshydratation totale, les valeurs maximales de réflectance n'atteindront jamais exactement les valeurs initiales, c'est-à-dire avant l'hydratation de l'échantillon. Au cours de la déshydratation, les changements des valeurs de réflectance ne varient pas de manière uniforme dans le visible. En effet, la réponse spectrale provoquée par l'hydratation d'un échantillon sera plus sensible aux longueurs d'ondes du rouge qu'à celles du violet. Si un échantillon contient plus de 5% d'eau,

les valeurs de réflectance diminuent significativement dans les longueurs d'ondes du rouge. Pour une teneur en eau inférieure à 5%, un sédiment humide (4%) et un sédiment sec (1%) présentent approximativement les mêmes formes spectrales. Néanmoins le sédiment humide apparaîtra toujours plus sombre compte-tenu du fait que l'intensité du signal réfléchi est plus faible.

III.2.2.4 Comportement spectral des matériaux en réponse à l'hydratation

Bien que le terme "sol" soit réservé au domaine de la pédologie et définit tout ce qui résulte des mélanges entre la matière organique en cours de décomposition et la matière minérale en cours de destruction, ici nous concevons le terme "sol" comme étant l'ensemble des matériaux qui forment la structure du sédiment. Un sol peut être décrit comme étant une texture complexe, comprenant des minéraux, de l'eau, de l'air et des niveaux variables de matière organique. Chaque sol possède une signature spectrale qui lui est propre. Cette signature est fortement altérée par l'eau contenue dans les pores des sols. Par conséquent, dans la mesure où l'eau exerce un fort contrôle sur les propriétés diélectriques, l'outil télédétection hyperspectrale offrirait la possibilité d'estimer l'humidité du sol. Outre les différences de compositions des sols (minéraux primaires ou secondaires, matière organique), les valeurs de réflectance sont principalement en liens avec les propriétés physiques inhérentes aux sols, telles que l'arrangements des composants, la granulométrie (taille des grains, agrégation, la rugosité de surface) et leurs relations avec les phénomènes de diffusions et d'absorptions (§ III.3). Enfin, les valeurs de réflectances des sols peuvent dépendre des conditions d'observations (illumination et directions d'observation). Au sein d'un sol, l'eau peut se présenter sous trois formes : libre, liée, hygroscopique. Chacune de ces formes d'eau influencera les spectres de manière différente. Donc, les caractéristiques spectrales spécifiques offrent la possibilité d'identifier les différentes formes d'eau.

La relation entre la teneur en eau d'un sol et la reflectance a été etudiée par de nombreux auteurs. Considérant que les molécules d'eau absorbent l'énergie électromagnétique, Angström (1925) avait déjà constaté que l'humidification d'un sol "naturel" avait pour conséquence de diminuer ses valeurs d'albedo (Figure III.2.4). Suite à l'excitation des molécules d'eau par l'énergie électromagnétique, les vibrations moléculaires engendrent une baisse des valeurs de réflectance d'une part et la formation de bandes d'absorptions d'autre part (Lindberg et Snyder, 1972). Il expliqua ce phénomène par le fait que la présence du film d'eau qui enrobe les particules a pour effet d'accroître le phénomène de réflexion interne. Les pertes d'énergie sont dues aux interactions rayonnement-matière, car les particules réfléchissent et absorbent à la fois une partie de l'energie reçue. Le fait que les sols humides apparaissent plus sombres que les sols secs, s'explique par l'indice de réfraction (n). La partie réelle du sol a tendance à passer d'un milieu caractérisé par un indice de réfraction $n_{air} = 1$ à un milieu caractérisé par un indice de réfraction proche de celui de l'eau $n_{eau} = 1,33$. Cette théorie fût vérifiée expérimentalement par Planet (1970), qui stipula que l'humidité d'un sol pouvait se prédire à partir des mesures spectrales du même sol mais sec et de l'indice de réfraction du liquide. De nombreuses études corro-

borent le fait que les valeurs de réflectance diminuent à la suite d'une augmentation de la teneur en eau (Bowers et Hanks, 1965; Ishida et al., 1991). Ces travaux avaient déjà permis de montrer que l'hydratation progressive des échantillons modifiait la forme des spectres de réflectance et que cette évolution spectrale était provoquée par l'apparition progressive des bandes d'aborptions spécifiques de l'eau. Un sol fortement hydraté présentera des bandes d'absorptions spécifiques de l'eau bien définies, intenses et qui apparaîtront dans le domaine infrarouge à des longueurs d'ondes caractéristiques. Les fortes variations spectrales observées dans les domaines du NIR et du SWIR ont pu être expliquées par l'acquisition des valeurs des coefficients d'absorption de l'eau liquide (Curcio et Petty, 1951). La plupart des travaux quantifient la teneur en eau par le biais de deux stades d'évolutions spectrales associées chacune à une teneur en eau, à savoir un stade saturé et un stade sec. Très peu d'études considéraient les mesures spectrales des niveaux d'humidité intermédiaires. L'un des défis de la communauté scientifique est de contraindre le comportement de l'évolution spectrale au cours de l'hydratation d'un sol. Les travaux expérimentaux de Idso et al. (1975) supposaient que l'albédo diminuait linéairement avec les réflectances. Or, il s'avère, que l'albédo diminue de manière non-linéaire avec l'augmentation du degré d'humidité (Bedidi et al., 1992; Muller et Décamps, 2001). D'autre part, les signatures spectrales des minéraux et de la matière organique sont altérées par cette augmentation de la teneur en eau (Liu et al., 2002; Lobell et Asner, 2002). Enfin, la plupart des études se focalisent sur l'analyse des valeurs de réflectances pour des degrés d'humidité relativement faibles, rares sont celles qui prennent en compte les fortes teneur en eau. Neema et al. (1987) et Liu et al. (2002) évoquent le fait que durant l'évolution du degré d'humidité les valeurs de réflectances subissent deux comportements bien distincts. Dans un premier temps, l'augmentation des teneurs en eau a pour effet de diminuer progressivement les valeurs de reflectances et cela jusqu'à un certain taux d'humidité. Dans un second temps, passé ce point critique, lui-même propre au matériel analysé, l'augmentation de la teneur en eau se traduit cette fois ci par une aumentation des valeurs de réflectances.

III.2.2.5 Eau et formes spectrales

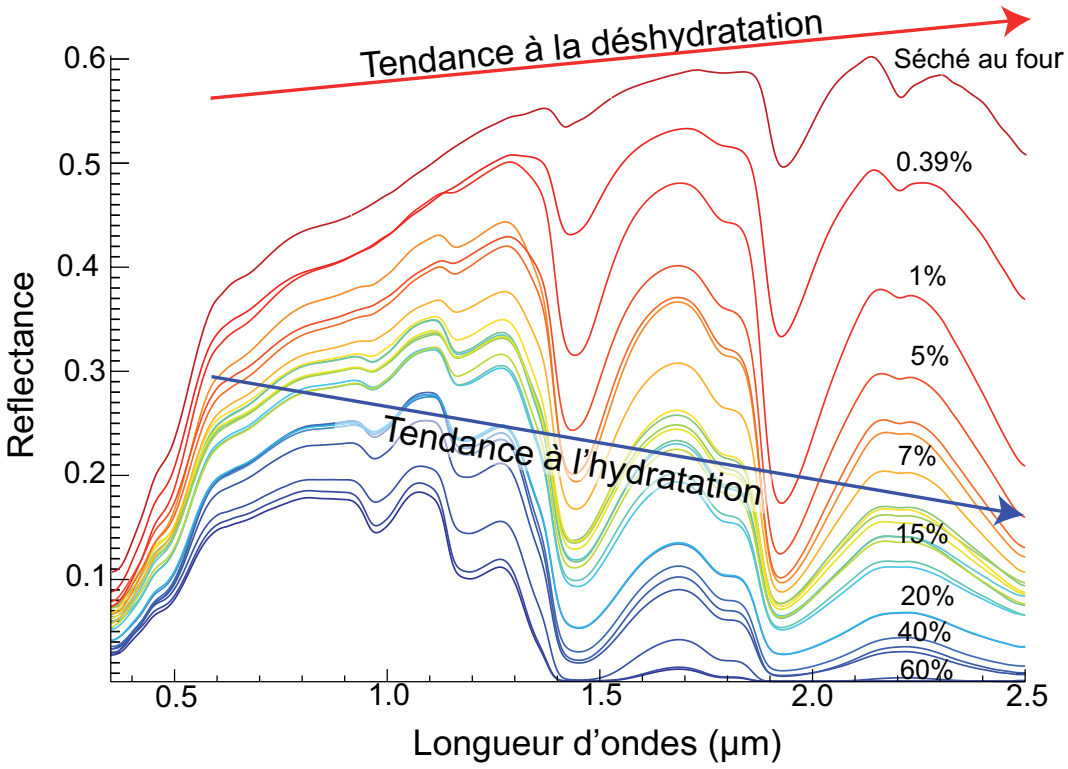


FIG. III.2.4 – Variations spectrales globales pendant l'hydratation et/ou la déshydratation

L'augmentation du degré d'humidité s'accompagne d'une diminution des valeurs de réflectance à travers le spectre électromagnétique et plus particulièrement, en ce qui nous concerne, pour une gamme de longueurs d'ondes de 0,4–2,5 μm. Lorsque le degré d'hydratation devient relativement important ($\lesssim 20\%$), la pente du spectre s'inverse par rapport aux spectres plus secs. Quelle que soit la nature du sol, la pente du spectre devient négative, généralement à partir de la longueur d'onde 1,15 μm, "véritable bras de levier" (Figure III.2.4). Cette longueur d'onde particulière correspond en fait à l'une des bandes d'absorption spécifique de l'eau. La pente du spectre sera d'autant plus forte que les bandes à 1,40 et 1,90 μm seront profondes. Si la teneur en eau est forte, les absorptions relatives à l'eau libre chevauchent celles relatives à l'eau d'hydratation. Dans ce cas, les absorptions de l'eau ne sont pas significatives dans la mesure où les bandes sont trop larges.

Chapitre III.3

Effets de la granulométrie sur le comportement spectral

Nous avons vu que les spectres de réflectance des surfaces terrestres et des échantillons de laboratoire (poudres, sols, roches etc.) dépendent, des paramètres intrinsèques comme la composition minéralogique et biologique. Mais, ils dépendent également des paramètres extrinsèques comme la granulométrie, la rugosité et l'humidité. Il est primordial de contraindre l'ensemble de ces paramètres dans la mesure où ils sont mis en jeu dans de nombreux processus sédimentaires. En effet, il est désormais reconnu que la fraction terrigène inférieure à 2 μm peut être utilisée pour retracer les sources de ces derniers. L'analyse du cortège argileux et la détermination du type d'argile sont indicateurs de l'origine du sédiment. La connaisance de la granulométrie du sédiment est aussi importante pour appréhender les processus en liaison avec la dynamique sédimentaire : la mise en mouvement, le transport, la sédimentation et la cohésion, l'érosion. Le contenu en eau peut être utilisé comme marqueur indirect de la granulométrie. La présence ou l'absence du biofilm microalgal permet d'envisager à la fois la nature du substrat ainsi que les zones potentielles de remise en suspension (présence du groupe épipsamique, absence du groupe épipélique) des zones susceptibles à la bio-stabilisation (présence du groupe épipélique, absence du groupe épipsamique). Comment se traduisent spectralement les paramètres sédimentaires (granulométrie, humidité) ? Quels sont les méthodes connues à ce jour permettant leurs extractions ?

La combinaison des techniques d'innovation en télédétection hyperspectrale et la compréhension améliorée des relations entre les valeurs de réflectance et la taille des grains a pu permettre une nette progression dans le domaine de la cartographie de la distribution de la taille des grains tant d'un point de vue qualitatif que quantitatif. Toutefois l'accès aux paramètres physiques des surfaces par l'analyse du comportement spectral reste encore limité à ce jour. La plupart des études visant à modéliser les effets de la taille des particules sur les spectres de réflectance dans le Vis-PIR sont réalisées sur les dépôts de neige/glace à la surface de la Terre (Warren et Wiscombe, 1980; Nolin et Dozier, 1993;

Painter et al., 1998; Nolin et Dozier, 2000; Painter et al., 2003) ou encore pour d'autres surfaces planétaires (Mustard et Hays, 1997; Clark et al., 1983; Clark et Lucey, 1984). Wiscombe et Warren (1980) modélisent la taille des grains de la neige en fonction de l'albédo par une relation inverse. D'autres études explorent les relations entre le grain moyen de la neige et les valeurs de réflectance par l'intermédiaire de rapports de bandes centrées à 1,03 μm et 1,026 μm (Hyvarinen et Lammasniemi, 1987). Nolin et Dozier (2000) proposent une estimation quantitative de la taille des grains de la neige à partir d'une méthode d'inversion des valeurs de réflectance de la bande d'absorption centrée à 1,03 μm, parce que, à cette longueur d'onde, il s'avère que les valeurs de réflectance de neige sont très sensibles à la taille des grains. Painter et al. (1998) proposent une cartographie relative de la taille de grain de neige à l'échelle subpixellaire à partir des données AVIRIS, et cela au moyen d'un modèle de mélange linéaire. Pour ce faire, Painter et collaborateurs, utilisent comme paramètres d'entrée du modèle de mélange, une bibliothèque spectrale de neiges extraites des images pour différentes tailles de grains. Certaines études couplent ces mesures spectrales de terrain avec la télédétection hyperspectrale dans le but de caractériser les variations granulométriques et leurs affinités avec les processus de transport dans différents systèmes, comme par exemple les fans alluviaux (éventail) ou les dunes de sables (Baumgardner et al., 1985; Shipman et Adams, 1987; Paisley et al., 1991). Toutefois, compte tenu de la complexité des processus physiques intervenant dans la compréhension du signal électromagnétique, les résultats de ces études restent encore limités. En effet, il est difficile de discriminer les silicates des autres compositions minéralogiques dans la mesure où les caractéristiques spectrales sont faiblement différenciées. Plus récemment, Okin et Painter (2004) couplent un modèle de transfert radiatif avec des mesures de terrain et des mesures issues du spectro-imageur aéroporté AVIRIS. Sans avoir pu inverser le modèle de transfert radiatif, en partie à cause des variations de l'encroutement en oxydes de fer des grains, ces auteurs montrent qu'il existe une relation linéaire entre les surfaces effectives des particules qui composent un panache sableux avec l'intensité des spectres mesurés par AVIRIS. Ghrefat et al. (2007) cartographient les distributions granulométriques de sables blancs de gypse en liaison avec la dynamique de transport (stabilisation et migration) au moyen du spectro-imageur AVIRIS.

III.3.1 Propriétés générales des sables

Dans cette section, nous nous intéresserons principalement à décrire les sables de plages. Quels sont les moyens empiriques utilisés pour extraire les paramètres utiles à leur description ? Comment se traduisent spectralement ces paramètres ?

III.3.1.1 Caractéristiques empiriques

A) Définition et composition d'un sable

Commençons par définir ce qu'est un sable. Un sable peut être considéré comme un type particulier de sédiment Il se compose essentiellement de particules détritiques (*i.e.* silico-clastiques) issues de l'altération des roches mères (*e.g.* quartz, feldspath, micas, etc.) et contenant quelquefois de la matière organique. Les sables présentent une forte porosité à l'air et/ou à l'eau. Quand les sables contiennent une importante fraction de coquilles, on parle de sable coquillier. Dans le but de comprendre les effets de la granulométrie sur les spectres de réflectance, nous nous sommes volontairement focalisés sur l'étude des sables de nature siliceuse (quartz) au détriment des sables marins (quartz $+$ argile), et ceci, afin de lever toutes ambigüités d'interprétation avec les effets de la composition.

B) Classification

La description des sables se fait à partir des classifications. Les sables sont classés en fonction de la distribution granulométrique des particules minérales qui les composent (Udden, 1914; Folk, 1954; Folk et Ward, 1957; Blott et Pye, 2001).

C) Taille, forme, surface et arrangement des grains

a) Forme La taille et la forme des particules qui composent un sable influencent les valeurs de réflectance et plus particulièrement la proportion de surfaces susceptibles de diffuser le rayonnement électro-magnétique (Bradley et Gladimir, 2007). D'une manière générale, les petites particules présentent une forte densité de surfaces diffusives. Il en résulte des niveaux de réflectivité importants (Leu, 1977). La forme des grains, quant à elle, affecte également les propriétés de diffusion. Une manière approchée d'apprécier la forme des particules consiste à les comparer à des figures géométriques standard. La forme d'un grain est définie à la fois par sa sphéricité et par son arrondi (Figure III.3.1).

La **sphéricité** d'un grain, estimée par le rapport largeur/Longueur (l/L) permet de mesurer la manière dont sa forme se rapproche de celle d'une sphère (Chamley, 2000). L'**émoussé** est fonction de la sphéricité (ψ), il est soit apprécié de manière visuelle soit calculé par le rapport entre le diamètre du petit cercle inscriptible dans la surface du grain D_i et la longueur de ce grain D_c. C'est la sphéricité de

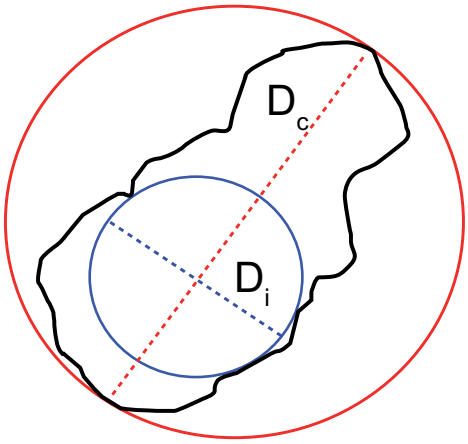


FIG. III.3.1 – Projection d'un grain de sable sur un plan. Les cercles indiquent les unités de mesure pour calculer la sphéricité de Riley.

Riley (Riley, 1941). Elle est déterminée par projection de la particule sur un plan considéré (III.3.1). Son équation est la suivante (III.3.1) :

$$\psi = \sqrt{\frac{D_i}{D_c}} \tag{III.3.1}$$

b) État de surface L'**arrondi**, quant à lui, est caractéristique de l'état surface du grain. Un fort arrondi est indicateur d'une surface de grain lisse. L'arrondi des grains est déterminé par comparaison des particules avec la charte d'arrondi (Krumbein, 1941). Les études classiques effectuées au microscope optique (morphoscopie) et au microscope électonique à balayage M.E.B. (exoscopie) permettent de rendre compte de l'altération physique des grains. Par exemple, un grain façonné par des frottements répétés lors d'un transport prolongé par l'eau présentera un aspect émoussé-luisant. Un grain dépoli suite aux entrechocs multiples lors d'un transport dans l'air présentera un grain rond mat. Les surfaces des grains de sables de plage marine résultent souvent d'une action mixte.

c) Arrangement L'arrangement des grains détermine l'acculumulation des sables. Quand les grains sont disposés sans orientation préférentielle, on dit que la fabrique est isotrope. L'arrangement des grains et le mode d'empilement (*i.e.* cubique à rhomboédrique) des particules contrôlent la porosité et la rugosité de surface.

Tous les caractères évoqués ci-dessus, combinés avec les informations fournies par la granulométrie, permettent d'apprécier le comportement spectral des sables. Voyons maintenant quelles sont les implications sur les propriétés spectrales.

III.3.2 Les effets de la taille des particules sur les caractéristiques spectrales

Dans le cas d'un sédiment, les variations granulométriques affectent les spectres de réflectances de deux façons :

1. les valeurs de réflectances (la brillance),
2. la profondeur des bandes d'absorptions (le contraste spectral).

III.3.2.1 Diffusion au niveau des interfaces des particules

Un sable est une surface non lambertienne. Outre les phénomènes d'absorptions dans les particules, et de rétro-réflexion, c'est-à-dire une réflexion orientée en direction de sa propre source d'illumination (Coulson et Reynolds, 1965), le trajet optique est influencé par les effets de diffusion multiple (Figure III.3.2).

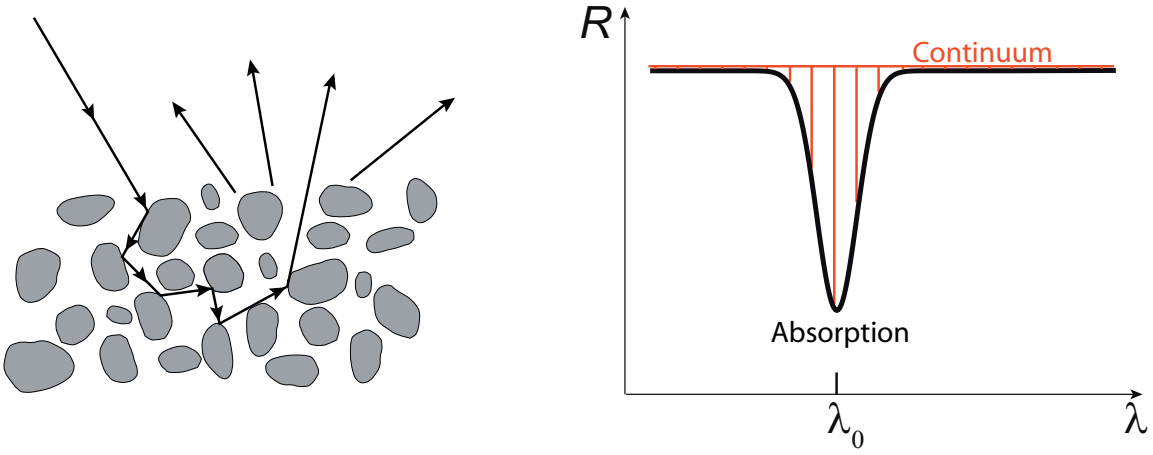


FIG. III.3.2 – Dans le cas d'une surface particulaire, le volume de diffusion et les absorptions résultantes conduisent à une diminution de l'énergie réfléchie (par diffusion) au niveau de la courbe d'absorption.

III.3.2.2 Absorption au niveau des particules

Si le spectre de réflectance du matériau possède déjà une bande d'absorption, cela signifie que l'énergie réfléchie est faible au niveau de cette bande. Globalement, plus la particule est grosse, plus les caractérisques des absorptions sont prononcées et son énergie totale réfléchie diminue.

Dans le cas général, les valeurs de réflectances peuvent être modélisées par des expressions empiriques. Parmi elles, citons la loi de Minnaert (Minnaert, 1941), dont l'expression (III.3.2) est la suivante :

$$B\cos\theta = B_0(\cos\theta_i \cos\theta_s)^k \qquad \text{(III.3.2)}$$

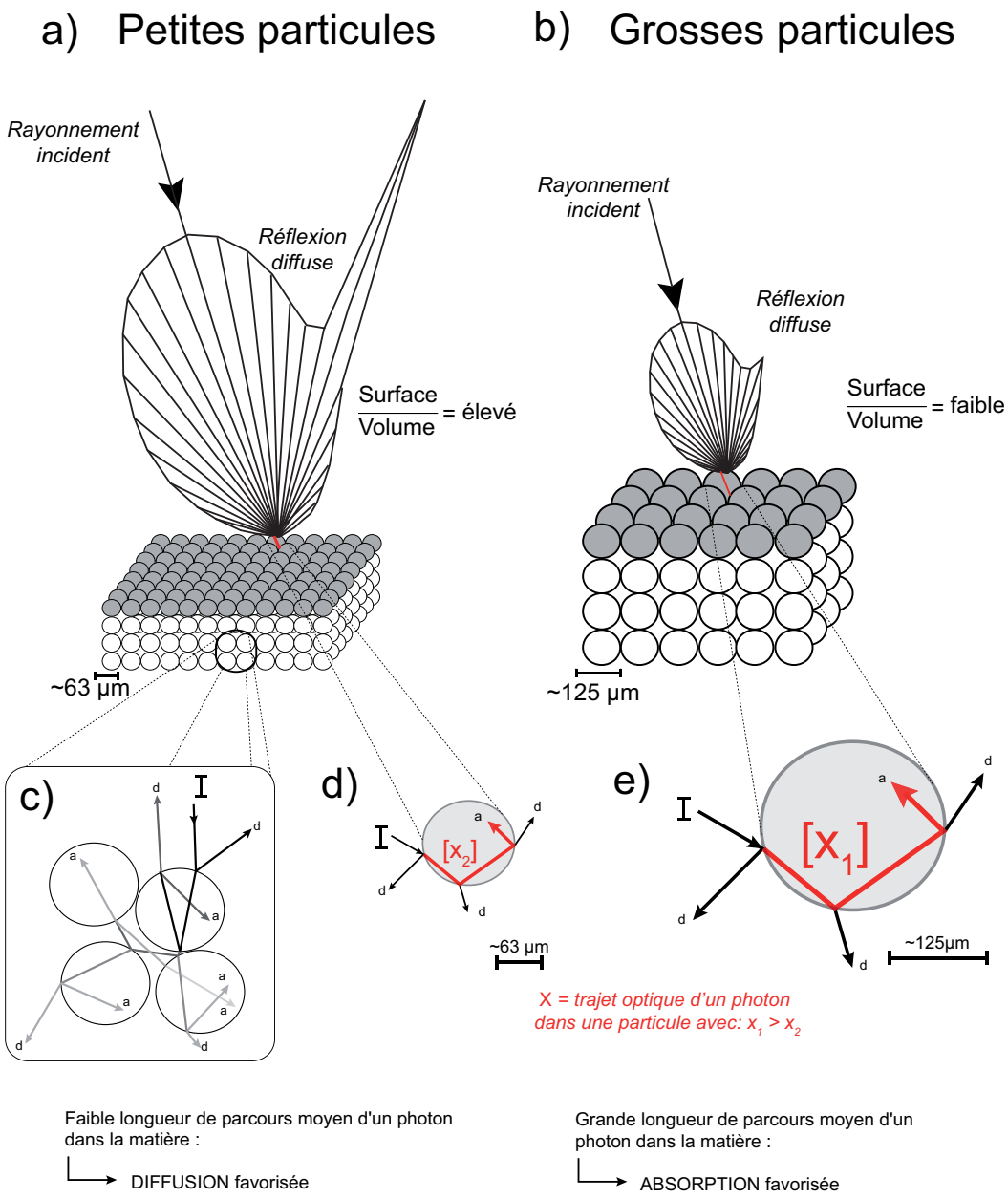


FIG. III.3.3 – Interaction entre le rayonnement et la matière dans le cas d'une surface particulaire dont les grains sont ici supposés sphériques. a) Les petits grains favorisent la diffusion des photons. b) Les gros grains favorisent l'absorption des photons. Les schémas en bas de figure illustrent le trajet optique basique au sein des grains. c) Trajet optique moyen pour 4 particules. Les lettres correspondent : **I**, au faisceau incident ; **a**, au rayonnement absorbé ; **d**, au rayonnement diffusé. Les niveaux de gris des faisceaux sont de moins en moins intenses (*c.a.d.* du gris sombre au gris clair) en fonction de l'ordre de diffusion. d) Absorption au sein d'une petite particule ($\sim$ 63 μm). e) Absorption au sein d'une grosse particule ($\sim$ 125 μm).

avec B la brillance de la surface apparente, B_0 la brillance d'un réflecteur idéal, k un paramètre décrivant l'obscurcissement pour un angle de phase de 0 et θ_i, θ_s les angles incident et de diffusion (ou d'émergence) pour une surface lambertienne (*c.a.d.* avec k=1 et $B = B_0 \cos\theta_i$).

Le trajet des photons dans une fabrique sédimentaire est régi par les lois de l'optique géométrique. À chaque fois qu'un faisceau incident rencontre la surface d'une particule, ce dernier se subdivise en un faisceau transmis et un faisceau réfléchi. Dans une fabrique de n particules, le nombre de faisceau augmente rapidement. Ces propriétés sont illustrées par la figure (III.3.3). Plus la particule est petite, plus le trajet optique parcouru par un photon au sein de cette dernière est court (Figure III.3.3 d).

III.3.2.3 Optique géométrique

Les lois de l'optique géométrique peuvent être utilisées seulement dans certains cas. Elles ne dépendent que de deux paramètres, à savoir la longueur d'onde et la taille des particules. Le paramètre de taille X est défini comme (Équation III.3.3) :

$$X = \frac{\pi d}{\lambda} \tag{III.3.3}$$

Trois cas peuvent être envisagés, la théorie est similaire à celle énoncée précédement dans le cas de la diffusion des gaz et des aérosols par l'atmosphère (c.f. § II.1.3.1). Ici nous ne décrirons uniquement que la relation entre la taille des particules et la longueur d'onde en milieu solide (Hapke, 1981) :

1. $X<<1$, **région de Rayleigh**. La diffusion est proportionnelle à $1/\lambda^4$ et l'absorption est proportionnelle à $1/\lambda$. Le rendement (Q_{abs}) augmente avec le diamètre de la particule.
2. $X\approx1$, **région en résonance**. À la résonance, des phénomènes d'interférences constructives ou destructives apparaîssent autour des particules. Il en résulte des variations brutales du rendement (Q_{abs}) entre 0,2 et 2,0 μm.
3. $X>>1$, **région de l'optique géométrique**. Ce principe peut être utilisé pour expliquer les phénomènes de diffraction.

Dans cette étude nous travaillons dans le domaine de longueur d'onde [0,35-2,5 μm], les particules de diamètres supérieurs à 63 μm suivent les lois de l'optique géométrique.

III.3.2.4 Explication simple des effets observés

Les valeurs de réflectance augmentent avec la diminution de la taille des grains (Adams et Filice, 1967; Baumgardner et al., 1985). Il est également observé que la diminution de la taille des grains provoque une diminution de la profondeur de bandes d'absorptions (Salisbury et Eastes, 1985; Crown et Pieters, 1983; Cooper et Mustard, 1999; Clark, 1999; Ghrefat et al., 2007). Ces phénomènes s'expliquent par le fait suivant : quand la taille des grains se réduit, il apparaît des phénomènes de diffusion

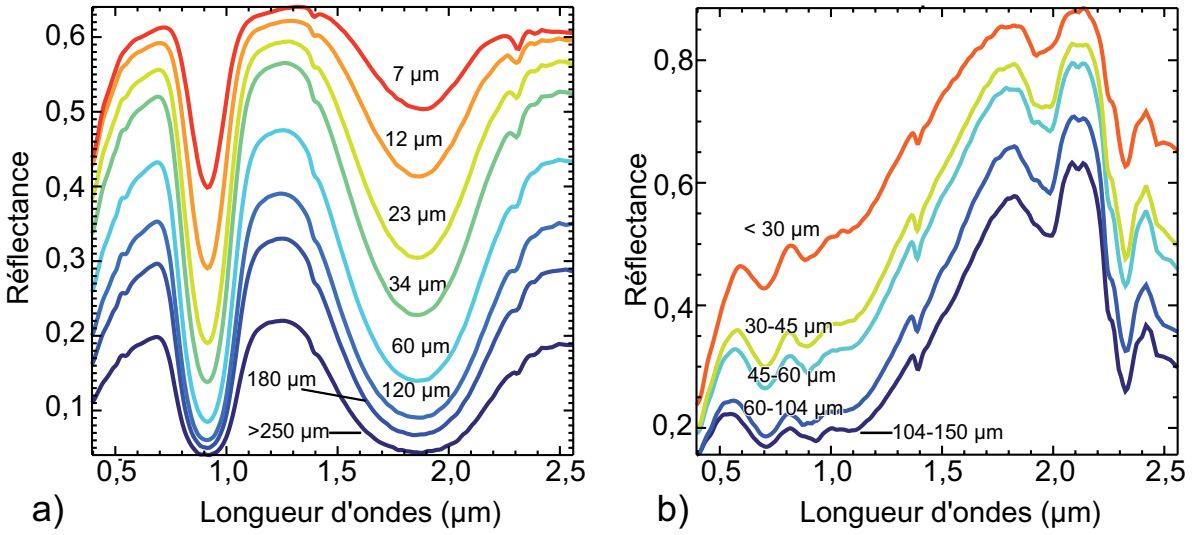


FIG. III.3.4 – Mesures en laboratoire (résolution spectrale USGS – réflectance bidirectionelle) illustrant l'évolution des formes des bandes d'absorption en fonction des variations de la taille des particules minérales. a) Évolution des spectres de pyroxènes (*i.e.* Hypersthène) en fonction de la taille des grains. b) Évolution des spectres d'argiles (*i.e.* chlorite) en fonction de la taille des grains (Clark, 2007).

multiple, en conséquence les valeurs de réflectance augmentent. De plus, les photons traversent une plus faible quantité de matériau avant d'être réfléchi ou réfracté en fond de grain, la porosité diminue et le trajet optique moyen est écourté ($\sim \lambda/(4\pi k)$). En conséquence, d'après la loi d'absorption de Beer-Lambert, le phénomène d'absorption diminue pour les particules fines. Les profondeurs de bandes seront donc faibles. Ceci explique également pourquoi les particules fines sont plus brillantes et possèdent des contrastes spectraux plus faibles comparées à des particules de composition équivalente mais plus grossières qui absorbent davantage le rayonnement électromagnétique. Toutefois, durant la granocroissance, passée une taille de grain "optimale", l'absorption est considérée comme totale et ne varie plus en intensité, on dit qu'elle sature (Mustard et Hays, 1997). Les effets de la granocroissance sont ensuite relayés par les variations sur le continuum qui diminue légèrement compte tenu du fait que le chemin optique continue à augmenter. Pieters (1983) avait déjà montré que le maximum de chemin optique moyen pour des particles de 250 μm est de 2 mm pour la plupart des matériaux avec un nombre de particules n=50. Lucey (1998) constate que, lorsque les grains s'affinent, les caractéristiques spectrales fines sont conservées mais la forme globale du spectre (continuum) est modifiée. Ici nous comprenons toute la complexité des processus physiques et donc la difficulté de modéliser les phénomènes optiques. D'autant plus que la taille des particules influence l'analyse des mélanges de minéraux dans les sédiments (Bishop et al., 1996). De même que la taille des particules influence l'analyse des mélanges des pigments avec les sédiments (Figure III.3.5).

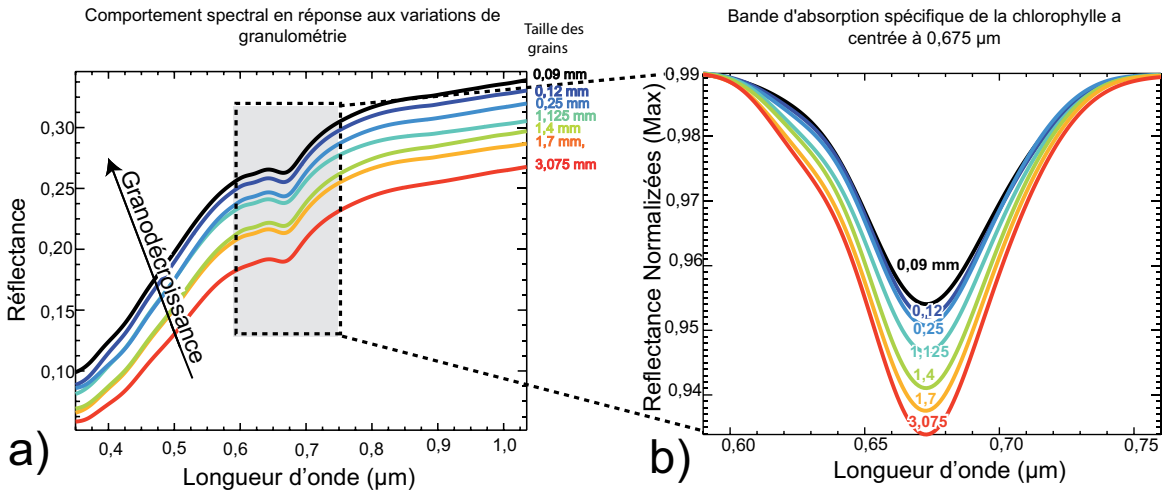


FIG. III.3.5 – Mesures en laboratoire de l'évolution et de la forme des bande d'absorption en fonction de la granulométrie. La figure a) montre l'évolution spectrale d'un sédiment riche en diatomées. Les spectres contiennent essentiellement une bande d'absorption centré à 0,675 μm et qui signe la chlorophylle-a. Les spectres sont d'un point de vue spectral rigoureusement de même composition. Seule varie la granulométrie par addition de billes de silice de plus en plus grosses et spectralement transparentes. La figure b) montre que le contraste spectral de la bande de la Chl-a diminue au cours de la granodécroissance.

III.3.3 Les effets de la rugosité sur les caractéristiques spectrales

III.3.3.1 la rugosité

Outre la granulométrie, des facteurs additifs comme la rugosité affectent les valeurs de réflectance des sédiments. Commençons par définir ce qu'est la rugosité. D'une manière générale un sédiment présente une distribution des tailles de particules et une rugosité qui lui est propre, nous pouvons alors parler de texture ou de structure. Chacune des particules qui compose un sédiment présente ses propres caractéristiques morphoscopiques, à savoir la forme, l'émoussé, l'arrondi (c.f. § III.3.1). L'arrangement consécutif des particules entre elles et leur empilement déterminent la structure des grains. Il est facilement concevable que les caractéristiques propres aux particules influencent l'état de rugosité. Autrement dit, la rugosité est une fonction de la granulométrie. Par exemple, en surface, l'arrangement de particules fines montre une rugosité plus faible que dans un arrangement de grosses particules. De même que l'arrangement de grains arrondis présentera une rugosité plus faible que pour des grains moins arrondis. Il est difficile de déterminer quelles sont les influences des paramètres morphostructuraux indépendamment les uns des autres sur l'état de rugosité. Dans une fabrique sédimentaire, une rugosité supplémentaire peut donc être provoquée par un plus grand désordre dans le mode d'empilement ou encore introduite par l'agrégation des particules du sédiment. Quelles sont les caractéristiques spectrales induites par la rugosité ?

III.3.3.2 Caractéristiques spectrales induites par la rugosité

L'état de rugosité et la taille des particules qui composent la structure du sédiment affectent les valeurs de réflectance de ce même sédiment. L'influence de l'état de rugosité de surface peut être évaluée à partir de mesures d'un échantillon pour différentes tailles de grains. Nous pouvons nous poser la question suivante : quels sont les effets des paramètres de texture sur les spectres de réflectance ? La rugosité de surface contrôle le pouvoir réfléchissant d'un matériau. Plus la structure est compacte et plus l'albedo des spectres diminue (Metternicht et Zinck, 2003). La figure (III.3.6 a) illustre ce comportement. À l'heure actuelle, les connaissances dans ce domaine montrent que les effets observés sont similaires aux effets de la granulométrie. Les études en laboratoire de Bowers et Hanks (1965), montrent que les valeurs de réflectance des argiles diminuent de manière exponentielle avec la taille du grain moyen. Cependant, Cierniewsky (1987) nuance par le fait que les mesures de réflectance sont affectées par l'agrégation des particules. Il devient difficile de discerner les effets respectifs de la taille des particules de ceux des agrégats sur la rugosité. La figure (III.3.6 b) montre des mesures de spectres acquis en laboratoire de poudre d'argiles dont la taille est inférieure à 45 μm. La compaction mécanique a pour effet de réduire la porosité et de rendre la surface observée plus lisse. Après tassement, les variations d'albédo sont fréquemment supérieures à 10 %. Les recherches menées par Shoshany (1993) montrent que les sols en contexte désertique ont une composante anisotrope largement influencée par le phénomène de rétrodiffusion. Cierniewsky et Karnielli (2002), simulent sous différentes conditions d'illumination les réflectances de surfaces artificielles (désert, BSC, sables et plages) et concluent que le phénomène de diffusion et de rétrodiffusion affectent de manière significative le contraste spectral des différentes surfaces. L'évaluation de la réflectance repose sur la proportion entre la surface d'interaction et la surface apparente (Hapke, 1981; Sakai et Nakamura, 2004). Cela signifie qu'un photon est diffusé plusieurs fois à chacune des surfaces des grains rencontrées sur son parcours (Arnfield, 1975). Par conséquent, la probabilité qu'a le photon d'intéragir avec un deuxième grain est plus faible. Cela explique pourquoi les niveaux de réflectance observés diminuent avec la rugosité (Figure III.3.6). *a fortiori,* au sein d'un sédiment, il est difficile de distinguer quelles sont les contributions relatives de la rugosité par rapport à la taille des particules sur un spectre de réflectance. Les effets de la rugosité ne sont valables que pour de grandes échelles de topographies caractéristiques. Ils restent encore mal compris quand l'ordre de grandeur de la rugosité est comparable à la taille des particules. Dans le cas de la zone intertidale, la rugosité de surface sera particulièrement influencée par les concessions ostréïcoles, les rochers et par la distribution et la densité de la couverture végétale. De plus, l'évaluation de la rugosité suppose la mise en oeuvre de mesures de type BRDF. Auquel cas, la surface rugueuse peut être appréciée par le critère de Rayleigh qui définit la différence de chemin optique entre les photons (Équation III.3.4) :

$$h < \frac{\lambda}{8 \cos \theta_i} \tag{III.3.4}$$

avec h, la hauteur moyenne de la surface, λ la longueur d'onde du rayonnement incident et θ_i l'angle d'incidence (équivalent à l'angle d'émergence).

Si ces dernières sont réalisables en laboratoire, le déploiement de goniomètre sur le terrain n'est pas toujours aisé (Milton et al., 2007). Compte-tenu des modes d'acquisition des instruments actifs de type LIDAR ou RADAR, l'analyse de la micro-rugosité ou de la micro-topographie semble mieux adaptée que celle par les spectromètres imageurs. En résumé, nous retiendrons que la rugosité de surface influence le continuum de réflectance et modifie particulièrement sa pente (Fischer et Pieters, 1993). Celle-ci introduit au même titre que la granulométrie des incertitudes sur l'estimation des compositions des sédiments.

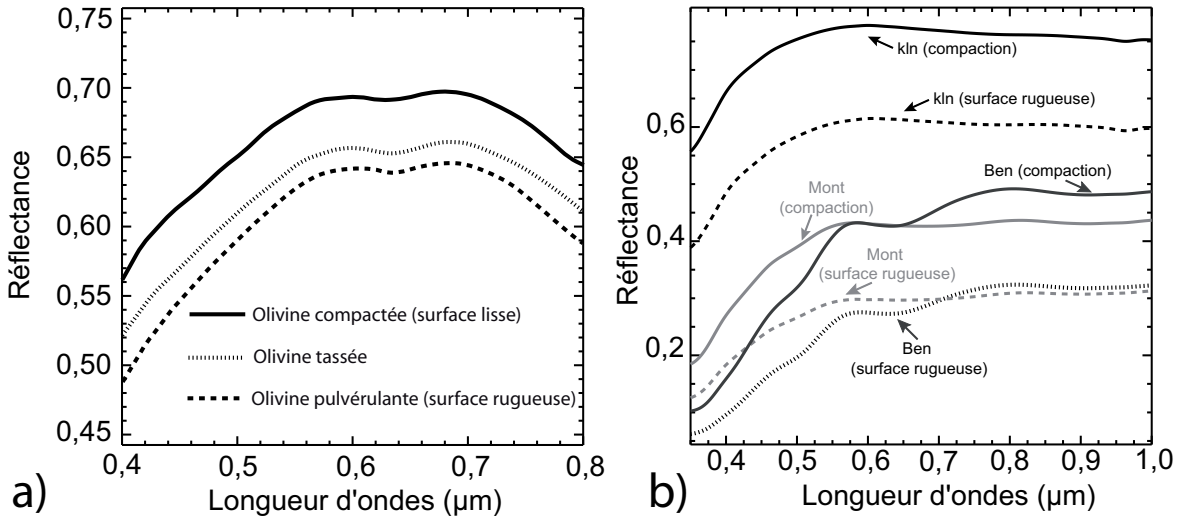


FIG. III.3.6 – Effets de la rugosité sur les spectres de réflectance dans le visible. a) Variations des albedos d'une poudre d'olivine (diamètre < 45 μm) au cours de sa compaction (Sakai et Nakamura, 2004). b) Variations spectrales des spectres de réflectance d'argiles (Kln : kaolinite ; Ben : bentonite ; Mont : montmorillonite ; au diamètre < 45 μm) mesurés en laboratoire avant et après compaction. Globalement, l'albedo des spectres est plus élevé quand la rugosité de surface et la porosité diminuent.

En conclusion, les effets de la granulométrie et la rugosité sont similaires et sont expliqués par les mêmes processus. Nous avons expliqué de manière qualitative leurs effets sur le comportement spectral. Toute étude quantitative nécessite soit des modèles de transfert radiatif soit des mesures en laboratoire.

III.3.4 Considérations théoriques : les modèles de transfert radiatif

III.3.4.1 Concept des modèles de transfert radiatif

L'effet de la taille de grain sur les signatures spectrales est variable selon les propriétés optiques des minéraux impliqués. Comme pour les mélanges intimes, il est difficile de modéliser cet effet de

manière universelle. Les modèles actuels reposent sur le transfert radiatif. Les modèles de transfert radiatif nécessitent de connaître les paramètres optiques de tous les constituants impliqués et/ou la taille de grain. Dans la mesure où nous ne disposons pas de ces informations nous n'utiliserons pas les modèles de transfert radiatif, nous nous limiterons à ne décrires que les grands principes de base.

Quand un faisceau lumineux rencontre une particule, il perd une partie de son énergie. Ce phénomène, appelé extinction, est dû à la fois à l'absorption et à la diffusion. L'absorption traduit le fait que l'énergie lumineuse est transformée en une autre forme d'énergie (*e.g.* en énergie calorifique). La diffusion signifie que l'énergie est redistribuée dans les multiples directions de l'espace en différentes proportions. En général, les spectres de réflectance résultent en partie des phénomènes de diffusion multiple et d'absorption. Le phénomène de diffusion par une sphère est régi par la théorie de Mie qui dépend de la taille de la particule en fonction de la longueur d'onde considérée (Mie, 1908).

La théorie de Mie est souvent utilisée pour estimer les propriétés de diffusion ainsi que les propriétés d'absorption des particules, alors que le modèle de transfert radiatif permet quant à lui de calculer les valeurs de réflectance à partir du volume du matériel considéré. Les modèles de diffusion pour les particules sphériques sont plus simples que ceux qui utilisent d'autres formes. Bien que dans la plupart des cas naturels, les grains ne sont pas sphériques, voire même parfois orientés, les modèles se fondent sur l'hypothèse que les "sphères équivalentes" reproduisent les caractéristiques d'un ensemble de grains non-sphériques. Les modèles de transfert radiatifs nécessitent de connaître les propriétés optiques de tous les constituants impliqués. Or, à l'heure actuelles, les principales avancées dans ce domaine sont attribuées aux analyses des surfaces planétaires. Les études ne concernent que des mélanges simples de minéraux de type ferro-magnésiens et de granulométries connues. Les connaissances portant sur les propriétés optiques des autres minéraux constitutifs des sédiments (argiles, feldspath, micas, etc.) sont encore limitées.

III.3.4.2 Quelques modèles de transfert radiatif

A) Modèle de Hapke

Plusieurs auteurs se sont intéressés à modéliser les relations entre la taille des particules et les spectres de réflectance. Un premier modèle, sans doute le plus connu, est proposé par Hapke (1981). Il élabore une théorie visant à quantifier des surfaces solides à partir des réflectances bidirectionnelles et la taille des grains. Selon la théorie de réflectance de Hapke (1981) et de Hapke et Wells (1981), il est possible de prédire les variations des valeurs de réflectance sur des minéraux purs si nous connaissons la taille des particules ou sur des mélanges intimes de minéraux en variant la taille des particules et si nous connaissons les constantes optiques pour différentes longueurs d'ondes. Ce modèle offre une bonne estimation des valeurs de réflectance d'un minéral pour différentes tailles de particules. Toutefois, ce modèle requiert de connaître la partie réelle des indices de réfraction pour des matériaux de type géologique [$n = 1,5 - 2,5$].

B) Nouveaux modèles et travaux

Dans cette section, nous dresserons un état de l'art des modèles qui simulent les propriétés optiques des sables. De nombreux modèles de transfert radiatif ont été élaborés afin de simuler le trajet optique de la lumière (Xie et al., 2006; Zhang et Voss, 2005). En fonction du type de modèle, différents scénarios sont envisagés : les interstices entre les particules sont composés d'air ; les particules sont complètement immergées dans l'eau,... Toute la difficulté réside dans le fait d'adapter ces modèles à des matériaux différents des poudres minérales.

À la suite des travaux de Hapke, de nombreux développements essentiellement adaptés aux problèmes de la planétologie ont tenté de modéliser les compositions minéralogiques et la taille des grains par l'approche de transfert radiatif. Des résultats intéressants ont été obtenus sur des cas simples. Johnson et al. (1992) fournissent un algorithme simple qui peut être utilisé pour retrouver l'abondance des minéraux à partir des données de réflectance et de granulométrie. Pour pouvoir prédire arbitrairement la taille des particules, cette méthode nécessite au minimum deux spectres de granulométrie connue. Pailey et al. (1991) utilisent des critères spectraux de composition (*i.e.* magnétite) pour discriminer les sables issus d'un transport éolien actif (c'est-à-dire des sables qui ont été mobilisés récemment) de ceux au transport inactif (c'est-à-dire des sables qui ont sédimenté). Il a été montré que les propriétés spectrales dépendent fortement de l'opacité des particules qui est à la fois contrôlée par la composition chimique, la minéralogie et la taille des grains. Les réflectances sont également affectées par les irrégularités de surface des grains, la forme des particules et les conditions géométriques d'observation. Dans cette perspective, des modèles plus complexes permettent d'apprécier les effets occasionnés par l'irrégularité dans la forme des particules (Shkuratov et Gruynko, 2005). Cependant, en spectro-imagerie, l'utilisation de modèles de transfert radiatif pour modéliser la taille des particules reste un problème relativement complexe. En effet, pour déterminer les propriétés de diffusion des particules, les modèles de transfert radiatif nécessitent l'acquisition des données sous plusieurs configurations géométriques. Actuellement, les spectro-imageurs aéroportés n'offrent pas cette opportunité. Dans le but d'améliorer la compréhension des effets des mélanges intimes dans l'évolution quantitative de la composition d'un pixel, une autre approche consiste à constituer des bases de données de référence (Mustard et Hays, 1997; Clark, 2003; Clark et al., 2007). À l'heure actuelle, ces informations sont référencées au sein de bibliothèques spectrales comme celle de l'USGS (U.S. Geological Survey) ; elles comprennent des mesures réalisées sur des minéraux purs à différentes tailles de grains mais aussi des mélanges. Ces bases de données de mélanges peuvent ensuite être introduites dans des modèles pour quantifier les pixels de la scène : c'est donc une méthode indirecte.

C) Validité des modèles

La simulation des spectres de réflectance peut être intéressante dans le but de comprendre les données acquises par télédétection hyperspectrale, également afin de confronter directement ces données

à celles obtenues expérimentalement en laboratoire et inversement. Générer des réflectances d'une poudre minérale ou d'un sol à partir de ses propriétés optiques moyennes a été validé par plusieurs études (Pinty et al., 1989; Jacquemoud et al., 1991). Toutefois, cette hypothèse est incorrecte dans certains cas lorsque les spectres simulés d'une poudre par le modèle de Hapke diffèrent fortement des spectres expérimentaux de cette même poudre (Bedidi et Cervelle, 1993).

Pour conclure, nous avons décrit les caractéristiques spectrales en liaison avec la granulométrie et la rugosité. Nous avons vu que pour apprécier leurs effets sur les spectres de réflectance deux types d'approches pouvaient être envisagés, l'une empirique et l'autre basée sur le transfert radiatif. Chacune des approches présente des inconvéniants qu'il convient de mentionner. L'approche empirique repose sur des mesures de terrain ou de laboratoire et n'est donc pas généralisable à d'autres sites d'étude. L'approche par transfert radiatif est très complexe car elle suppose de connaître l'ensemble des constantes optiques des constituants impliqués. Ce type de modèle fonctionne relativement bien dans le cas des surfaces neigeuses car les propriétés optiques restent constantes et connues.

Notre étude se base essentiellement sur des considérations empiriques. Contrairement au modèle de tranfert radiatif, l'expérimentation en environnement contrôlé offre la possibilité de contraindre facilement l'influence de la granulométrie sur les spectres de réflectance. Elle permet donc de mieux comprendre les résultats du traitement des images. L'interprétation des spectres de réflectance requiert le développement de modèles analytiques facilement inversibles, ce qui permet de déterminer les propriétés physiques fondamentales des surfaces étudiées (Bedidi et Cervelle, 1993). Toutefois, dans leur étude Okin et Painter (2004) avaient tenté d'inverser un modèle de transfert radiatif avec des mesures de spectres (quartz, oxydes de fer et argile). Ces derniers n'ont pas réussi à inverser le modèle sur des images en raison de la trop grande diversité spectrale naturelle par rapport au modèle.

Chapitre III.4

Méthodes d'analyses spectrales

III.4.1 Méthodes spectrales classiquement utilisées pour estimer la composition

La composition d'un sédiment peut être retrouvée par l'analyse des bandes d'absorptions spécifiques qui composent un spectre de réflectance (Van der Meer, 2004). L'analyse de ces absorptions de par leur position, leur forme permet de quantifier les constituants présentant un pouvoir absorbant. Dans cette section, nous décrirons les techniques classiquement utilisées pour analyser la forme des bandes d'absorptions et donc permettant de retrouver la composition (Shrestha et al., 2005; Choe et al., 2008).

III.4.1.1 Retrait du continuum

Il est reconnu que le continuum apparent représente dans un spectre de réflectance son enveloppe globale en l'absence de bande d'absorption caractéristique. Le retrait du continuum des spectres de réflectances est une méthode semi-analytique très largement utilisée par la communauté scientifique pour déterminer la composition des matériaux (Clark et Roush, 1984). Son principe avait été énoncé dans le paragraphe (§ II.1.4.4). En pratique, des segments linéaires tangentiels aux maxima locaux sont utilisés pour estimer approximativement le continuum. Le continuum est supprimé en divisant les réflectances pour chacune des bandes par la valeur correspondante au continuum (Figure III.4.1). La position des absorptions après retrait du continuum détermine la composition. Après retrait du continuum, l'abondance des constituants peut être calculée par l'intermédiaire du calcul des paramètres de bandes (profondeur, aire, asymétrie). Par exemple, les paramètres des bandes d'absorptions (Figure III.4.2) spécifiques de l'eau sont de bons indicateurs de la teneur absolue ou relative en eau (Bowers et Hanks, 1965; Liu et al., 2002; Lobell et Asner, 2002). Ces paramètres de formes reposent essentiellement sur les propriétés physiques de la molécule d'eau, à savoir les vibrations fondamentales et

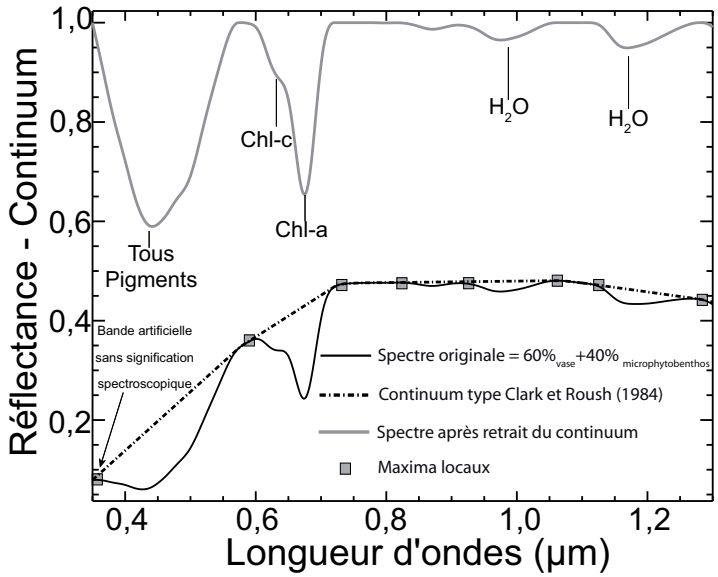


FIG. III.4.1 – Méthodes classique du retrait du continuum. La courbe noire correspond à un spectre de mélange de vase et de microphytobenthos, la courbe en pointillés correspond au continuum de réflectance de type Clark et Roush (1984) et la courbe grise est le spectre après retrait du continuum. Ce dernier met en évidence les absorptions (*i.e.* chlorophylle, eau). Des absorptions abérrantes sans signification spectroscopiques sont souvent constatées en bordure de fenêtre spectrale avec cette approche.

harmoniques des molécules H_2O et OH^- aux longueurs d'ondes 1,4 ; 1,9 et 3,0 μm.

III.4.1.2 Paramètres de bandes d'absorptions

A) Profondeurs de bandes d'absorptions PB

La profondeur de bande (PB) d'absorption, est une méthode analytique simple qui permet de retrouver l'abondance relative d'un constituant (Clark et Roush, 1984). Facile d'utilisation, cette méthode de quantification est largement utilisée par la communauté scientifique. Elle peut être calculée de deux manières :

1. soit par le rapport entre les valeurs de réflectance au *maximum* de l'absorption $R_e(\lambda)$ avec le centre de l'absorption $R_b(\lambda)$ (Figure III.4.2 a), on parle de rapport de bande simple.

2. soit par le rapport entre les valeurs de réflectance aux *maxima* de l'absorption normalisée à la valeur du continuum $R_c(\lambda)$ localisée au même point que le centre bande $R_b(\lambda)$, on parle de profondeur normalisée au continuum (Figure III.4.2 b). Dans ce cas la valeur sera donnée par l'équation suivante(III.4.1) :

$$PB(\lambda) = 1 - \frac{R_b(\lambda)}{R_c(\lambda)} \qquad \text{(III.4.1)}$$

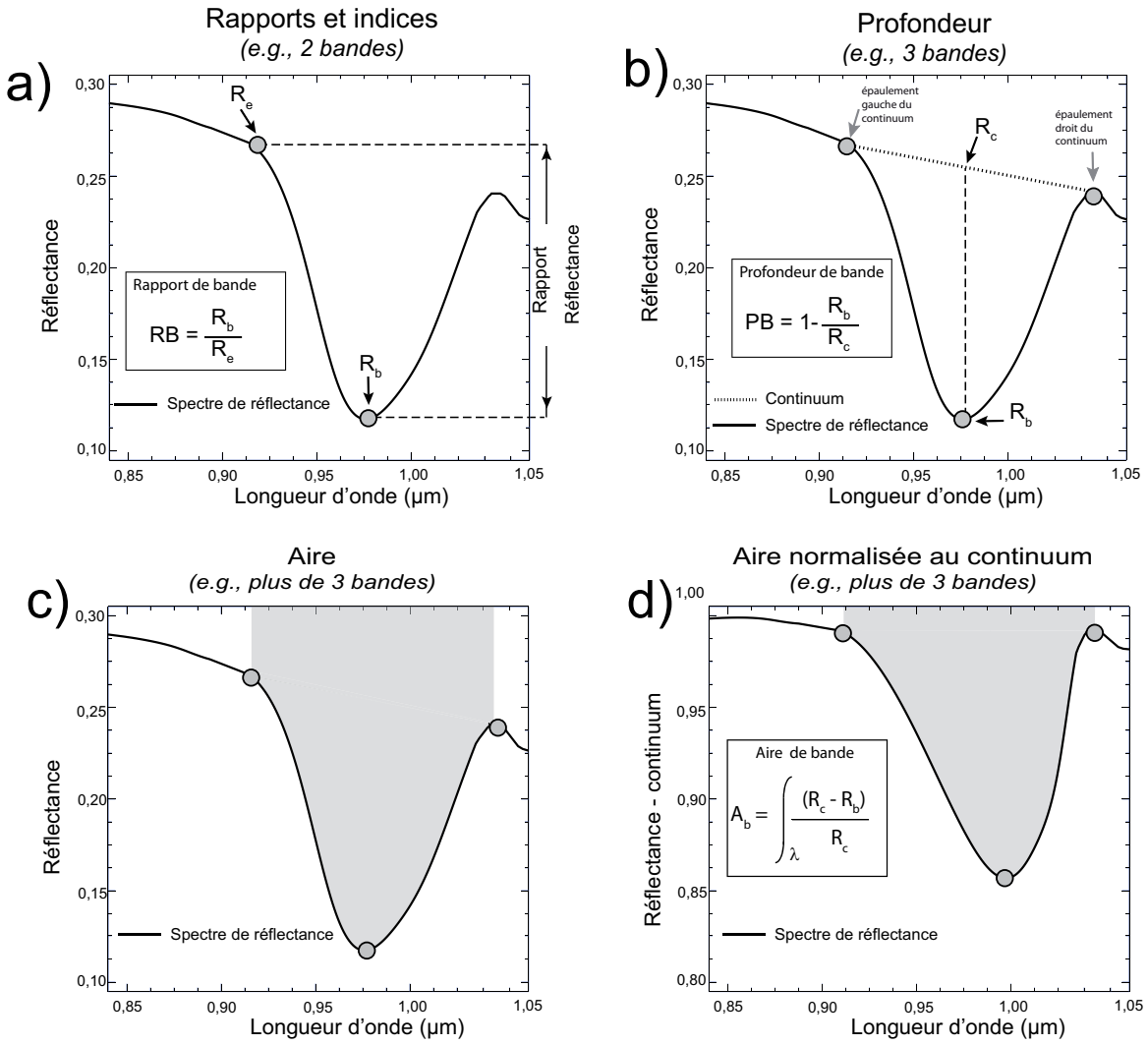


FIG. III.4.2 – Critères classiques pour estimer la forme des bandes d'absorption dans le cas de la bande d'hydratation centrée à 0,97 μm. Les points gris symbolisent les bandes spectrales considérées. a) rapport de bande (RB) ou simple profondeur de bande (R_b réflectance du centre de la bande ; R_e réflectance de l'épaulement considéré) ; b) profondeur de bande (PB, trait en tiretés) normalisée au continuum (R_c, trait en pointillés) ; c) Aire de la bande ; Aire de la bande (A_b) après retrait du continuum.

Si l'opération mathématique était une simple soustraction, les profondeurs de bandes s'échelonneraient de 0,0 en l'absence d'absorption à 1,0 pour des absorptions saturées. La profondeur de bande représente comme quantité physique l'énergie absorbée, elle diminue au cours de la déshydratation de l'échantillon. Initialement, cette méthode a été utilisée en télédétection pour diagnostiquer les minéraux (Clark, 1999), les sols (Asner et Lobell, 2000) mais rarement les effets de l'humidité. Lobell et Asner (2002) mesurent la profondeur de bande à 2,2 μm après retrait du continuum en même temps qu'ils font varier la teneur en eau. Ils se focalisent sur la longueur d'onde à 2,2 μm parce qu'elle signe

les groupements hydroxyles (OH^-) localisés dans les feuillets des argiles qui composent un sédiment. La profondeur de bande après retrait du continuum présente de nombreux avantages. La composition et/ou la granulométrie peuvent être estimées indépendamment de la magnitude absolue et elles ne sont donc pas sensibles aux effets liés à la topographie. Les conditions d'angles d'illumination modifient la magnitude des spectres de réflectance, mais n'engendrent aucun changement sur la forme et sur la profondeur des absorptions caractéristiques. L'inconvénient majeur du calcul des PB est d'être sensible au bruit. Le bruit est un facteur inhérent aux capteurs ou aux effets atmosphériques. Il affecte les spectres de réflectance sur leur ensemble et au niveau de leurs bandes d'absorptions ce qui peut alors être une source potentielle d'erreurs. Par conséquent, quand des données présentent un mauvais rapport signal-bruit, dans la mesure où le bruit est parfois non-périodique, il peut s'avérer dangereux d'utiliser les rapports de bandes comme approche quantitative.

B) Aires des bandes d'absorptions

a) Aire de bande, une méthode pour minimiser le bruit Pour minimiser les effets du bruit sur les calculs des paramètres de bandes d'absorptions, il est possible d'utiliser l'aire des bandes d'absorption (Figure III.4.2 c et d). En effet, les méthodes de calculs de profondeur de bande et de rapport de bande permettaient d'estimer une concentration de constituant en une longueur d'onde précise. Toutefois, ces méthodes sont sensibles au bruit inhérent à l'unique canal sélectionné, contrairement à l'aire des absorptions qui minimise le bruit sur plusieurs canaux. En effet, par hypothèse, le bruit est distribué de manière aléatoire selon une distribution statistique de type gaussienne (bruit blanc). L'intégration des valeurs de réflectance au niveau des absorptions caractéristiques permet de moyenner de part et d'autre du centre de l'absorption les fluctuations liées au bruit. De ce fait, l'aire des bandes d'absorption est moins sensible aux effets du bruit que la profondeur de bande (Nolin et Dozier, 2000). Cela revient aussi à dégrader la résolution spectrale.

b) Intégration des Profondeurs de Bandes IPB L'aire des bandes d'absorption peut être calculée de deux manières :

1. la première intègre uniquement les longueurs d'ondes des bandes d'absorptions caractéristiques (Figure III.4.2 c),
2. la seconde intègre uniquement les longueurs d'ondes des bandes d'absorptions caractéristiques après normalisation (Figure III.4.2 d).

De cette manière, il est possible de calculer l'aire d'une bande d'absorption (IPB) par la simple intégration de toutes les profondeurs de bandes comprise dans l'intervalle de longueur d'onde délimitant

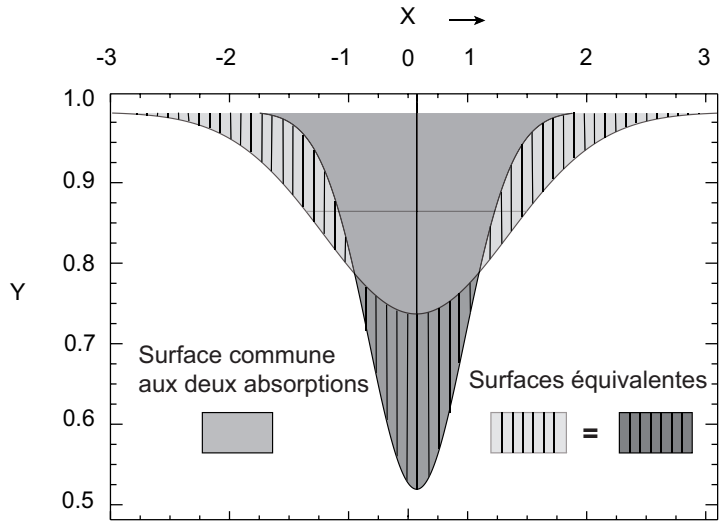


FIG. III.4.3 – Comparaison de deux absorptions de formes pourtant différentes (profondeur, largeur à mi-hauteur), mais d'aire équivalente.

cette bande d'absorption (Équation III.4.2) :

$$IPB_{\lambda} = \frac{\int_{\lambda_{\min}}^{\lambda_{\max}} 1 - \frac{R_b(\lambda)}{R_c(\lambda)} \cdot d\lambda}{\int_{\lambda_{\min}}^{\lambda_{\max}} PB_{\max.poss}(\lambda) \cdot d\lambda} = \frac{\int_{\lambda_{\min}}^{\lambda_{\max}} PB(\lambda) \cdot d\lambda}{\lambda_{\max} - \lambda_{\min}} \quad \text{(III.4.2)}$$

Cette méthode fait intervenir dans son calcul le retrait du continuum (Figure III.4.2 d). L'intervalle de longueur d'onde [$\lambda_{\min}$–$\lambda_{\max}$] est défini par les *maxima* locaux qui bordent l'absorption après retrait du continuum. Contrairement au paramètre de profondeur de bande, l'intégration des profondeurs de bandes permet de prendre en compte toutes les combinaisons qui contribuent à la forme de la bande d'absorption, à savoir les vibrations fondamentales et harmoniques. Au regard de la profondeur de bande, l'aire de la bande d'absorption diminue au cours de la déshydratation, suite à la perte d'énergie absorbée. Comme les amplitudes et les largeurs, les formes des bandes d'absorptions varient d'un matériel à un autre. Pour comparer les échantillons entre eux, l'IPB est souvent normalisée par la largeur de bande de l'absorption (Figure III.4.3). Après normalisation, la qualité de l'intégration des longueurs d'ondes ($d\lambda$) sera fonction de la résolution spectrale des capteurs utilisés.

C) Intégration des Aires de Bande IAB

L'aire d'une bande d'absorption peut également être évaluée directement à partir des données de réflectance (Figure III.4.2 c). L'intégration de l'aire de la bande (IAB) est très similaire à l'IPB (Miliken et Mustard, 2005), mais diffère par le fait que nous n'appliquons pas le retrait du continuum

pour calculer ce paramètre (Équation III.4.3) :

$$IAB_{\lambda} = \frac{\int_{\lambda_{\min}}^{\lambda_{\max}} [R_c(\lambda) - R_b(\lambda)] \cdot d\lambda}{\int_{\lambda_{\min}}^{\lambda_{\max}} R_{\max.poss}(\lambda) \cdot d\lambda} = \frac{\int_{\lambda_{\min}}^{\lambda_{\max}} [R_c(\lambda) - R_b(\lambda)] \cdot d\lambda}{\int_{\lambda_{\min}}^{\lambda_{\max}} R_c(\lambda) \cdot d\lambda} \quad \text{(III.4.3)}$$

Néanmoins, l'intervalle de longueurs d'ondes qui borde la bande d'absorption est le même que l'IPB. Tout comme l'IPB, l'IAB peut être normalisée par les valeurs de réflectances maximales. Auquel cas, ici les valeurs de réflectance maximales correspondront au maximum de réflectance du spectre et non aux maxima de l'absorption caractéristique. Dans la plupart des cas, les valeurs issues de l'IAB sont similaires à l'IPB. Les différences majeures apparaissent quand les absorptions sont faibles, par exemple pour de faibles teneurs en eau.

III.4.1.3 Réduction des dimensions spectrales par sélection de canaux spectraux caractéristiques

A) Rapport de bandes

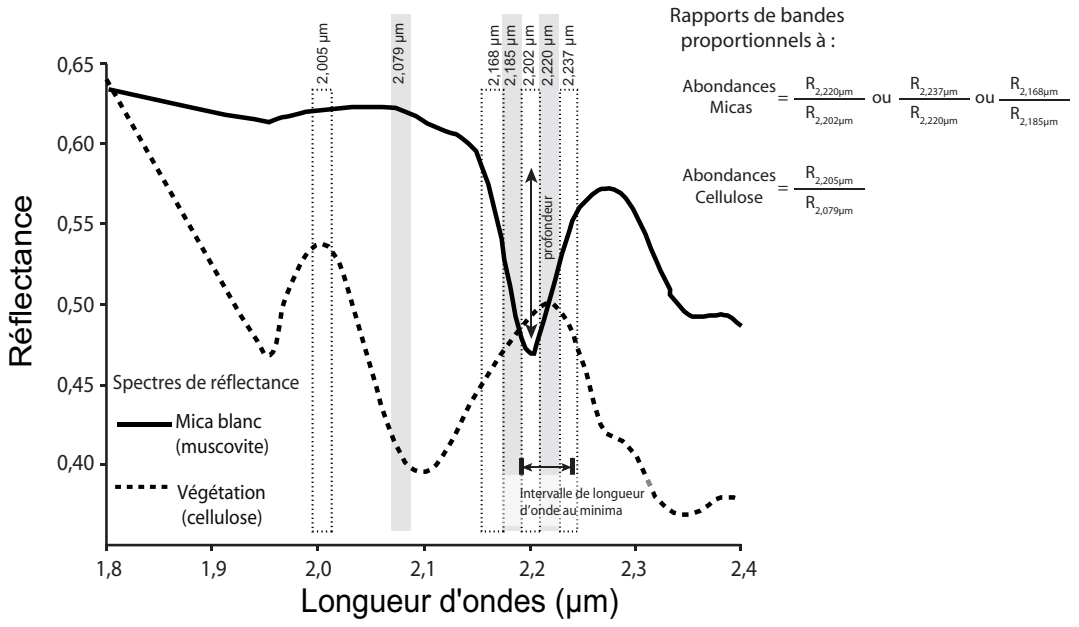


FIG. III.4.4 – Principe des rapports de bandes. Spectre de réflectance d'un mica blanc (muscovite) et d'un végétal, la flèche vericale indique la profondeur de bande du mica (Profondeur$_{AlOH}$ centrée à 2,2 μm). La flèche horizontale indique l'intervalle de longueur d'onde dans lequel le minimum de l'absorption fluctue. Les bandes verticales (blanches et grises) indiquent les longueurs d'ondes utilisées pour effectuer les rapports de bandes (d'après van Ruitenbeek, 2006).

Les rapports de bande et de spectres permettent de mettre en évidence des variations spectrales. Cette approche peut être utilisée dans le but de d'identifier des surfaces spectralement différentes.

Auquel cas, les cartes générées à partir des rapports de bandes montrent des zones claires et des zones sombres qui traduisent les contrastes d'albédo (Ruitenbeek et al., 2006). Cette approche est souvent utilisée d'un point de vue qualitatif. Il convient de l'exploiter avec prudence quand il s'agit de générer des cartes d'abondance. En effet, pour un même spectre de réflectance, il existe une large combinaison possible de critères spectraux également appelés indices spectraux, pouvant être formulés à partir des bandes spectrales.

B) Rapport de spectres

Le rapport de spectres quant à lui est couramment utilisé en télédétection des surfaces planétaires. La technique consiste à faire le rapport entre le spectre de la surface que l'on souhaite caractériser avec le spectre d'une surface particulière. Sélectionné par l'utilisateur, le but sera de réduire ses effets sur l'ensemble de la scène spectrale. Par exemple, dans le but de caractériser les regolithes de la planète Mars et de diminuer les effets de la poussière, les spectres de l'image sont divisés par ce spectre de poussière. Le problème majeur de cette technique est que l'on perd toute information sur l'albédo des surfaces.

III.4.2 Estimation de la végétation par l'usage d'indices spectraux

Nous avons vu que la répartition de la végétation pouvait jouer un rôle non négligeable au niveau de la stabilisation des sédiments. C'est pourquoi, afin de cartographier cette répartition, de nombreuses études en environnement côtier utilisent la méthode des indices spectraux. Le fort attrait de ces méthodes s'explique par le fait qu'elles sont faciles d'accès car simples et rapides. La seule contrainte pour élaborer des indices spectraux est de discerner au mieux les caractéristiques en relation avec les constituants. La méthode des indices demande donc une connaissance *a priori* sur les caractéristiques spectrales. Autrement dit, si le but est de cartographier un constituant particulier de la zone intertidale, il est primordial de sélectionner les canaux spectraux relatifs aux bandes d'absorption spécifiques des constituants en question. En domaine côtier, les indices sont utilisés pour caractériser la biologie du milieu. Ces derniers sont principalement élaborés dans le but d'évaluer la répartition spatiale de la végétation et d'identifier les blooms microalgals de microphytobenthos. Souvent les indices de végétation sont calculés à partir de combinaisons entre les valeurs de réflectance du visible et du proche infrarouge (Curran et al., 1991). Les valeurs des indices permettent d'établir une cartographie relative des constituants. Une quantification est rendue possible par corrélation entre les valeurs de l'indice de référence et une loi expérimentale. L'indice de végétation le plus commun est sans doute le NDVI (Normalised Difference Vegetation Index ; Équation III.4.4). Les valeurs obtenues par le NDVI ne permettent pas de distinguer le microphytobenthos de la macrovégétation. C'est pourquoi des indices plus spécifiques peuvent être élaborés dans le but de mieux identifier la répartition du microphyto-

benthos. Dans cet esprit, certaines études (Méléder, 2003; Combe et al., 2005; Krompkamp et al., 2006), corrèlent les biomasses aux indices spectraux de type NDVI ou encore à un indice spécifique au microphytobenthos, appelé dans leurs études Indice du Microphytobenthos (IM ; Équation III.4.5). Contrairement au NDVI, l'indice de microphytobenthos permet de distinguer spectralement la macro-végétation du microphytobenthos. Nous avons donc appliqué le NDVI et le IM aux données ROSIS (Figure III.4.5).

$$NDVI = \frac{(R_{0,798} - R_{0,674})}{(R_{0,798} + R_{0,674})} \tag{III.4.4}$$

$$IM = \frac{2R_{0,586}}{(R_{0,494} + R_{0,674})} \tag{III.4.5}$$

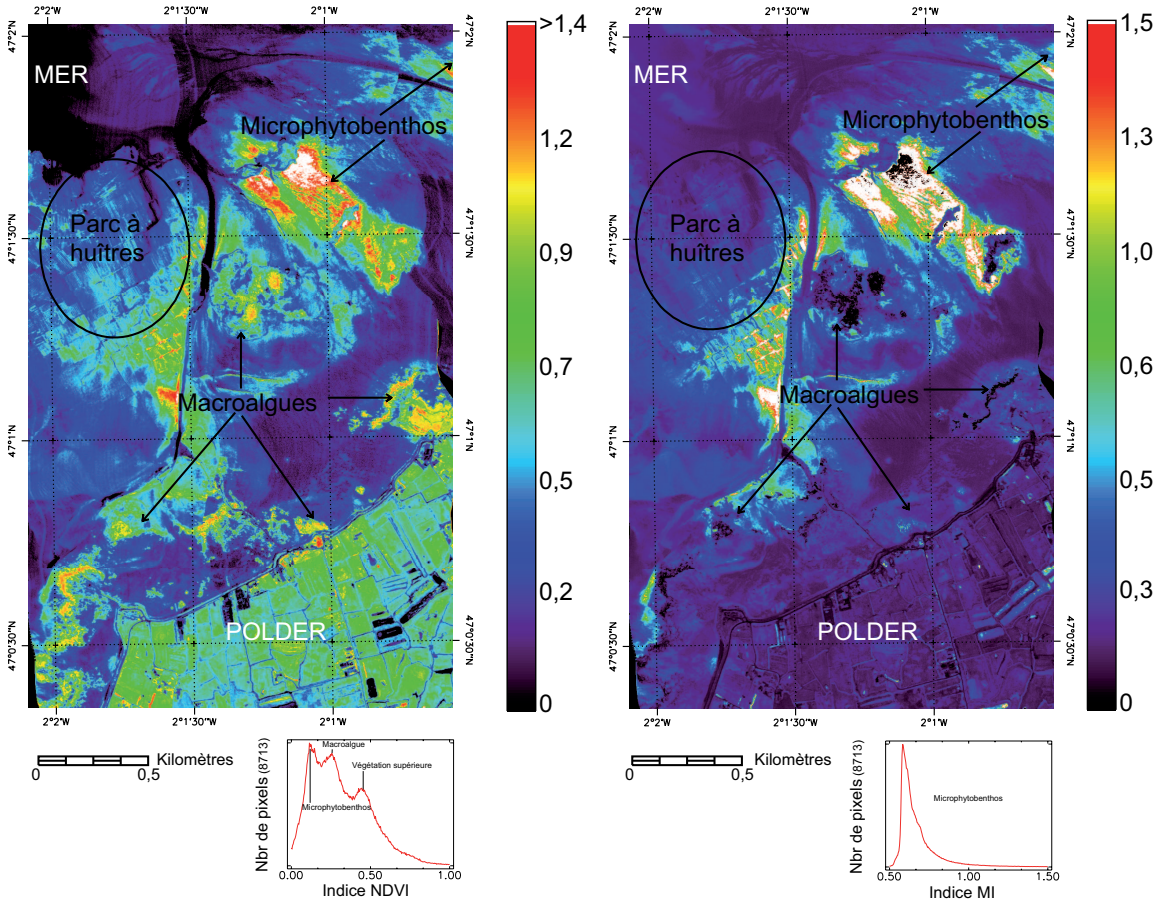


FIG. III.4.5 – Indices spectraux de type IM et NDVI appliqués à l'image ROSIS au sein d'une zone complexe (diatomées benthiques, macroalgues, macrovégétation, etc)

La plupart des études qui utilisent les méthodes des indices appliqués dans les domaines de la spectroscopie et de la télédétection surestiment la Chl-a et biaisent l'estimation des biomasses mi-

croalgales (Cahoon et al., 1999). C'est la raison pour laquelle, il devient nécessaire de s'intéresser à d'autres méthodes capables d'estimer la biomasse et sa répartition.

D'autres indices peuvent être calculés dans le but de retrouver les tendances granulométriques d'un substrat sédimentaire (Forster, 2000). Il s'agit du *Grain Size Index* (Équation III.4.6) :

$$Grain\ Size\ Index = \exp \frac{(\frac{logR_{0,75}}{logR_{0,42}}) - 0,82}{0,081} \tag{III.4.6}$$

Il est important de rappeler qu'un nombre important d'indices peut ainsi être élaboré, autant qu'il existe de combinaisons possibles entres les valeurs de réflectances, certains étant plus pertinents dans la mesure où ils peuvent minimiser les effets atmosphériques (Eastwood et al., 1997). L'inconvénient majeur des indices spectraux est qu'ils ne peuvent pas être utilisés directement pour cartographier des surfaces distinctes dont les caractéristiques spectrales sont proches. En effet les indices spectraux ne permettent pas de distinguer efficacement les domaines de longueurs d'ondes pour lesquelles les caractéristiques présentent un fort degré de recouvrement. L'usage d'un indice spectral mal approprié aurait pour effet d'engendrer une forte confusion entre les résultats. En conséquence, les données acquises en environnement côtier nécessitent des modèles plus appropriés, permettant de mieux appréhender la couverture spatiale des surfaces, les hétérogénéités spatiales et leurs relations avec les caractéristiques spectrales. Dans la suite de notre étude nous ne retiendrons donc pas cette technique d'analyse car nous avons jugé inutile de réduire la forme continue d'un spectre de réflectance à seulement trois canaux. Perdant ainsi toutes notions sur la forme globale du spectre ou sur les formes des bandes d'absorption ces méthodes biaisent, nécessairement l'extraction d'information sur les propriétés physiques des sédiments.

III.4.3 L'estimation de l'eau en télédétection

III.4.3.1 Analyse des bandes d'absorption spécifiques de l'eau

Il est désormais reconnu que la forme des bandes d'absorption peut être directement mise en relation avec l'abondance absolue ou relative de l'eau. En télédétection hyperspectrale, les classifications souvent utilisées dans le but d'approximer les teneurs en eau des sols. Elles se basent non seulement sur la forme des spectres mais également sur la forme des bandes d'absorptions spécifiques de l'eau. Nous verrons dans cette section, quelles sont les techniques usuelles pour analyser les formes spectrales. Les analyses spectrales doivent tenir compte des effets atmosphériques. En ce qui concerne les mesures spectrales acquises en laboratoire *in situ*, toutes les bandes d'absorptions d'hydratation de l'eau (harmoniques et fondamentales) peuvent être utilisées indépendamment des conditions atmosphériques. Cependant, cette spécificité ne s'applique malheureusement pas aux mesures aéroportées, ni de terrain, pour lesquelles la plupart des harmoniques des bandes d'absorptions de l'eau (1,4 et

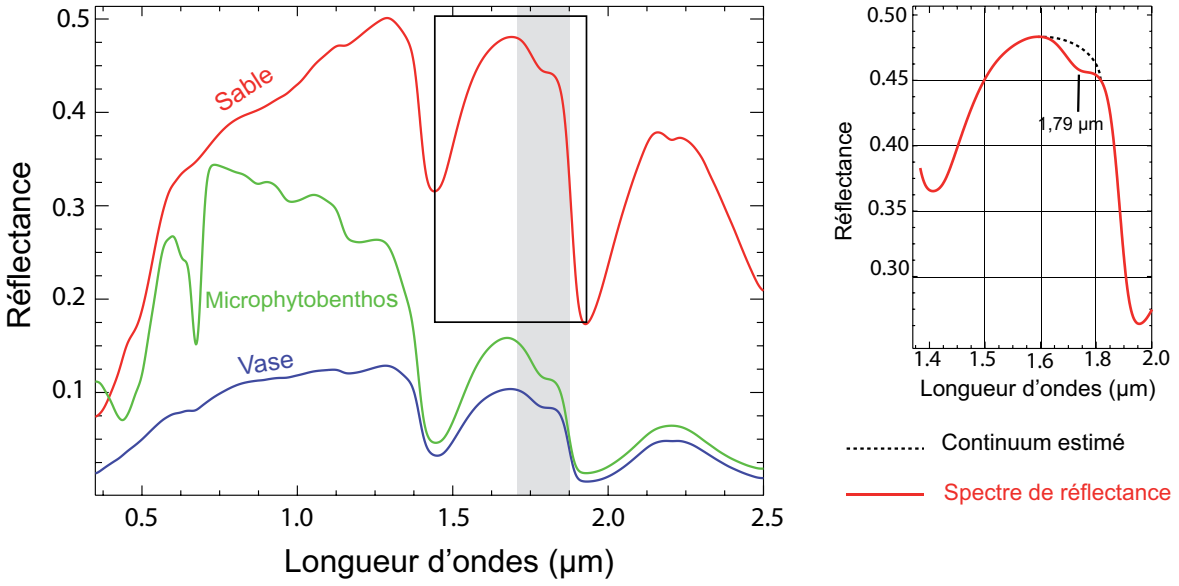


FIG. III.4.6 – Spectre de réflectance représentant la bande d'absorption de l'eau centrée à 1,79 μm (encadré gris), d'un sable (courbe rouge), d'un microphytobenthos (courbe verte) et d'une vase (courbe bleue)

1,9 μm) sont largement affectées par la vapeur d'eau amosphérique. Bien qu'il soit possible d'utiliser les trois bandes d'absorption fondamentales de l'eau moléculaire (2,8 μm ; 2,9 μm et 6,1 μm), ces bandes d'absorptions n'apparaissent pas dans le domaine de longueur d'onde classiquement utilisé pour l'étude des surfaces terrestres [0,4–2,5 μm]. Il existe une bande d'absorption de l'eau centrée à 1,79 μm qui permettrait d'établir des classifications en fonction du degré d'hydratation. Cette absorption semblerait moins affectée par les effets atmosphériques que les absorptions centrées à 1,4 et 1,9 μm. A notre connaissance, peu d'études d'analyses d'images hyperspectrales ont fait usage de cette bande d'absorption comme proxy de l'hydratation et pourtant, cette dernière fût utilisée en spectroscopie (Ellis, 1931; Collins, 1937; Collins, 1939). La bande d'absorption à 1,79 μm résulte de la combinaison des vibrations fondamentales des bandes d'absorptions de l'eau à 6,1 μm avec celle à 2,9 μm. Notre étude confirme l'existence de la bande d'absorption à 1,79 μm sur tous les échantillons hydratés pourtant de natures diverses : sédiments, sables, vases, argile, microphytobenthos, macrovégétation (Figure III.4.6). De nos observations, il résulte que la bande d'absorption à 1,79 μm varie au cours de l'hydratation mais reste tout de même très peu prononcée en comparaison avec les autres bandes d'absorption de l'eau.

III.4.3.2 Méthodes classiques : les indices d'humidité

De nombreux indices ont été élaborés à partir de critères spectraux afin d'estimer le degré d'humidité d'un sol. Là encore, ces méthodes d'analyse ont pour avantages d'être relativement simples, faciles d'utilisation et rapides. Ces indices spectraux sont souvent corrélés avec les mesures de teneur en eau. Il est généralement accepté que les indices apportent une information sur les différentes compositions. Dans notre étude, les indices seront formulés à travers les paramètres spectraux et seront utilisés comme des indicateurs du taux d'humidité. Les indices peuvent être élaborés après retrait du continuum, ou par de simples rapports de bandes. La teneur en eau peut également être exprimée par des différences entre les indices ou par des rapports d'indices. De nombreux indices d'humidité peuvent être élaborés à partir des harmoniques des bandes d'absorptions de l'eau (1,4 μm, 1,9 μm, 2,50 μm). Nous avons déjà constaté que ces absorptions ne peuvent pas être extrapolées aux conditions de terrains et aux conditions aéroportées car elles sont fortement masquées par les absorptions de l'eau atmosphérique. Néanmoins, bien que les bandes d'absorption de l'eau localisées à 0,97 nm et 1,20 μm soient moins intenses que ces homologues, elles sont moins affectées par la vapeur d'eau atmosphérique. Par conséquent, elles peuvent être utilisées pour formuler des indices à partir des spectres de terrain et/ou de l'image. En télédétection, les indices spectraux sont particulièrement utilisés pour déterminer l'humidité en lien avec la végétation, mais rares sont les indices spectraux qui sont dédiés uniquement à l'estimation de la teneur en eau.

De nombreuses études proposent des indices basés sur l'analyse des bandes d'absorptions à 0,97 μm et 1,20 μm. Nous pouvons citer celles qui utilisent le WBI Water Band Index ($R_{0,90}/R_{0,97}$) (Elvidge, 1990; Penuelas et al., 1993; Penuelas et al., 1997). Le WBI$_m$ est un indice modifié du WBI qui utilise les *maxima* de la bande d'absorption centrée à 0,97 μm ($R_{0,90}/R_{min(0,93-0,99)}$) (Sonnenschein et al., 2005). Gao (1996) formule le Normalised Difference WATER Index NDWI en utilisant le domaine du PIR (0,86 μm) et le SWIR1 (1,24 μm) $((R_{0,86} - R_{1,24})(R_{0,86} + R_{1,24})$. De nombreuses autres bandes spectrales peuvent être utilisées dans le but de détecter l'eau, en l'occurrence dans le SWIR2 aux longueurs d'ondes 1,64 μm et 2,13 μm. En télédétection hyperspectrale, compte tenu de la multitude de canaux, il est relativement aisé de formuler des indices spectraux à partir des bandes d'absorptions spécifiques de l'eau. Toutefois, les critères de sélection restent limités à des longueurs d'ondes précises et ne prennent donc pas en compte la continuité des spectres. Nous avions déjà évoqué cette remarque en ce qui concernait les indices de végétation (§ A)). Pourtant, il est reconnu que l'eau influence non seulement les bandes d'absorptions spécifiques de l'eau mais qu'elle affecte également de manière continue un plus large domaine de longueurs d'ondes. Par conséquent, les relations et les éventuelles interdépendances entre les bandes sont importantes à prendre en compte. Bien que, les indices apportent une information sur le degré d'humidité relatif à chaque spectre de réflectance,à des fins de quantification, la technique des indices reste problématique dans la mesure où l'utilisateur doit nécessairement imposer une valeur seuil. Comment choisir ce seuil ? En

résumé, ces méthodes présentent de nombreuses limites et incertitudes. Ils dépendent également des autres propriétés qui composent un sédiment. En effet, il semblerait que les indices spectraux élaborés après retrait du continuum soient fortemement sensibles à la position du continuum (McMorrow et al., 2004), continuum qui rappelons le contient une information sur les propriétés physiques des sédiments.

III.4.3.3 Rapport de bandes pour estimer l'humidité

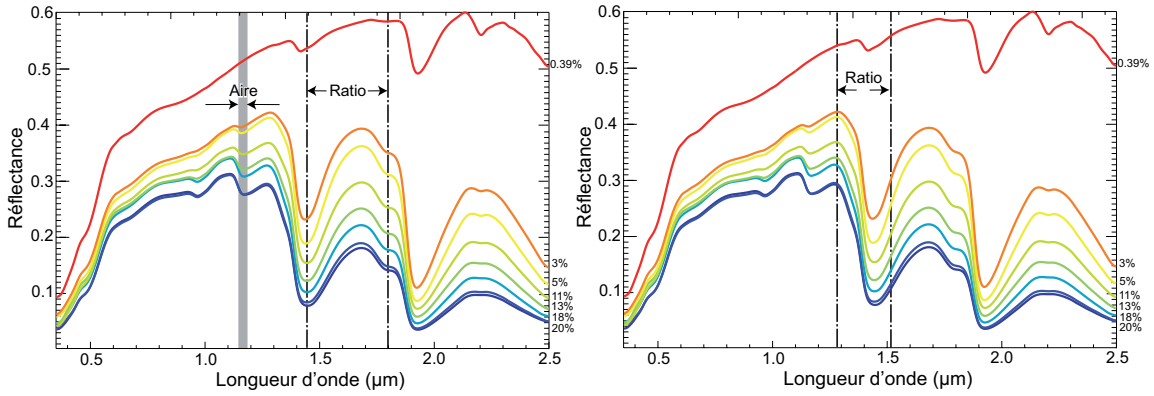


FIG. III.4.7 – Spectres de laboratoire pour différentes teneurs en eau. La bande grisée indique l'aire de la bande (figure gauche), les lignes en pointillés indiquent les longueurs d'ondes pouvant être utilisées pour calculer les rapports de bandes en environnement contrôlé (figure gauche) ou en conditions de terrain (figure droite).

Le rapport de bande peut être corrélé avec la teneur en eau (Figure III.4.7). Par exemple des rapports entre les deux bandes 1,455 μm et 1,802 μm ont été calculés (Haubrock et Kaufmann, 2005). Des régressions linéaires montrent un fort coefficient de corrélation entre ce rapport de bandes et la teneur en eau ($R^2 \sim 0,92$). Cependant le coefficient de corrélation de l'aire de la bande d'absorption comprise entre 1,143 μm et 1,191 μm est meilleur ($R^2 \sim 0,99$). En laboratoire, plus d'une centaine d'indices, ou encore de rapports de bandes différents, peuvent être formulés, mais seulement quelques uns d'entre eux peuvent s'appliquer aux conditions de terrain. En effet, en condition naturelle, les fortes absorptions de l'eau peuvent être affectées par les absorptions atmosphériques. Certaines bandes spectrales ne peuvent donc pas être utilisées pour élaborer des indices spectraux (*i.e.* $\sim$ 1,4 μm ; 1,9 μm). Dans ce but, pour Haubrock et al. (2008), le rapport entre la bande à 1,288 μm et la bande à 1,515 μm s'avèrerait le meilleur indicateur pour estimer la teneur en eau. La relation linéaire obtenue en laboratoire peut également être extrapolée aux pixels de l'image. Dans le cas d'une relation bijective, chaque pixel de l'image est associé à sa valeur du ratio calculé, il est facile d'en déduire une estimation de la teneur en eau.

Les résultats ainsi obtenus sont prometteurs. Néanmoins les sols ne diffèrent pas uniquement par leurs teneurs en eau, d'autres facteurs physico-chimiques interviennent. C'est pourquoi, il est nécessaire de trouver d'autres caractéristiques et *a fortiori* d'autres méthodes plus robustes afin d'éliminer

les autres effets dûs aux propriétés des sols (*i.e.* minéralogie, carbone organique, rugosité, etc).

Chapitre III.5

Bilan des connaissances et applications cartographiques en environnement côtier

Ce chapitre a pour objectif principal d'établir un état de l'art des différentes techniques couramment utilisées dans le domaine de la télédétection hyperspectrale et visant à extraire et cartographier les paramètres pouvant, entre autres, influencer la dynamique sédimentaire. Dans des environnements littoraux aussi complexes et hétérogènes que sont les vasières intertidales, les campagnes de terrains s'avèrent dangereuses et coûteuses en temps. De plus, les points de prélèvements des sédiments sont souvent limités aux terrains rendus accessibles. Il est difficile de caroyer de manière systématique une large zone d'étude durant un seul cycle tidal. C'est l'une des raisons pour lesquelles les prélèvements sont généralement présentés sous la forme de transects. Par conséquent, le nombre limité des points de contrôles ne permet certainement pas d'obtenir une représentativité spatiale suffisamment exhaustive de la région à étudier (Tyler et al., 1996). Pour palier cette absence d'informations, dans la plupart des cas, les scientifiques interpolent les données entre les points de contrôle ce qui peut occasionner des biais dans les différents modèles analytiques et/ou numériques et *a fortiori* nuire à la compréhension des processus sédimentaires. Actuellement, pour étudier la dynamique sédimentaire et les caractéristiques des vasières intertidales, il existe un réel besoin d'accroître la résolution spatiale. Les plateformes hyperspectrales s'avèrent dans certains cas de remarquables outils permettant de combler ce gap d'information. La télédétection hyperspectrale est considérée comme un outil puissant dans la mesure où cette dernière peut être utilisée pour fournir des cartes synoptiques précises de la distribution et de la nature des sédiments. En outre, elles offrent l'opportunité d'apporter des informations sur les faciès sédimentaires aux endroits même inaccessibles. C'est pourquoi, il devient essentiel d'induire de telles données pour une meilleure qualité de gestion des espace côtiers (*e.g.* CZM Coastal Zone Management), pour mesurer les impacts écologiques et ses réciprocités sur l'activité conchylicole et donc sur l'économie de la région. Le potentiel des données hyperspectrales est grand. Nous nous concentrerons sur l'opportunité qu'offrent de telles données pour améliorer la compréhension

du système sédimentaire d'un point de vue physique et/ou dynamique mais aussi pour caractériser les écosystèmes et donc mieux contraindre la biodiversité (Clarke, 1986; Reise, 1989). Dans cet esprit, les recherches conduites ont montré qu'il était possible d'extraire à partir des données aéroportées et satellitaires multispectrales de l'information sur l'écologie des biotopes (Bartlett, 1982; Hardisky et al., 1983; Donoghue et al., 1994; Thomson et al., 1998a; Thiemann et Bartsch, 2005), ou encore sur les sédiments en suspension (Collins et Pattiaratchi, 1984; Bhargava et Mariam, 1992; Bryant, 1996; Doxaran et al., 2003; Froidefond et al., 2003; Sterckx et al., 2007). Qu'en est-il des études menées sur l'analyse des faciès sédimentaires des estrans ?

Précédemment, de nombreuses études ont utilisé le potentiel des capteurs satellitaires dans le but de cartographier la distribution et la nature des sédiments en zone intertidale (Bartholdy et Folving, 1986; Yates et al., 1993; Populus et al., 1995). Bien que les données satellitaires offrent le potentiel de fournir une vision synoptique large de la zone d'étude, les faibles résolutions spatiale, spectrale et temporelle des données ne permettent pas d'accéder pleinement à une information détaillée de la morphologie des estrans. Ceci s'explique simplement par le fait que la répartition spatiale des sédiments est complexe. Notons que les plateformes satellitaires de type hélio-synchrone possèdent une orbite fixe. Il en résulte que les acquisitions sont rarement en phase avec les conditions tidales (basses-mers) et dans ce cas, de telles plateformes ne permettent pas l'acquisition d'informations sur la frange littorale. Par contre, en ce qui concerne les plateformes aéroportées, il est possible de programmer un vol en adéquation avec les conditions tidales recherchées. Cracknell (1999), Malthus et Mumby (2003) établissent un bilan des principaux avantages que comportent les capteurs utilisés en télédétection dans les environnements estuariens. Van der Wal et Herman (2007), Deronde et al. (2006a; 2008), montrent qu'il est possible de retrouver la morphologie des estrans sableux en fusionnant les données hyperspectrales à des données LIDAR (LIght Detection And Ranging) et cela dans le but précis de comprendre les relations entre morphologie et dynamique sédimentaire. Dans le cas d'une combinaison de multi-capteurs, à partir des données, il devient éventuellement possible de contraindre :

- l'influence du transport sédimentaire,
- l'impact des ouvrages de protection du littoral sur la réponse sédimentaire,
- l'évolution du trait de côte,
- le degré de nourrissage ainsi que le degré d'érosion.

Plus précisement, la combinaison entre les données LIDAR et hyperspectrales offre la possibilité d'élaborer des cartes d'érosion/accrétion. L'interprétation des zones de nourrissage par rapport au zones d'érosions permettent d'appréhender les directions du transport sédimentaire à l'échelle locale. Toutefois, une seule de ces cartes ne suffit certainement pas à comprendre la nature réelle du transport, il demeure nécessaire de disposer de plusieurs enregistrements pour pouvoir quantifier sans ambiguités les processus en lien avec les processus d'érosion et de sédimentation.

Bien que les instruments hyperspectraux soient des outils puissants et précis, leur couplage avec d'autres instruments communement utilisés en télédétection (LIDAR, RADAR) offre l'opportunité

de fusionner les données et donc d'accroitre le potentiel d'information. En effet, le LIDAR permet d'accéder à la microtopographie tandis que le RADAR renseigne sur la rugosité voire l'humidite. Néanmoins, la combinaison des techniques d'investigations reste relativement rare compte tenu du fait que l'usage de ces moyens logistiques reste onéreux. En 2010-2011 une nouvelle génération de satellites hyperspectraux verront probablement le jour, notamment le programme allemand EnMap ; leurs caractéristiques techniques (résolution spectrale et spatiale) devraient être nettement supérieures aux satellites hyperspectraux actuels (HYPERION, CHRIS). Ces nouvelles données devraient permettre de réduire le coût des campagnes par rapport à leurs homologues aéroportés. Elles permettront à l'avenir l'acquisition de couvertures spatiales bien plus importantes que les données aéroportées. Par conséquent, cette amélioration permettrait indéniablement de mieux contraindre toute la dimension de la dynamique sédimentaire à l'échelle globale.

L'objectif principal étant d'extraire avec succès les propriétés bio-géophysiques des sédiments à partir des mesures de réflectance acquises sur la zone intertidale, quatre facteurs doivent systématiquement être pris en compte :

1. l'hétérogénéité spatiale de la zone intertidale,
2. la relation entre les caractéristiques morphologiques, biologiques et les valeurs de réflectance,
3. le contenu en eau et sa répartition spatiale,
4. les perturbations spectrales attribuables aux effets atmosphériques.

Voyons maintenant quelles sont les méthodes de traitements classiquement utilisées pour extraire à des fins de cartographies les principaux facteurs cités précédemment (hétérogénéités, contenu en eau, biologie). Avant tout, il convient de savoir qu'à travers la littérature spécialisée dans le domaine de la télédétection hyperspectrale, la plupart des études visant à cartographier les paramètres sédimentaires combinent généralement plusieurs approches, allant par exemple de la méthode d'Analyses en Composantes Principales aux méthodes de régression statistique (Rainey et al., 2000) et des méthodes de classifications supervisées aux régressions multiples (Deronde et al., 2006c), etc. C'est la raison pour laquelle l'état des connaissances que nous proposons ci-dessous ne sera pas catégorisé systématiquement à une description d'une seule technique d'analyse par paragraphe. L'architecture relative à notre description se fondera plutôt sur le potentiel, les avantages, les limites des méthodes de traitement d'images hyperspectrales et donc de leur capacité respective à cartographier les paramètres sédimentaires de la zone intertidale.

III.5.1 Méthodes de réduction des dimensions spectrales communément utilisées en environnement côtier

Parmi les méthodes de réduction des dimensions spectrales les plus communes, nous pouvons citer les méthodes de classification supervisée et non-supervisée, la sélection des canaux caractéris-

tiques, les Analyses en Composantes Principales (ACP) ou les Analyses en Composantes Indépendantes (ACI), les rapports de bandes, les indices spectraux, les transformées en ondelettes, etc. Bien que de nombreuses techniques existent à cet égard, dans cette section nous nous attacherons à ne décrire uniquement que les méthodes de réduction des dimensions spectrales utilisées en environnement côtier dans le but d'extraire les paramètres bio-géophysiques des sédiments.

III.5.1.1 Méthode de classification

Les méthodes de classifications sont indéniablement les méthodes parmi les plus utilisées en télédétection hyperspectrale des environnements côtiers. Cela tient sans doute au fait qu'elles soient rendues populaires et simples d'utilisation dans le cas où elles sont directement implementées dans certains logiciels commerciaux de traitement d'images géospatiales (*e.g.* ENVI *ENvironement for Visualizing Images*). Elles sont subdivisées en deux grands types de classifications :

1. Les supervisées. Elles sont dites manuelles, elles requièrent l'intervention de l'utilisateur et nécessitent une base d'apprentissage ou base de référence représentative des images à réduire (*e.g.* une bibliothèque spectrale).
2. Les non-supervisées. Elles sont automatiques et ne nécessitent pas de base de référence, elles sont appliquées directement aux données.

L'intérêt des méthodes de classification est qu'elles permettent d'estimer la ressemblance entre les pixels de l'image et la base de référence. À cet effet, des métriques sont utilisées pour estimer le degré de ressemblance.

III.5.1.2 Les principales métriques utilisées en télédétection

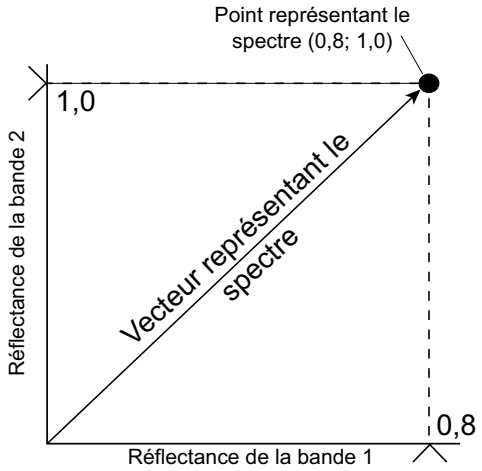


FIG. III.5.1 – Graphique schématisant la distance spectrale pour deux bandes (n=2) par un vecteur.

Une fois que les spectres de références relatifs aux différentes classes sont définis, leur identification dans une scène est donnée en examinant soit leur degré de ressemblance avec les spectres de l'image (Kruse et al., 1993) soit en utilisant des techniques de classification prenant en compte l'information sub-pixellaire (Settle et Drake, 1993). Dans cette section, nous établirons une description des différentes métriques communément utilisées dans le domaine de la télédétection hyperspectrale visant à estimer le degré de ressemblance (Figure III.5.2). Les classes considérées comme les plus discriminantes sont celles où la redondance d'information est la plus faible. La non-redondance d'un spectre peut être estimée par une distance ou une métrique (*i.e.* angle, coefficient de corrélation). Mathématiquement, il s'agit d'un vecteur. Chaque bande spectrale peut être considérée comme une dimension dans un espace spectral à n dimensions, où n est le nombre de bandes (Figure III.5.1). Si l'on trace sur un graphique les mesures de réflectance d'une bande en fonction d'une autre, on peut caractériser les coordonnées mathématiques du point dans l'espace spectral. Un vecteur ayant pour coordonnée l'origine du système permet de caractériser ce point. Les distances à l'origine varient en fonction des bandes, mais ils conservent la même direction.

Les classifications supervisées consistent à comparer les spectres de l'image avec les spectres de références. Plus la distance entre les spectres est grande, plus ils sont dissemblables et inversement. Par conséquent, la cartographie obtenue en sortie est basée sur un degré de ressemblance spectrale ; sa distribution est fonction de la distance utilisée. Or, il existe un grand nombre de méthodes de classification, chacune d'entre elles utilisent des métriques particulières (Bakker et Schmidt, 2002; Keshava, 2004; Lumme, 2004; Van der Meer, 2006). Nous ne citerons que les plus communes à la télédétection hyperspectrale : la Distance Euclidienne (DE), le Spectral Angle Mapper (SAM) et le Spectral Correlation Mapper (SCM). D'autres méthodes de classifications comme par exemple le maximum de vraisemblance (Maximum Likehood classifier) ont été développées initialement pour les données multispectrales. Elles ont ensuite été étendues aux données hyperspectrales nécessitant par la même occasion un plus grand nombre de compilations des données que les méthodes de classification développés spécifiquement pour les données hyperspectrales (SAM, SCM). Dans la section qui suit, nous ne décrirons que quelques exemples de méthodes de classification ainsi que leurs métriques associées. Il faut savoir qu'il existe un grand nombre de métriques avec chacune leur avantage. Nous ne rentrerons donc pas dans les détails.Toutes ces méthodes requièrent une valeur seuil définie par l'opérateur. Le seuil fixé constitue un niveau de tolérance afin de déterminer les cibles les plus proches de la référence. Ces méthodes peuvent facilement être appliquées sur la zone intertidale dans le but de cartographier qualitativement et rapidement les biotopes (Ustin et al., 2002; Pierce et al., 2002; Forster et Jesus, 2006; Pengra et al., 2007).

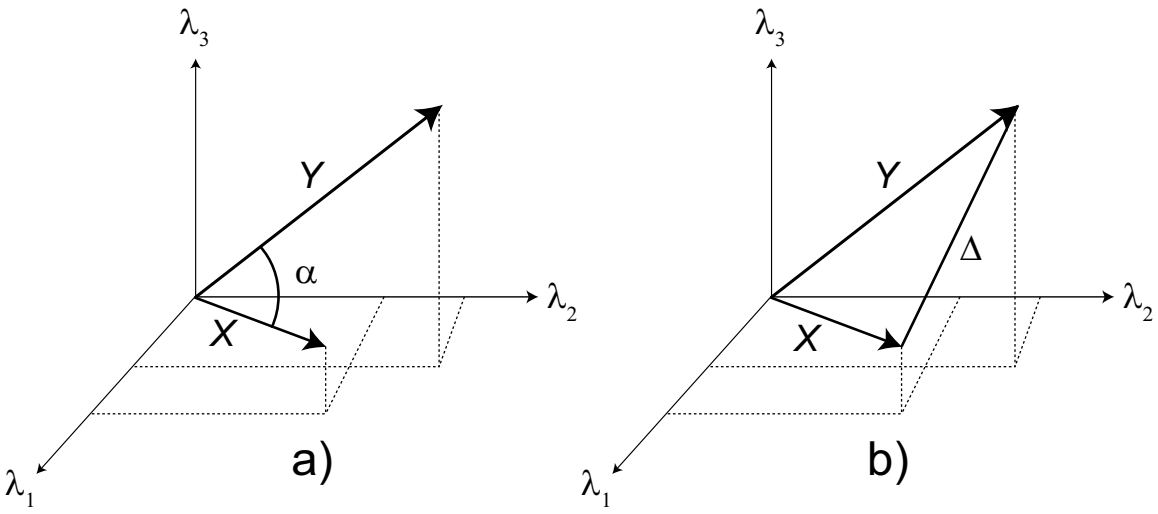


FIG. III.5.2 – Principe de classification représentant deux métriques couramment utilisées en télédétection hyperspectrale. a) le Spectral Angle Mapper, α ; b) la distance Euclidienne minimum (DEM), Δ.

A) L'angle spectral (AS)

La technique de l'angle spectral (AS) ou Spectral Angle Mapper (SAM) est sans doute la méthode de classification la plus utilisée pour établir des cartes à partir des données hyperspectrales. Cette méthode est le plus souvent utilisée dans le domaine de la télédétection des surfaces planétaires car, la métrique associée (angle spectral), a pour avantage d'accentuer les caractéristiques spectrales indépendamment des variations d'éclairement induites par la topographie. En effet, contrairement à la distance spectrale (distance Euclidienne) l'angle spectral ne dépend pas des conditions d'illuminations et des effets d'albedo. La formulation mathématique du SAM (Équation III.5.1) définit l'angle spectral α compris entre deux vecteurs, à savoir le spectre de réference X et le spectre de l'image Y au sein d'un espace dont les dimensions correspondent au nombre de bandes (Boardman, 1992; Kruse et al., 1993). L'angle est obtenu en faisant le produit vectoriel entre les deux spectres X et Y.

$$Angle\ spectral_{(X,Y)} = AS_{(X,Y)} = \alpha = \cos^{-1} \frac{\sum XY}{\sqrt{\sum (X)^2 \sum (Y)^2}} \qquad \text{(III.5.1)}$$

avec α l'angle entre le spectre de référence et le spectre de l'image, X le spectre de l'image et Y le spectre de référence. L'angle spectral est exprimé en radians, entre 0 et 1 ; plus l'angle α est proche de 0, plus le degré de similarité permettant l'identification est grand. Dans la formulation , $\cos\alpha$ varie entre 0 et 1, mais cette fois-ci plus l'angle spectral est proche de 1, plus le degré de similarité est grand.

$$Angle\ spectral_{(X,Y)} = AS_{(X,Y)} = \cos\alpha = \frac{\sum XY}{\sqrt{\sum (X)^2 \sum (Y)^2}} \qquad \text{(III.5.2)}$$

Il est reconnu que l'angle spectral présente l'inconvénient majeur de classifier les pixels d'une image avec parfois un fort degré de confusion. Par exemple, deux spectres inconnus extraits directement de la scène et de composition distincte peuvent néanmoins être confondus par le SAM. En d'autres termes, bien que les vecteurs Y_1 et Y_2 relatifs aux spectres de l'image soient différents, il s'avère que leurs angles respectifs α_1 et α_2 peuvent être équivalents voire trop proches pour permettre à l'algorithme de distinguer les spectres. Contrairement à l'angle spectral, la distance spectrale permet parfois de mieux discriminer les composants d'une scène car cette métrique est moins sujette à la confusion spectrale citée précédemment. En effet, les vecteurs sont différenciés par leur intensités respectives.

B) La distance Euclidienne (DE)

La Distance Euclidienne Minimum (DEM) mesure la distance spectrale la plus petite entre deux vecteurs X et Y. Elle est définie par (Équation III.5.3) :

$$DEM_{(X,Y)} = \Delta = \|X - Y\| = \sqrt{\sum(\rho_x - \rho_y)^2} \tag{III.5.3}$$

Avec ρ_x la réflectance du spectre de référence et ρ_y la réflectance du spectre de l'image. Plus la distance euclidienne est proche de 0, plus le degré de similarité entre les spectres comparés est fort. La Distance Euclidienne (DE) entre deux pixels pris dans un espace à n dimensions (où n est le nombre de bandes spectrales) peut également dériver de l'angle spectral mesuré (Équation III.5.4) :

$$DE_{(X,Y)} = 2\sqrt{1 - \cos(AS(X,Y))} = 2\sin(\frac{AS(X,Y)}{2}) \tag{III.5.4}$$

La principale différence est que la distance Euclienne prend en compte les variations d'éclairement entre les deux vecteurs. Néanmoins, cette approche a pour inconvénient d'être peu sensible aux variations de formes spectrales entre des spectres dont la forme est relativement proche.

C) Le spectral Correlation Mapper (SCM)

Pour résoudre le problème de confusion spectrale tout en gardant les avantages propres au SAM, certains auteurs proposent une version légèrement modifiée du SAM : le Spectral Corrélation Mapper (Van der Meer et Bakker, 1997; de Carvalho et Meneses, 2000). Pour ce faire, ils constatent que la fonction définissant le SAM est fortement similaire à celle du Coefficient de Correlation de Pearson (Équation III.5.5), à la différence que le coefficient de corrélation de Pearson standardise les données aux valeur moyennes. En effet, X et Y sont centrés sur les valeurs moyennes. De ce fait la métrique n'est plus un angle spectral mais un vecteur de corrélation.

$$P_{(X,Y)} == \frac{\sum(X - \bar{X})(Y - \bar{Y})}{\sqrt{\sum((X - \bar{X})^2)\sum((Y - \bar{Y})^2)}} \tag{III.5.5}$$

Le Spectral Correlation Mapper (de Carvalho et Meneses, 2000) dérive directement du coefficient de corrélation de Pearson. Il a été adapté dans le but d'éliminer les corrélations négatives et de conserver les caractéristiques inhérentes à l'angle spectral, c'est-à-dire d'être indépendant des conditions de la topographie. Les valeurs obtenues par le SCM peuvent être soit positives, soit négatives. Elles varient entre -1 et 1 ce qui permet de prendre en compte à la fois les différences d'éclairement et de formes pour les spectres considérés. Cette technique améliore significativement l'identification spectrale, là où l'AS occasionnait des confusions, car incapable de différencier les angles des corrélation positives de ceux aux valeurs négatives. Par contre, comme le SCM prend en compte une variabilité spectrale plus importante, cette approche est donc nécessairement plus sensible au bruit que la technique de l'AS (Van der Meer, 2006).

III.5.2 Identification des mélanges

Les méthodes de classification citées précédemment (DE, SAM, SCM) supposent qu'il existe une corrélation directe entre les données de la scène et celles décrites comme étant les spectres de références. À partir du moment où les "end-members" (*c.a.d.* la base d'apprentissage) ne sont pas extraits directement de l'image mais proviennent d'acquisitions conduites en laboratoire ou encore sur le terrain, il peut s'avérer dangereux d'utiliser les méthodes de classifications. Dans ce cas, elles impliquent nécessairement que les mesures des propriétés spectrales effectuées sur des échantillons de tailles réduites doivent être directement transposables aux mesures des spectromètres imageurs aéroportés. Or, à l'échelle du grain, de la roche, de l'échantillon et du pixel, les valeurs de réflectance contiennent de l'information relative à des processus de mélanges spectraux. Les processus de mélanges sont complexes et de natures diverses, bien que de nombreuses recherches tentent encore de les comprendre (Adams et al., 1986; Gillespie et al., 1990). À l'heure actuelle, ils demeurent mal compris compte-tenu de l'extrême degré de complexité qu'ils engendrent. Néanmoins, comprendre l'information subpixellaire et décorréler l'information des surfaces reste l'une des clefs de la cartographie hyperspectrale.

Dans cette section, nous nous attarderons dans un premier temps à décrire les principaux processus de mélange connus. Puis, nous présenterons les principales méthodes permettant de cartographier l'information subpixellaire, notamment la méthode de "l'unmixing".

III.5.2.1 Processus de mélanges

A) Mélanges surfaciques

Parmi les nombreux types de mélanges, les mélanges surfaciques (Figure III.5.3 a) sont certainement les plus simples. Dans ce cas, les surfaces spectrales analysées sont supposées homogènes et juxtaposées à l'intérieur de la surface d'observation. Ce type de mélanges suppose également qu'il n'y a pas d'effets de diffusion multiple entre les constituants, auquel cas le nombre de photons impliqués

dans les intéractions devient statistiquement négligeable. Le mélange spectral (ρ_{mel}) est une combinaison linéaire des spectres de chaque constituant (ρ_i) de la surface d'observation et des fractions surfaciques (x_i) (Équation III.5.6) :

$$\rho_{mel} = \sum_{i=0}^{N} \rho_{mel} x_i \tag{III.5.6}$$

avec N le nombre de bandes et i le nombre de constituants mis en jeu.

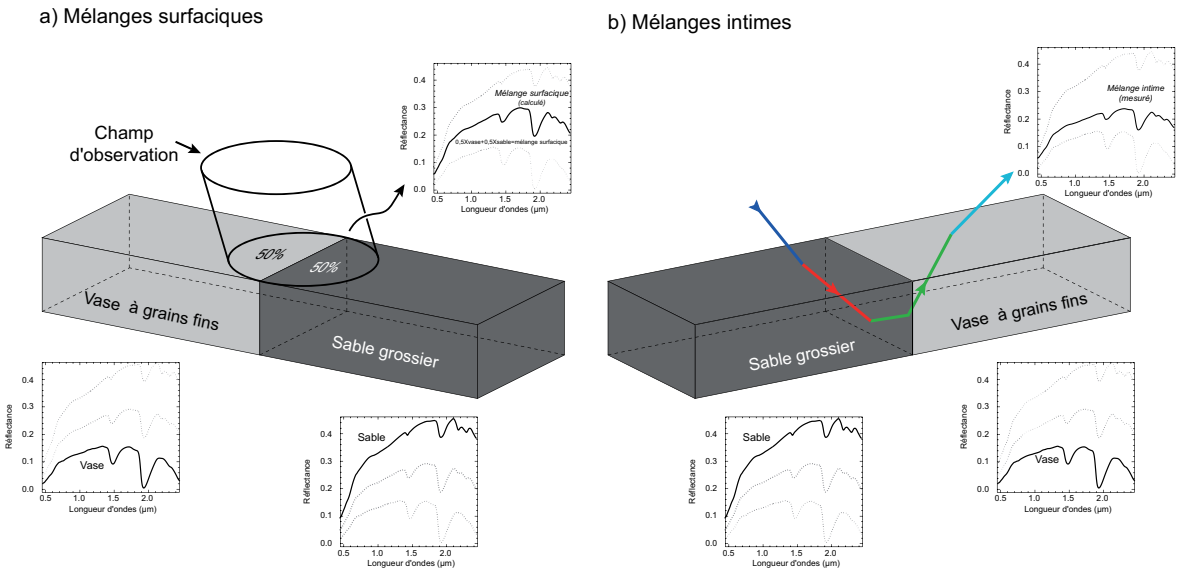


FIG. III.5.3 – a) Mélanges surfaciques. Le spectre résultant du mélange correspond à une combinaison linéaire des spectres des surfaces qui composent le champs d'observation du capteur, soit 50 % de vase et 50 % de sable. b) Mélanges intimes. Le spectre résultant est mesuré en laboratoire. Le rayonnement incident (trait en bleu) interagit avec le matériau. Il est réfracté au niveau des interfaces des grains voisins dont la composition et les tailles peuvent être différentes (traits en rouge et vert). Le trait en cyan correspond au rayonnement mesuré ; il résulte de la convolution sur le chemin optique de chacune des particules rencontrées et le milieu interstitiel (eau, air) (Modifié d'après Roy 2007).

B) Mélanges intimes

Les mélanges intimes résultent des intéractions entre le rayonnement et les différents matériaux qui composent la surface d'étude. Dans ce cas, les matériaux sont intimement liés entre eux. Par exemple, pour un sédiment sableux, le spectre de réflectance résultant est porteur d'informations de chacuns des grains rencontrés sur le chemin optique (Figure III.5.4) pour lesquels les tailles et les compositions sont différentes (Figure III.5.3 b). Pour une roche, le spectre de réflectance résultant sera une combinaison non-linéaire de chacun des minéraux. Ce type de mélange est largement tributaire des mécanismes de diffusion et dépend de la taille des grains et de la longueur d'onde et donc du domaine de longeurs d'onde (Clark et Lucey, 1984; Bishop et al., 1996; Clark, 2003). De même que pour la végétation, les modèles doivent prendre en compte les effets de diffusion par les surfaces des stuctures internes pour permettre de quantifier les pigments (Asner, 1998; Asner et Lobell, 2000).

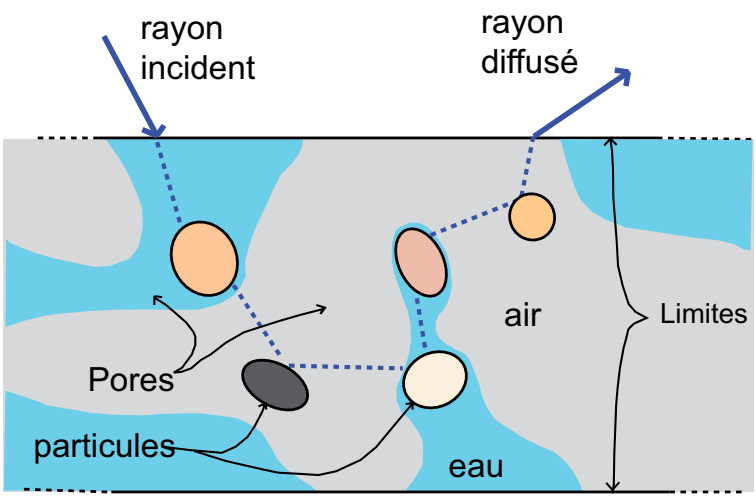


FIG. III.5.4 – Exemple d'un trajet optique au sein d'un sédiment contenant des éléments (les grains) et des pores (air et eau). Le faisceau interagit successivement avec les différentes interfaces (grains, air, eau). Le rayon diffusé collecté au capteur sera porteur des informations relatives à l'ensemble des constituants.

En télédétection, les mélanges intimes sont sans doute les moins connus. Il reste difficile de les modéliser compte tenu qu'ils requièrent une connaissance *a priori* sur certains paramètres des surfaces à analyser (*i.e.* angle d'illumination, taille des particules, les constantes optiques). Pourtant, indéniablement, ils influencent les caractéristiques spectrales.

C) Mélanges sur couches multiples

Les mélanges sur couches multiples concernent un matériau qui en recouvre un autre, par exemple, un biofilm microalgal qui recouvre un substrat sédimentaire vaseux. Chaque couche est une interface où les effets de diffusion et de transmission provoquent des modifications du trajet optique. Les valeurs de réflectance du mélange observé (vase+biofilm) sont fonction de l'épaisseur de la couche du biofilm. L'épaisseur contrôle la profondeur de pénétration du faisceau incident. Puis, ce dernier intéragit avec la vase pour traverser à nouveau le biofilm. Le rayonnement récupéré en sortie est le résultat de l'interaction entre le biofilm, la vase et à nouveau le biofilm.

En général, dans le domaine dédié à la spectroscopie de l'atmosphère, on considère les mélanges au sein des couches de l'atmosphère comme étant des mélanges sur couches multiples. Les phases liquides ou gazeuses des différentes couches affectent effectivement les valeurs de réflectance. Les mélanges sur couche multiples sont typiques des altérations de surface et les patines des minéraux, par exemple un grain de sable rubéfié (Figure III.5.5).

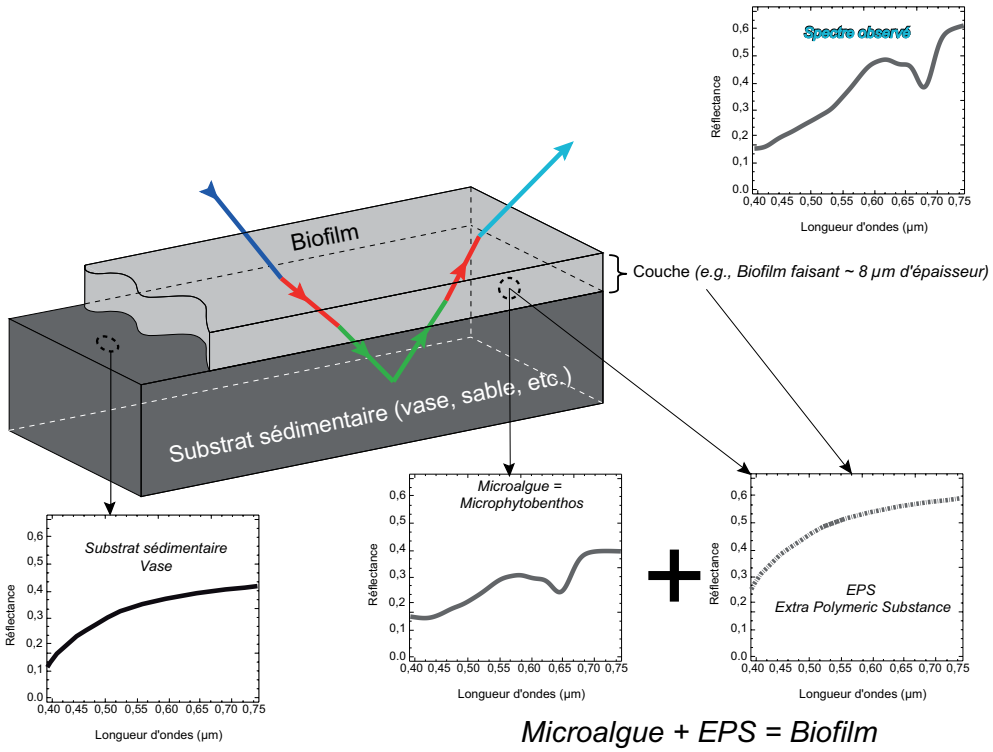


FIG. III.5.5 – Mélanges de couches multiples. Les spectres mesurés sur le terrain résultent de l'interaction du rayonnement incident (trait en bleu) avec le biofilm (microalgue+EPS) d'environ 8 μm d'épaisseur (trait en rouge). Le faisceau est transmis jusqu'au substrat sédimentaire vaseux (trait en vert) et retraverse à nouveau le biofilm microalgal. Le spectre observé (trait en cyan) correspond donc à une convolution des signatures des milieux (biofilm+vase) dans lesquels le rayonnement interagit (Modifié d'après Roy 2007).

D) Mélanges moléculaires

Les mélanges moléculaires se produisent à l'échelle des molécules. Par exemple, pour un argile de la famille des smectites (*e.g.* montmorillonite), le mélange entre les molécules d'eau contenues dans l'espace interfoliaire et les feuillets des argiles (octaèdrique et tétraédrique) engendre un léger décalage de la bande d'absorption caractéristique de l'eau.

Dans cette thèse, nous avons utilisé principalement un modèle de mélange dans le but cartographier la biomasse de la vasière intertidale. Il s'agit d'un modèle qualifié de "non-linéaire" combinant le simple modèle de mélange linéaire à une base de référence de mélanges intimes. Nous le décrirons ultérieurement (c.f. § V.2.3.2).

III.5.2.2 Classification par "spectral unmixing"

"L'unmixing" est une méthode d'identification des mélanges à partir des spectres de réflectance. Cette méthode permet d'approximer chaque pixel de l'image en un pourcentage de composants élémentaires. Le spectre de l'image sera décomposé en une somme de pourcentages dont les contributions respectives proviennent des spectres de références (Figure III.5.6). Autrement dit, les proportions relatives à chaque matériau au sein même d'un pixel sont établies par une combinaison linéaire des spectres de réflectance relatifs à chaque constituant composant le mélange (Boardman, 1994).

La procédure "d'unmixing" nécessite au préalable différentes étapes avant de générer des cartes de fraction de couverture relatives aux différents paramètres sédimentaires que l'on cherche à extraire. Les étapes sont les suivantes :

- maximiser le rapport signal-bruit est un moyen d'améliorer la classification produite.
- examiner les données représentées au sein d'un espace permettant de les caractériser et ceci afin d'en déterminer les pôles les plus purs ("end-members") directement à partir de l'image,
- classer les images sur la base des pôles purs,
- étalonner les cartes d'abondances produites par mélange linéaire.

La procédure commune est d'isoler les meilleurs candidats de l'image pas à pas. Pour ce faire une première étape consiste à appliquer une MNF (Minimum Noise Fraction). Cette technique permet de décorréler l'information contenue dans les images et permet de déterminer les pôles purs indépendam-

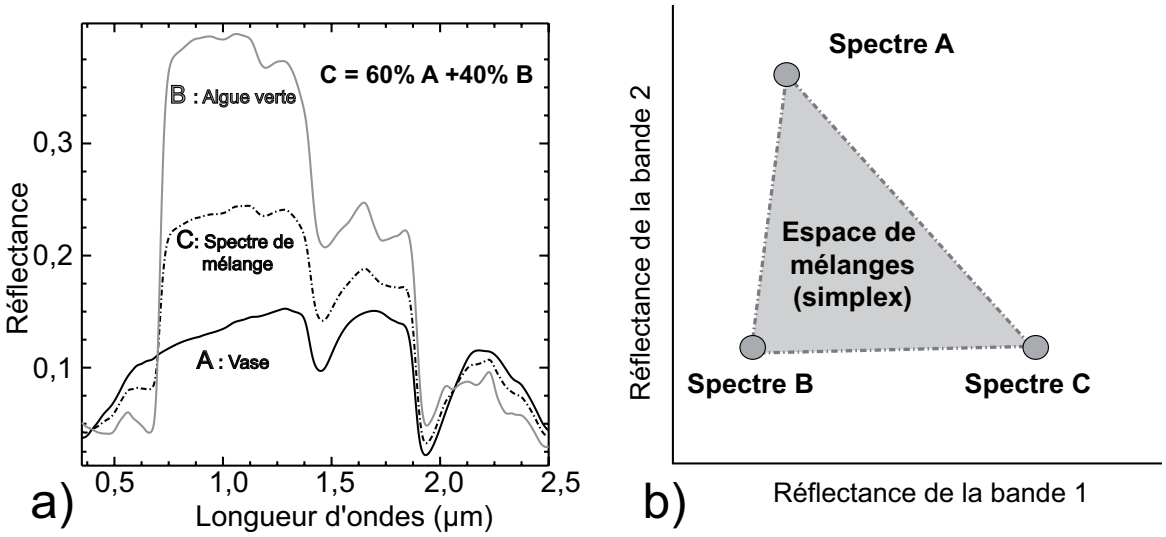


FIG. III.5.6 – Principe d'un mélange linéaire entre un spectre de vase (A) et un spectre d'algue verte (B). a) Le spectre de mélange C résulte d'une combinaison linéaire de A et B. a) Représentation schématique d'un mélange ternaire entre trois spectres de références. Le simplex (triangle) schématise les n mélanges possibles pour deux bandes (bande 1, bande 2). Tous les spectres de mélanges sont des combinaisons linaires de A, B et C. La fraction relative à chaque "end-member" peut être calculée pour chaque pixel.

ment du bruit. Puis, l'on cherche à extraire les spectres les plus extrêmes de l'image, c'est la méthode PPI (Pixel Purity Index). Ces algorithmes sont implémentés sous ENVI, décrivons les.

A) Réduction du bruit : Minimum Noise Fraction Transform (MNF)

Dans le cas d'un rapport signal-bruit mauvais, la MNF est couramment utilisée dans les domaines de la télédétection pour réduire le niveau de bruit inhérent aux images et *a fortiori*, améliorer significativement la qualité des données (Green et al., 1988). La MNF consiste à séparer l'information utile du bruit, et en ne conservant que l'information utile. Pour ce faire, la MNF applique en cascade deux analyses en composantes principales (ACP). La première transformation, basée sur l'estimation d'une matrice de covariance du bruit, permet de transformer les données de manière à obtenir en tous points un bruit de variance unité et donc une absence de corrélation bande à bande. La deuxième transformation consiste à appliquer une ACP standard sur le jeu de données modifié.

Le cube de donnée des images hyperspectrales est retourné par la MNF dans le domaine spectral en ne conservant que les composantes significatives. Généralement, l'essentiel de l'information est contenue dans les premières images qui contiennent plus de 95% de la variance. Nous rejetterons des analyses les autres, qui contiennent quant à elles le bruit.

B) Pixel Purity Index (PPI)

Le Pixel Purity Index est largement utilisé en télédétection hyperspectrale pour extraire de la scène les spectres de références. Le nombre des "end-members" requis doit être égal au nombre de dimensions spectrales que l'on cherche à caractériser (Settle et Drake, 1993). L'algorithme PPI demande de réduire les dimensions des données, il se base soit sur la méthode des ACP soit sur la MNF (Smith et al., 1985; Boardman et al., 1995). Les PPI sont appliqués sur les vecteurs propres de la MNF. Le PPI génère des vecteurs aléatoires en un nombre fixé par l'utilisateur et projette ces vecteurs sur le jeu de donnée (Figure III.5.7). Le nombre de fois que ce vecteur est sélectionné comme extrême (superieur ou inférieur aux limites fixées par l'utilisateur) détermine le "end-member". Les pixels qui possèdent les valeurs élevées sont qualifiés de pixels "purs" et contiennent les signatures spectrales spécifiques à la scène. Nous utilisons le "N-Dimensional visualier", pour visualiser les pixels les plus purs. La sélection finale des "end-members" est considérée comme représentative de l'ensemble des variations spectrales des matériaux de la scène. Dans l'idéal, chaque "end-member" devrait être composé d'un matériel pur, toutefois en réalité il est rare que les "end-members" de l'image soient totalement purs. Chaque "end-members" contribue aux mélanges linéaires des pixels de la scène. Classiquement, ces composants purs correspondent à des objets macroscopiques présents sur la zone intertidale, par exemple, de l'eau, un sable, une vase, de la végétation, du microphytobenthos (c.f. Figures II.2.12 *in.* § II.2.4.2).

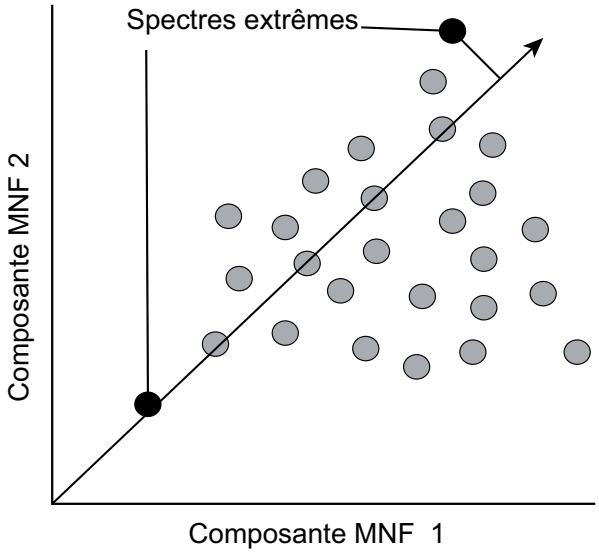


FIG. III.5.7 – Schéma de la procédure utilisé par la méthode des PPI (Pixel Purity Index). Répartition de l'ensemble des spectres de l'image (points) en fonction de deux composantes (MNF1, MNF2) projetées par rapport à un vecteur aléatoire (flèche). Les pixels les plus extrêmes correspondent aux points noirs.

III.5.3 Quelques applications en domaine côtier

La granulométrie des sédiments joue un rôle important au sein des environnements côtiers. La taille des grains et la teneur en vase sont intimement liées aux variations des conditions hydrodynamiques et morphologiques. Il est important d'intégrer les distributions granulométriques des zones intertidales dans le but de comprendre les processus d'érosion/accrétion, les phénomènes de pollution, l'écologie du milieu. Enfin, les cartes de distributions granulométriques peuvent être utilisées comme indicateurs de changements de la morphologie côtière.

La cartographie de la taille des particules de la zone intertidale par l'usage de capteurs optiques satellitaires ou aéroportés passe généralement par des techniques relativement connues de la communauté scientifique. Il s'agissait des techniques de classification (non) supervisées, des modèles de mélanges linéaires ou encore des méthodes de régression élaborées à partir des données multispectrales satellitaires (Bartholdy et Folving, 1986; Yates et al., 1993; Thomson et al., 1998a; Ryu et al., 2004), multispectrales aéroportées (Rainey et al., 2003) et plus récemment produites à partir des données aéroportées hyperspectrales (Smith et al., 2004d; Deronde et al., 2006c; Van der Wal et Herman, 2007). Différentes techniques de classifications sont utilisées pour cartographier les propriétés des sédiments. Thomson et al. (1998c), Yates et al. (1993) utilisent la méthode de classification supervisée basée sur le maximum de vraisemblance (en anglais "maximum likelihood classification"). De cette classification résulte la possible distinction entre les sables secs et humides, les vases sèches et humides, les sédiments riches en microphytobenthos et l'eau. Le succès de cette classification repose sur la validité

des spectres de référence de terrain définissant eux-mêmes les classes. Thomson et al. (1998c) utilisent le capteur aéroporté CASI avec un mode de 14 bandes dans le but de classer de manière supervisée et aussi de manière non-supervisée la végétation et les sédiments de la baie de Wash situé à l'Est de l'Angleterre. Pour ce faire, ces auteurs utilisent 6 classes de végétations et 4 classes de sédiments. Ils concluent que l'approche supervisée permet un meilleur contrôle sur le choix des classes dans la mesure où il est plus aisé de différencier les types de végétations ainsi que leurs substrats.

Dans le même contexte, Yates et al. (1993) utilisent plusieurs méthodes de classification à partir des données multispectrales Landsat-5 TM pour tenter à la fois de discriminer les sables des vases mais également d'accéder à l'information sub-pixellaire grâce à la résolution spatiale (30 m par pixel). Néanmoins, la faible résolution spectrale de ce capteur limite indéniablement les critères de classifications. En effet, quelle que soit la méthode de classification utilisée, les résultats montrent que les domaines vaseux sont mieux classés que les domaines sableux.

Ces auteurs montrent tout de même que les signatures spectrales peuvent être séparées d'un point de vue statistique. Les classifications non-supervisées basées par exemple sur les méthodes ISODATA, facteurs d'analyses ou encore les analyses en composantes principales (ACP) maximisent le degré de séparabilité entre les signatures spectrales (Doerffer et Murphy, 1989; Adam et al., 2005). Cette réduction drastique des dimensions spectrales s'explique par le fait que plus la dimension de départ est élevée, plus l'espace est vide et plus il est difficile de faire des estimations statistiques et des classifications (Schmidt, 2007). Il en résulte qu'il existe une dimension optimale pour la classification. Si la dimension est trop petite, il n'existe pas assez de différences entre les classes. Si la dimension est trop grande, l'espace est vide et il manque des échantillons d'apprentissage. Ces méthodes nécessitent un minimum de l'opérateur, généralement une base de référence et une vérité terrain pour identifier les différentes classes. Cependant ces méthodes ne peuvent pas produire des classes différentes pour un même jeu de données, elles dépendent fortement du nombre de classes et de la dispersion autorisée autour des classes moyennes. Les classifications supervisées et non-supervisées prédéfinissent chacun des pixels à une classe donnée.

III.5.3.1 Méthode d'Analyse en Composantes Principales

Bryant et al. (1996) et Rainey et al. (2000; 2003) explorent la possibilité de cartographier les sédiments de l'estuaire de Ribbey (UK) au moyen de l'intrument Daedalus 1268 Airborne Thematic Mapper (ATM). Ces études aboutissent à un premier constat, à savoir que les surfaces sédimentaires sont susceptibles d'être mieux différenciées après une longue période d'exposition des sédiments à l'air, c'est-à-dire quand les sédiments tendent vers un état sec. Ils suggèrent donc de collecter les données aéroportées après une durée d'exposition d'environ trois heures.

Rainey et al. (2000) combinent une double approche pour appréhender les effets de l'eau conjointement à la granulométrie sur les spectres de réflectances. Ils couplent une méthode de classification

basée sur l'Analyse en Composantes Principales (ACP) avec des mesures en environnements contrôlés. En effet en spectroscopie, les propriétés des matériaux induisent une forte corrélation entre les canaux. La technique de l'ACP est une méthode statistique développée pour maximiser la variance spectrale des données de télédétection ce qui permet de discriminer des matériaux de surfaces (Smith et al., 1985). L'ACP projette sans *a priori* les données d'origine dans un nouveau repère de coordonnées orthogonales qui sont définies par les propriétés statistiques des données de départ. Le principe statistique de l'ACP est fondé sur la décomposition en valeurs propres (quantité de variabilité spectrale) et vecteurs propres (contribution relative de chaque bande à la composante) de la matrice de corrélation constituée par les différents canaux spectraux de la scène. Une nouvelle série d'axes orthogonaux sont ainsi définis. Ils correspondent à une combinaison linéaire des variables d'origine dont la variance est maximisée par rotation. Ainsi Rainey et al. (2000) parviennent à décorréler les composantes principales entre elles, permettant de séparer les composantes bruitées et de réduire le nombre de dimensions des données de la scène. Chacune des composantes principales constitue une image. Elles sont classées dans un ordre décroissant en fonction du pourcentage de variance des données. Souvent, la première composante (CP1) est interprétée comme une moyenne pondérée de l'ensemble des bandes spectrales, ce qui correspond à une des définitions de l'albédo. Auparavant, les études de Doeffer et Murphy (1989) en mer de Wadden à partir des données Landsat TM avaient déjà permis de montrer que la composante principale (CP1) était étroitement liée à la topographie régionale des environnement tidaux. La deuxième composante est généralement attribuée aux propriétés spectrales prédominant au sein des variations spectrales. Il s'agit généralement des variations de contraste spectral, des effets de pente ou encore de l'enveloppe globale du spectre. En domaine côtier, souvent la CP2 est attribuée à la végétation (Thomson et al., 1998b). En effet, la végétation induit un fort contraste spectral, véritable "saut" des valeurs de réflectance du domaine du visible au proche infrarouge. Les composantes suivantes peuvent être attribuées aux paramètres sédimentaires en fonction de l'importance de leur poids statistique au sein de la scène. Toutefois, la signification spectrale des images produites par ACP reste difficilement interprétable, surtout pour les composantes de plus grand ordre compte tenu du bruit subsistant au sein du jeu de données, car mal décorrélé. C'est pourquoi Rainey et al. (2000) se limitent à n'étudier que les deux premières composantes principales CP1 et CP2 (Figure III.5.8). Ils attribuent la CP1 et la CP2 à l'eau contenue dans les différents substrats (sable, vase) dans la mesure où c'est cette caractéristique qui influence majoritairement le niveau global des spectres de réflectances. Ils en déduisent qu'une augmentation du contenu en eau a pour effet de diminuer drastiquement les valeurs de réflectance et donc de masquer spectralement les effets granulométriques. Ils concluent que la CP1 et la CP2 décorrèlent significativement l'information spectrale relative à quatre espaces : les sables secs, les vases sèches, les sables saturés en eau et les sédiments saturés en eau (Figure III.5.8).

Parrallèlement, Rainey et al. (2000) expérimentent en environnement contrôlé des mesures de réflectance sur trois grandes classes granulométriques (silt, sable fin, sables) tout en faisant varier la teneur en eau (Figure III.5.9). La teneur en eau est ainsi représentée au sein d'un graphique en fonction

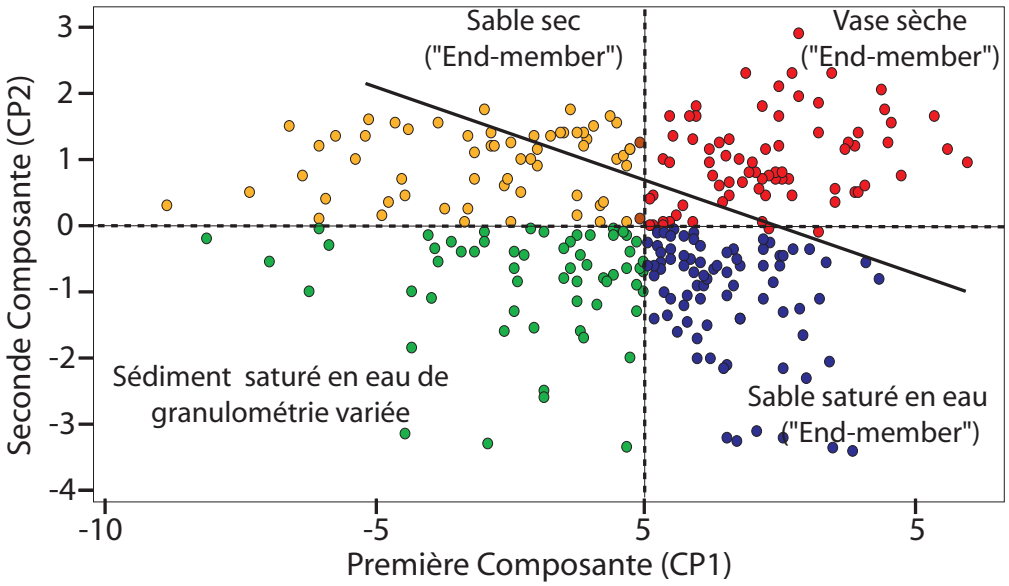


FIG. III.5.8 – Diagramme de dispersion entre la composante principale 1 (CP1) et la composante principale 2 (CP2) issues de l'analyse en composantes principales (ACP) d'après Rainey et al. (2000).

des valeurs de réflectance relatives à l'un des canaux du radiomètre (ATM9). Ensuite, ils établissent une régression linéaire dans le but d'en déduire une loi mathématique. Bien qu'ils utilisent une loi linéaire positive, nous remarquerons tout de même que plusieurs lois exponentielles décroissantes ou polynomiales seraient plus appropriées pour ajuster leurs mesures. Bien que, dans leur étude, le canal utilisé (ATM9) n'ait pas implicitement de signification spectrale en terme d'absorption mais uniquement en terme de valeur de réflectance, des résultats intéressants émergent. En ce qui concerne les sédiments dans leur état saturé en eau, il semblerait que les sables présentent des niveaux de réflectivité plus faibles que les vases. Inversement, pour une même teneur en eau, les sables présentent des niveaux de réflectivité plus importants que ceux des vases. Ils concluent également que pour une teneur en eau inférieure à 25%, le contraste spectral entre une vase et un sable devient nettement significatif, ce qui permet entre autre de différencier les vases des sables. Au cours de la déshydratation du sédiment, en fonction de la granulométrie, les fractions fines ne présenteront pas les mêmes réponses spectrales que les fractions grossières. Cela s'explique notamment par le fait que les particules grossières ont tendance à perdre plus rapidement leur contenu en eau par rapport aux vases qui présentent une plus forte capacité de rétention. Autrement dit, en fonction de la réponse spectrale à l'hydratation d'un sédiment, il est possible de différencier les grands types de sédiments par leurs tendances granulométriques (vase ou sable).

Trois années après, Rainey et al. (2003) cartographient à partir des mêmes données publiées en 2000, la distribution granulométrique de l'estuaire, montrant ainsi qu'il est envisageable d'extraire des données aéroportées une information quantitative grâce à la technique "d'unmixing linéaire". Par

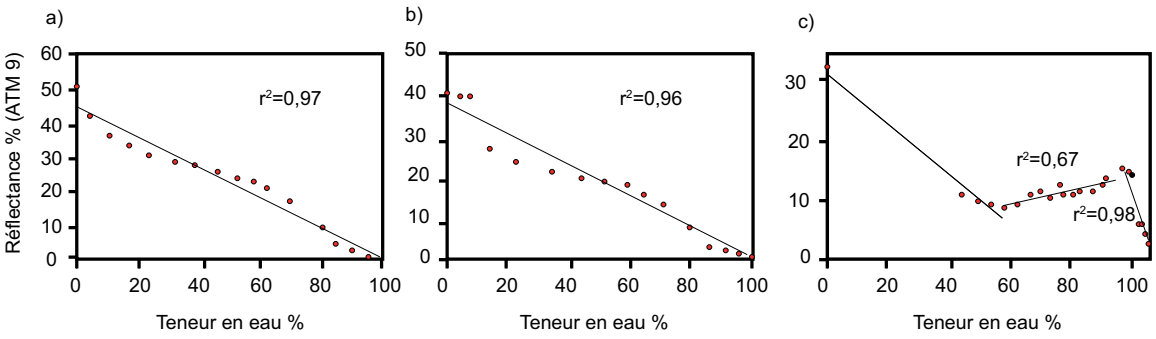


FIG. III.5.9 – Relation entre la teneur en eau et les valeurs de réflectances pour trois sédiments de fraction granulométrique correspondant à : a) 215-125 μm ; b) 125-63 μm ; c) < 63 μm d'après Rainey et al. (2000). La valeur associée au R^2 correspond au coefficient de détermination qui mesure la qualité de l'ajustement des estimations de chacune des éqations de régression.

l'analyse des diagrammes de dispersion, quatre pôles spectraux considérés comme les plus purs sont extraits directement de l'image. Ils correspondent à un spectre d'eau, de vase, de microphytobenthos et de sable. Les combinaisons linéaires entre les quatre "end-members"' permettent d'obtenir en sortie des cartes de distribution relatives à chacun des "end-members" considérés ainsi qu'une carte d'erreur quadratique moyenne (Root Mean Square Error RMSE). À partir des cartes de fraction de couverture des vases et de microphytobenthos, ces auteurs trouvent une relation empirique simple permettant de déduire le pourcentage d'argile au sens minéralogique du terme (Équation III.5.8). Cette relation non-linéaire résulte de données expérimentales sur 70 échantillons. Malheureusement, dans leurs travaux, ces auteurs ne mentionnent pas d'indications permettant aux lecteurs de comprendre comment sont calculés les pourcentages d'argiles. De plus, l'effet de l'eau sur les mesures spectrales n'est pas pris en compte directement dans leurs calculs. C'est la raison pour laquelle ils contournent le problème en calculant le pourcentage en argile pour deux jeux de données et donc en utilisant deux relations distinctes. Effectivement, ils utilisent une première relation (Équation III.5.8) visant à cartographier les argiles à partir des données de l'image présumée sèche et une seconde relation (Équation III.5.9) visant à cartographier les argiles à partir des données de l'image présumée humide.

$$\%Argile = \exp(1,56 + 1,04[Vase] + 0,677[Microphytobenthos]) \quad \text{(III.5.7)}$$

$$\%Argile = \exp(-1,02 + 3,55[Vase] + 4,29[Microphytobenthos]) \quad \text{(III.5.8)}$$

$$\%Sable = 35,6 - 33,7[Sable_{estimé}] + 59,2[Vase] + 92,7[Micrphytobenthos]) \quad \text{(III.5.9)}$$

Pour conclure, ce genre de méthode couplant à la fois le "spectral unmixing", les données acquises en laboratoire et les méthodes de régression statistique offrent l'opportunité de cartographier et de quantifier les grandes tendances des paramètres sédimentaires. L'inconvénient majeur est que les re-

lations qui découlent de cette approche ne sont valables que pour le milieu sédimentaire où elles sont élaborées, ici l'estuaire de Ribbey. Elles sont difficilement transposables à d'autres environnements sédimentaires analogues.

Ces auteurs se focalisent sur les granulométries des sédiments et plus particulièrements sur leurs effets au niveau des spectres de réflectance pour tenter de cartographier les sédiments sableux et les sédiments argileux. Toutefois, cette approche est limitée dans la mesure où les auteurs ne prennent en compte que les effets de la granulométrie sur les spectres de réflectance. Or, la granulométrie n'est pas le seul facteur qui influence le comportement spectral. En effet, l'eau ou encore la biomasse sont autant de paramètres qu'il convient de considérer pour éviter de biaiser les résultats. Par exemple, une augmentation du niveau de réflectivité n'est pas nécessairement attribuable à une grano-décroissance de la taille des particules, mais peut aussi être engendrée par une diminution de la teneur en eau du sédiment. Inversement, une augmentation de la taille des grains provoque une diminution du niveau de réflectivité, tout comme une hausse de la teneur en eau ou encore suite à une plus forte concentration de la biomasse. Autrement dit, à une variation spectrale donnée, répondent plusieurs causes d'origine différente, la granulométrie, l'humidité, la biomasse. Il devient difficile de distinguer les propriétés intrinsèques aux sédiments si les classes établies présentent des degrés de similarité trop proches, auquel cas les métriques utilisées peuvent avoir des difficultés à converger vers une solution acceptable. Nous voyons pourquoi il convient de faire usage des méthodes de classifications avec beaucoup de précautions quand il s'agit d'extraire les propriétés physiques des sédiments. Une alternative pour tenter d'accroître le degré de précision des méthodes de classification serait de créer autant de classes qu'il existe de facteurs influençant les valeurs de réflectance. Enfin, les méthodes de classification dites supervisées nécessitent comme paramètres d'entrée une bibliothèque spectrale, représentant chaque classe potentielle. Pour que les classes soient significatives et interprétées en sortie, les spectres de réflectance doivent être le plus possible caractérisés par l'utilisateur (biomasse, granulométrie, teneur en eau, teneur en matière organique, etc.). Les méthodes de classifications sont simples, faciles d'utilisation et fournissent les résultats très rapidement. Néanmoins, elles sont sujettes à de nombreuses limitations. Les classes établies par l'utilisateur sont nécessairement dépendantes du site d'étude. Elles nécessitent une connaissance *a priori* sur le nombre de constituants qui sont eux-mêmes constitutifs du nombre de classes. Par conséquent, dès que l'utilisateur souhaite exporter sa méthode de classification et donc sa propre bibliothèque spectrale sur un autre environnement sédimentaire, il peut rencontrer des problèmes contenus dans la bibliothèque spectrale si il manque un constituant. Inversement, des constituants en surplus peuvent être inclus dans la bibliothèque alors qu'ils ne sont pas représentatifs du milieu sédimentaire en question. Un mauvais choix des spectres de références aura des conséquences désastreuses sur l'interprétation des résultats.

Dans le but de s'affranchir de la connaissance *a priori* portant sur le nombre de classes, d'autres auteurs utilisent des méthodes de classification dites non-supervisées. Citons les travaux de Smith et al. (2003a) qui classent de manière non-supervisée (UCC Unsupervised Cluster Classification) les sédi-

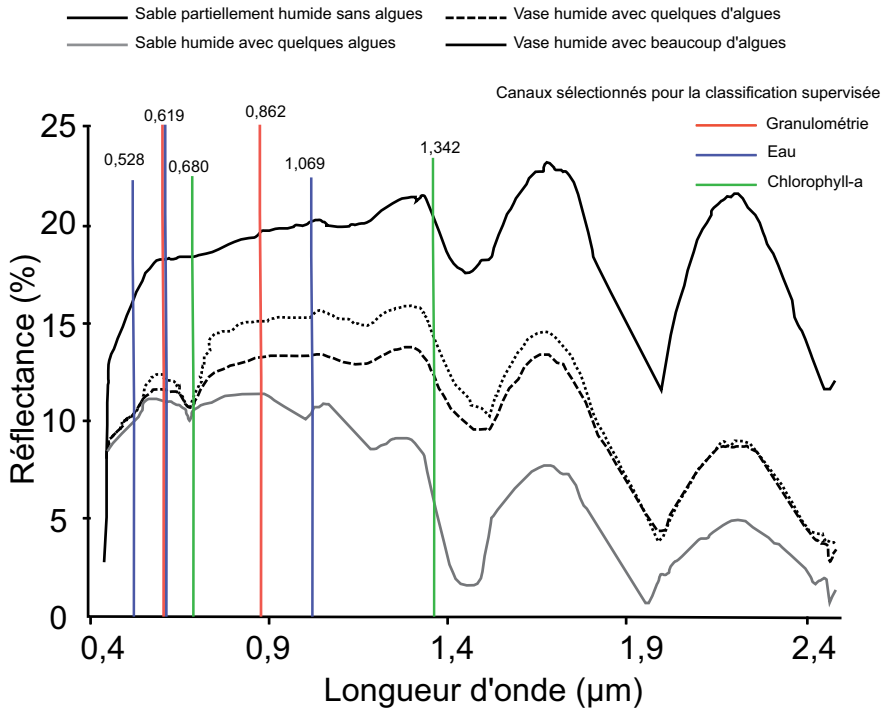


FIG. III.5.10 – Exemple de spectres de référence utilisés pour les méthodes de classification supervisée, les barres verticales représentent les canaux sélectionnés par SFFS pour cartographier les paramètres sédimentaires. En rouge, la granulométrie ; en bleu, la teneur en eau ; en vert, la chlorophylle-a (d'après Deronde et al., 2006).

ments à partir des données acquises par le spectromètre imageur DAIS 7915 au niveau de l'estuaire de Westerschelde (Pays-Bas), plus précisément les plages sableuses du Molenplaat. Ces auteurss utilisent la méthode des régressions multiples pour extraire les paramètres sédimentaires, le grain moyen, la teneur en eau, le contenu organique et la Chlorophylle-a. Ces auteurs proposent, en plus des paramètres bio-physiques des sédiments, une cartographie du paramètre contrainte de cisaillement tangentielle. Les contraintes d'érosion de cisaillement traduisent la suceptibilité qu'a le sédiment à se déstabiliser ou à se stabiliser. Cette carte est estimée directement à partir des données DAIS 7915 en utilisant comme variables les bandes spectrales en liaison avec les paramètres bio-physiques des sédiments de surface. Basée sur la pression érosive des sédiments, cette carte offre l'opportunité de prédire le comportement sédimentaire d'un point de vue dynamique et donc d'être utilisée pour améliorer la gestion des espaces littoraux.

Dans le même contexte géographique, Deronde et al. (2006c) choisissent un ensemble de canaux existant pour effectuer la classification. Dans le détail, ils utilisent une classification supervisée des données HyMap, où la base d'apprentissage est construite au moyen d'expérimentations en environnement contrôlé. Quatre classes de sédiments sont utilisées pour cartographier les caractéristiques sédimentaires de la zone intertidale, à savoir le grain médian, la teneur en eau mais également la matière

organique totale. Pour ce faire, ces auteurs sélectionnent quatre spectres de réflectance de sédiments correspondant à des compositions différentes : sable sec, sable humide avec un peu d'algues, vase humide avec un peu d'algues et vase humide avec beaucoup d'algues. Bien que les quatre classes citées précédement correspondent à quatre spectres de réflectance comprenant une large gamme de longueur d'onde [0,4-2,5 μm], leur classification se base uniquement sur une sélection de quelques canaux. Le choix de ces canaux est fondé sur la sélection automatique de bandes d'absorption discriminant au mieux les composants et donc les classes. En outre, les classes sont celles pour lesquelles la redondance d'information est la plus faible, évitant ainsi les éventuelles intercorrélations entre les bandes d'absorption. Seulement deux canaux sont sélectionnés pour classer la taille de grain (0,619 ; 0,862 μm), trois pour la teneur en eau (0,528 ; 0,619 ; 1,019 μm), deux pour estimer la chlorophyll-a (0,680 ; 1,342 μm) et enfin, huit pour classer la matière organique. Bien que cette technique présente l'avantage d'être rapide et facile d'utilisation, elle a pour réel inconvénient de ne pas prendre en compte l'ensemble de la forme du spectre de réflectance, ce qui revient à réduire une information initiale de 120 canaux à juste 14 canaux. Or nous savons que les variations granulométriques influencent le comportement spectral sur une plus large gamme de longueurs d'onde et ne se réduit pas qu'à deux canaux. La réduction de la dimension spectrale implique la nécessité de sélectionner des canaux appropriés, c'est-à-dire des canaux traduisant uniquement le paramètre que l'on cherche à classer et donc indépendamment des autres paramètres. Or, il est clair que la bande d'absorption centrée à 0,619 μm n'est pas uniquement fonction de la granulométrie mais elle est également fonction des pigments que l'on retouve souvent chez les micro-algues benthiques (la chlorophylle-c). D'autre part, le canal centré à 0,619 μm pour estimer la granulométrie est aussi repris par ces auteurs pour classer la teneur en eau. Il n'est donc pas surprenant d'obtenir une relation entre la granulométrie et la teneur en eau. De même que le choix des canaux centrés à 0,680 μm (Chl-a) et 1,342 pour (H_2O) impose automatiquement une corrélation entre un sédiment humide et une forte concentration en chlorophylle-a. Par conséquent, à travers cette méthode de classification supervisée, l'information spectrale n'est pas décorrélée, chaque paramètre sédimentaire ainsi estimé (granulométrie) sera interdépendant d'un autre paramètre (teneur en eau).

Décorreler les informations d'un spectre de réflectance grâce aux évolutions des réponses spectrales consécutives aux variations des propriétés bio-geophysiques des sédiments n'est certainement pas aisé. Nous avons vu que les méthodes de classifications supervisées et non supervisées ne permettent pas de résoudre ce problème. C'est pourquoi, dans notre étude, nous avons choisi de nous focaliser sur l'analyse des formes spectrales en lien direct avec les propriétés physiques des sédiments, plutôt que d'appréhender les valeurs de réflectance de l'image uniquement comme un volume de données pouvant faire l'objet d'un traitement statistique. Nous avons choisi de garder l'ensemble des canaux que contiennent les spectres de réflectance dans le but de ne pas perdre d'information ou encore pour éviter de biaiser les résutats. C'est pourquoi, nous n'utiliserons pas d'indices spectraux ou encore certaines méthodes de sélection automatique de canaux (*e.g.* Sequential Floating Forward

Selection SFFS (Pudil et al., 2002)). La SFFS est une technique mathématique permettant de créer le meilleur espace pour la classification. Les nouveaux canaux construits sont désignés sous le nom de “features” en anglais. Nous retiendrons tout de même que les méthodes de classification offrent le potentiel de cartographier les caractéristiques générales d’un site. Les grands types de végétation de la zone intertidale peuvent facilement être cartographiés au moyen d’une bibliothèque spectrale appropriée. Cependant, certaines limites apparaissent dès lors que l’opérateur cherche à classer un pixel composé d’un mélange de végétation ou encore présentant des granulométries mal triées et ne pouvant éventuellement pas être identifiées au moyen de la bibliothèque de référence utilisée.

III.5.3.2 Méthode de régression

Une autre technique pour cartographier les sédiments est d’utiliser des modèles de régression. Souvent, les paramètres sédimentaires (degré d’humidité, teneur organique, granulométrie) sont respectivement représentés en fonction des valeurs de réflectance pour des domaines de longueurs d’ondes précis. L’équation modélisant le mieux la relation paramètre/réflectance (linéaire ou non-linéaire) est ensuite appliquée sur les données de l’image dans le but d’obtenir une cartographie du paramètre sédimentaire en question. Tout comme la technique de modèles de mélanges, les régressions permettent d’obtenir des informations fines, parfois même à l’échelle sub-pixellaire sur la taille des grains par exemple ou sur la teneur en vase. L’un des inconvénients des méthodes de régression est que généralement l’opérateur doit sélectionner un domaine de longueur d’onde particulier pour que la relation avec les valeurs de réflectance soit pertinente et significative. Par conséquent, l’information contenue au sein des spectres de réflectance n’est pas exploitée au maximum ; de l’information subsiste au niveau des canaux non sélectionnées pour établir les régressions. Toutefois, ces techniques ont permis de cartographier avec succès les sédiments à partir de données satellitaires multispectrales (Yates et al., 1993), hyperspectrales aéroportées (Smith et al., 2004d; Selige et al., 2006; Van der Wal et Herman, 2007), *in situ* (Hakvoort et al., 1998; Sullivan et al., 2005) ou encore grâce aux données acquises en environnement contrôlé (Pirie et al., 2005; Viscarra Rossel et al., 2006).

III.5.4 Réponses spectrales des facteurs sédimentaires dans le Vis-PIR

Le succès de la cartographie des faciès sédimentaires de la zone intertidale réside en la compréhension des propriétés spectrales des sédiments. Les réponse spectrales des sédiments dans les régions du Vis-PIR dépendent d’un certain nombre de facteurs, incluant la minéralogie, la teneur en oxydes, la taille des grains, la matière organique, le degré d’humidité et la couverture en microphytobenthos. Dans le but de déterminer ces paramètres sédimentaires à partir des spectres de réflectance, dans un premier temps, il nous est nécessaire de comprendre comment les variations inhérentes aux sédiments influencent le comportement spectral.

III.5.4.1 Interprétation des données optiques par télédétection

Les luminances mesurées au niveau du capteur sont analysées dans le but de retrouver les réflectances de surface en relation avec les paramètres physiques et biologiques de la zone intertidale. Les différents types de surfaces s'individualisent par des caractéristiques spectrales spécifiques. Les spectres de réflectance des sédiments sont principalement fonction des différents constituants qui composent la zone intertidale, les sables siliceux, les argiles, la matière organique et le contenu en eau. D'une manière générale, la forme des spectres est dominée par la fraction sableuse qui compose les sédiments. En ce qui concerne les sédiments vaseux, ces derniers renferment une riche fraction argileuse et souvent un fort contenu en matière organique et en eau. Contrairement aux sables bien classés, les propriétés des sédiments vaseux se traduisent spectralement par l'apparition d'absorptions intenses ainsi que par des niveaux de réflectivité relativement bas. De plus, une absorption particulière est systématiquement observée au niveau des spectres de réflectance à environ 0,675 μm. Elle est souvent plus intense au sein des sédiments vaseux que pour les sédiments sableux. L'occurrence de cette bande d'absorption signe la présence de chlorophylle-a dans le sédiment (Guarini et al., 1998; Carrère et al., 2002). Cette bande d'absorption peut être également due à la présence de chlorophylle résiduelle dans le sédiment.

Le contenu en eau des sédiments est en partie responsable d'une importante chute des valeurs de réflectance ; elle s'apparente à celle de l'eau pure. Les spectres de réflectance relatifs aux macrophytes montrent des signatures spectrales caractéristiques des pigments photosynthétiques ; elles sont majoritairement dominées par des absorptions intenses comme celles de la chlorophylle-a localisées à 0,440 μm et 0,675 μm, par un pic de réflectance localisé à environ à 0,550 μm (dans le vert) et par un niveau de réflectivité moyen haut dans la région du PIR (MacKinney, 1941). Les sédiments sont souvent couverts par un film de diatomées : le biofilm. Des taches de dimensions variables ont pu être observées.

Enfin, d'autres types de surfaces comme par exemple les bancs coquilliers sont de compositions très hétérogènes, suite aux phénomènes de mélanges spectraux. Il s'avère difficile de distinguer des caractéristiques spectrales propres à ces surfaces. En effet, à certaines surfaces sont associées différentes compositions (algues vertes, vases, sables, etc.). Les signatures spectrales des bancs coquilliers résultent de la combinaison entre les caractéristiques spectrales de chaque constituant.

Il est primordial de noter que l'utilisation de l'outil télédétection en cartographie restreint les détections aux premiers millimètres de la surface. Par conséquent, au niveau de la zone intertidale, durant les périodes de calme, il est commun que les sédiments sableux soient surmontés par une fine pellicule de vase, ce qui peut engendrer une mauvaise identification de la distribution réelle des faciès sédimentaires. En raison des cycles de marée, les sédiments sont souvent surmontés d'une importante couverture d'eau de mer, de faible profondeur. Même à marée basse, l'eau peut stagner au niveau de la zone intertidale. Généralement, la nappe d'eau est fonction du substratum qu'elle recouvre. En effet,

les sédiment vaseux sont moins perméables que les sédiments sableux car ils comportent une importante fraction argileuse. Les argiles sont des phyllosilicates, leur minéralogie se structure en feuillets parallèles. De par leurs structures, contrairement aux grains de quartz des sables, les vases sont moins sujettes aux phénomènes de percolation d'eau. Il est important de prendre en considération ce phénomène dans la mesure où nous savons que l'eau affecte drastiquement les caractéristiques spectrales dans les régions PIR et SWIR des spectres de réflectances. Les différents types de surfaces élémentaires de la zone intertidale peuvent être décrites à différentes échelles. Par conséquent, il est important de prendre en considération, les facteurs d'échelle, depuis l'échelle du pixel à celle sub-pixellaire.

III.5.4.2 Méthode d'interprétation visuelle

En domaine côtier, à partir des données aéroportées, de nombreuses interprétations peuvent être établies, elles reposent uniquement sur des bases d'observations visuelles. Un objet se détecte à la fois par sa texture et par sa couleur. Par l'analyse de ses propriétés, les contours de l'objet peuvent être délimités par des processus de segmentation (Dedieu et al., 1997).//

Pour conclure, les connaissances théorique nous permettent d'établir les relations entre les propriétés physiques des sédiments et leur caractéristiques spectrales. Ces caractéristiques se traduisent par des changements dans la forme des spectres de réflectance, aussi bien sur les absorptions spécifiques que sur le continuum. Autrement dit, connaissant ces caractéristiques il deviendrait possible de prédire les propriétés bio-géophysiques des sédiments. Cela nous permettrait de remonter aux paramètres sédimentologiques tels que la granulométrie, la teneur en eau,... Toutefois, dans la réalité, ces caractéristiques spectrales ne sont pas si franches. Certains paramètres interviennent sur les valeurs de réflectance parfois aux mêmes longueurs d'ondes, il devient alors difficile de tous les discriminer à partir des données spectrales. Par exemple, il est difficile de décorréler les effets de l'eau de ceux de la granulométrie dans la mesure où ces derniers se traduisent souvents par des réponses spéctrales quasi-similaires. Il peut être évident de distinguer un sédiment grossier d'un sédiment fin, mais qu'en est-il d'un sédiment intermédiaire ?

Dans l'état actuel des recherches, il est encore difficile d'établir des relations précises entre les paramètres sédimentologiques et la réflectance (albédo, absorption, continuum, forme). En tenant compte de l'état actuel des connaissances et des techniques utilisées pour cartographier les faciès sédimentaires, désormais il convient de pousser en avant les recherches par des mesures plus ciblées en laboratoire. En faisant varier un seul paramètre sédimentologique à la fois, il devrait être plus simple de déterminer l'influence respective de chaque paramètre sur les spectres de réflectance et indépendamment des autres. Dans cette optique, l'acquisition de nouvelles données, expérimentales (teneur en eau, matière organique, carbonates, minéralogie, granulométrie) couplées aux mesures spectrales (spectres de réflectance) s'avèrent indispensables.

Partie IV
PROTOCOLES EXPERIMENTAUX

IV.1 Études sédimentologiques 203
IV.1.1 Objectifs des campagnes 203
IV.1.2 Le prélèvement et l'analyse des sédiments 205

IV.2 Méthodes analytiques et d'observation 221
IV.2.1 Étude au Microscope Électronique à Balayage (M.E.B.) 221
IV.2.2 La diffraction des rayons X (DRX) 228
IV.2.3 Synthèse des résultats 233
IV.2.4 Analyses des sédiments par spectroscopie visible-infrarouge 235
IV.2.5 Synthèse des observations 238

Chapitre IV.1

Études sédimentologiques

IV.1.1 Objectifs des campagnes

L'objectif des campagnes est de connaître et de cartographier la répartition des faciès sédimentaires dans la vasière intertidale de la baie de Bourgneuf. Pour ce faire, différentes méthodes de mesures et d'analyses classiquement utilisées en sédimentologie ont ainsi été conduites en laboratoire. Il s'agit d'évaluer la teneur en eau, la granulométrie et la composition des sédiments. Par conséquent, les études sédimentologiques servent uniquement à caractériser les faciès des sédiments de la baie dans le but de comprendre les relations avec les spectres de réflectance. Bien que les résultats des analyses peuvent servir de support à la cartographie, dans ce travail elles ne seront utilisées que secondairement. En effet, compte-tenu des données utilisées, nous nous focaliserons davantage sur les mesures spectrales et leurs interprétation. Les mesures sédimentologiques servent essentiellement de description et de support aux mesures spectrales. Le diagramme schématique (IV.1.1) synthétise l'ensemble des opérations qui ont été menées en laboratoire depuis le prélèvement de terrain jusqu'aux applications sur les images hyperspectrales.

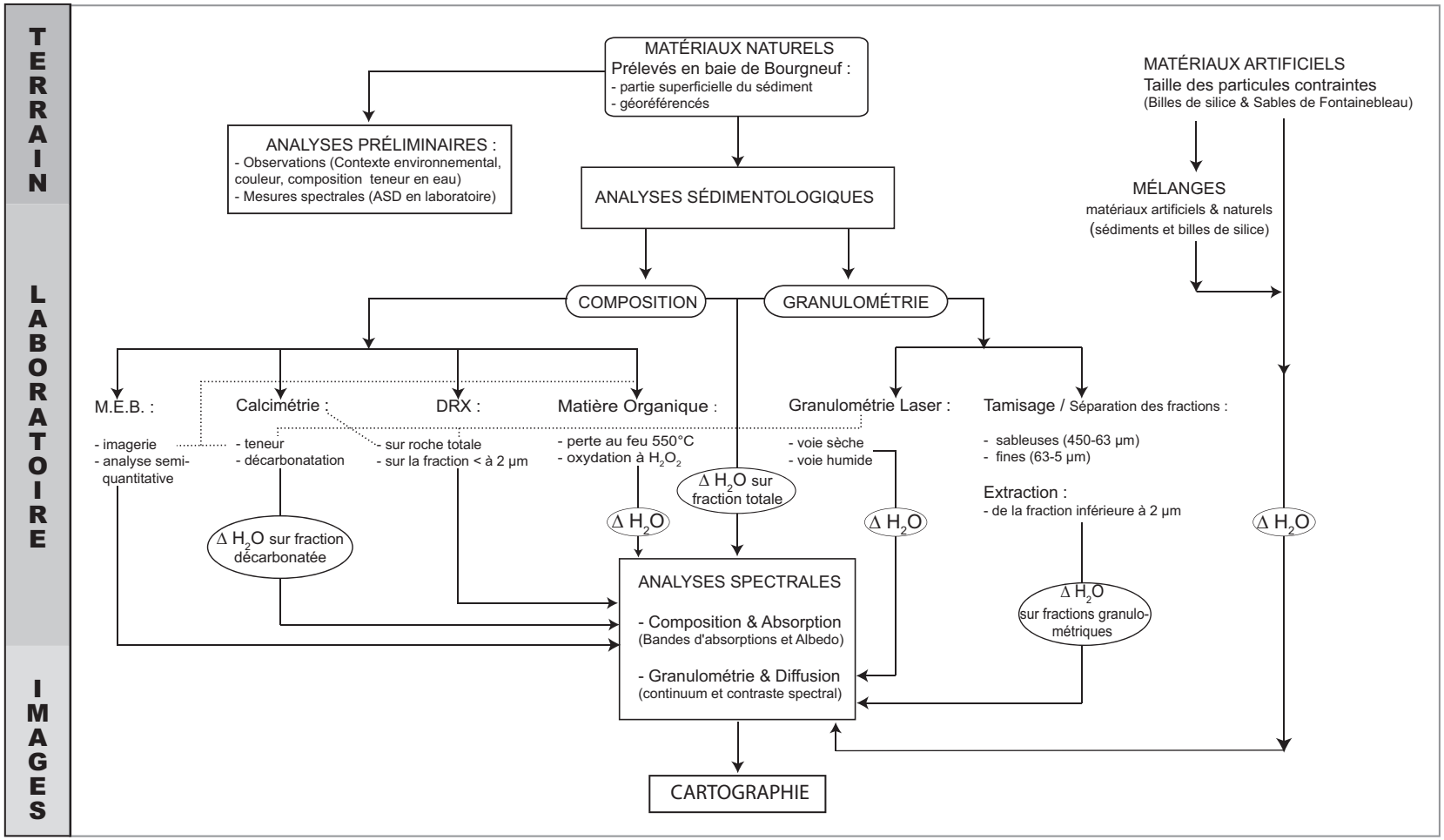


FIG. IV.1.1 – Diagramme schématique illustrant les différentes étapes de préparations en laboratoire, requises pour les analyses spectrales, du prélèvement sur le terrain aux applications sur les images hyperspectrales.

IV.1.2 Le prélèvement et l'analyse des sédiments

Afin d'établir une comparaison entre les différents faciès sédimentaires et les données spectrales, nous avons opéré sur des échantillons prélevés en baie de Bourgneuf. Dans le choix de ces échantillons, nous avons tenu compte :

- du contexte sédimentaire,
- de la granulométrie,
- de la composition.

IV.1.2.1 Méthode de prélèvement sur le terrain

Il est très difficile de se mouvoir sur les vasières car les vases gorgées d'eau sont très molles. Aussi faut-il pour travailler sur ces zones prendre des dispositions adéquates. De même, le temps mis à disposition pour prélever les sédiments est court car évidemment, la marée conditionne le travail de terrain dans la baie par suite des variations d'eau qu'elle engendre. La marée montante est rapide compte tenu de la faible inclinaison de la vasière. Nous avons choisi de travailler autour de la marée basse ou à basse mer. Toutes ces composantes rendent le travail de terrain dangereux.

A) Méthodologie

Le mode de prélèvement des échantillons a été adapté à notre objectif. L'un de ces objectifs étant de confronter les données issues de télédétection à celles de terrain, les carottages sont inutiles à la résolution de notre problème. Seuls les premiers millimètres de sédiments sont mesurés par les capteurs aéroportés. Nous avons donc raclé la partie superficielle des sédiments, environ deux millimètres. La partie superficielle est recueillie au moyen d'une petite pelle à bord droit. Nous ne passons qu'une seule fois à la surface de la vase. La superficie raclée est d'environ 0,5 m^2 de manière à obtenir un échantillon moyen. Au cours des différentes missions de terrains, un total de 150 échantillons a été collecté. Quelques échantillons n'ont pas été retenus pour les analyses pour des raisons essentiellement de représentativité. Chacun des échantillons a pu être positionné et géoréférencé grâce à un GPS de précision métrique de type GARMIN. Le plan d'échantillonnage a été orienté avec la volonté d'avoir qu'il soit le plus représentatif possible des faciès sédimentaires, c'est-à-dire, différentes granulométries (sable-silt-vase), diverses compositions (microphytobenthos, sables coquilliers), etc. Bien que les échantillons aient été collectés sur l'ensemble de la baie (c. f. figure A.1 § Annexe A), la majorité des prélèvements ont été effectués préférentiellement au niveau de la vasière orientale (Figure IV.1.2 b). Notre attention s'est naturellement portée sur cette portion de baie car les données aéroportées couvrent essentiellement cette zone. Le choix de sites préférentiels a été guidé par les connaissances acquises antérieurement, à savoir, la couverture spatiale des biomasses (Combe et al., 2005) et des produits dérivés, les cartes des paramètres du continuum. En règle générale, nous avons prélevé les

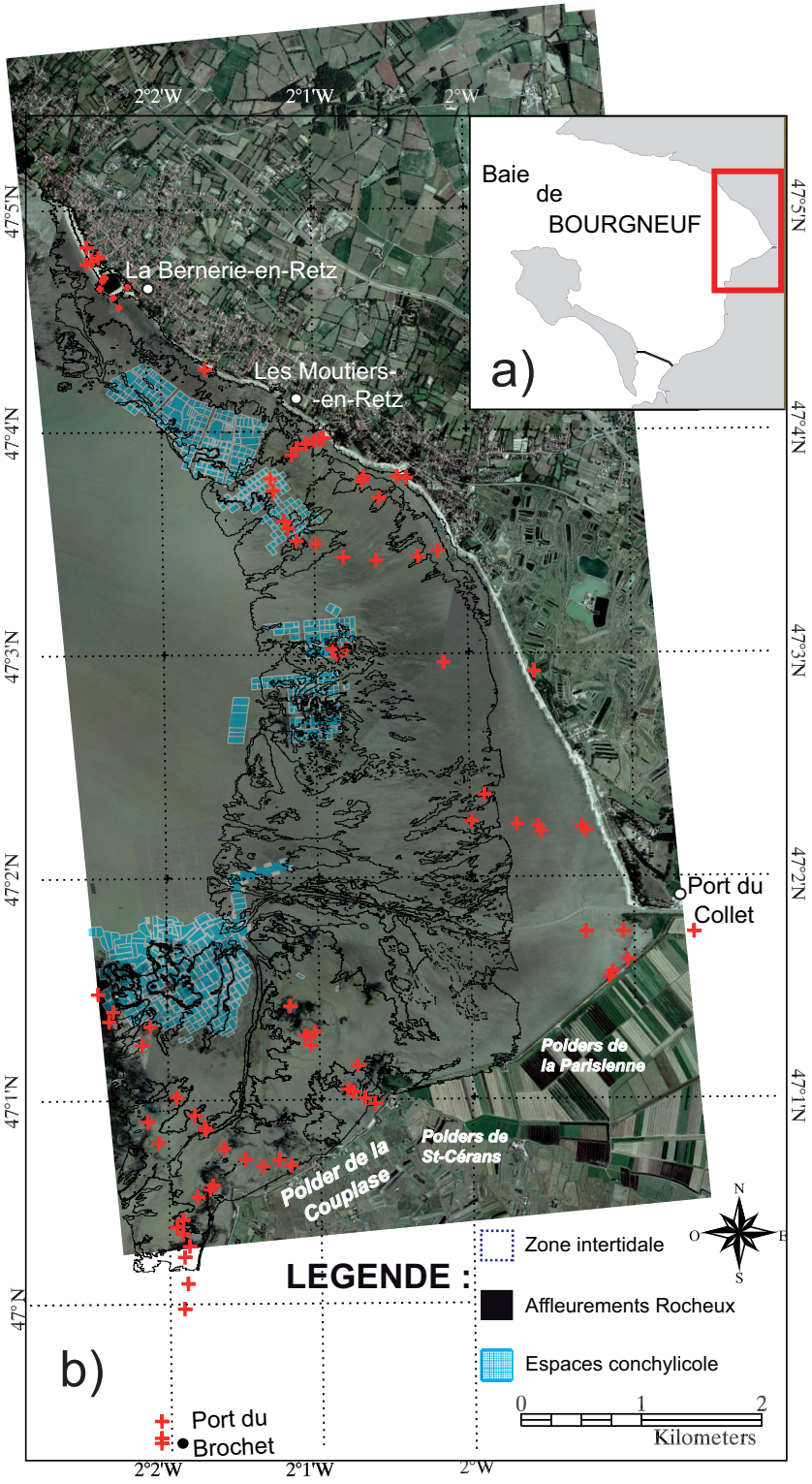


FIG. IV.1.2 – Localisation des divers échantillons prélevés et géoréférencés en baie de Bourgneuf sur un cliché de type ORTHOPHOTO. La carte a) représente la baie de Bourgneuf dans son ensemble ; la carte b) concerne notre zone d'étude.

sédiments à partir des côtes ou encore à partir des passages aménagés par les ostréiculteurs et plus rarement au coeur de la vasière. Des prélèvements de sédiments ont également été réalisés au voisinage des affleurements rocheux, des concessions ostréicoles et au niveau des rares environnements représentant des structures sédimentaires remarquables (banquettes et seillons). Même s'il ne s'agit là que d'une forme de diversité à méso-échelle, les hauts de rides et les creux des rides ont été analysés. Au laboratoire, après chaque mission de terrain, les échantillons sont rapidement décrits (couleur, nature de la vase, présence de débris coquilliers, etc.) et les teneurs en eau sont estimées. Il est évident que bien que nous ayons 150 échantillons, il est impossible de caractériser en terme de faciès la totalité de la zone intertidale, il est cependant possible d'extrapoler nos mesures à certains secteurs (*e.g.* chenaux de marée, plages, etc.) tout en conservant une démarche robuste et logique.

IV.1.2.2 Teneur en eau

A) Définition et méthode de calcul

La teneur en eau est déterminée après passage des échantillons dans l'étuve à 105 $^{\circ}$C. La teneur en eau est le pourcentage entre le poids de l'eau incluse dans le matériau rapporté et le poids des éléments solides secs (Equation IV.1.1). Compte-tenu de la formulation elle peut être supérieure à 100 %.

$$W\% = \frac{\text{Poids sédiment humide - Poids sédiment sec}}{\text{Poids sédiment sec}}.100 \qquad \text{(IV.1.1)}$$

B) Les paramètres associés à la teneur en eau

La teneur en eau joue un rôle déterminant sur les propriétés physiques, chimiques et mécaniques des sédiments. L'eau mesurée est liée aux vases de trois façons différentes : (1) elle est emprisonnée dans le réseau structural des vases ; cette partie constitue l'essentiel, il s'agit de l'eau libre ; (2) elle est adsorbée à la surface des particules solides, il s'agit de l'eau liée ; (3) elle est liée aux colloïdes minéraux et organiques des sédiments, il s'agit de l'eau structurelle.

Plusieurs paramètres physiques secondaires dérivent des mesures de la teneur en eau. Il s'agit de la porosité (*i.e.* le rapport du volume des vides au volume total), de l'indice des vides (*i.e.* le rapport du volume des vides au volume des grains solides). L'indice des vides sera d'autant plus élevé que la teneur en eau est importante. La porosité est directement reliée à la teneur en eau car les vides structuraux sont remplis d'eau. La structure du sédiment conditionne la porosité, celle-ci sera d'autant plus élevée que la structure du sédiment sera plus lâche. Les poids spécifiques humides et secs des sédiments sont également des paramètres associés à la teneur en eau. Le poids spécifique du sédiment naturel varie en fonction de la nature minéralogique des éléments le constituant et de la quantité d'eau qu'il contient. Pour les vases saturées, nous ne pouvons pas étudier la teneur en eau sans faire appel à leur porosité. D'autres paramètres font intervenir les propriétés sédimentologiques du sédiment tels

que le pourcentage de fraction fine et les limites d'Atterberg. Ces dernières correspondent à des teneurs en eau pour lesquelles un matériel passe de l'état liquide à l'état plastique. Compte tenu du manque de moyens et de temps, les paramètres secondaires (porosité, indices des vides, perméabilité, limites d'Atterberg) n'ont malheureusement pas pu être calculés dans ce travail bien qu'il pourrait s'avérer judicieux de les confronter aux données spectrales de laboratoire.

Il existe des relations entre la teneur en eau d'un sédiment vaseux et sa granulométrie ainsi que sa composition. Les fractions granulométriques fines et grossières des sédiments se distinguent par leur composition. La fraction fine est formée de silts et d'argiles, tandis que la fraction grossière est constituée de silts et de sables. Ces deux grandes classes granulométriques présentent des susceptibilités différentes vis-à-vis de l'eau. Les vases, de par leurs structures, sont des sédiments saturés et au comportement cohésif, car composées essentiellement de fines. Les sables ont plutôt un comportement non cohésif et une structure peu adaptée à retenir l'eau. Par conséquent, un pourcentage élevé de fines, de débris coquilliers et de débris de végétation favorise la rétention d'eau par le sédiment. La teneur en eau est également fonction du cortège argileux qui compose le sédiment. La présence de montmorillonite en proportions importantes engendre un milieu généralement riche en eau car cette espèce minérale a une capacité d'échange et d'absorption très élevée. Viennent ensuite l'illite puis la kaolinite. La capacité d'échange correspond aux valeurs des surfaces spécifiques de ces minéraux qui décroissent dans le même ordre. La perméabilité présente un intérêt géologique car les vases ont un effet de couverture sur les sédiments sous-jacents. Le facteur granulométrique est le principal agent de la perméabilité. Dans les fractions fines, la perméabilité est très variable ; en fonction des structures et des teneurs en colloïdes minéraux et organiques, elle peut être faible à nulle.

IV.1.2.3 Etudes granulométriques

Nombreuses sont les techniques qui visent a déterminer de manière directe la taille des particules. Parmi elles nous pouvons citer : la granulométrie laser, le tamisage à sec ou humide, le sédigraphe à rayon X, la résistivité électrique, etc. Néanmoins, chaque technique d'investigation présente des gammes granulométriques qui lui sont spécifiques. Dans cette étude, les sédiments ont fait l'objet de deux types d'analyses granulométriques séparées, l'une par tamisage et l'autre par granulométrie laser. Le tamisage des sédiments a principalement permis de séparer les grandes fractions granulométriques, tandis que la granulométrie laser a permis le tracé des courbes granulométriques du sédiment total.

IV.1.2.4 Tamisage

La séparation de la fraction fine (F. F.) et de la fraction grossière (F. G.) a été faite par tamisage mécanique sur colonne de tamis Saulas. Un tamisage sur colonne de 10 unités normalisées a permis de séparer différentes fractions granulométriques. La série de tamis utilisée est fondée sur une évolution des mailles (à large maille et à maille carré) suivant une progression granulométrique décroissante.

a) La fraction fine (F. F.) C'est la fraction qui représente la part la plus importante des sédiments, atteignant jusqu'à 70-90 %. Elle est essentiellement constituée d'argiles et de silts. Les deux familles granulométriques constituant cette fraction fine laissent apparaître en moyenne un mode silteux entre 10-20 μm et un mode argileux entre 1-2 μm.

b) La fraction grossière (F. G.) Elle est constituée de sables fins à très fins et de silts. L'observation révèle la présence de nombreux grains de quartz, généralement émoussés luisants, plus ou moins arrondis. Les éléments de type feldspaths, les débris coquilliers et les débris de végétaux apparaissent le plus souvent dans les fractions supérieures à 250 μm. Les micas commencent à se manifester à partir de 250 μm et deviennent plus abondants en dessous de 125 μm. Ce sont essentiellement des muscovites avec parfois des biotites. Il convient de noter que la quantité des silts et des sables varie énormément selon les lieux de prélèvement. Les sables sont moins représentés que les fractions fines et se trouvent préférentiellement au sud de la vasière orientale et sur les plages.

IV.1.2.5 Granulométrie laser

A) Introduction

La granulométrie laser quant à elle, est un moyen rapide d'étudier la distribution des tailles de grains d'un sédiment entre 0,004 μm et 2 000 μm. Les données sont acquises rapidement, soit environ cinq minutes par analyse. Ce type d'appareillage est donc parfaitement adapté à l'analyse d'une large gamme de tailles de grains allant des argiles aux sables. De plus, la rapidité du temps d'acquisition des données rend cette méthode attractive pour l'analyse d'un grand nombre d'échantillons.

B) Principe et appareillage

a) Appareillage L'analyse granulométrique de la fraction totale des sédiments a été effectuée au moyen du granulomètre laser Beckman Coulter™ LS230 " micro-volume ", " voie humide ", et la cellule " PIDS ", disponible à de l'Institut des Matériaux Jean Rouxel (IMN) de Nantes.

b) Principes des mesures Cet appareillage est basé sur le principe de la spectrophotométrie de diffraction laser (Weiss et Frock, 1976). Les particules de l'échantillon sont mises en suspension dans une cellule d'analyse contenant généralement de l'eau déionisée. Un faisceau laser monochromatique de longueur d'onde connue ($\lambda = 0{,}76$ μm) est collimaté afin de former un diamètre optique de 13 mm (Figure IV.1.3). Le nouveau faisceau passe à travers la cellule optique contenant les particules en suspension. Les particules, assimilées à des sphères, vont modifier le parcours de la lumière, diffractant la lumière dans toutes les directions avec plus ou moins d'intensité en fonction de leurs tailles. Les grosses particules engendreront des rayons diffractés de faible incidence, tandis que les petites particules engendreront des rayons diffractés de forte incidence. Tous les rayons diffractés possédant la

même incidence seront focalisés en un même point du détecteur par une lentille de Fourier. Les angles de diffraction mesurés par la cellule photoélectrique seront inversement proportionnels à la taille des particules. A chaque détecteur correspondra un histogramme caractéristique d'une seule et même taille de particule dont l'intensité sera fonction de la concentration en particules. La mesure des raies de diffraction par 130 récepteurs photoélectriques permettra l'analyse d'une gamme entre 0,044 et 2 000 μm, réparties en 92 classes granulométriques (Blott et Pye, 2001).

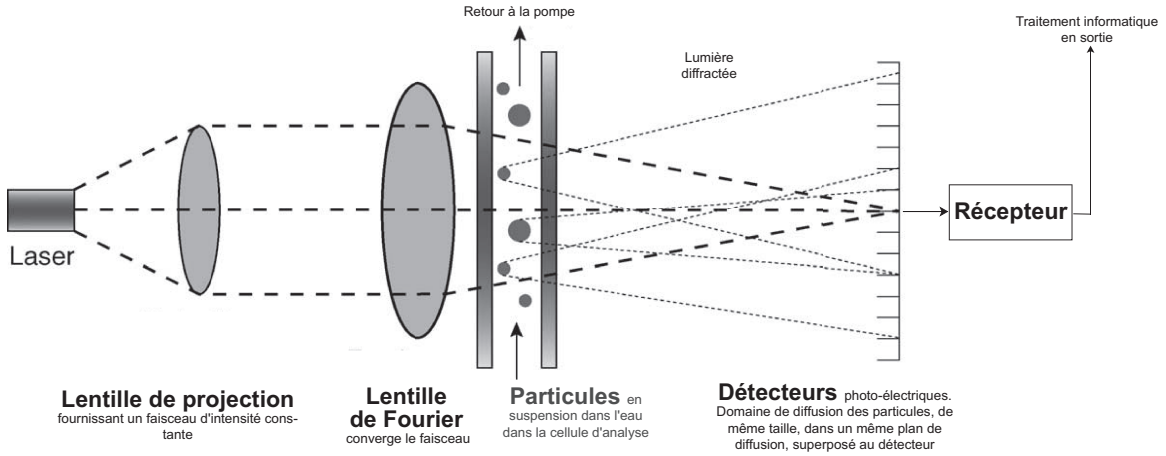


FIG. IV.1.3 – Diagramme schématique illustrant le fonctionnement d'un granulomètre laser de type Coulter™ LS230 (D'après Pye et Blott, 2001).

Une série d'algorithmes est utilisée pour interpréter les signaux optiques en terme de distribution granulométrique tout en considérant que toutes les particules sont de forme sphérique parfaite. Le logiciel informatique Coulter LS 230 *v.* 3.01 est utilisé pour traiter l'ensemble des données afin d'extraire pour chaque analyse d'échantillon, une courbe de fréquence granulométrique, une courbe cumulative ainsi qu'un grand nombre d'informations statistiques utiles, comme le mode, la moyenne, la médiane, le classement, etc.

c) Grandeur mesurée La granulométrie laser par diffraction et diffusion de la lumière permet de déterminer le diamètre de particules en suspension comprises entre 0,4 μm et 2 000 μm en une seule analyse et cela avec une approximation logarithmique exacte. Par convention, en sédimentologie est utilisée une échelle logarithmique correspondant à 0,155 ϕ. Le volume de l'échantillon mesuré est représenté en pourcentage en fonction de la distribution des particules en micromètres. Les résultats obtenus sur le diamètre médian semblent suffisamment précis. Une erreur constructeur est annoncée comme étant inférieure à 2 % pour des particules comprises entre 900 et 5 μm et pouvant atteindre 6 % pour des particules de tailles inférieures. Bien que ce type d'appareillage présente des avantages certains, il n'en reste pas moins que des erreurs de mesures subsistent ; elles sont fortement liées au

TAB. IV.1.1 – Indices de réfraction (r) de l'eau et de quelques minéraux des sédiments pour $\lambda = 0{,}76$ μm.

Matériel considéré	Indice de réfraction (r)
Water (20˚C)	1,333
Quartz	1,539-1,548
Calcite	1,483-1,650
Muscovite	1,576-1,603

protocole expérimental utilisé mais aussi au modèle optique. En effet, les particules sont considérées comme étant sphériques ce qui est ici l'approximation la plus simple de la forme des particules. Le modèle optique utilisé est celui de Fraunhofer ; ce dernier est souvent utilisé pour décrire le phénomène de diffraction de la lumière par les fines particules. Toutefois, la théorie de Fraunhofer est seulement applicable pour des particules dont la taille est supérieure à la longueur d'onde de la lumière (λ). Autrement dit, elle n'est pas adaptée dès lors que les particules de diamètre (d) sont de dimension inférieure à la longueur d'onde, le phénomène de réfraction devenant important. Pour des particules de taille inférieure à d$<$10 λ soit ici 7 μm, nous utiliserons plutôt la théorie de Lorentz-Mie (Bayvel et Jonnes, 1981). En résumé, les distributions des particules sont calculées à partir des modèles de Fraunhofer et de Mie, ce dernier dépendant de la nature du matériel et plus particulièrement de l'indice de réfraction (Tableau IV.1.1). Bien que les sédiments naturels résultent d'un mélange complexe entre matière minérale et matière organique, il est considéré qu'à la longueur d'onde du laser $\lambda = 0{,}76$ μm, les indices de réfraction entre les minéraux ne varient pas beaucoup. Nous utiliserons donc les seuls indices de réfraction du quartz (1.539-1.548) et de l'eau (1.333) .

C) Protocole expérimental

Il est évident que des prétraitements inappropriés affectent les mesures des tailles de grains et constituent des sources importantes d'erreurs. C'est pourquoi le mode de préparation des échantillons a largement été inspiré de la littérature. Nous avons opté pour un protocole simple et rapide visant à explorer l'intégralité des faciès granulométriques. L'un des objectifs principaux étant de confronter les analyses granulométriques aux données spectrales acquises, la fraction biogénique n'a donc pas été supprimée. En effet, tout comme les particules silicoclastiques, la fraction biogénique fait partie intégrante de la texture d'un sédiment, en conséquence de quoi elle influence le signal électromagnétique. Donc, ni la décarbonatation, ni la désopalisation n'ont été employées dans cette étude.

Nous avons également testé sur quelques échantillons particulièrement riches en matière organique, les effets de l'oxydation par l'eau oxygénée H_2O_2 (10 ml à 30 %) et ceci afin d'inhiber le phénomène de floculation. De ce fait, nous avons pu estimer et comparer les effets liés à la matière organique et aux carbonates sur les courbes granulométriques.

a) Procédure analytique par voie humide La procédure analytique décrite ci-dessous s'inspire largement du protocole décrit par Trentesaux et al. (2001). Au préalable, les sédiments sont préparés en milieu aqueux. Les particules d'un échantillon sont mises en suspension dans de l'eau déionisée puis sont désagrégées et délitées mécaniquement par agitation. Une fois cette étape achevée, une solution d'hexamétaphosphate est ajoutée à la préparation afin de neutraliser les charges entre les particules, ce qui a pour effet d'empêcher leur floculation et de faciliter la désagrégation. Il convient de s'assurer du bon dosage du dispersant afin d'éviter la formation de bulles dans la chambre de dispersion durant l'analyse. La solution d'hexamétaphosphate est préparée en ajoutant 102 g/l d'eau distillée. Ensuite, une faible quantité de sédiments bruts est prélevée à l'aide d'une pipette. Quelques centaines de milligrammes suffisent à l'analyse granulométrique des fines contre environ un gramme ou deux pour les échantillons de type sableux. Durant la phase de prélèvement, chaque échantillon est homogénéisé mécaniquement par agitation magnétique afin de garantir la distribution granulométrique la plus représentative possible de l'ensemble du matériel. Le sédiment prélevé est placé dans le module fluide (eau). C'est dans cette chambre de suspension que nous pouvons moduler la vitesse de la pompe servant à garder en suspension les particules. Pour chaque mesure, un bruit de fond a été estimé, typiquement un cycle de mesure correspond à environ cinq minutes par échantillon. Contrairement à l'étude proposée par Loizeau et al. (1994), nous avons fait le choix de ne pas utiliser les ultrasons comme complément de la dispersion. Bien que les ultrasons diminuent l'électrorésistance entre les particules, il a été observé que l'action répétée d'ultrasons affectait dramatiquement les particules contenant de l'eau dans leur structure, comme c'est le cas pour les foraminifères. Dans de telles conditions, les tests des divers organismes marins se désintègrent ce qui a pour effet de modifier la granulométrie réelle ; une diminution de la moyenne granulométrique serait à cet effet constatée. Enfin, une autre raison de ne pas utiliser le mode ultrason est que celui-ci génère un dégazage, créant ainsi des bulles sur les particules et donc *a fortiori* une mauvaise estimation du bruit de fond.

b) Procédure analytique par voie sèche Il est également possible de réaliser des mesures en voie sèche (dispersion des particules sous air comprimé). L'obscuration idéale est comprise entre 10 et 20%. La mesure des échantillons par voie sèche peut s'avérer intéressante pour donner une estimation du taux d'agrégats formé au sein des faciès granulométriques. Rappelons que la texture des sédiments s'avère importante dans la mesure où elle influence la réponse spectrale. Toutefois, compte tenu des résultats obtenus et du manque de fiabilité de la technique, cette approche n'a pas été retenue.

c) Critique de la méthode La granulométrie laser possède de réels avantages (précise, rapide) mais également, comme toutes méthodes, des inconvénients. La qualité des résultats obtenus et leur reproductibilité semblent satisfaisantes. Néanmoins, certains problèmes en liaison avec le phénomène de floculation ou de désagrégation des flocs peuvent nuirent à la bonne estimation de la taille des particules. Cependant, ce type de problème n'est pas spécifique à la méthode de granulométrie laser

mais l'est également pour le tamisage. D'autre part, la granulométrie laser sous-estime légèrement la fraction argileuse. Les particules sédimentaires sont de tailles et de formes très diversifiées. Pourtant, lors des analyses, les particules sont assimilées à des sphères de volume équivalent ce qui conduit à des résultats approximatifs : c'est le cas des sables bioclastiques allongés, curviformes, aplatis, ou encore des feuillets d'argile référencés comme étant des grains sphériques.

D) Présentation des résultats d'analyses

a) Classification sédimentaire Il est d'usage de classer les faciès sédimentaires selon le diamètre effectif des particules qui compose les sédiments en question (Tableau IV.1.2). De cette classification résulte une limite granulométrique importante. Il s'agit de la limite séparant les silts des sables très fins, en l'occurrence : 0,063 mm (Tableau IV.1.2). Elle distingue les matériaux dont les propriétés mécaniques présentent un comportement cohésif (agiles, silts) de ceux non-cohésifs (sables). Cette limite de taille de grain (0,063 mm) est qualifié de "taille de grain critique" , elle est classiquement utilisé comme standard pour différencier les sédiments (Paterson et al., 1998; Riethmüller et al., 1998).

Taille des particules		Terminologie descriptive		
phi	mm/µm	*Udden (1914) et Wentworth (1922)*	*Folk (1954), Friedman et Sanders (1978) et Blott et Pye (2001)*	
-11	2048 mm	Pavés	Galet très grossier	Galet
-10	1024		Galet grossier	
-9	512		Galet moyen	
-8	256		Galet fin	
-7	128		Galet très fin	
-6	64	Cailloux	Gravier très grossier	Gravier
-5	32		Gravier grossier	
-4	16		Gravier moyen	
-3	8		Gravier fin	
-2	4	Granules	Gravier très fin	
-1	2			
0	1	Sable très grossier	Sable très grossier	Sable
1	500 µm	Sable grossier	Sable grossier	
2	250	Sable moyen	Sable moyen	
3	125	Sable fin	Sable fin	
4	63	Sable très fin	Sable très fin	
5	31	Silt	Silt très grossier	Silt
6	16		Silt grossier	
7	8		Silt moyen	
8	4		Silt fin	
9	2	Argile	Silt très fin / Argile	Argile

TAB. IV.1.2 – Classification des faciès sédimentaires selon la taille des particules et les terminologies descriptives correspondant à chacune des classes granulométriques.

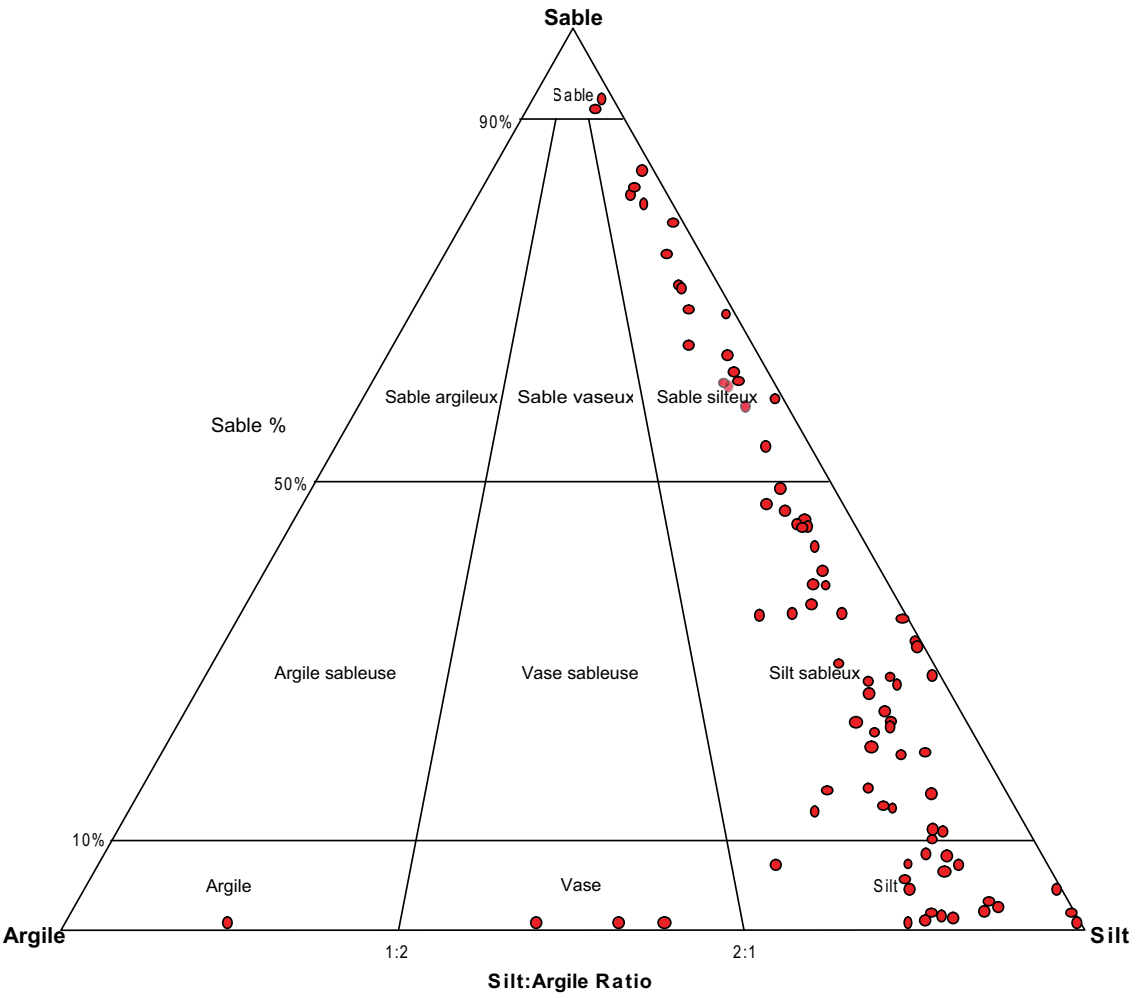


FIG. IV.1.4 – Diagramme triangulaire -Sable–Silt–Argile- représentant les faciès granulométriques de l'ensemble des sédiments superficiels prélevés (0-2 mm) sur la vasière de la baie de Bourgneuf.

b) Diagramme triangulaire et faciès granulométriques Les faciès granulométriques sont déterminés sur diagramme triangulaire suivant leur teneur en sables, silts, argiles. Les teneurs fractionnelles sont définies selon les normes adaptées pour la description granulométrique des faciès. L'étude granulométrique des échantillons nous conduit à distinguer trois grandes familles de sédiments, nettement distinctes sur le diagramme triangulaire de Folk (Figure IV.1.4) :

1. les argiles de 0 à 4 μm,
2. les silts de 4 à 63 μm,
3. les sables très fins à fins de 63 à 125 μm.

L'ensemble des échantillons représentés sur le diagramme laisse ressortir trois grande catégories de faciès granulométriques type : les silts, les silts sableux et les sables silteux. Par contre, les faciès

granulométriques proches des pôles sable et argile sont faiblement représentés dans le diagramme de Folk.

c) Distributions granulométriques

Courbes de fréquence Les sédiments sont caractérisés par des courbes de fréquences des classes granulométriques. En effet, ces courbes fournissent des indications sur le mode qui correspond au diamètre le plus fréquent des grains. Dans le cas d'un sédiment bien classé, il est possible de noter une bonne symétrie dans la courbe des fréquence. Ceci signifie que sur l'ensemble du prélèvement, l'échantillon se caractérise par une seule et même classe sédimentaire. Les sables de plage et les sédiments intertidaux type vases fines sont souvent de distribution unimodale, symétriques et bien classés (Figure IV.1.5 a).

Pour certains échantillons au contraire, nous constatons plusieurs "pics" sur les courbes de fréquences. Ainsi ces échantillons font apparaître plusieurs modes caractérisant en fait plusieurs stocks sédimentaires. Les sédiments intertidaux type vaso-sableuse ou sablo-vaseux font souvent apparaître des distributions bimodales à polymodales, car majoritairement composés d'un mélange de silts et d'argiles et d'une composante sableuse (Figure IV.1.5 c-d). Une allure plus gaussienne des courbes granulométriques est corrélée à un meilleur classement et à un dégagement du mode. La Figure (IV.1.5) présente les sédiments les plus représentatifs de la zone intertidale par les histogrammes de distribution de classes de taille des particules :

(a) unimodal, mal trié, silts grossiers et sables fins à faciès sable vaseux,

(b) trimodal, mal trié, silts grossiers et sables très fins à faciès vase sableuse,

(c) polymodal, très mal trié, silts moyens et sable très fins à faciès vase sableuse,

(d) polymodal, très mal trié, silts très grossiers et sables très fins à faciès vase sableuse.

Courbes cumulatives Les courbes cumulatives du sédiment total sont d'aspect généralement étalé et traduisent des faciès mixtes. Les fractions grossières et fines ressortent bien sur les courbes de fréquence. D'aspect très peu étalé, les courbes cumulatives traduisent le caractère uniforme des fractions granulométriques des sédiments étudiés. Elles montrent l'homogénité des sédiments (c.f. § Annexe B.1). Les écarts de médianes très peu prononcés témoignent des conditions identiques qui ont présidé à leur dépôt.

E) Paramètres et indices granulométriques

a) Calculs des moments statistiques À partir des courbes granulométriques, un grand nombre de paramètres statistiques peut être généré, le but premier étant d'optimiser les comparaisons entre les sédiments et d'interpréter les résulats obtenus en terme de processus sédimentaire. Bien que fastidieuse, cette démarche mathématique offre l'opportunité non négligeable de classer les échantillons en fonction de leur environnement sédimentaire. Les statistiques peuvent être calculées, soit par la méthode des moments arithmétiques (en unité métrique), soit par la méthode des moments géométriques

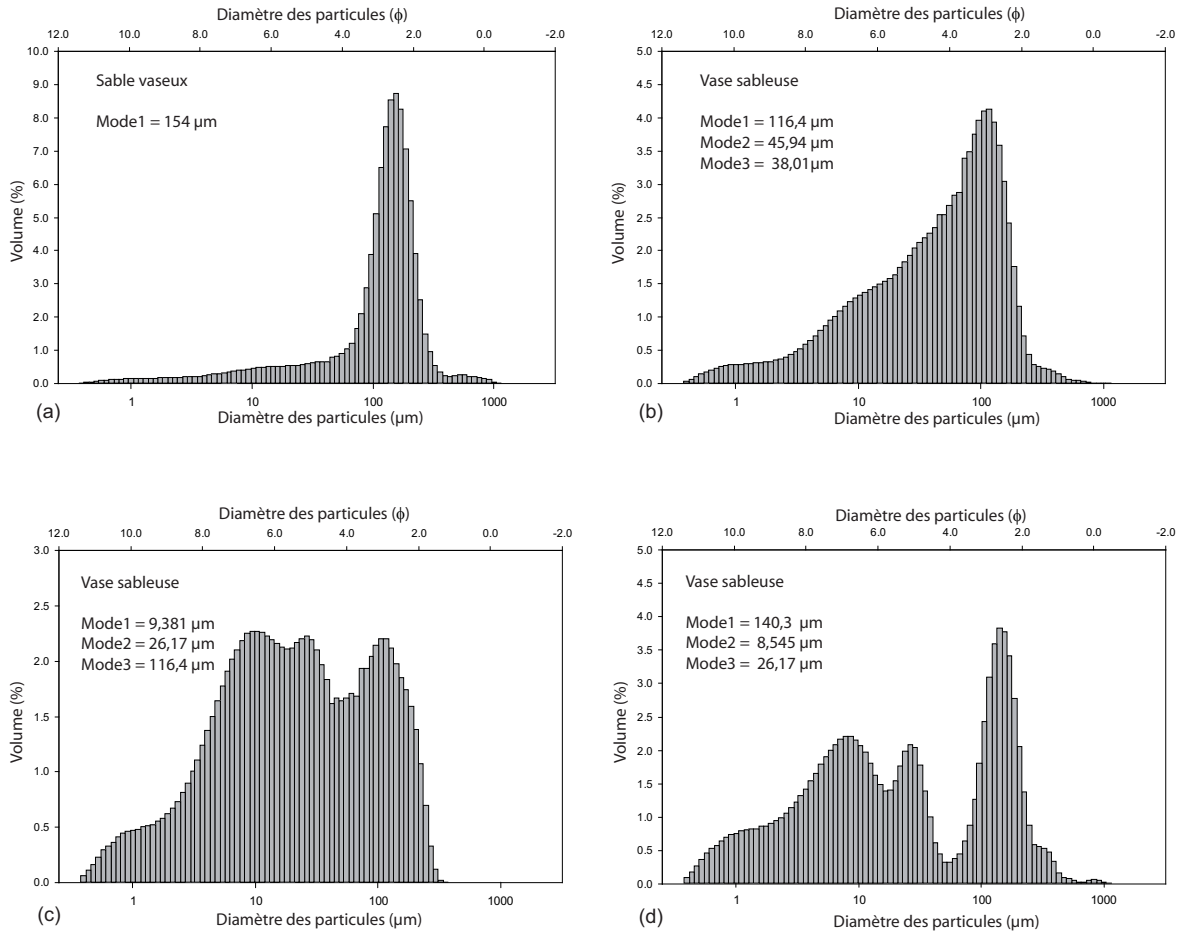


FIG. IV.1.5 – Exemples de distribution de classes de taille des particules de sédiments prélevés sur la vasière de la baie de Bourgneuf. Représentation des distributions unimodales (a) et polymodales (b, c, d) générées par le granulomètre laser Coulter™ LS230.

(en unité phi ϕ). La méthode des moments géométriques repose sur une distribution log-normale et nous offre la meilleure approximation de la distribution granulométrique. Ce dimensionnement permet de visualiser aisément les petites différences entre les particules grossières et les particules fines. La méthode proposée par Folk et Ward (1957) offre quant à elle l'opportunité de convertir les valeurs des paramètres en termes descriptifs des sédiments. Dans la littérature, il ne semble pas y avoir de consensus clairement établi concernant l'analyse granulométrique. Aucune étude ne mentionne le choix d'une méthode plus pertinente qu'une autre. Nous avons donc comparé la méthode des moments arithmétiques avec celle fournie par les méthodes graphiques de Folk and Ward (1957). Pour calculer les moments statistiques à partir des courbes granulométriques, nous avons adapté les classes granulométriques propres au Coulteur LS230 (92 classes) au programme GRADISTAT *v. 4.0*, écrit en Visual Basic (Blott et Pye, 2001). Ce programme propose une description structurale des échantillons selon les paramètres statistiques de Folk (1954) et de Folk et Ward (1957). Les moments statistiques de Folk et Ward (1957), de Krumbein et Pettijohn (1938), ici utilisés, intègrent essentiellement quatre grands

groupes de paramètres : le diamètre moyen, le degré d'asymétrie (skewness), le classement (sorting) et le degré d'aplatissement (kurtosis) correspondant également au degré de concentration. Une approximation des paramètres peut être établie à partir des représentations des courbes de distribution en fréquence et en fréquence cumulée. Des paramètres statistiques alternatifs peuvent également être calculés pour différencier les sédiments, le grain médian D_{50}, la dispersion des sédiments à partir des percentiles $D_{90}/D_{10},\ D_{90} - D_{10}$ ou encore à partir des interquartiles $D_{75} - D_{25},\ D_{75} - D_{25}$. Dès lors que les analyses sont polymodales, il convient de donner les valeurs des modes.

L'indice de classement témoigne de l'uniformité du sédiment dès lors que les sédiments apparaissent bien classés avec des valeurs d'indice de classement ou de sorting (S_0) inférieures à 2. Ce bon classement est confirmé par le caractère unimodal des courbes de fréquence. Nous pouvons souligner que c'est parmi les sables fins que nous trouvons les sédiments les mieux classés. Généralement les échantillons présentent des modes silteux à l'exception des échantillons prélevés sur les plages. Le classement est généralement connu pour être une fonction du grain moyen. En effet, les fractions moyennes et fines sont mieux classées que les argiles, silts et graves (Folk and Ward, 1957).

Les tableaux donnés en annexe (c.f. § Annexe B.1) affiche les résultats chiffrés des paramètres et indices granulométriques sur les échantillons bruts (médianes, moyenne, dispersion (écart-type), asymétrie (en anglais *skewness*), indice d'acuité (en anglais *kurtosis*)). L'évolution granulométrique des échantillons peut se visualiser facilement par des diagrammes comparatifs de ces divers paramètres entre eux, respectivent par voie humide et voie sèche.

Compte tenu des difficultés à se déplacer dans la vasière, nous n'avons pas réalisé de profils longitudinaux des indices granulométiques. Le manque d'échantilons ne nous permet pas d'élaborer une cartographie directement à partir de ces mesures suffisamment représentative de l'ensemble de la vasière intertidale. Toutefois, il ressort de ces analyses granulométriques des grandes tendances. Nous pouvons voir que la granulométrie est généralement plus grossière de l'amont vers l'aval. Les résutats semblent être en accord avec les études antérieures proposées par Grossel et al. (2001). Il existe un gradient d'affinement du Nord au Sud. Le secteur de la Bernerie au Moutiers varie des silts aux sédiments vaso-sableux. Du secteur des Moutiers à la Northe, les sédiments semblent s'affiner avec principalement des silts. Le secteur de la Coupelasse présente des sédiments nettement plus grossiers.

IV.1.2.6 Carbonates et matière organique

Les carbonates et la matière organique forment des constituants importants des sédiments fins. À l'exception des débris de coquilles et des fibres végétales, les sables sont généralement pauvres en carbonates et en matière organique. Les carbonates et la matière organique ont été dosés à partir de fines poudres des sédiments ($\lessapprox 45\ \mu$m).

TAB. IV.1.3 – Tableau représentant les teneurs en carbonates et en matières organiques calculées respectivement par la méthode de la calcimétrie et de la perte au feu. Les calculs statistiques ont été réalisés sur un ensemble de 66 échantillons.

FRACTION	CARBONATÉE (%)	ORGANIQUE (%)
Moyenne	13,34	5,25
Minimum	2,05	0,40
Maximum	39,98	15,90
StDev	6,09	4,42

A) Les carbonates

Les principales sources des carbonates dans les sédiments existent sous forme de débris organogènes (débris coquilliers, spicules, tests de foraminifère) incorporés aux sables moyens et aux poudres. Les fragments de coquilles dans les sables grossiers et les graviers sont identifiés comme valves d'Ostrea ou de Crassostrea, de moules, de coques (*Cardium edule*), de gastéropodes, etc. Les précipitations chimiques dans les M.E.S. et les vases fines, les bioprécipitations ou encore les carbonates particulaires drainés par les bassins versants s'incorporent aux sédiments. Enfin, les fortes turbidités de la baie de Bourgneuf favorisent l'augmentation des carbonates. Souvent ce type de carbonate s'intègre aux sédiments déposés durant la période d'étale de marée, comme les crèmes de vases.

B) Teneur en carbonates $CaCO_3$

L'appareil utilisé pour la mesure de la teneur en carbonates de calcium $CaCO_3$ est le calcimètre Bernard. Deux grammes de sédiments préalablement réduits en poudre sont attaqués par de l'acide chlorhydrique (HCl) dilué à 50 %. Le principe repose sur le volume de dioxyde de carbone (mesure du tube nanométrique gradué) dégagé au cours de l'attaque des carbonates par l'acide chlorhydrique. Les valeurs obtenues sont corrigées en fonction de la température et de la pression régnant au moment du dosage. Le pourcentage de $CaCO_3$ est calculé suivant l'équation (IV.1.2) :

$$CaCO_3\% = \frac{[V_1 - V_{12c}]C}{\mathrm{M}}.100 \qquad \text{(IV.1.2)}$$

où V_1 et V_2 sont respectivement les volumes de gaz avant et après attaque acide, M, la masse de l'échantillon (en gramme) et C un coefficient de correction sélectionné à partir d'une table de correction pression / température.

Il est difficile de dresser une cartographie des carbonates, d'autant plus que les teneurs peuvent varier en fonction de la situation des parcs. Les teneurs dépendent à la fois des différentes fractions granulométriques mais également des apports étrangers qui diminuent la teneur naturelle.

C) Évaluation de la matière organique

La matière organique du sédiment est essentiellement constituée de nombreux débris de végétaux et de carbone organique. Les sources principales de matière organique sont les végétaux d'origine continentale, le phytoplancton dont les peuplements sont dominés par les diatomées, les algues vertes et le "benthos". Il convient ici de souligner la contribution des molusques d'élevage et l'enrichissement des sédiments en matière organique par accumulation de fèces et pseudo-fèces. Dans le cadre de nos recherches, nous étudions des sédiments parfois riches en matières organiques fortement liés à la phase minérale (complexes organo-phylliteux) ou non. Il s'agit d'extraits humiques, poudres cellulosiques, débris de lignine, décomposition d'algues, cellulose, polyuronides...

Divers procédés ont été utilisés en vue d'obtenir à la fois le dosage de la matière organique ou son élimination rapide, tout en conservant au maximum les propriétés intrinsèques des sédiments. Nous avons utilisé deux méthodes simples :

1. Une première méthode fait intervenir de l'eau oxygénée : ses avantages résident en un gain de temps, la possibilité de faire une étude granulométrique convenable et l'amélioration de l'analyse des phyllites fragiles. Les traitements par l'eau oxygénée provoquent nécessairement une oxydation du matériel en suspension à la suite d'un contact souvent très prolongé. Le traitement classique par l'eau oxygénée présente un effet désastreux sur les minéraux phylliteux au dépens d'édifices gonflants très mal cristallisés (Barbaroux et Morel, 1971).
2. La deuxième méthode a été utilisée pour doser la matière organique de manière globale. Elle repose sur des réactions de combustion du sédiment à 550 $^{\circ}\mathrm{C}$, c'est la perte au feu par calcination.

La perte au feu permet de quantifier en première approximation la matière organique consumée par calcination. Elle se déroule en deux étapes : la matière organique combustible est brûlée au four à 550$^{\circ}\mathrm{C}$ puis la différence de poids entre l'échantillon brut et calciné donne la perte au feu et donc la matière organique. Une température portée au delà de 550 $^{\circ}\mathrm{C}$ peut entrainer la destruction des hydroxydes et des carbonates. La perte au feu est exprimée en pourcentage de matière volatile ($MV\%$) calcinée pendant 2 heures par rapport à la masse sèche du sédiment (Équation IV.1.3).

$$MV\% = \frac{\text{matière sèche brûlée à 550 } ^{\circ}\mathrm{C}}{\text{masse de l'échantillon sec}}.100 \qquad \text{(IV.1.3)}$$

Les teneurs en matière organique sont considérées comme significatives lorsqu'elles avoisinnent 4 %. Bon nombre des échantillons présentent des teneurs en matière organique inférieures à 8 %. Un bilan global d'élimination de la phase organique a été dressé à partir des dosages par la méthode de perte au feu. Les mesures sur 65 échantillons montrent en moyenne $MV\%$=5,25 avec un écart-type de 6,09 %. Le tableau (IV.1.3) a pour objet de montrer les grandes tendances concernant les teneurs en matières organiques et en carbonates caractéristiques de la pellicule superficielle des sédiments prélevés dans la Baie de Bourgneuf.

Chapitre IV.2

Méthodes analytiques et d'observation

La suite de ce chapitre sera consacrée à la description des différentes méthodes utilisées, en s'attachant à la confection des échantillons, aux limites de détection et aux précisions analytiques. Seul un descriptif sommaire des techniques classiques telles que le MEB (Microscope Électonique à Balayage) et la DRX (Diffraction des rayons X) sera présenté. Notons que nous avons utilisé ces techniques dinvestigation dans le but d'aquérir essentiellement des informations complémentaires sur la composition des sédiments. Une fois les sédiments suffisamment caractérisés par nos expérimentations (*i.e.* granulométrie, teneurs en carbonates, en matière organique, composition minéralogique et biogénique), l'étape suivante consiste à analyser le comportement spectral des sédiment en réponses à l'hydratation. Pour ce faire, nous avons adapté un potocole expérimental permettant l'acquisition de spectres de réflectance au moyen du spectroradiomètre ASD en fonction de la teneur en eau. Nous décrirons avec plus de précision le protocole expérimental élaboré.

IV.2.1 Étude au Microscope Électronique à Balayage (M.E.B.)

Le Microscope Electronique à Balayage est une technique basée sur les propriétés des interactions électron-matière. L'électron permet à la fois d'étudier un domaine de très petite dimension et d'en tirer des informations structurales et/ou chimiques. Le M.E.B. utilisé est de type JEOL JSM-5800 LC. Il est situé au Service Commun de Microscopie Électronique à Balayage et de Microalanalyse X (SMEBM) de l'Université de Nantes.

IV.2.1.1 Principe du M.E.B.

Le M.E.B. a d'abord été utilisé comme outil d'observation. La technique consiste à bombarder l'échantillon à observer par un faisceau accéléré d'électrons (1 à 45 KeV). Ce faisceau peut balayer suivant deux directions la surface de l'échantillon. Le signal détecté est produit par certains électrons qui ont interagi avec la matière (Figure IV.2.1). Ce dernier est transmis à un écran vidéo dont le

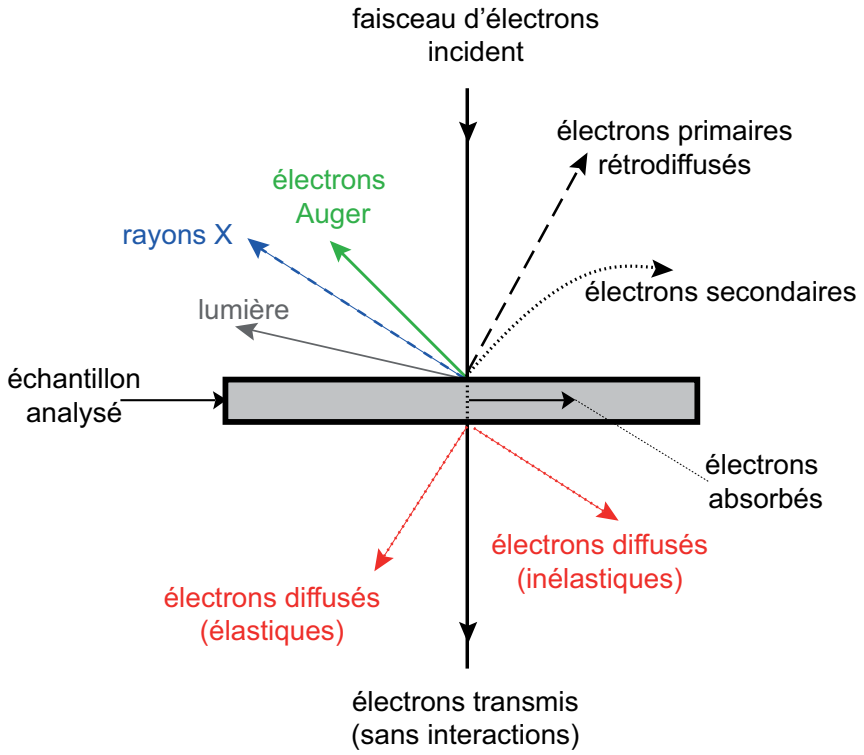


FIG. IV.2.1 – Signaux produits par interaction d'un électron primaire avec l'échantillon. Parmi les différent signaux obtenus par bombardement électronique, différentes méthodes de caractérisation de l'échantillon sont envisageables.

balayage est synchrone de celui du faisceau. Ceci permet, en selectionnant les différents types d'électrons, d'obtenir soit une image du contraste topographique (électrons secondaires), soit de visualiser le contraste chimique de l'échantillon (électrons rétrodiffusés). Une analyse semi-quantitative est possible grâce à la spectrométrie de photons X à dispersion d'énergie (EDS) couplée au microscope à balayage.

IV.2.1.2 Préparation des échantillons

Selon le type d'observation à effectuer les échantillons sont préparés de façon différente. Les échantillons sont métallisés afin de rendre l'objet à analyser conducteur et éviter l'accumulation de charges lors du bombardement des électrons. La phase de métallisation consiste à appliquer à la surface de l'échantillon un film de carbone d'environ 20 nm d'épaisseur, permettant l'observation au M.E.B. et l'analyse EDS. Un film d'or sera préférentiellement utilisé pour accroître la qualité des observations.

IV.2.1.3 Conditions d'analyses

Compte tenu des éléments atomiques (Fe, H, O, C, etc.) présents dans les échantillons les conditions d'analyses ont été ajustées aux poids atomiques des matériaux d'intérêt géologique. La tension d'accélération appliquée pour faire les mesures est de 15 KeV. Parmi les différentes interactions électron-matière (Figure IV.2.1), nous ne décrirons pas les électrons Auger (désexcitation d'atomes irradiés) et les photons U.V. (phénomène de cathodoluminescence) car nous ne les avons pas utilisés. Nous distinguerons :

- *Les électrons secondaires* qui sont les électrons de valence ou de conduction de la cible. Après l'ionisation des surfaces, ces électrons sont éjectés. Ils permettent d'obtenir un contraste de topographie de l'échantillon.
- *Les électrons rétrodiffusés* qui sont les électrons primaires. Après quelques collisions avec les atomes de l'échantillon, ils ressortent sans avoir perdu d'énergie (rétrodiffusés élastiques) ou après perte d'énergie (rétrodiffusés inélastiques). Ils permettent d'obtenir un contraste de composition chimique de l'échantillon. Le contraste chimique est fonction du numéro atomique de l'élément considéré. Ce mode permet de réaliser une cartographie des répartitions élémentaires. Le numéro atomique sera d'autant plus élevé que l'affichage à l'écran apparaîtra clair.
- *Les photons X* proviennent de la désexcitation d'atomes ; ils permettent de caractériser chimiquement les échantillons. Un logiciel permet d'identifier les surfaces élémentaires à partir des spectres et grâce à l'expression de leurs longueurs d'ondes. La position des pics renseigne sur la nature de l'élément tandis que l'intensité du pic se rapporte à la proportion de l'élément pris dans la zone d'analyse considérée. La formule structurale peut être déduite suite à l'intégration des pics sur l'ensemble du spectre rapporté à leur poids d'oxydes.

IV.2.1.4 Les analyses

La structure des vases et la nature de certains composants ont été étudiées. L'observation des vases liophylisées au M.E.B. a permis de confirmer les études de Gouleau (1971a) qui avait mis en évidence différents types de structures :

- Structure vacuolaire. Ces vases montrent de nombreuses vacuoles constituant de véritables pièges à eau. La trame est formée de frustules de diatomées, de fibres végétales, de flocons de vase.
- Stucture grumeleuse. Ces vases montrent la présence de nombreux flocons de vase (boule d'argile, grumeaux). La structure est compacte est donc peu apte à retenir l'eau.
- Structure mixte. C'est une combinaison des caractères des structures observées précédement, montrant ainsi une texture vacuolaire colmatée par des flocons de vase (Figure IV.2.2).

La plupart des structures observées montrent une nette dominance de la structure mixte par rappport au autres structures (vacuolaire, grumuleuse). L'observation à de forts grossissements et la décomposition des surface en élements atomiques révèlent la présence de nombreux minéraux (calcite, quartz, halite).

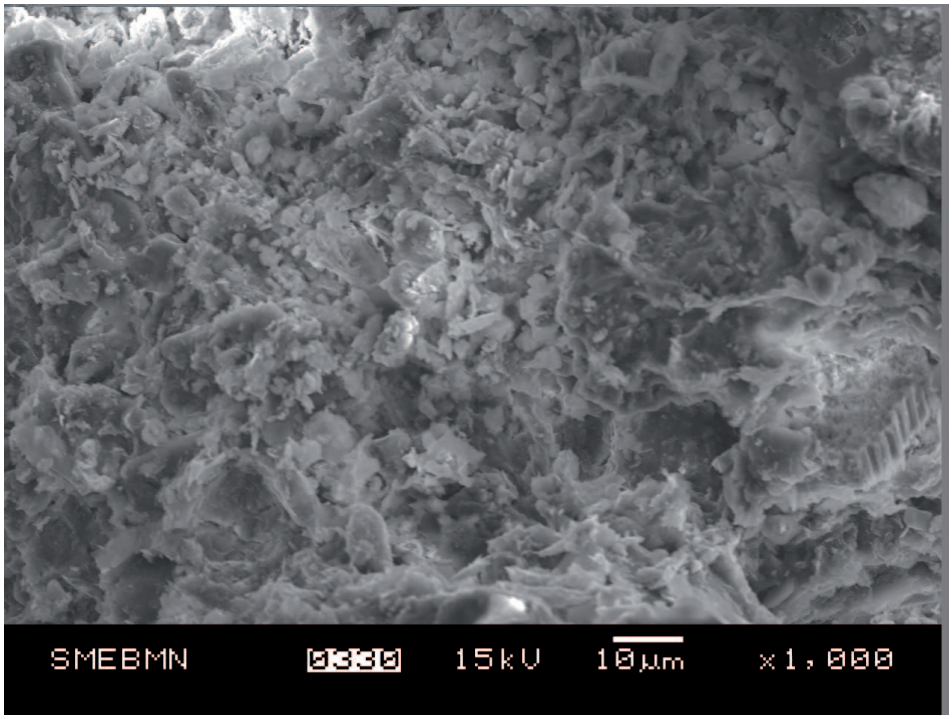


FIG. IV.2.2 – Image acquise au microscope électronique à balayage (M.E.B.) illustrant l'état de la vase superficielle prélevée en baie de Bourgneuf. La structure est lâche plutôt de type mixte. Elle contient aussi bien des vacuoles qu'un colmatage par les flocons de vase.

La halite se présente souvent sous la forme de flocons qui, à fort grossisement, révèlent un système cristallin de type cubique (c. f. figure IV.2.3 f et h).

Nous avons observé la surface des grains (exoscopie) ainsi que leur forme (morphoscopie). Nous avons souvent constaté que les grains de quartz qui composent les plages sont mal triés, anguleux et renferment de nombreux tests d'organismes ainsi que des débris ligneux (Figure IV.2.3 a). En revanche, les grains de quartz qui composent la slikke sont plus arrondis et émoussés, cela traduit une origine marine (Figure IV.2.3 c). Souvent, à leur surface, nous avons constaté des traces de chocs ainsi que des figures de poinçonnements (Figure IV.2.3 d, e, f). Ces traces sont héritées d'un transport plutôt actif, choquant les grains entre eux durant leur mobilisation. Nous n'avons pas observé de grains possédant un aspect émoussé luisant. Cela s'explique par le fait que les charges sédimentaires issues des rivières (*e.g.* le Falleron) sont dérisoires. Parfois, nous avons constaté des grains de pyrites (Figure IV.2.3 b).

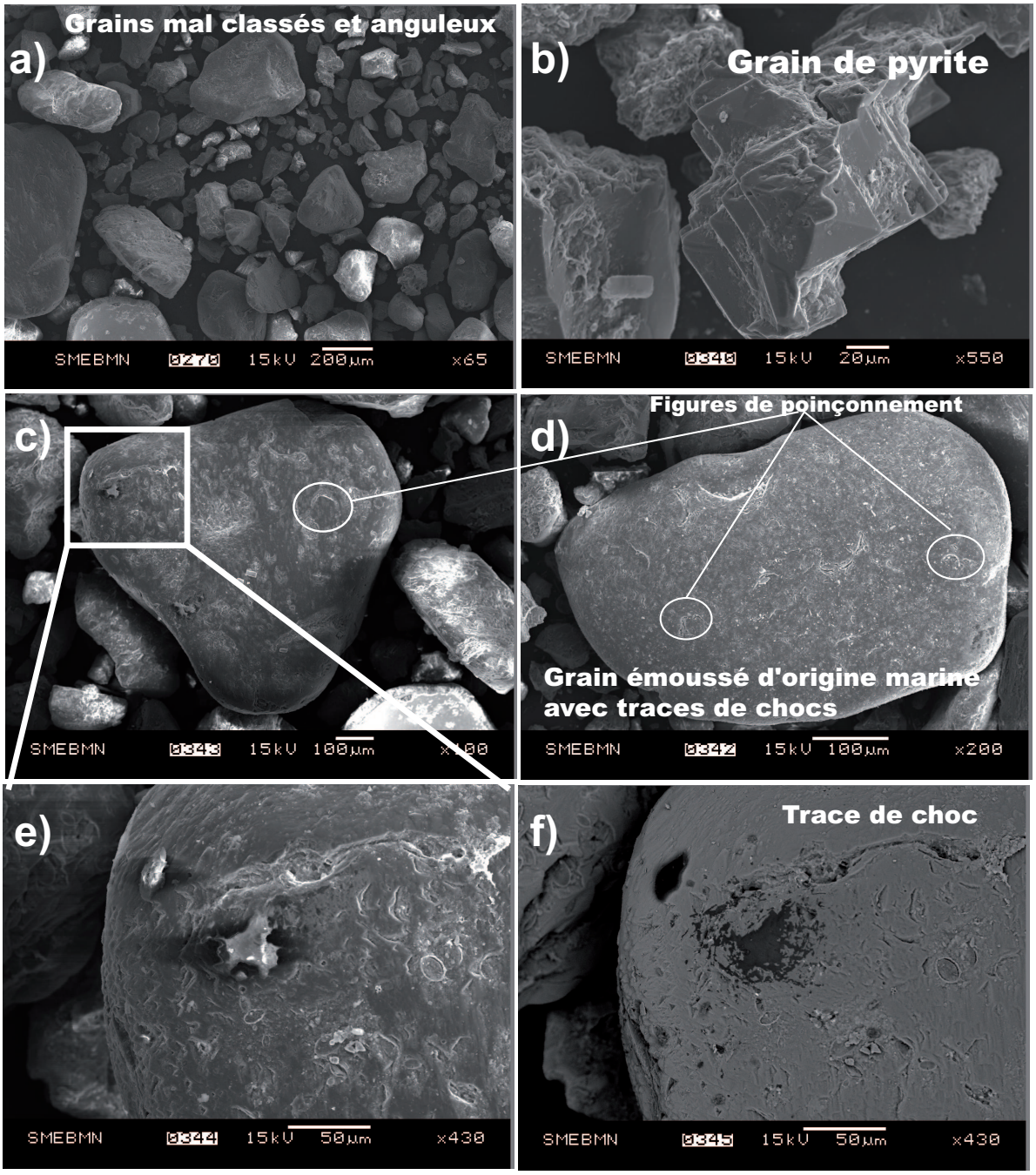


FIG. IV.2.3 – Images acquises au microscope électronique à balayage (M.E.B.) illustrant l'exoscopie des grains en baie de Bourgneuf. Le cliché a) correspond à un sable de plage mal classé ; b) est un grain de pyrite c), d) montrent les traces de chocs, les figures de poinçonnement et l'émoussé du grain typique d'une origine marine ; e et f montrent les grains de quartz observés respectivement en mode électrons secondaire et en mode rétrodiffusé. Le mode retrodiffusé permet d'apprécier les micro-reliefs à la surface du grain.

IV.2.1.5 Les biofaciès

Les analyses visant à quantifier le microphytobenthos en laboratoire n'ont pas été entreprises dans le cadre de cette étude. Les études antérieures avaient déjà permis de montrer que les organismes de type microphytobenthos sont mobiles au sein du sédiment. Dans la perspective d'étudier le microphytobenthos au M.E.B. (Figure IV.2.4), la préservation des structures existantes en condition naturelles, nécessite un protocole adapté. Il aurait fallu congeler *in situ* à l'azote liquide les échantillons prélevés à l'aide d'un film délicatement déposé sur la pellicule superficielle. Dans notre étude, nous nous sommes limités à n'étudier que la fraction biogénique de type "coquilles". En effet, leurs influences sur la composition du sédiment, mais également la taille et les formes des particules, doivent être intégrées pour comprendre le comportement spectral des sédiments. Nos observations ont permis de caractériser les différents tests. Ces derniers sont souvent de nature carbonatée et rarement siliceux. Parmi les organismes carbonatés, nous avons observé des foraminifères benthiques, des fragments de lamellibranches et gastéropodes. Quelques organismes siliceux ont également pu être observés, il s'agit de radiolaires et de spicules d'éponges.

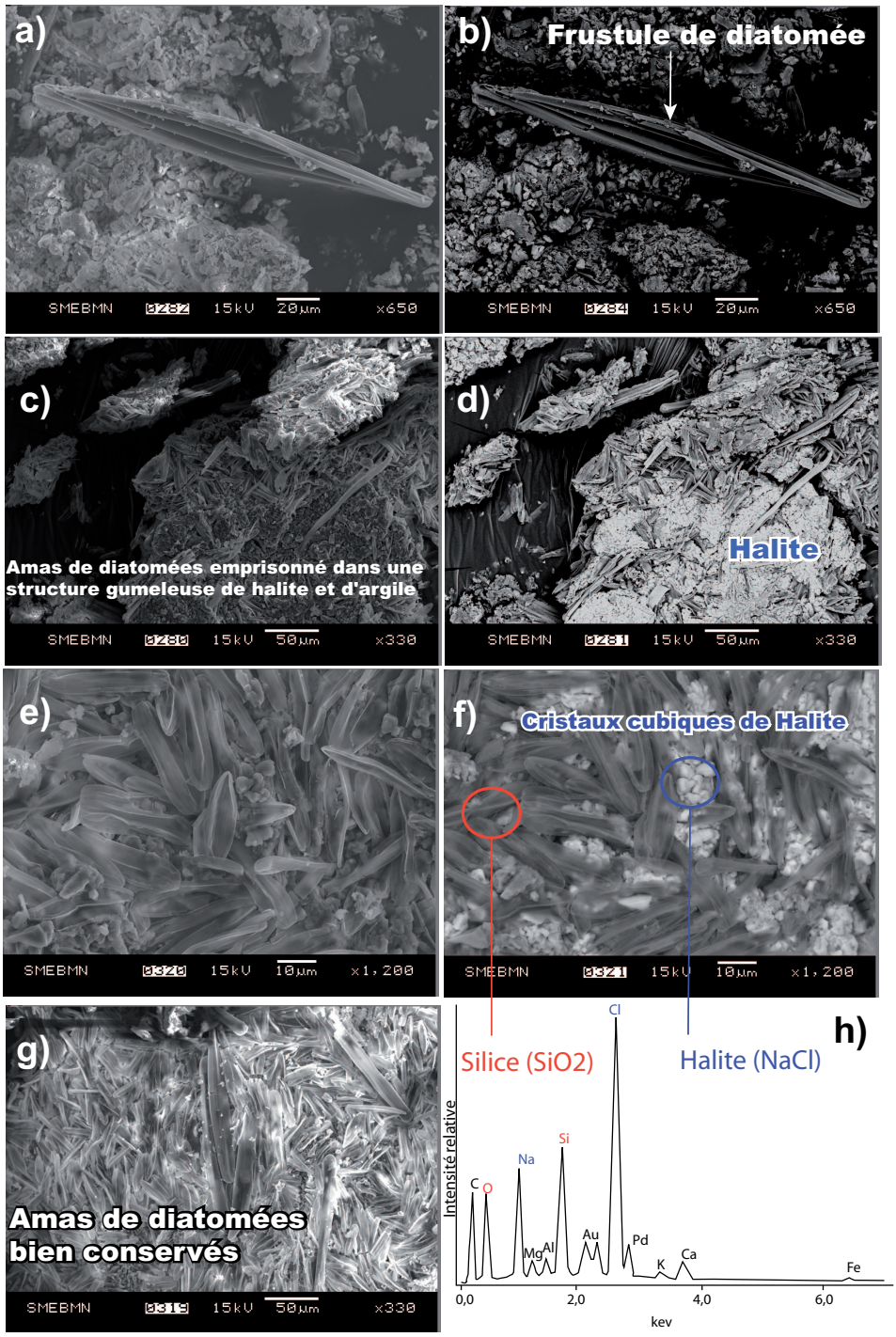


FIG. IV.2.4 – Images acquises au microscope électronique à balayage (M.E.B.) illustrant la microstructure des vases observée. a) Un exemple de vase séchée emprisonnant une diatomée dans un ciment de halite. Il s'agit d'un frustule (silice) de diatomée tapissée de petits éléments à 5 μm ; b) ce même frustule mais observé en mode retrodiffusé. Les clichés c) et d) montrent le contact des diatomées avec la matière minérale. les clichés e), f) et g) montrent qu'après prélèvement d'une vase les diatomées sont encore très nombreuses et en assez bon état même après le passage à l'étuve. Le cliché f) montre les cristaux cubique de halite. Le spectre h) est une décomposition en éléments atomiques du cliché f), il permet de confirmer que les cristaux sont de type halite et que les frustules des diatomées sont composés de silice.

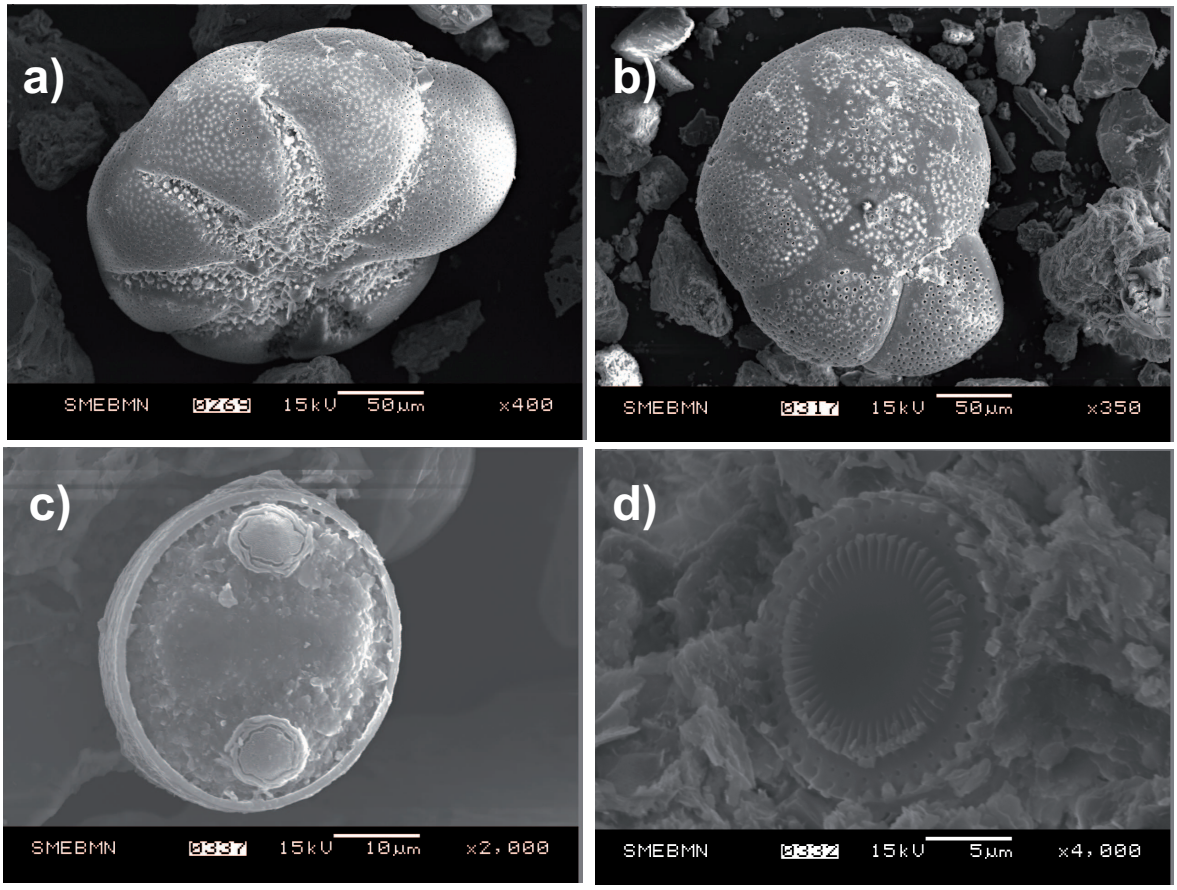


FIG. IV.2.5 – Images acquises au microscope électronique à balayage (M.E.B.) illustrant les micro-organismes carbonatés. a) et b) sont des exemples de foraminifères dont les tests sont perforés ; c) microfossile d'origine systématique inconnue ; d) plaque de coccolithe.

Il arrive que des fragments de calcaires coquilliers soient mélangés aux sables de plage. Nous parlons alors de sables bioclastiques. Généralement plus grossiers que les grains de quartz et les feldspaths, ils proviennent de la destruction des massifs à huîtres sauvages. Il s'agit également de bioclastes de lamellibranches, gastéropodes, foraminifères de type planctoniques (*e.g.* type globigérines), de spicules d'éponge, de frustules de diatomées…

IV.2.2 La diffraction des rayons X (DRX)

Les analyses par diffraction des rayons X (DRX) ont été réalisées à l'IMN au moyen d'un diffractomètre Brüker " D8 Advance" équipé d'un goniomètre à géométrie Bragg-Brentano et doté d'une source de rayon X constituée d'une anticathode couplée à un monochromateur primaire en Ge 111 utilisée pour filtrer les raies Kα_1 du cuivre et éventuellement la fluorescence de l'échantillon. Le détecteur est de type "Vantec" en position 1-D. Cette méthode a pour but premier de caractériser la minéralogie des sédiments.

IV.2.2.1 Principe de la DRX

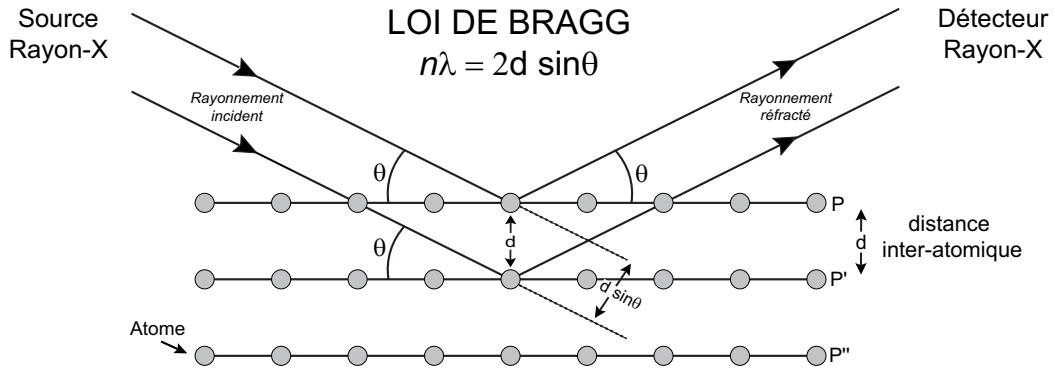


FIG. IV.2.6 – Principe de diffraction des rayons X (DRX) par les atomes maillant la structure cristalline d'un minéral donné, avec d la distance interréticulaire entre les plans cristallographiques P-P'et P'-P", θ l'angle de Bragg.

L'identification minéralogique repose sur l'application de la loi de Bragg qui stipule que tout corps cristallisé peut faire l'objet d'une analyse par diffraction des rayons X. Les diffractogrammes des rayons X ont donc été réalisés avec un diffractomètre par la méthode des poudres. Les cristaux ont la particularité d'être constitués de plans atomiques équidistants les uns des autres (Figure IV.2.6), repérés par les indices de Miller (hkl). En raison de cette périodicité, des diffusions intenses dans des directions précises peuvent être observées. Les paramètres expérimentaux sont déterminés par la relation de Bragg (Équation IV.2.1) :

$$\begin{aligned} n\lambda &= 2d_{(hkl)} \sin\theta \\ d_{(hkl)} &= \frac{n\lambda}{2\cos\theta} \end{aligned} \tag{IV.2.1}$$

où n est l'ordre de diffraction (nombre entier) ; λ la longueur d'onde de la source ;$d_{(hkl)}$ la distance interéticulaire, c'est-à-dire l'espacement entre deux plans parallèles successifs du réseau cristallin et θ l'angle de Bragg, c'est-à-dire l'angle que fait le faisceau plan incident avec une famille de plans réticulaires de distance $d_{(hkl)}$ (Équation IV.2.1). Dans la méthode des poudres, λ est fixé par le monochromateur Kα_1 et suit les variations d'énergie diffractée en fonction de l'angle de Bragg θ. Après amplification et intégration, le signal est enregistré avec une vitesse de défilement choisie. Nous obtenons un diagramme I(θ) traduisant les intensités des pics de réflexion correspondant aux différents plans (hkl) rencontrés. Dans le cas où les cristaux ne présentent pas d'orientation préférentielle, l'aire des pics mesurés au-dessus du bruit de fond (ligne de base) est proportionnelle à la fois au facteur de structure et au volume diffractant.

IV.2.2.2 Préparation des échantillons

Les études ont été conduites de la manière suivante :

– tout d'abord, sur les échantillons de matière brute dits de "roches totales" afin de respecter les conditions naturelles d'observation ;
– ensuite, quelques échantillons ont été sélectionnés dans le but d'extraire uniquement leur fraction argileuse.

Dans le second cas, les échantillons subissent au préalable une succession de préparations diverses visant à n'extraire que la fraction terrigène $\leqslant 2$ μm des sédiments. Pour cela, la procédure employée nécessite plusieurs étapes :

1. une étape d'homogénéisation visant à défloculer les sédiments. La fraction totale du sédiment est dispersée par agitation mécanique et par l'action des ultrasons (1h00) dans de l'eau distillée,
2. une étape de sédimentation des particules visant à séparer la fraction fine ($\leqslant 2$ μm) de la fraction grossière (2 cm à 26 °C , 1h36). Les particules les plus grosses décantent plus rapidement que les fines. Chaque particule subit une vitesse de chute qui dépend de son diamètre. Ce phénomène est régi par la loi de Stockes, ici son approximation (Équation IV.2.2) :

$$V = Cd^2 \tag{IV.2.2}$$

   où, V est la vitesse de chute des particules ; d le diamètre ; et C la constante de Stockes,
3. la fraction argileuse est extraite à partir du surnageant au moyen d'une seringue,
4. dispersion des particules argileuses par ultrasons,
5. la matière récupérée est déposée sur une lame de verre,
6. les particules s'orientent sur la lame durant le séchage de la préparation.

Une fois les lames orientées préparées, l'ultime étape consiste à réaliser deux autres lames du même matériel. Au bilan, une lame sert pour les essais naturels et glycolés, l'autre pour les essais chauffés. La comparaison entre l'essai naturel (séchage à l'air libre) et l'essai après saturation de la préparation à l'éthylène glycol permet de distinguer les minéraux argileux gonflants, comme les smectites (c.f. figure IV.2.8 a-b). L'essai chauffé (à 490 °C, pendant 2h00) met en évidence les minéraux hydratés tels que la kaolinite (c.f. figure IV.2.8 c).

IV.2.2.3 Conditions d'analyses

En diffractométrie des rayons X, les conditions d'analyses sont intimement associées aux modes de préparation des échantillons. Nous rappelons que la méthode des poudres a été préconisée pour analyser la fraction totale et que les préparations orientées ont servi à analyser la fraction inférieure à 2 μm. Dans le premier cas, les diffractogrammes sont représentés entre 3,5° et 60° en unité 2θ tandis

que dans le second cas, les réglages sont optimisés pour travailler dans les petits angles allant de 3,5° à 30° en unité 2θ car c'est dans ce domaine que se situent les raies principales des différents minéraux argileux.

IV.2.2.4 Analyse semi-quantitative des minéraux sur roche totale

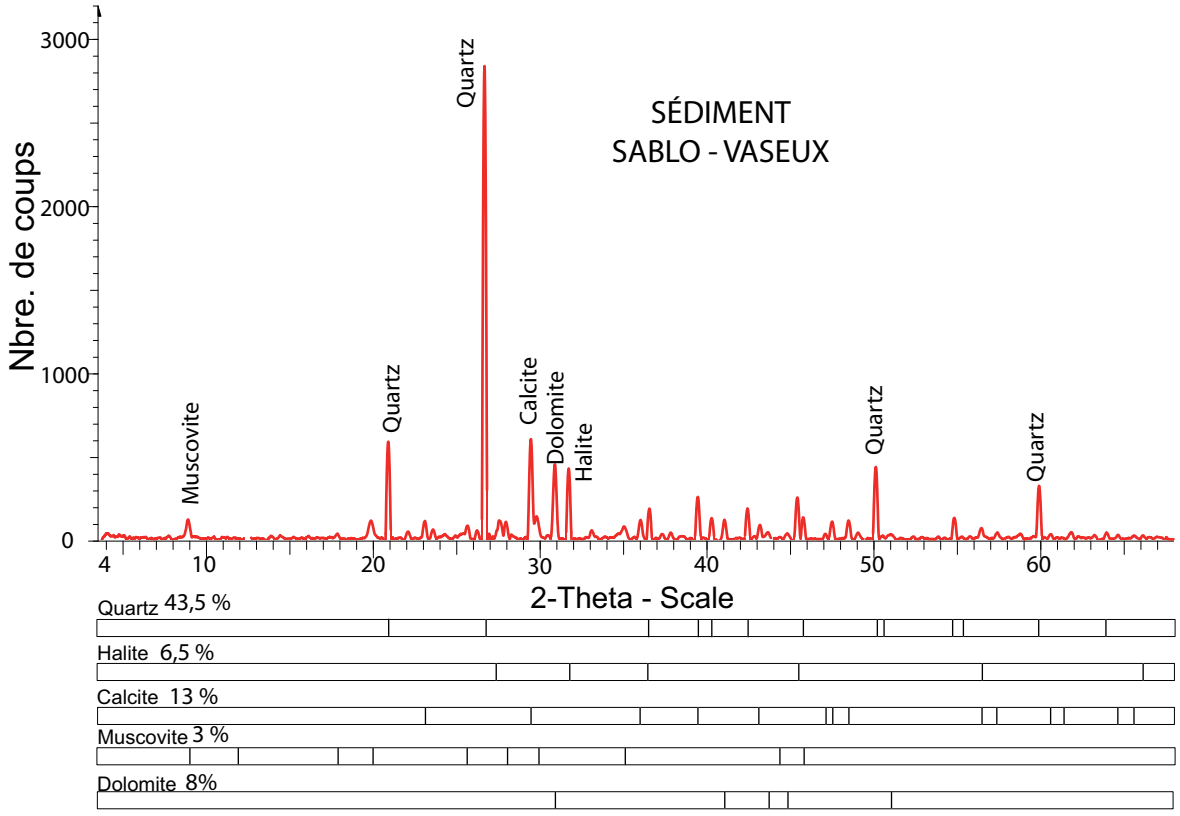


FIG. IV.2.7 – Diffractogramme sur roche totale d'un sédiment typique de la vasière intertidale (échantillon n°5 c.f. § Annexe A).

Chaque diffractogramme a fait l'objet d'une analyse qualitative et d'une analyse semi-quantitative. En effet, sachant que les pics du spectre correspondent aux différents rayons diffractés en fonction du rayon incident, il est donc possible d'identifier chaque minéral qui compose le cortège minéralogique du sédiment. Les positions des pics signent l'espèce minérale, tandis que la forme des pics renseigne sur l'état de cristallisation du matériel. L'évaluation semi-quantitative est de ± 5 %. Les pourcentages de chaque minéral sont évalués par analyse quantitative des pics des diffractogrammes. Le but de l'analyse quantitative est de traduire l'abondance relative d'un minéral par rapport aux autres minéraux qui composent l'assemblage minéralogique (Holtzapffel, 1985). La méthode préconisée consiste à mesurer les hauteurs des réflexions basales des différents minéraux à déterminer. La somme de ces hauteurs de pics est rapportée à 100 % et les proportions de chaque minéral sont calculées. Dans ce travail, seules

les abondances des minéraux types présentant des pics intenses ont été calculées. Il s'agit du quartz, des feldspaths, des micas, de la calcite, de la dolomite, de la halite, des argiles. Nous constatons que le quartz est extrêmement fréquent et en proportion assez importante. Les abondances en quartz sont confirmées par les médianes granulométriques, car le principale constituant de la fraction grossière et moyenne est le quartz. Pour les autres minéraux (minéraux lourds), nous nous sommes juste contentés de les identifier. Les diffractogrammes ont été examinés à l'aide du Logiciel EVA DIFFRAC$_{Plus}$ disponible à l'IMN. Ce logiciel propose une identification des phases minérales cristallines et l'analyse semi-quantitative des échantillons. Le tableau (IV.2.1) synthétise les résultats sur les principales phases minérales détectées. Pour les caractériser, nous n'avons représenté que les principaux paramètres statistiques (moyenne, écart-type, etc.). Il en résulte que, dans la pellicule superficielle prélevée, le quartz s'avère la phase minérale la plus abondante. Elle est constituée majoritairement de quartz d'origine terrigène mais elle renferme également une fraction siliceuse d' orrigine biogénique. Prenons l'exemple des frustules des diatomées, ils sont quant à eux composés d'opale biogénique, il s'agit d'une phase minérale amorphe ce qui se traduira par un bombement sur les diffractogrammes et non un pic clairement identifié. La halite a également été identifiée. Cette phase minérale avait déjà été détectée par les analyses au M.E.B. (c.f. figure IV.2.4).

TAB. IV.2.1 – Tableau récapitulatif des pourcentages relatifs des principaux minéraux présents dans les sédiments de la vasière intertidale de la Baie de Bourgneuf ($\sim$ 100 échantillons). La fraction siliceuse (quartz) est largement abondante.

FRACTION	TERRIGÈNE							CARBONATÉE		
MINERAUX	Quartz	Micas	Anorthose	Orthose	Microcline	Albite	Argile	Calcite	Dolomite	Halite
Moyenne	78,23	3,27	6,40	5,08	1,18	1,79	0,73	5.96	4,59	5.36
Minimum	44,63	0,37	0,01	0,03	0,12	0,14	0,12	0,01	0,10	0,25
Maximum	98,53	20,12	21,80	9,81	6,33	5,34	4,19	17,88	26,53	26,05
StDev	13,58	3,11	7,71	4,32	1,27	1,24	0,79	4,61	4,69	6,01
					Feldspaths					

IV.2.2.5 Critique de la méthode

Des problèmes majeurs peuvent être rencontrés. Ils sont en partie liés à la faible quantité de phases diffractantes, aux petites tailles ou à leur faible cristallinité.

IV.2.2.6 Analyse qualitative des minéraux argileux

a) Minéralogie des argiles Il s'agit ici d'analyser de façon conventionnelle la fraction inférieure à 2 μm dont font partie les minéraux argileux. Les minéraux argileux appartiennent à la famille des

phyllosilicates constitués de feuillets séparés par un espace interfoliaire. Il s'agit pour l'essentiel d'aluminosilicates hydratés en association avec divers cations : Al, Fe, Mg... Les feuillets constitutifs des argiles comprennent une ou plusieurs couches tétraédriques (T) ou octaédriques (O). Le cortège argileux des vases de la baie de Bourgneuf est constitué de trois grande famille de minéraux argileux :

1. les minéraux TO : cas des kaolinites (interfoliaire = 7 Å),
2. les minéraux TOT : cas des illites et des smectites (interfoliaire = 10 Å),
3. les minéraux TOTO : cas de la chlorite (interfoliaire = 14 Å).

Nous trouvons également la présence de minéraux interstratifiés, formés par un empilement régulier ou non de feuillets de minéraux argileux simples différents. Nous rencontrerons surtout l'association illite/chlorite (I/C) et smectite/chlorite (Sm/C). Ces minéraux interstratifiés marquent l'évolution et la transformation des minéraux argileux classiques.

Le diffractogramme (IV.2.8) représente les principaux minéraux qui composent la fraction argileuse, soit : la smectite, l'illite, la kaolinite, la chlorite, les interstratifiés (Illite-Smectite) et le quartz. La position des réflexions basales permet de distinguer les différents minéraux. La smectite (14 Å) gonfle à (17 Å) après saturation des interfoliaires à l'éthylène glycol mais se rétracte à 10 Åaprès chauffage. Les interstratifiés qui ne comportent pas les smectites, présentent une raie principale à 12 Å. Ces derniers ne gonflent pas après saturation à l'éthylène glycol mais réduisent à 10 Å après chauffage de la préparation. La chlorite se caractérise par des pics placés à 14 ; 7 ; 4,72 et 3,54 Å sur les trois essais. Enfin, la kaolinite présente des réflexions à 7 et 3,58 Å. Les échantillons sont généralement riches en smectite et illite. Ils contiennent généralement un peu de kaolinite et sont souvent dépourvus de chlorite et de feldspaths.

L'étude aux rayons X porte sur deux points essentiels, (1) la nature minéralogique des argiles et (2) la cristallinité des minéraux argileux. L'évolution des abondances des minéraux types (smectite, illite, kaolinite) présente un caractère monotone traduisant une relative stabilité des pourcentages.

Indice de cristallinité de l'illite Il correspond à la largeur à mi-hauteur au dessus du bruit de fond du pic à 10 Å de l'illite. Cet indice permet de déterminer l'état de cristallisation des minéraux. Une illite bien cristallisée donnera des raies étroites alors qu'au contraire, une illite désordonnée aura des pics larges et irréguliers. Une mauvaise cristallinité des illites suggère que les vases de la baie peuvent être remaniées, engendrant des transformations ou des néoformations.

IV.2.3 Synthèse des résultats

Les résultats des paramètres sédimentologiques montrent que les différents types de sédiments prélevés dans un système de vasière intertidale peuvent faire l'objet d'une caractérisation au niveau de leur composition (M.E.B., DRX, calcimétrie, matière organique) mais également au niveau de leurs

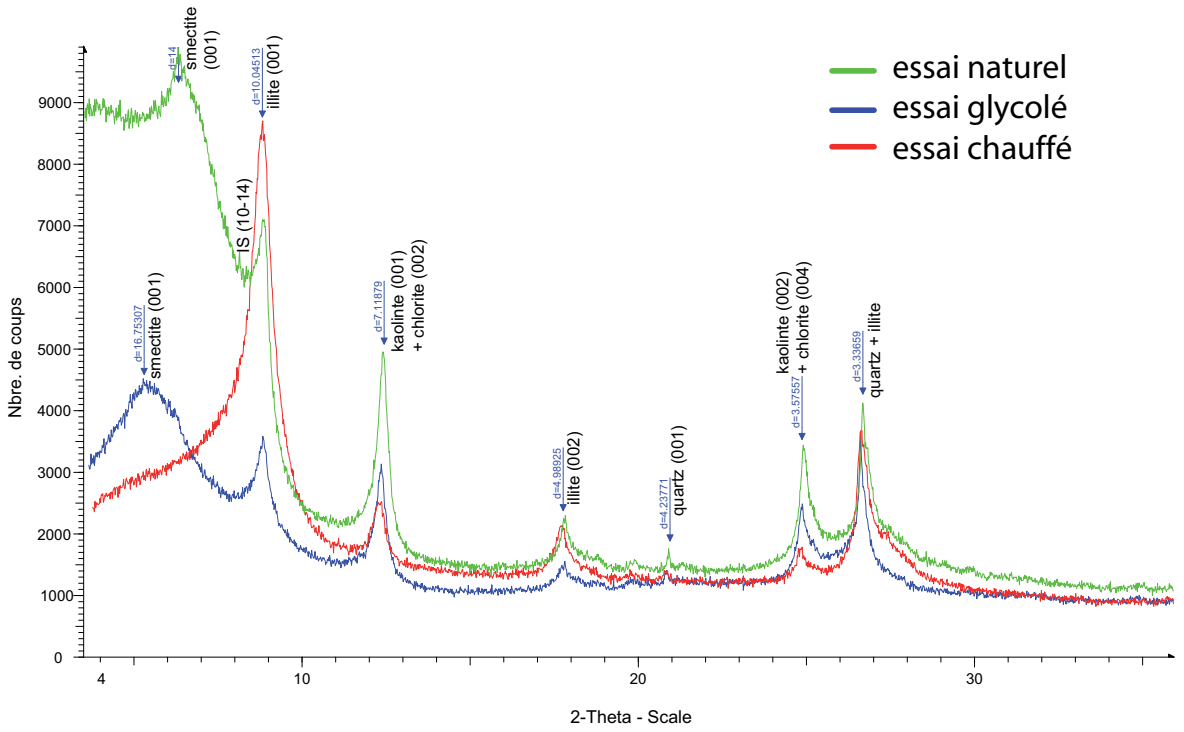


FIG. IV.2.8 – Exemples de diffractogrammes caractéristiques de la fraction argileuse ($\leqslant 2\ \mu$m) d'une vase prélevée en baie de Bourgneuf : a) essai naturel ; b) essai glycolé ; c) essai chauffé (échantillon n°4 c.f. § Annexe A). Chaque pic est annoté par la position des réflexions basales.

TAB. IV.2.2 – Tableau synthétisant les principales généralités des faciès sédimentaires.

Fraction Fine (F. F.) type vase	Grain moyen (mal classé) ↘	$CaCO_3$ (nanofossiles, minéraux...) ↗	M. O. (complexes humiques, microphytobenthos) ↗	H_2O ↗
Fraction Grossière (F. G.) type sable de plage	Grain moyen (mal classé + asymétrie vers les fines) ↗	$CaCO_3$ (coquilles) ↗	M. O. Lignine+ cellulose ↗	H_2O ↘

propriétés physiques (granulométrie, teneur en eau). De manière générale, concernant les échantillons de la slikke, il a été constaté que plus les sédiments sont fins, plus les teneurs en eau, en matière organique, en diatomées et en carbonates sont fortes. En revanche, concernant les échantillons de plage, les carbonates et la matière organique peuvent présenter des valeurs supérieures à celles de la slikke. Cela s'explique par le fait que les sables sont coquilliers et qu'ils contiennent également une importante fraction de nombreux débris ligneux provenant des continents.

IV.2.4 Analyses des sédiments par spectroscopie visible-infrarouge

L'objectif principal de cette partie est de comprendre l'évolution du comportement spectral en réponses aux variations de la teneur en eau et de la texture des sédiments (granulométrie). Pour ce faire, des mesures ont été effectuées en environnement contrôlé. Nos expérimentations se sont portées sur des matériaux de natures diverses tout en faisant varier leurs taux d'humidité. Seule une démarche rigoureuse en environnement contrôlé peut prétendre à une estimation raisonnable de la teneur en eau à partir des spectres de réflectance. Un contrôle des principaux facteurs pouvant influencer le comportement spectral sera donc entrepris systématiquement. Suite à cette démarche, il sera possible de proposer une cartographie des teneurs en eau et de la tendance granulométrique de la zone intertidale. Dans cette partie, nous nous limiterons à ne décrire que le mode opératoire utilisé. Ultérieurement, une seconde étape consistera à dresser un bilan des caractéristiques spectrales en lien avec l'évolution hydrique à partir des analyses des spectres acquis en laboratoire (c.f. § VI.1.1). Pour y parvenir, nous utiliserons plusieurs méthodes (c.f. § V.1 :dérivées, paramètre de bandes, Modèle Gaussien Modifié (MGM), gaussienne inverse (GI)...). Finalement, des modèles prédictifs dériveront des caractéristiques spectrales applicables à la fois sur les spectres de laboratoires, *in situ* et éventuellement pouvant être extrapolés aux spectres de l'image (c.f. § B)).

IV.2.4.1 Protocole expérimental

A) Nature des échantillons et préparations

a) Type de matériaux analysés Nous allons maintenant décrire le protocole expérimental sur lequel se base l'essentiel de nos analyses. Différents échantillons ont été préparés dans le but d'acquérir des mesures radiométriques en relation directe ou indirecte avec les paramètres sédimentaires (teneur en eau, granulométrie). Nous avons opéré principalement sur les échantillons "naturels" prélevés en baie de Bourgneuf et ayant au préalable fait l'objet d'une inspection sédimentologique détaillée. Quelques matériaux qualifiés "d'artificiels" furent sélectionnés pour réduire les incertitudes de mesures. Il s'agit des argiles au sens minéralogique du terme et de sables calibrés. Il est évident que faire varier le taux d'humidité sur les 150 échantillons prélevés en baie de Bourgneuf est fastidieux. Nous avons donc choisi de sélectionner uniquement les échantillons les plus représentatifs du point de vue de leurs faciès sédimentaires (granulométrie, minéralogie, matière organique). Les granulométries respectives à la vasière intertidale ne dépassent rarement la classes des graviers. Pour des raisons de simplicité nous avons caratérisé les fractions granulométriques selon le grain moyen. Nous avons également effectué sur certains échantillons des mesures supplémentaires visant à supprimer la matière organique (oxydation à l'H_2O_2) et les carbonates (attaque à l'HCl). Ceci, afin de comprendre l'influence de la composition et des mélanges sur la réponse spectrale à l'hydratation. L'intérêt de cette démarche est d'obtenir une assez bonne représentativité des variations en teneur en eau.

b) Préparation des surfaces Le matériel à analyser a été disposé au sein de cristallisoirs en pirex de $\sim$ 5 cm de diamètre, pour une hauteur de 1,0 cm. L'épaisseur du matériel introduit varie entre 0,1 cm et 0,5 cm en fonction des propriétés optiques du matériel. Afin d'assurer la reproductibilité entre les mesures spectrales, nous avons opéré de la même manière pour l'ensemble des échantillons analysés. Nous avons déjà évoqué le fait que la texture macroscopique des surfaces affecte considérablement les mesures radiométriques (c.f. § III.3.3). Pour ordonner la structure du matériau, réduire la porosité et surtout limiter la rugosité de surface, nous avons tassé mécaniquement chaque échantillon sous l'effet de leur propre poids.

B) Hydratation des matériaux

Pour hydrater les matériaux, nous avons injecté délicatement de l'eau pure au moyen d'une seringue jusqu'à ce que l'échantillon arrive à saturation. L'étape suivante consiste à déshydrater progressivement l'échantillon à l'étuve jusqu'à sa déshydratation totale de façon à obtenir une méthode stable. La température de l'étuve a été fixée à 105 °C et cela pour l'ensemble des échantillons. Chaque étape de la déshydratation est caractérisée, après refroidissement du matériau, par une mesure spectrale et sa teneur en eau associée. L'unité de mesure entre chaque étape ne se base pas sur l'unité "temps" mais sur la perte de poids. Nous avons choisi comme unité de mesure, une perte de poids $\sim$ 0,1 mg. Le degré d'humidité a été calculé à partir de la perte de poids que subit l'échantillon durant la déshydratation. La perte de poids est majoritairement attribuée à la disparition des molécules H_2O et OH^-. Elle peut également être due à la disparition d'impuretés (organiques, ${CO_3}^{2-}$) qui se dégradent à la chaleur. Cependant ces quantités pourront être négligées au regard de la perte totale en eau. Bien que certaines études quantifient l'abondance de l'eau en masse ou en unité de pression, nous avons choisi d'exprimer la teneur en eau sur des bases volumétriques. La teneur en eau en volume (θ) s'avère être la quantité la plus appropriée dès lors que nous utilisons les spectres de réflectance. En effet, les interactions entre les photons dépendent davantage du volume des substances que de leurs masses ou de leurs pressions. Le taux volumétrique d'eau est calculé pour chaque mesure spectrale suivant l'équation IV.2.3 :

$$\theta = \frac{(m - m_0)/\rho_w}{m_0/\rho_b} \tag{IV.2.3}$$

où *m* est la masse de l'échantillon en g, m_0 la masse de l'échantillon sec, ρ_w la densité de l'eau (1.0 g $\cdot cm^{-3}$) et ρ_b la densité massique. L'équation (IV.2.4) correspond au rapport entre le volume total occupé et le volume des pores :

$$\theta = \frac{\theta}{1 - \rho_b/\rho_p} \tag{IV.2.4}$$

où ρ_p correspond à la densité des particules, 2.65 g$\cdot cm^{-3}$ (Hillel, 1998).

C) Mesures des réflectance

Les mesures de reflectance ont été acquises en laboratoire au moyen du spectroradiomètre ASD FieldSpec3 FR dans le domaine des longueurs d'onde (0,35–2,5 μm). L'intervale de mesure permet d'intégrer l'ensemble des bandes spécifiques de l'eau excepté les fondamentales. Les valeurs de réflectance ont été obtenues à l'aide du spectralon. Chaque mesure spectrale correspond en fait à une moyenne de 20 mesures. L'un des objectifs de la manipulation est d'obtenir l'évolution spectrale la plus continue possible depuis l'échantillon saturé jusqu'à l'échantillon complètement sec.

IV.2.4.2 Critique de la méthode

Il est difficile, voire même impossible, de contrôler expérimentalement l'ensemble des facteurs qui peuvent affecter les mesures radiométriques. Par exemple, en sédimentologie, il est bien connu que les particules fines ont tendance à s'agglomérer pour former des agrégats. Ce sont "les sortables silts" décris par McCave (1995). La formation d'agrégats est également favorisée par la nature des matériaux, en l'occurrence les minéraux argileux. Nous avons vu (c.f. § III.3.3) que la texture macroscopique de la surface affectait considérablement les mesures radiométriques. De ce fait, les agrégats influencent la réponse spectrale dans la mesure où ils participent à la rugosité de surface. Néanmoins, il est difficile d'avoir un contrôle sur la formation et l'estimation des agrégats. Même si nos observations confirment que les agrégats sont peu présents à l'échelle millimétrique, celles réalisées au microsope montrent qu'ils sont présents à l'échelle sub-millimétrique. À cette échelle, les causes responsables de l'agglomération sont nombreuses et complexes, la faible pression favorise la consolidation des matériaux. La présence de sels a été confirmée par les analyses M.E.B. et DRX. Ces derniers ont une grande influence sur la texture d'un sédiment à l'échelle sub-millimétrique car ils charpentent les particules entre-elles. Enfin, le séchage à l'étuve ($\sim 105\,^{\circ}\mathrm{C}$) ne permet pas l'élimination totale de l'eau en particulier l'eau structurelle. Pour supprimer totalement l'eau, il aurait fallu monter les températures au-delà de $500\,^{\circ}\mathrm{C}$ ce qui aurait un effet dramatique sur la composition des sédiments : la destruction de matière organique (décomposition des hydrocarbones), la dégradation des argiles suite au phénomène de déshydroxylation. Par conséquent, compte tenu des températures, la faible proportion d'eau après séchage à l'étuve suffit quand même à agglomérer les fines particules. Il est clair que les principales sources d'incertitudes proviennent du mode de préparation associé à l'état de surface (rugosité, aggrégats) et des différences de densité entre les échantillons. Ces incertitudes sont de l'ordre de quelques pour-cents alors que les incertitudes instrumentales sont inférieures à 1%.

Désormais, les mesures radiométriques acquises, il devient possible d'étudier l'influence des paramètres sédimentaires en lien avec l'évolution du comportement spectral. À l'exception des méthodes numériques de transfert radiatif, nous allons utiliser l'ensemble des techniques d'analyse citées précédement, paramètres de bande, MGM, dérivation (cf. V.1), etc.

IV.2.5 Synthèse des observations

Les études des spectres et les paramètres sédimentologiques montrent que les différents types de sédiments peuvent être caractérisés par leur réflectance. Quelles sont les différences majeures ? Les différences se portent sur les phénomènes :

- de diffusion, fonction de la granulométrie et de la longueur d'onde,
- d'absorptions spécifiques de tel ou tel composant du sédiment (pigments photosynthétique, eau, matière organique, carbonates, argiles et patine de fer).

Les spectres se différencient les uns des autres par des albédos plus ou moins élevés selon la surface du sédiment en question, par la présence de bandes d'absorption de profondeurs et de formes variées (pente, concavité, convexité, point d'inflexion,...).

IV.2.5.1 Différences observées au niveau des absorptions spécifiques

Les observations dans la partie visible ont permis de confirmer la présence d'absorptions spécifiques au micophytobenthos bien marquées (Combe et al., 2005) ce qui confère la couleur marron au sédiments. Nous constatons principalement les absorptions centrées à 0,675 et 0,630 μm signant respectivement la chlorophylle-a et la la chlorophylle-c. Nous constatons que même après destruction de la matière organique par l'eau oxygénée et après séchage à l'étuve, les sédiments fins contiennent toujours une absorption à 0,675 μm. Cette bande signe la chlorophylle-a résiduelle. En ce qui concerne les sédiments grossiers, ils présentent des niveau de réflectance plus élévés. Les tendances spectrales entre les sédiments intermédiaires sont moins évidentes et nécessitent des traitements et analyses complémentaires. Nous avons également constaté que les spectres de réflectance des échantillons prélevés présentaient des absorptions à 0,97 ; 1,2 ; 1,45 ; 1,79 ; 1,9 μm qui signent la présence d'eau liquide contenue dans le sédiment. Ces bandes varient en intensité d'un échantillon à un autre. Enfin, plus rarement nous constatons des absorptions centrées à 2,2 et 2,3 à 2,35 μm. Ces absorptions signent les minéraux argileux (de type AlOH) pour celles centrées à 2,2 μm et les carbonates voire les micas pour celles fluctuant entre 2,3 et 2,35 μm. Nous remarquons que ces absorptions ne sont pas présentes dans les spectres des échantillons humides. De plus, les spectres des échantillons secs ne montrent pas un état d'absorptions minéralogiques très intenses. Sachant que nous avons échantillonné essentiellement des vases, des vases-sableuses, des sables-vaseux, par conséquent, nous nous attendions à ce qu'ils contiennent beaucoup d'argiles. En toute logique, les spectres de réflectance auraient dû être marqués par des absorptions intenses à 2,2 μm. Comment expliquer que les absorptions des minéraux argileux soient si peu intenses ? En réalité seuls les 2 premiers millimètres des surfaces sédimentaires ont été prélevés. Or, nous avons vu dans cette partie que les frustules des diatomés pouvaient être nombreux en surface (c.f clichés M.E.B.). Nous savons que les frustules sont composés de silice. Cette interprétation semble être confirmée par DRX, sur la quasi-totalité des diffractogrammes des roches totales, les pics

de quartz sont intenses. Cela traduit les forte abondances de silice au regard des argiles. L'extraction de la fraction inférieure à 2 μm confirme que les argiles sont peu abondantes. De plus, les mesures de granulométrie laser montrent que la classe des silts prédomine largement sur les autre classes. Par conséquent, il semblerait que les fortes abondances des silts (de nature siliceuse, c.f. clichés M.E.B.) et des frustules (de taille comparables aux silts, c.f. clichés M.E.B.) influencent principalement la forme des spectres de réflectance, les argiles étant en quantité moins importantes au regard de la silice d'origine bio-clastique.

IV.2.5.2 Différences observées au niveau de la forme générale des spectres de réflectance

Concernant l'albédo des spectres, quelle que soit la longueur d'onde, les vases atteignent le plus souvent des valeurs autour de 0,2 et rarement des valeurs supérieures à 0,5. En revanche, les valeurs d'albédo des sables peuvent dépasser le seuil 0,5. Entre ces deux extrêmes, nous trouvons de nombreux intermédiaires. En observant la forme générale des spectres, nous avons rémarqué des variations de pente et d'albédo du spectre. De manière générale, plus les sédiments sont fins, plus les valeurs de réflectance sont faibles. Pour des échantillons secs et homogènes, les variations de pente spectrale prédominent dans un domaine de longueurs d'onde particulier, entre 0,4 et 1,3 μm. Nous avons également constaté que la forme générale des spectres de réflectance varie durant l'hydratation. La teneur en eau semble corrélée à la pente du spectre et donc au continuum. Toutefois, la pente spectrale est modifiée à la fois entre 0,4 et 1,3 μm mais également entre 1,3 et 2,5 μm. Ces changements sont en accord avec la théorie, nous les détaillerons ultérieurement.

Ces changements de pente semblent reliés aux propriétés physiques des sédiment, nous les avons attribués aux variations du continuum de réflectance. Dans le cas où les échantillons sont secs, les variations du continuum sont donc à relier à la granulométrie.

Conclusion Ces résultats sont à prendre en compte dans l'analyse des mesures radiométriques, de laboratoire, de terrain et aéroportées et ceci pour plusieurs raisons. La texture comme la composition des sédiments sont directement liées aux signatures spectrales propres à chaque sédiment. La granulométrie est considérée comme le principal paramètre de texture tandis que la matière organique, la teneur en carbonates et la minéralogie des sédiments sont considérées comme des paramètres de composition.

Bien que les données recueillies ne soient pas suffisantes pour élaborer une cartographie complète des faciès sédimentaires en baie de Bourgneuf, les analyses sédimentologiques demeurent essentielles pour comprendre entièrement le comportement spectral et ses variations en réponse aux différents contenus, en minéraux, en carbonates, en matière organique, en eau et à la granulométrie des sédiments. Les résultats obtenus avec les techniques analytiques et d'observation permettent de valider les signatures des sédiments et de mettre en évidence les phases minérales masquées par d'autres espèces

ou non déduites par spectrométrie. Par exemple, l'abondance du quartz ou de feldspaths ne peut pas être déduite par spectrométrie car leurs signatures spectrales ne présentent pas d'absorptions et sont spectralement plates dans le domaine de longueur d'onde [0,4–2,5 nm].

Partie V
DÉVELOPPEMENTS MÉTHODOLOGIQUES

V.1 Déconvolution spectrale 243
V.1.1 Le Modèle Gaussien Modifié [MGM] 243
V.1.2 Mise en œuvre du MGM 249
V.1.3 Automatisation du modèle : le MGMA 252
V.1.4 Dérivation spectrale 255
V.1.5 Chevauchement des bandes d'absorption 262
V.1.6 Expérimentations de génération de continuum 266

V.2 Autres méthodes utilisées 269
V.2.1 Autres méthodes utilisées 269
V.2.2 Gaussienne Inverse [GI] 271
V.2.3 Modèle de mélange non-linéaire 275

Chapitre V.1

Déconvolution spectrale

Dans cette section, nous nous attacherons à décrire le développement méthodologique utilisé pour extraire des spectres de réflectance l'information relative aux paramètres sédimentaires. En télédétection hyperspectrale, des méthodes dites "physiques" et statististiques permettent de produire des cartes d'abondance relative voire absolue d'un ou plusieurs matériaux. Le but premier est de déterminer la composition de chaque pixel et de faire une déconvolution subpixellaire. Contrairement aux méthodes statistiques, nous avons opté pour une approche plus traditionnelle en spectrocopie pour estimer l'abondance des constituants par l'analyse de la forme des spectres et des bandes d'absorption. Ces méthodes ont pour réels avantages d'établir une connexion directe entre les spectres de réflectance (ou les pixels de l'image) et leurs propriétés physico-chimiques. Appréhender les techniques d'analyse d'imagerie hyspectrale sous cet angle permet indéniablement d'apporter aux méthodes de cartographie un lien direct avec les propriétés physiques plutôt que d'avantager le degré de similarité des pixels au sein d'un jeu de données hyperspectrales. De plus, la connaissance entre les propriétés physiques et les spectres de réflectance est généralisable tandis que les méthodes.

V.1.1 Le Modèle Gaussien Modifié [MGM]

V.1.1.1 Présentation du MGM

Le MGM [**M**odèle **G**aussien **M**odifié] est un algorithme d'inversion de spectres de réflectance. Il a pour but principal de déconvoluer les spectres de réflectance par la somme de gaussiennes et d'un continuum. Dans un premier temps, il fut développé par Sunshine et al. (1990) ; puis il a été amélioré par Hiroï et al. (2000). Le Modèle Gaussien Modifié est lui-même une amélioration du Modèle Gaussien classique, qui, consistait à ajuster des spectres de réflectance par la somme de gaussiennes et d'un continuum, mais uniquement pour des quantités tracées en fonction du nombre d'ondes. La modification du MGM réside sur le fait que les quantités tracées s'expriment désormais dans l'espace des longueurs d'onde. D'un point de vue physique, cela signifie que l'énergie d'absorption devient in-

versement proportionnelle à la liaison moyenne. Le MGM est principalement utilisé dans le domaine de la planétologie pour résoudre les problèmes de mélanges entre les minéraux mafiques. Initialement prévu pour réaliser des analyses ponctuelles sur les spectres, il a par la suite été étendu au traitement des images hyperspectrales grâce à son automatisation partielle (Combe et al., 2005; Mustard et al., 2005). Peu d'études se sont attachées à employer le MGM pour les analyses des surfaces naturelles terrestres. Pourtant le MGM offre l'opportunité d'accéder aux propriétés d'absorption (au travers des gaussiennes) et de diffusion des surfaces (au travers du continuum), autrement dit, à la composition et à la taille des particules. Les études citées précédement utilisent le retrait du continuum MGM pour améliorer l'analyse des absorptions. À ce jour, aucune étude ne s'interesse à l'étude du continuum proprement dite et encore moins ne l'utilise à des fins de cartographie. Or, ce dernier est indéniablement porteur d'informations sur la texture des surfaces. Nous avons donc jugé utile son exploitation. Pour ce faire, il nous a fallu améliorer le MGM traditionnel par son automatisation. Dans un premier temps, nous présenterons l'algorithme classique MGM. Ensuite, nous nous attacherons à décrire le développement méthodologique utilisé dans cette étude visant à automatiser le MGM.

V.1.1.2 Principe de la déconvolution spectrale par MGM

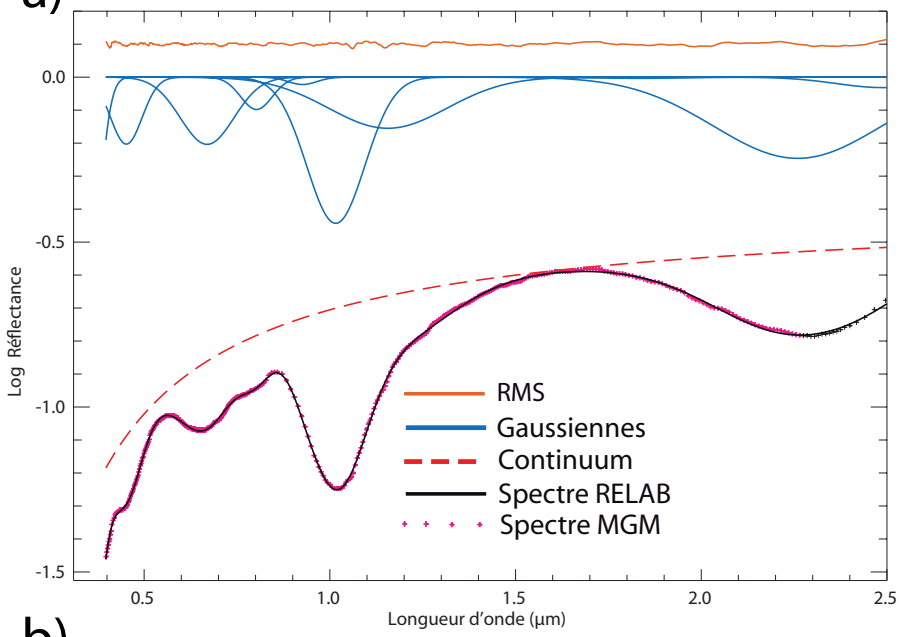
À l'instar des algorithmes capables de reconnaître les formes spectrales, le MGM permet d'une part d'identifier les bandes d'absorption et d'autre part d'évaluer leurs variations. Cet algorithme est basé sur le principe que n'importe quelle forme spectrale est modélisable par une somme finie de fonctions mathématiques, correspondant chacune à une explication théorique (interaction rayonnement matière). En outre, il consiste à ajuster le logarithme d'un spectre de réflectance par la somme de gaussiennes et d'un continuum. La figure (V.1.1) illustre les résultats obtenus en sortie du modèle MGM. Prenons l'exemple classique d'un pyroxène : après itérations, nous pouvons observer depuis le haut de la figure vers le bas les différentes entités qui composent le MGM, à savoir, le résidu d'ajustement RMS entre le spectre de départ et le spectre modélisé (en jaune), les distributions individuelles des gaussiennes (courbes bleues), le continuum (courbe rouge), et enfin le spectre modélisé (en magenta) superposé au spectre de départ (en noir). Les résultats obtenus peuvent également se présenter sous la forme d'un fichier paramètre (Figure V.1.1 b). Il contient toutes les informations nécessaires à l'exploitation de la forme du spectre en liaison avec les propriétés physiques. Il s'agit des paramètres d'absorption (position après itération, profondeur, FWHM Full Width at Half Maximum) et des paramètres du continuum (pente et ordonnée à l'origine).

V.1.1.3 Modélisation des bandes d'absorptions : les gaussiennes modifiées

A) Mécanismes d'absorption de la lumière

Les bandes d'absorptions des spectres se caractérisent par des positions précises en longueurs d'onde, car elles impliquent respectivement des niveaux d'interaction énergétique différents. De plus,

a)



b)

OPTIONS D'AFFICHAGE

Nom du fichier	RELAB MGM CPx_OPx SunshinE93 Lwn 3
Axe des ordonnées	100, 0, 200
Axe des abscisses	310, 2500, 2000
RMS max, RMS min, nombre d'itérations	0.000, 1.00E-6
CONTINUUM	
Type (Linéaire en nombre d'onde)	Lwn
Coefficients	-3.897905E-001 -3.156177E-005
	1.210446E-002 1.110471E-006 0.000000E+000 0.000000E+000

Nombres de bandes	10		
Valeur des paramètres (nm)	3.501027E+002	7.125610E+001	-7.971167E-001
	5.501879E+003	2.094430E+001	7.497706E-001
	4.520963E+002	9.960950E+001	-4.504595E-001
	2.721274E+002	5.787573E+000	5.141745E-002
	6.695771E+002	1.698265E+002	-4.513316E-001
	5.712395E+001	7.735605E+000	2.194641E-002
	8.025003E+002	1.000824E+002	-3.130393E-001
	6.844024E+001	4.585526E+000	2.800495E-002
	9.264442E+002	9.075385E+001	-1.495311E-001
	2.053618E+002	2.718748E+001	1.118940E-001
	1.015895E+003	1.844294E+002	-6.657559E-001
	5.780027E+001	7.158327E+000	6.373763E-002
	1.156020E+003	3.757518E+002	-3.936501E-001
	5.122003E+002	4.130345E+001	5.157479E-002
	1.832200E+003	3.000627E+002	-6.035325E-002
	5.143241E+003	1.365130E+003	1.358055E+000
	2.259521E+003	5.301765E+002	-4.961327E-001
	1.278263E+003	5.204217E+002	3.249034E-001
	2.491497E+003	3.020752E+002	-1.783766E-001
	4.297740E+002	9.264673E+002	2.721974E+000

FIG. V.1.1 – Résultats en sortie du MGM. a) Exemple d'un spectre de clinopyxène RELAB (Reflectance Experiment LABoratory) exprimé en logarithme de la réflectance en fonction de la longueur d'onde traité à partir du Modèle Gaussien Modifié [MGM] (Sunshine et al., 1990) ; b) fichier de sortie MGM donnant des informations sur les paramètres d'aborption et sur le continuum modélisé.

compte tenu de la variabilité des processus d'absorption, les bandes d'absorptions peuvent présenter des formes différentes (profondeur, largeur, symétrie). En fait, la forme des bandes d'absorptions dépend du processus d'absorption mis en jeu et des mouvements des molécules. Le phénomène de vibration moléculaire s'avère être responsable de l'élargissement des raies en bandes d'absorption. Par ailleurs, l'effet Doppler conditionne le comportement de l'élargissement dans l'espace des fréquences.

Sachant que le mouvement des molécules est considéré comme une variable aléatoire du système énergétique, la modélisation des bandes d'absorption par une approximation type courbes de Gauss semblait était l'hypothèse communément employée dans les modèles spectraux.

B) La distribution gaussienne

La distribution gaussienne est sans doute la fonction de probabilité la plus commune et la plus importante, aussi bien en statistique théorique qu'en physique du signal. Si maintenant nous considérons qu'une absorption peut être modélisée par la forme gaussienne, alors les réflectances (R_λ) suivent désormais l'expression générale (V.1.1). La forme des bandes est modulée à partir des paramètres, position, profondeur et largeur des gaussiennes. Le modèle gaussien classiquement employé s'exprime sous la forme :

$$G(\lambda_k) = s_i . \exp^{-\frac{(\nu_k - \mu_i)^2}{2\sigma_i^2}} \tag{V.1.1}$$

où i se réfère à la i^{me} bande d'absorption, s_i est la profondeur de bande, ν_k est la fréquence du canal spectral k en μ_i la position centrale, σ la largeur à mi-hauteur, Full-Width at Half-Maximum [FWHM] est calculée par (Équation V.1.2) :

$$FWHM = 2\sqrt{2\ln 2}.\sigma \cong 2,35482\sigma \tag{V.1.2}$$

Connaissant les paramètres d'absorption (position, profondeur, FWHM), il devient possible de calculer l'aire des gaussiennes selon (Équation V.1.3) :

$$A(\lambda_k) = s_i \sigma \sqrt{\frac{\pi}{2}} \mathrm{erf}\left(\frac{\nu_k - \mu_i}{\sqrt{2}\sigma}\right) \tag{V.1.3}$$

où la fonction erf correspond à la fonction erreur de de Gauss.

C) La distribution gaussienne modifiée

Sunshine et al. (1990) ont montré que la forme gaussienne ne permettait pas d'ajuster les absorptions en liaison avec les processus de transfert de charges. Le modèle gaussien semble être inadéquat avec les modèles physiques (Équation V.1.4). En effet, le centre des bandes et la localisation de la probabilité du maximum d'absorption est une fonction directe des propriétés cristallographiques et moléculaires du matériel. Quant à la largeur d'absorption, elle est la conséquence des perturbations générées sur ces mêmes propriétés. Comme les gaussiennes sont exprimées en nombre d'onde, il devient impossible d'ajuster les bandes aux effets du champ cristallin compte tenu de l'asymétrie dans l'espace des fréquences (Sunshine et al., 1990). Par contre, dans l'espace des longueurs d'onde, la symétrie des bandes est retrouvée. C'est la raison pour laquelle un profil gaussien dans l'espace des

longueurs d'onde permet un bon ajustement. Le modèle gaussien modifié employé par Sunshine et al. (1990) s'exprime sous la forme :

$$G(\lambda_k) = s_i . \exp^{-\frac{(\lambda_k - \mu_i)^2}{2\sigma_i^2}} \tag{V.1.4}$$

où i se réfère à la i^{me} bande d'absorption, s_i est la profondeur de bande, λ_k est la longueur d'onde du canal spectral k en μ_i la position centrale, σ la largeur à mi-hauteur

Par ailleurs, Combe et al. (2005) ont montré que les absorptions spécifiques des pigments étaient mieux ajustées par une forme de type gaussienne modifiée que par l'approximation de type gaussien. Comme nous utilisons les mêmes données que Combe et al. (2005), nous avons donc choisi de conserver la même modélisation. Ceci étant dit, pour simplifier la lecture, nous parlerons de gaussienne pour dire gaussienne modifiée.

V.1.1.4 Modélisation du continuum

Le continuum représente tout ce qui ne peut être expliqué par les bandes d'absorptions. Le continuum permet d'ajuster les variations d'ensemble d'un spectre (albédo, pente) ; il demeure presque toujours nécessaire pour expliquer la forme d'un spectre de réflectance. Bien que la forme et la signification du continuum soient très mal connues, ce dernier est indispensable à l'ajustement d'un spectre par MGM.

Contrairement aux méthodes classiques qui décrivent le continuum comme étant tangent aux maxima locaux des bandes d'absorption (McCord et al., 1981; Clark et Roush, 1984; Kruse et al., 1988; Gaffey et al., 1993), le continuum type MGM n'apparaît pas systématiquement tangent aux maxima locaux. Dans cette étude, nous emploierons le continuum de Sunshine et al. (1990), linéaire en nombre d'onde, dans la mesure où il permet de converger vers une solution acceptable. Rappelons que le continuum tangentiel prend appui aux extrémités du spectres. Ceci explique les absorptions en bordure de fenêtre spectrale qui parfois ne présente aucune réalitée physique. Le MGM, quant à lui peut modéliser les bandes d'absorptions en bordure de spectre. De plus, comme l'expression mathématique du continuum MGM s'avère totalement empirique, il devient possible d'adapter sa forme en fonction du spectre que l'on cherche à cractériser. En cela, nous verrons quelles ont été les modifications apportées au continuum. Néanmoins, l'objectif demeure le même pour chaque type d'expression du continuum, à savoir, trouver l'équation qui permettrait de converger vers une solution acceptable.

Le continuum employé par Sunshine et al. (1990) est "linéaire en énergie" autrement dit, est linéaire en nombres d'onde (cm^{-1}) et repose au-dessus de la courbe spectrale. Par conséquent il devient non-linéaire en longueur d'onde (Hiroi et Pieters, 1998) et s'exprime par la relation suivante (Équation

V.1.5) :

$$C_{(\lambda)} = \frac{a}{\lambda} + b \tag{V.1.5}$$

où a et b sont des constantes résultant de l'ajustement. Deux paramètres suffisent à définir un continuum en nombres d'onde, il s'agit de la pente (a) et l'ordonnée à l'origine (b). Désormais, nous qualifierons a et b comme étant les paramètres du continuum. Tous les paramètres du continuum sont ajustés simultanément par la méthode stochastique des moindres carrés.

D'autres auteurs ont développé des expressions empiriques de continua similaires à celui du continuum MGM avec quelques variantes. Les observations de Hiroï et al. (2000) ont permis de montrer qu'une modification mineure de l'expression mathématique du continuum permettait d'améliorer l'ajustement des surfaces riche en oxydes de fer (Équation V.1.6) :

$$C_{(\lambda)} = \frac{a}{\lambda} + b + c_{\lambda} \tag{V.1.6}$$

où a, b et c sont des constantes d'ajustement.

Enfin, Ueda et al., (2002) introduisent dans l'équation (V.1.7) un terme proportionnel au degré d'altération, noté z . Toutefois, ce dernier nécessite de connaître l'indice de réfraction. L'équation est la suivante :

$$C_{(\lambda)} = \frac{a}{\lambda} + b + \frac{cz}{\lambda} \tag{V.1.7}$$

Toutes ces modifications apportées à l'évolution mathématique de l'équation du continuum montrent que ce dernier n'est pas une solution universelle, que chaque forme du continuum est spécifique à une surface étudiée et donc, que chaque équation est typique d'un spectre étudié.

V.1.1.5 Un modèle spectral complet : gaussiennes et continuum

A) Formulation du MGM

Comme le spectre de réflectance est modélisé par la somme d'un continuum et de gaussiennes, l'équation à ajuster devient (ÉquationV.1.8) :

$$\ln_{(spectre)} = \frac{a}{\lambda} + b + \sum_i s_i . \exp^{-\frac{(\lambda_k - \mu_i)^2}{2\sigma_i^2}} \tag{V.1.8}$$

où a et b sont des constantes relatives au continuum ; s_i, μ_i et σ_i sont respectivement les amplitudes, les longueurs d'onde aux centres et les largeurs à mi-hauteur des bandes d'absorption.

B) Rapport de gaussienne

Le MGM peut être adapté pour effectuer des rapports de spectres (Gendrin, 2004). Le rapport s'exprime selon (ÉquationV.1.9) :

$$\begin{aligned} \ln_{(spectre)} &= \frac{a}{\lambda} + b + \sum_i s_i . \exp^{-\frac{(\lambda_k - \mu_i)^2}{2\sigma_i^2}} \\ \ln_{(diviseur)} &= \frac{a'}{\lambda} + b' + \sum_i s'_i . \exp^{-\frac{(\lambda_k - \mu_i)^2}{2\sigma_i^2}} \\ \ln_{(spectre)} - \ln_{(diviseur)} = \frac{\ln_{(spectre)}}{\ln_{(diviseur)}} &= \frac{a - a'}{\lambda} + b - b' + \sum_i (s_i - s'_i) . \exp^{-\frac{(\lambda_k - \mu_i)^2}{2\sigma_i^2}} \end{aligned}$$

C) Avantages et inconvénients du modèle

Dans cette section, nous nous sommes largement inspirés des travaux antérieur menés par Combe (2005). Une grande partie du travail consistait à valider l'algorithme MGM pour l'analyse des surfaces. Nous ne présenterons ici qu'une synthèse. Les avantages et inconvénients du MGM sont synthétisés dans le tableau (V.1.1). L'intérêt d'un modèle est l'utilisation de fonctions connues en lien direct avec les observations établies et en accord avec la théorie sur les interactions entre le rayonnement et la matière. Par conséquent, les résultats de la modélisation et les paramètres d'ajustement présentent une signification intimement liée aux lois fondamentales ou descriptives. Nous avons vu que le MGM permet la reconnaissance des formes spectrales, d'ajuster les données spectrales et d'estimer leurs évolutions. Compte tenu de la position et de la forme des bandes d'absorption, le MGM semble bien adapté à l'étude des surfaces terrestres. Il permet de mieux contraindre la composition de surface et d'estimer l'abondance des constituants comme les minéraux ou encore les pigments végétaux. Le MGM semble être bien adapté à la cartographie des faciès sédimentaires. Sachant que le continuum représente tout ce qui ne peut être expliqué par les bandes d'absorptions, l'inversion du continuum par la méthode MGM permet de fournir indirectement des informations relatives à un état de surface, telle que la granulométrie, la teneur en eau, la rugosité de surface, le contenu en matière organique et/ou en oxyde de fer,...

V.1.2 Mise en œuvre du MGM

V.1.2.1 Une automatisation partielle

La déconvolution automatique des spectres en série est partiel, en effet il revient à l'utilisateur de choisir une solution initiale adaptée à chaque spectre analysé. Il n'existe pas un seul spectre pour lequel le MGM n'arrive pas à converger. Cette solution de départ est une étape nécessaire à un mo-

TAB. V.1.1 – Tableau représentant les principaux avantages et inconvéniants du modèle MGM.

AVANTAGES	INCONVÉNIENTS
Exploitation du spectre sur son ensemble	Lenteur du calcul
Modélisation de la forme des absorptions en accord avec la théorie rayonnement / matière	Interprétation indirecte de la composition. La paramétrisation requiert une connaissance *a priori* sur les constituants mis en jeu
Inversion des absorptions qui se chevauchent	Paramètres résultats sont fortement dépendants de la paramétrisation de l'utilisateur (fichier paramètre)
	Indépendance des paramètres définissant les absorptions

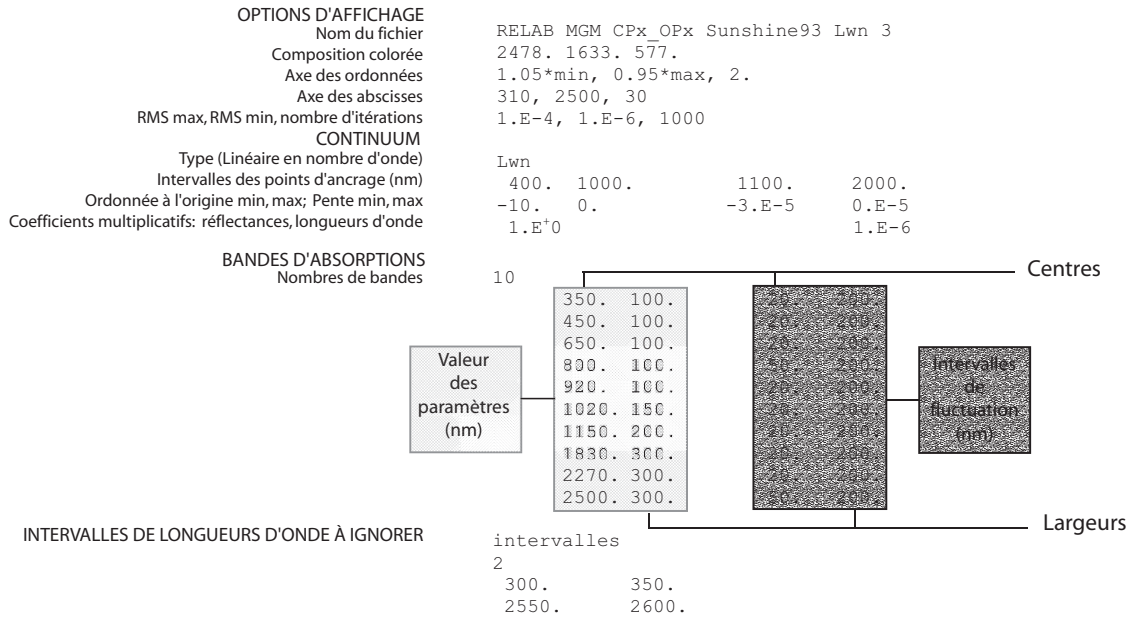


FIG. V.1.2 – Paramètres d'entrée du MGM pour une solution solide entre des minéraux orthopyroxène et clinopyroxène (Source RELAB).

dèle d'inversion stochastique (Tarantola et Valette, 1982). Les renseignements sont contenus au sein d'un fichier : **le fichier paramètre**. C'est dans ce fichier que sont modulés les paramètres à savoir : les centres, les largeurs, les amplitudes des bandes d'absorptions, les coefficients du continuum et l'amélioration sur la RMS. Son organisation est représenté dans la figure (V.1.2).

V.1.2.2 Traitement des spectres en série

Bien que le fichier paramètre soit adapté pour une solution de départ, il est probable que pour un traitement en série, le modèle ne converge pas. C'est pourquoi le fichier paramètre doit être ajusté en routine. Le traitement des spectres en série nécessite donc la solution de départ la plus robuste qui soit (Sunshine et Pieters, 1993; Mustard et Sunshine, 1995). Concernant le traitement en cascade, le calcul d'inversion est indépendant d'un spectre à l'autre. Le continuum et les paramètres des bandes d'absorptions sont variables d'un spectre à l'autre. Il conviendra de décrire cette variabilité spectrale et à quel processus elle peut se rapporter.

V.1.2.3 Un critère de qualité : la RMS

Le fichier paramètre prend en compte les résidus d'ajustement RMS (**R**oot **M**ean **S**quare). La précision d'ajustement est fixée par deux critères, la RMS maximale et la RMS minimale. Une fois que le programme ne peut plus optimiser l'amélioration sur la RMS, le processus d'itérations de l'algorithme cesse. L'expession de la RMS est (Équation V.1.9) :

$$RMS = \sqrt{\frac{1}{n}\sum_{i=n}^{n}((R(\lambda_i) - (R(\lambda_i'))^2} \tag{V.1.9}$$

avec $R(\lambda_i)$ les valeurs de réflectance du spectre d'origine, $R'(\lambda_i)$ les valeurs de réflectance du spectre modélisé ; n le nombreux de canaux et i, un indice variant de 1 à n.

La RMS est considérée comme étant le critère de qualité. Plus la RMS est faible et plus l'ajustement par les fonctions mathématiques est optimisé. Cependant, il est évident que l'opérateur doit s'assurer de la concordance des résultats du modèle et l'état des connaissances. Par exemple, dans le cas d'un sédiment, la position des gaussiennes devra avoir une signification spectroscopique, soit en liaison avec les absorptions spécifiques des pigments photosynthétiques, soit en relation avec les bandes d'hydratation. Autrement dit, une faible RMS ne signifie pas obligatoirement que le modèle soit valide.

V.1.2.4 Les conditions du modèle

A) Les conditions sur le continuum

Une des conditions sur le continuum indispensable pour assurer la convergence du modèle est que : l'équation de la droite du continuum dans l'espace des nombres d'onde doit toujours reposer au-dessus du spectre avant la première itération. Deux intervalles de points d'ancrage du continuum sont prévus à cet effet (Figure V.1.1). Compte tenu de la diversité des formes spectrales, les points d'ancrage ne correspondent pas forcément au maxima locaux des spectres (Combe, 2005). Notamment, il est

difficile de trouver des points d'ancrage pour des formes spectrales ayant un seul maximum local ou pour des spectres possédant des bandes d'absorptions larges. Parfois, bien que le MGM converge vers une solution, le continuum s'éloigne trop de la tendance générale du spectre et la solution n'est donc pas acceptable. Le continuum doit être inférieur à un certain seuil (appréciable par l'utilisateur). En effet, si dans le domaine SWIR le continuum est positionné trop largement au dessus du spectre, alors les bandes d'absorption compenseront l'ajustement dans cette partie du spectre. Par conséquent, la position du continuum peut laisser une forte place à la subjectivité de l'utilisateur.

B) Les conditions sur les gaussiennes

Après un choix judicieux du continuum, il convient de sélectionner les gaussiennes qui vont servir à modéliser les bandes d'absorptions. L'amplitude des gaussiennes est estimée de façon indépendante, elle correspond à l'écart entre le continuum et le centre de la bande. La largeur des gaussiennes peut être estimée, sachant qu'elle ne doit pas s'éloigner de la tendance du spectre. Enfin, des bandes qui se recouvrent sont susceptibles de générer un phénomène d'asymétrie. Cette tendance spectrale pourra être expliquée par la sélection de plusieurs (deux ou trois) gaussiennes dont l'amplitude et la largeur respectives seront adaptées en conséquence.

C) Une connaissance des paramètres d'entrée

Une connaissance *a priori* des constituants à analyser peut s'avérer très utile en ce qui concerne le choix des gaussiennes par l'utilisateur. Elle permet d'adapter les principales caractéristiques spectrales au spectre étudié. De ce fait, les incertitudes sur le choix des paramètres sont sensiblement réduites. En effet, pour le cas où les bandes se chevauchent, une estimation des positions, des largeurs et des profondeurs de bandes peut passer par la connaissance des caractéristiques spectrales (littérature, observations au laboratoire, comparaisons avec les librairies spectrales).

Le temps de calcul des données en série dépendront du degré de liberté concédée à chaque paramètre. Il convient de restreindre au mieux les fluctuations sur les positions et formes des gaussiennes dans la mesure où ce sont elles qui permettent l'identification d'un spectre. Là encore une connaissance au préalable des constituants par l'utilisateur s'avère bénéfique. La Diffraction des Rayons X [DRX] est une méthode semi-quantitative qui permet de définir les constituants minéralogiques au sein du matériel. Afin d'extraire les paramètres en relation avec la minéralogie des sédiments, les informations fournies par la Diffraction des Rayons X [DRX] pourraient être combinées au MGM.

V.1.3 Automatisation du modèle : le MGMA

Combe (2005) avait partiellement automatisé le fichier paramètre en proposant une solution initiale calculant automatiquement les profondeurs de bandes des constituants à paramétrer. Cette semi-

automatisation était basée sur un processus itératif par la méthode des moindres carrés. Or, ce fichier paramètre n'est pas totalement automatisé dans la mesure où il revient encore à l'utilisateur de paramétrer la position des absorptions (paramètre le plus important) et leurs largeurs à mi-hauteur. Kanner et al. (2007) avaient déjà constaté que les résultats en sortie du modèle MGM étaient fortement corrélés aux positions initiales des absorptions. Dans le cas où les compositions des surfaces naturelles sont inconnues, une paramétrisation robuste est indispensable. Le fichier paramètre peut être contraint de différentes manières, soit au moyen de la connaissance *a priori* de son utilisateur, soit au moyen des données expérimentales. L'élaboration des paramètres d'entrée du MGM par les opérateurs s'avère fastidieuse et demande un coût de temps élevé. C'est pourquoi il nous est apparu important d'automatiser la procédure, autrement dit d'extraire automatiquement les paramètres spectraux du fichier paramètre nécessaire au MGM. Kanner et al. (2007) proposent d'utiliser la méthode dite de "Monte Carlo" pour retrouver la meilleure paramétrisation du fichier d'entrée. Pour ce faire, ces auteurs combinent un jeu de gaussiennes dont le nombre est fixé préalablement par l'utilisateur. La meilleure combinaison des gaussiennes, c'est-à-dire pour laquelle les valeurs de RMS seront minimisées, constitura la solution finale retenue. L'inconvénient de cette approche est que l'utilisateur est contraint de travailler en système fermé. Cette approche n'est plus valable dès lors qu'un nouveau constituant de la scène est à nouveau détecté. Dans le cas présent, l'utilisateur doit avoir une connaissance *a priori* sur le nombre de gaussiennes nécessaire au système. Nous avons donc été amenés à constituer une autre approche, spécifique au traitement d'image et visant à ça s'affranchir totalement de la connaissance *a priori*. Nous qualifierons désormais l'ensemble de l'approche proposée de "MGMA" pour **M**odèle **G**aussien **M**odifié **A**utomatique. Elle se décline en cinq étapes successives (Figure V.1.3) :

1. réduire le niveau de bruit des images par la méthode de la MNF (Minimum Noise Fraction),
2. extraire les "end-members" par la technique du PPI (Pixel Purity Index) dans le but de contraindre la diversité spectrale des scènes,
3. analyser les "end-members" par la technique de dérivation spectrale et ceci afin de constituer le fichier paramètre,
4. modéliser le continuum MGM,
5. appliquer le MGMA aux images par itération.

Voyons chacune des étapes.

V.1.3.1 Réduction du niveau de bruit des images

Pour améliorer le rapport signal-bruit des images, nous avons appliqué aux images ROSIS la transformation MNF ("Minimum Noise Fraction"). Pour plus de détail, le lecteur pourra se rapporter au paragraphe (§ III.1.2.2.A)), ce dernier explique les grands principes de la MNF. Nous n'avons pas appliqué cette transformation aux données DAIS 7915.

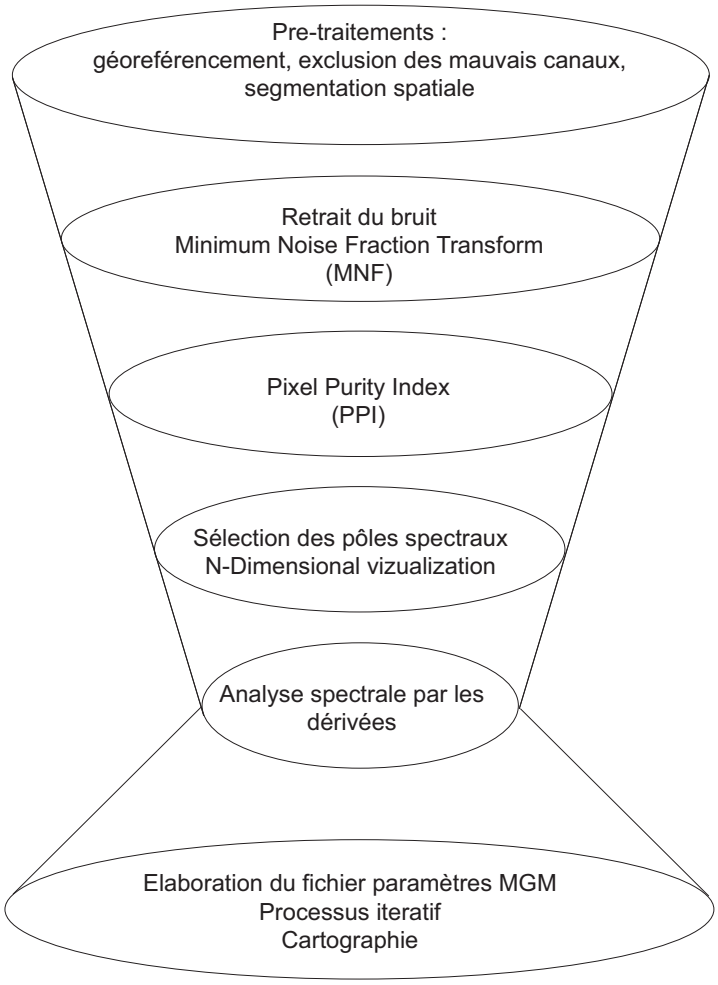


FIG. V.1.3 – Diagramme schématiques illustrant les étapes successives necessaires à l'automatisation du MGM.

V.1.3.2 Prise en compte de la diversité spectrale

Pour traiter une image hyperspectrale avec l'outil MGM, le fichier paramètre doit renfermer toutes les informations relatives à la surface étudiée. Autrement dit, le fichier paramètre doit contenir toutes les bandes d'absorptions spécifiques aux divers constituants rencontrés sur le site d'étude et aux processus d'absorptions attendus. Dans ce cas, le fichier paramètre peut contenir plus de bandes d'absorptions que nécessaire à l'étude d'un spectre en particulier. Afin de prendre en compte la diversité spectrale des scènes nous avons eu recours à la méthode des PPI ("Pixel Purity Index"). Pour plus de détail, le lecteur pourra se rapporter au paragraphe (§ III.1.2.2.B)). C'est par cette approche que les

spectres de références ont pu être extraits de la scène (c.f. Figures II.2.12 *in.* § II.2.4.2). Chacun des spectres des référence servira ensuite à l'élaboration du fichier paramètre.

V.1.4 Dérivation spectrale

Le but de cette partie est de montrer le grand potentiel de la dérivation spectrale pour extraire les caractéristiques des absorptions des spectres de références en vue d'automatiser le MGM. Pour ce faire, nous avons été ammené à programmer ces fonctions dans l'environnement de developpement d'IDL (Interactive Data Language). Dans un premier temps, nous établierons un bref historique de la "dérivation" en télédétection hyperspectrale. Puis, nous nous attacherons à décrire son principe en spectrométrie de réflectance, d'un point de vue qualitatif en terme de caractérisation d'une espèce mais également d'un point de vue quantitatif. Nous évaluerons ensuite quels peuvent être les avantages et les limites de la méthode. Enfin, nous présenterons dans le détail, le développement méthodologique effectué dans le cadre de ce travail, à savoir la combinaison de la déconvolution MGM à la dérivation spectrale.

V.1.4.1 Historique de la dérivation en télédétection hyperspectrale

Nous avons vu que la technique de dérivation joue un rôle primordial en ce qui concerne l'analyse des signatures spectrales. Depuis quelques années déjà, les dérivées sont utilisées avec succès dans le domaine de la spectrométrie analytique. Historiquement, la méthode de dérivation spectrale était un concept déjà utilisé par les biologistes, en général pour la végétation et plus particulièrement pour déterminer la position du red edge dans le Vis-PIR. Une fois la position du red edge trouvée, la concentration en chlorophylle des végétaux est estimée au moyen de régressions. Dans cette étude, nous utiliserons la méthode des dérivées autrement, principalement pour retrouver automatiquement les paramètres d'absorption qui composent les scènes hyperspectrales.

La méthode de dérivation utilisée en spectrométrie donne accès à certaines informations d'ordre qualitatif (Antonov et Stoyanov, 1993a; Antonov et Stoyanov, 1993b; Talsky, 1994; Antonov et Stoyanov, 1996; Antonov, 1997; Petrov et al., 2000) mais également d'ordre quantitatif. Elles ont fait l'objet de recherches dans le domaine des signatures par télédétection hyperspectrale (Tsai et Philpot, 1997; Tsai et Philpot, 1998; Tsai et Philpot, 2002). En télédétection, la transformation mathématique des valeurs de réflectance dans le domaine de dérivation présente l'avantage de rendre les données indépendantes du fond (ou continuum). Cependant, en télédétection, encore peu d'études utilisent le potentiel des dérivés spectrales. Pourtant, cette dernière possède le grand avantage d'être insensible aux variations de la topographie et des conditions d'illuminations du sédiment (Demetriades-Shah et al., 1990). D'autre part, cette méthode présente la faculté de n'étudier que les absorptions des spectres et de s'affranchir de certain effets sur la forme générale des spectres comme la granulométrie. En outre,

elle permet de séparer le signal correspondant au absorption du fond continue. Autrement dit, les dérivées peuvent être employées uniquement dans le but de n'étudier que les variations sur les absorptions et cela indépendamment des variations sur le continuum. En revanche, les effets de la granulométrie sur le contraste spectral des absorptions demeure même post-dérivation. Ces effets se traduisent dans les spectres dérivés par des variations de magnitudes des pics.

V.1.4.2 La spectrométrie dérivée

L'utilisation de la spectrométrie dérivée permet de fournir une information d'ordre qualitative et analyste de l'identification d'un constituant. Dans cette optique, nous opérerons par l'emploi de dérivées multiples. La spectrométrie en dérivée première et seconde permet d'apporter dans certains cas une nette amélioration par rapport à la spectrométrie classique et particulièrement au niveau de la caractérisation d'un composé. Par exemple, dans le cas où une bande d'absorption est large, il devient délicat de déterminer avec précision son minimum voire ses maxima relatifs aux épaulements. Une meilleure identification des minima et des maxima s'accompagne d'une nette amélioration dans la caractérisation des signatures spectrales.

V.1.4.3 Dérivations multiples d'un spectre de réflectance

A) Principe de dérivation spectrale

La dérivée première d'un spectre (Équation V.1.10) consiste à remplacer la valeur de réflectance prise à une longueur d'onde par la différence des réflectivités des longueurs d'ondes voisines, ce qui est équivalent à la pente ($d\rho(\lambda)/d\lambda$) des courbes de réflectance à la longueur d'onde λ. La dérivée seconde (Équation V.1.11) peut être trouvée en soumettant la dérivée première au même traitement (Figure V.1.4).

$$\left[\frac{d\rho}{d\lambda_k}\right]_i = \frac{S(\lambda_i) - S(\lambda_j)}{\Delta\lambda} \tag{V.1.10}$$

où $\Delta\lambda = \lambda j - \lambda i$ avec $\lambda j > \lambda i$

$$\left[\frac{d^n\rho}{d\lambda_n}\right]_i = \frac{d}{d\lambda}((\frac{d^{n-1}S}{d\lambda^{n-1}})) \tag{V.1.11}$$

a) Étude du spectre en dérivée première Pour tout point du spectre correspondant à un minimum ou bien un maximum, la tangente en ces points est nulle ; autrement dit la dérivée première de ce point sera égale à zéro. Comme il est beaucoup plus aisé de déterminer un point d'annulation plutôt que le maximum local d'une bande large, nous comprenons bien pourquoi cette technique améliore la précision de la caractérisation. Notons que la précision dépend de la qualité du spectre de réflectance et sera par conséquent fonction du bruit. Chaque point d'inflexion du spectre sera facilement identifié

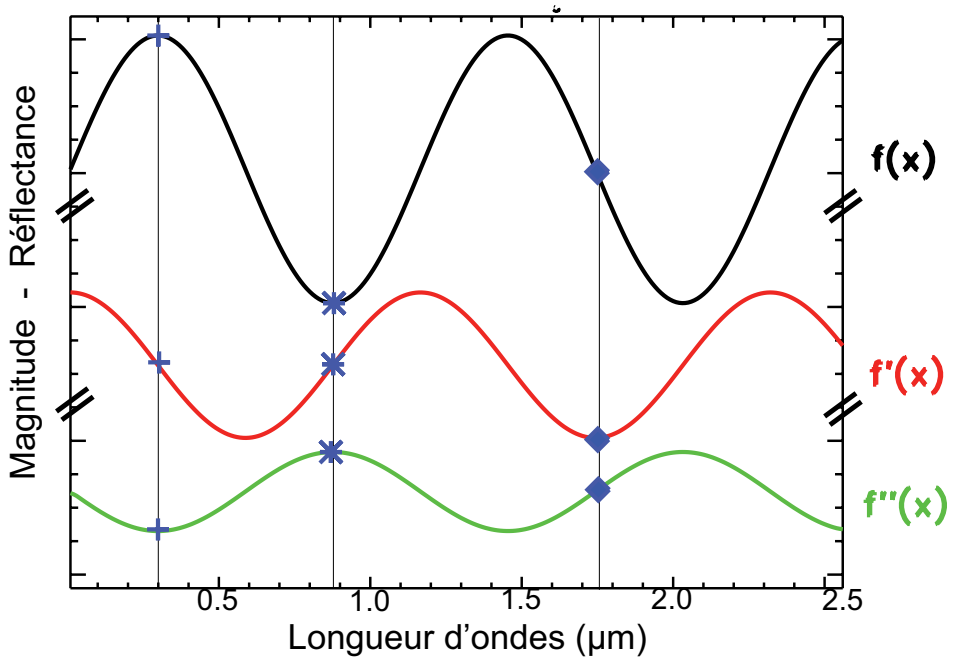


FIG. V.1.4 – Principe de dérivation spectrale schématisant le spectre original synthétique (noir), la dérivée première (rouge), la dérivée seconde (vert). Les symboles de couleur bleue illustrent les principales caractéristiques du spectre d'origine détectés au moyen de la dérivation, les minima (étoiles), les maxima (croix) et les points d'inflexion (losange).

par la présence d'un maximum ou d'un minimum dans sa courbe de dérivée première (Figure V.1.4).

En résumé, la dérivée première permet de différencier des spectres entre eux, alors que cette différenciation n'est pas forcément intuitive pour les spectres d'origine. La dérivation apporte en ce sens un gain important de précision.

b) Étude du spectre en dérivée seconde La dérivée seconde a pour effet d'augmenter considérablement le nombre de points caractéristiques d'un spectre dans la mesure où elle est encore plus sensible aux variations des courbes de réflectance que ne l'est la dérivée première. Talsky (1994) qualifie les nouveaux points caractéristiques générés par la dérivée seconde de "points satellites". En effet, chaque bande d'absorption du spectre d'origine correspond en fait à trois bandes sur le spectre dérivé, en l'occurrence un minimum, deux points d'annulation et deux maxima. La dérivée seconde permet de définir de manière précise les épaulements d'un spectre. Un épaulement de bande d'absorption correspondra à son minimum dans la dérivée seconde et à son point d'annulation dans la dérivée première (Figure V.1.4). Un minimum de bande d'absorption correspondra à un maximum dans sa dérivée seconde et à un point d'annulation dans sa dérivée première. Enfin, les deux points d'inflexions d'une bande d'absorption correspondraient à des points d'annulations dans sa dérivée seconde et respectivement à un maximum et un minimum dans sa dérivée première. La dérivée seconde permet d'améliorer l'identification d'un constituant. En effet, certaines bandes d'absorptions qui apparaissaient peu nettes

en dérivée première sont mieux définies en dérivée seconde.

En résumé, l'augmentation du nombre de bandes obtenu à la suite de la dérivation entraîne indéniablement un accroissement du nombre de points caractéristiques (minima, maxima et points d'annulation). L'analyse combinée de la dérivée première et de la dérivée seconde d'un spectre permet d'améliorer la détermination qualitative d'une bande d'absorption. Huguenin et Jones (1986) avaient déjà utilisé les dérivées multiples dans le but d'extraire automatiquement la position des bandes d'absorption d'un spectre de réflectance. L'absorption était localisée par le point d'annulation dans la dérivée d'ordre 5, le signe positif dans la dérivée d'ordre 4 et le signe négatif dans la dérivée d'ordre 2.

La spectrométrie dérivée offre aussi la possibilité de différencier des constituants même si les spectres de réflectance sont très proches (c.f. figure III.1.6). Enfin, cette méthode peut s'avérer utile pour effectuer des tests de pureté des échantillons.

B) Étude quantitative par dérivation spectrale

La technique du point d'annulation est largement utilisée en spectrométrie dérivée et plus particulièrement pour les mélanges binaires (El-Sayed et El-Salem, 2005). Cependant cette méthode ne s'applique pas aux mélanges ternaires. La technique des points d'annulation présente comme désavantage la nécessité de sélectionner des points aux longueurs d'ondes critiques. Cette sélection engendre une baisse de la sensibilité dans le cas d'un mélange binaire. Tout comme les méthodes des rapports de bandes ou des rapports de spectres, il est possible de faire le rapport entre des spectres dérivés. Cette approche est généralement utilisée dans le domaine de la chimie, elle consiste à faire le rapport des magnitudes de la dérivée première à deux longueurs d'onde appropriées. Elles correspondantes souvent aux minima ou aux maxima des bandes d'absorption (Murillo et al., 1993; Millership et al., 2005).

Salinas et al. (1990) développent la méthode spectrale du quotient des dérivées. Ils utilisent pour ce faire un diviseur standard. Plus précisément, cette méthode consiste à diviser un spectre de mélange dérivé par un spectre dérivé standard, c'est-à-dire par l'un des constituants du mélange. Le quotient obtenu est indépendant de la concentration du diviseur standard. Cette méthode a pour effet de minimiser les erreurs expérimentales ainsi que de réduire le bruit. Cependant le choix du diviseur s'avère fondamental et nécessite une connaissance *a priori* de la composition ou de la présence d'au moins un constituant. Cette méthode de ratio a un avantage sur la méthode du point d'annulation car elle permet de séparer les pics et les fortes valeurs du signal analytique sans avoir besoin de trouver le point d'annulation. En plus, la présence des mimina et/ou des maxima au sein du rapport permet de déterminer la composition ainsi que la présence éventuelle d'autres constituants.

V.1.4.4 Avantage de l'analyse spectrale par les dérivées

Dans le but d'analyser les absorptions des spectres de références de façon analytique, l'approche par les dérivées mathématiques a été utilisée (Huguenin et Jones, 1986). L'avantage de cette méthode est de pouvoir déduire directement et automatiquement des spectres certains paramètres spectraux clefs et nécessaires à la constitution du fichier paramètre. En effet, à partir des bandes d'absorption qui composent un spectre, il est possible d'obtenir simultanément, leurs centres par l'étude des positions des minima, leurs épaulements par l'étude des positions des maxima mais aussi d'autres informations comme leurs degrés d'asymétrie par l'étude des points d'inflexions. L'étude des points d'inflexions est intéressante dans la mesure où ils peuvent indiquer une éventuelle superposition des bandes d'absorption. L'analyse des spectres de réflectance par les dérivées présente un intérêt majeur pour appréhender les formes spectrales. En liaison avec d'autres techniques d'analyses spectrales, il est possible d'extraire indirectement des paramètres spectraux supplémentaires comme la profondeur de bande, la largeur à mi-hauteur (FWHM, "Full Width at Half Maximum"), l'aire de la bande et le nombre de bandes d'absorption supposées. C'est l'une des raisons pour lesquelles nous avons choisi de développer cette méthode analytique simple et de la combiner au MGM. Cette nouvelle méthode a pour sérieux avantage d'extraire rapidement les paramètres spectraux caractéristiques à partir d'un spectre de réflectance (c.f. § Annexe C), ou d'une bibliothèque spectrale, comme à partir d'une image hyperspectrale. Cette approche est plus objective et plus souple que lorsqu'il revenait à l'utilisateur de paramétrer les absorptions manuellement.

Une fois la solution initiale du fichier paramètre élaborée, le spectre en question peut être déconvolué (c.f. figure V.1.1 a). Le MGM propose un fichier en sortie qui contient tous les résultats à la fois sur les paramètres des absorptions et sur ceux du continuum (c.f. figure V.1.1 b). Les solutions de sortie du MGM sont plus robustes, car la méthode utilisée pour résoudre le problème ne repose plus sur une connaissance *a priori*. Cette méthode permet à la fois d'augmenter la rapidité de convergence de l'algorithme proposé, de réduire l'espace de travail et de diminuer sensiblement le coût de temps par rapport à l'usage traditionel du MGM.

V.1.4.5 Inconvénient de l'analyse spectrale par les dérivées

Néanmoins, les techniques de dérivées spectrales présentent certains désavantages. Premièrement, plus le degré de la dérivée est important, plus le rapport signal/bruit sera dégradé (Talsky, 1994). En effet, la dérivée d'un spectre de réflectance est particulièrement sensible au bruit. En général, dans la littérature, les techniques de dérivées spectrales communément employées considèrent les dérivées de premier et de second ordre (Tsai et Philpot, 1998). C'est pourquoi, il peut s'avérer judicieux d'utiliser une méthode capable de réduire le niveau de bruit avant le traitement du signal, comme par exemple la méthode des moindres carrés (Tsai et Philpot, 1998). La difficulté réside en la différenciation du bruit par rapport au signal. En d'autres termes il est important de conserver un équilibre entre le lissage

du bruit et la “préservation” du signal. Après le lissage, si le signal de la dérivée seconde venait à être fortement dégradé, il deviendrait difficile d’observer une forte corrélation entre la dérivée seconde et la surface à étudier. Un trop fort lissage peut nuire à la résolution spectrale et *a fortiori* affecter la largeur des pics (Figure V.1.5 a), voire atténuer la hauteur des pics (O’Havers, 1982). Bien que le continuum soit moins sensible aux effets du lissage que les bandes d’absorption, une surestimation du degré de lissage affecterait également le continuum du spectre (Figure V.1.5 b). Pour atténuer le bruit d’un spectre de réflectance, plusieurs phases de lissage sont parfois nécessaires (O’Havers, 1982). Cependant, à chaque phase de lissage, la capacité à détecter les bandes qui se chevauchent est diminuée.

La méthode des dérivées est donc particulièrement sensible au bruit, plus l’ordre de dérivation augmente plus le bruit dans le spectre dérivé est amplifié. Cette propriété est parfois utilisée pour évaluer justement le niveau de bruit des spectres de réflectance.

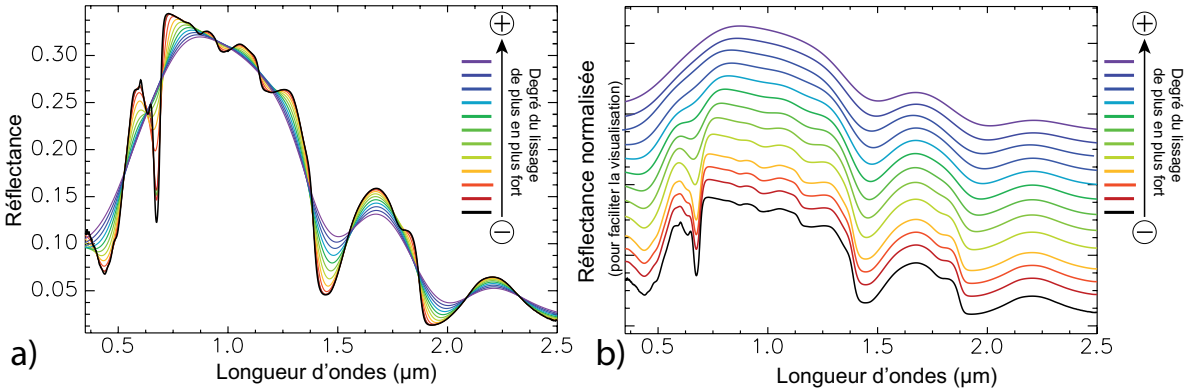


FIG. V.1.5 – Représentation des effets du lissage sur un spectre de réflectance de microphytobenthos. a) Plus le degré de lissage est important plus les absorptions sont affectées. b) Plus le degré de lissage est important et plus la forme du spectre est affectée (mêmes spectres que la figure a) mais décalés pour faciliter la visibilité).

V.1.4.6 Application de la dérivation spectrale sur les spectres de références

A) Dérivation des “end-members”

La méthode de dérivation a été appliqué sur chacun des “end-members” (V.1.6, a-microphytobenthos, b-eau, c-macrovégétation et fucus, d-sable et vase). Bien que les spectres se distinguent nettement les uns des autres par leurs formes et par leurs magnitudes, les dérivées montrent que les absorptions possèdent souvent des positions identiques (V.1.6). Par cette approche, nous avons extrait les positions relatives à chacune des absorptions, les épaulements et les points d’inflexions (V.1.7).

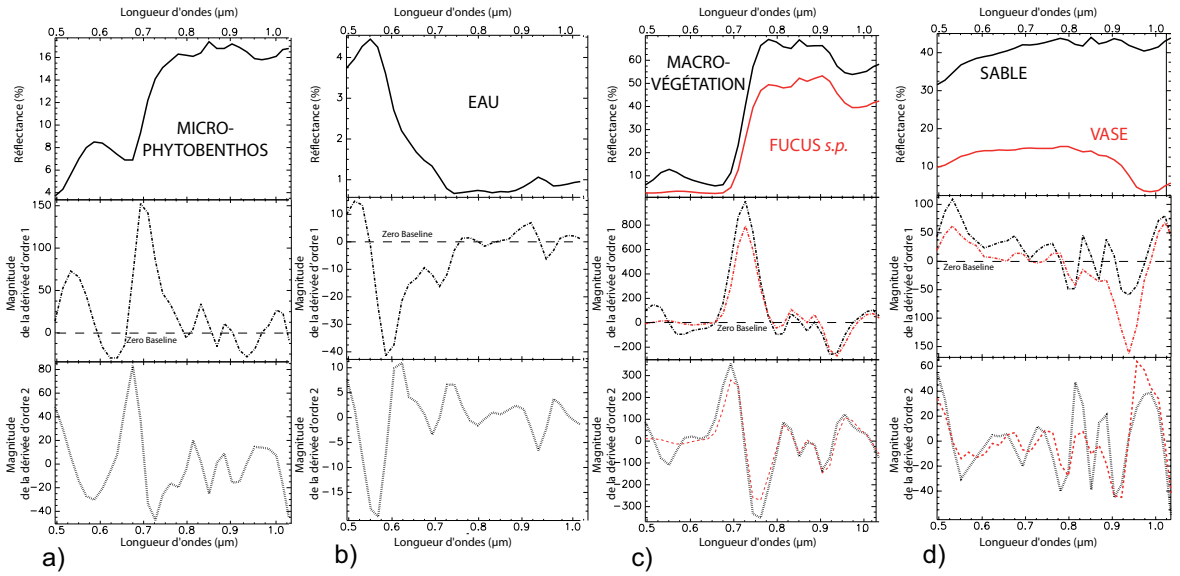


FIG. V.1.6 – Dérivation de premier et de second ordre des spectres de références issus de l'image DAIS 7915 : a) microphytobenthos, b) eau, c) macrovégétation et Fucus *s.p.*, d) sable et vase. La ligne horizontale en tiretés correspond à l'intersection entre les valeurs de la dérivée première et le niveau zéro ("zero baseline", "zero crossing").

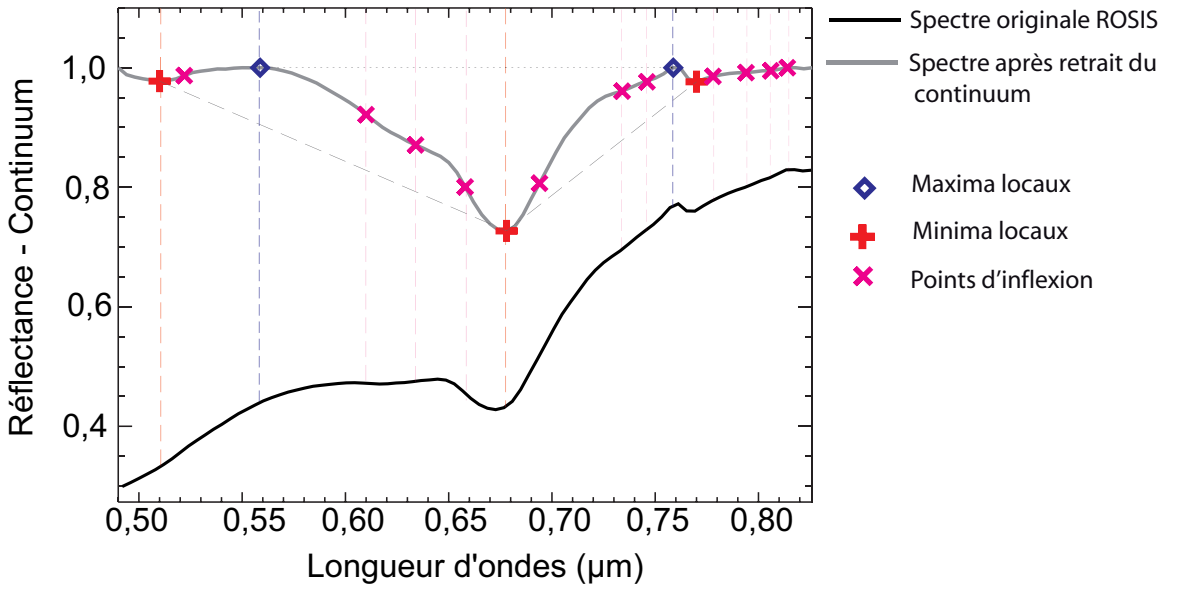


FIG. V.1.7 – Extraction des paramètres d'absorption à partir d'un spectre de réflectance de microphytobenthos (courbe noire). La courbe grise correspond à ce même spectre après retrait du continuum de type Clark et Roush (1984). Sur cette courbe figure les positions relatives aux absorptions (minima, maxima, inflexions).

B) Extraction des paramètres complémentaires'

Dès lors que la méthode de dérivation spectrale est couplée à celle du retrait du continuum (Figure V.1.7), il devient possible d'extraire d'autres paramètres d'absorptions. Il s'agit de la profondeur de bande, de la largeur à mi-hauteur, de l'aire de la bande et du facteur d'asymétrie des bandes (c.f. § III.4.1). La méthode du retrait du continuum de type Clark et Roush (1984) a aussi pour avantage de normaliser les valeurs de réflectance entre 0 et 1.

V.1.5 Chevauchement des bandes d'absorption

V.1.5.1 Description de la procédure

À l'heure actuelle, en spectroscopie, l'interprétation des spectres de réflectance est fortement limitée par le chevauchement des bandes d'absorptions. L'analyse des bandes d'absorption peut s'avérer en réalité plus complexe que la simple identification des paramètres de bandes basiques (positions, largeur, profondeur). La difficulté réside en l'estimation du nombre réel de bandes d'absorption qui composent le spectre de réflectance. En effet, les bandes d'absorptions qui composent un spectre de réflectance ne sont que très rarement symétriques. L'occurrence d'une asymétrie relativement prononcée pour un intervalle de longueurs d'onde peut être considérée comme le résultat d'une superposition de bandes d'absorption voisines les unes des autres. Nous parlerons de chevauchement entre les bandes d'absorption (en anglais, *overlapping*). La détection des bandes qui se chevauchent constitue une des préocupations majeures dans la mesure où elle permet de renseigner sur la structure de la molécule et de son environnement. De nombreuses techniques d'analyses offrent l'opportunité d'accéder à certaines de ces informations. Il s'agit de la dérivation, de la déconvolution et des modèles de transfert radiatif. Ici, nous nous sommes focalisés sur une version modifiée de la méthode de Levenberg (Antonov et Stoyanov, 1993a). Elle permet de prendre en considération trois types de problèmes bien connus en spectroscopie analytique, à savoir :

1. l'évaluation du nombre de bandes qui se chevauchent,
2. le choix d'une fonction analytique appropriée pour décrire ces bandes,
3. une convergence rapide de l'ajustement spectral.

Les points fondamentaux de la méthode sont résumés dans le diagramme (V.1.8). Quand le degré de chevauchement est important, il devient pratiquement impossible d'estimer les paramètres des bandes d'absorption uniquement par la méthode des dérivées. Nous couplerons la méthode de dérivation spectrale à celle de déconvolution. Les bandes d'absorption qui composent un spectre de réflectance peuvent être ajustées par des formes spectrales théoriques de type gaussien (Clark, 1981; Sunshine et al., 1990), lorentzien (Michelian et Friesen, 1991), ou gaussien-lorenzien (Voigt)(Jones,

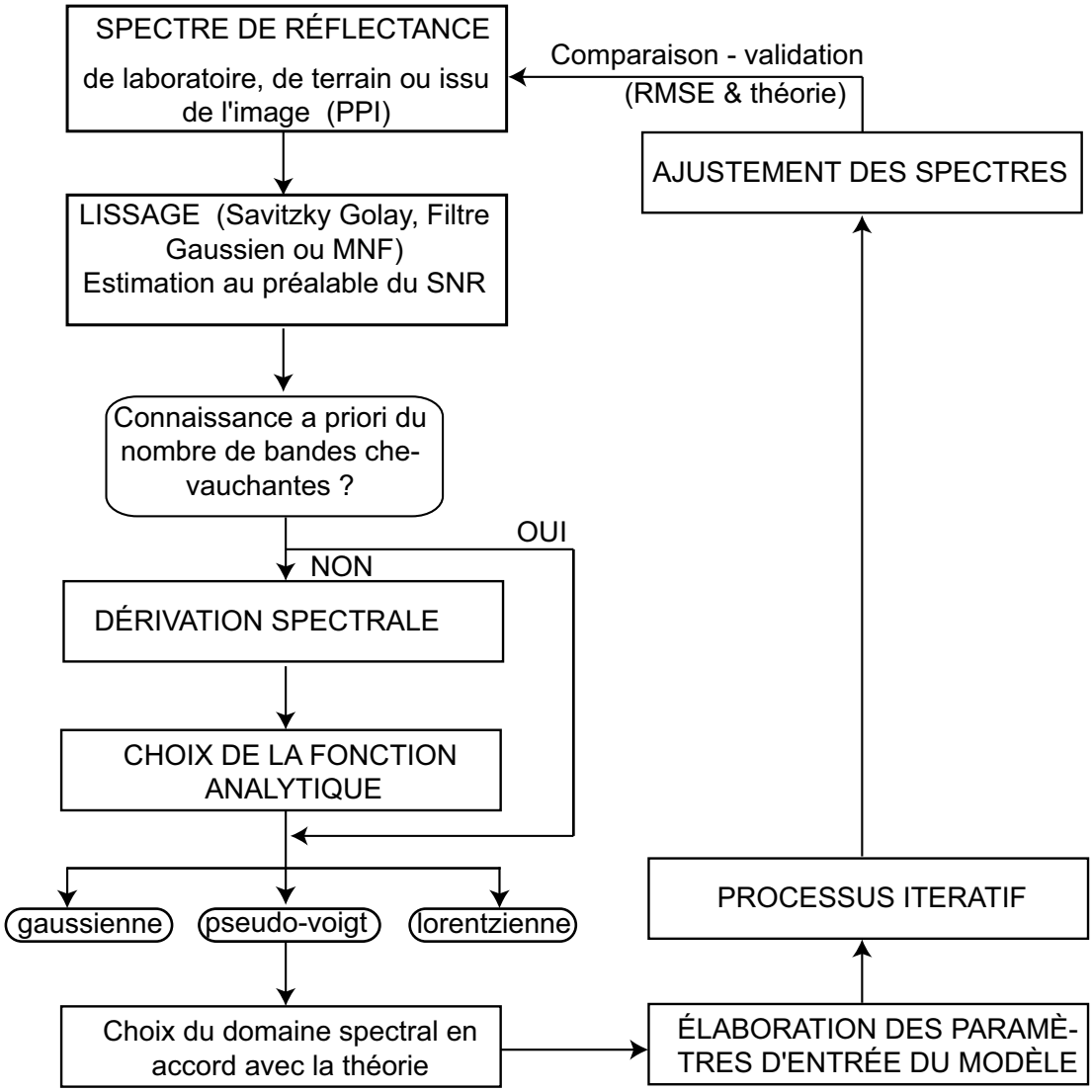


FIG. V.1.8 – Diagramme schématisant la procédure utilisée pour ajuster les spectres de réflectance (SNR = Signal Noise Ratio ; PPI = Pixel Purity Index).

1969; Brown, 2006). Nous avons implémenté dans le MGM, ces formes analytiques. Nous ne développerons pas ce point dans cette partie, pour plus de détails le lecteur pourra se référer à la partie (§ VI.3.2). Enfin, les paramètres de sortie de modèles serviront à comprendre les propriétés des sédiments en liaisons aux phénomènes d'absorption et/ou de diffusion.

V.1.5.2 Détection de chevauchements des bandes d'absorptions

Les méthodes de déconvolution des spectres de réflectance permettent d'accéder au chevauchement des bandes d'absorption. Dans cette étude, les bandes d'absorption seront uniquement modélisées par

des fonctions symétriques (*e.g.* gaussienne modifiées). Par conséquent, une bande d'absorption asymétrique sera nécessairement modélisée par plusieurs gaussiennes. C'est cette multiplicité qui permet de renseigner sur le degré de chevauchement. Néanmoins, l'estimation du nombre de bandes supplémentaires réelles reste problématique. En effet, une bande d'aborption peut aussi bien être modélisée par l'emploi de deux gaussiennes ou trois gaussiennes ou plus encore. Bien que la modélisation par trois gaussiennnes contre deux gaussiennes diminue de manière significative l'erreur quadratique moyenne (RMSE). Une valeur trop forte de la la RMS peut être utiliser pour détecter une absorption non modélisé par les gaussiennes. Cependant, l'erreur RMS ne peut pas être considérée comme l'unique critère d'évalution du degré de chevauchement. L'estimation du nombre d'absorptions ou de fonctions analytiques doit respecter quelques règles élémentaires :

- le nombre des bandes individuelles doit être en accord avec les caractéristiques physiques et chimiques,
- le nombre de bandes peut être retrouvé expérimentalement (*e.g.* la technique CLHP (Chromatographie en phase Liquide sous Haute Pression) permet de retouver les pigments photosynthétiques en associations avec les bandes d'absorptions spécifiques) ;
- quand il est difficile d'accéder expérimentalement au nombre de bandes théorique, le nombre de bandes (n) nécecessaires pour modéliser un chevauchement doit être fonction des contraintes imposées par le degré de liberté imposé par le signal, c'est-à-dire comparable au rapport signal-bruit ;
- enfin, les valeurs de FWHM de chaque bande ne doivent dépasser une valeur critique. Dans le cas contraire, cela indiquerait que l'évaluation du nombre de bandes d'absorption n'est pas réaliste.

V.1.5.3 Asymétrie des bandes d'absorption

Nous avons vu que dans certains cas les paramètres classiques des bandes d'absorption (position, profondeur, FWHM) ne suffisent pas toujours à identifier un matériau. Or il est parfois nécessaire de prendre en compte le degré d'asymétrie des bandes d'absorptions. Prenons l'exemple des argiles. La kaolinite, l'illite et la smectite ne pourraient pas être différenciées si l'asymétrie des bandes à $\sim$ 1,4 ; 1,9 et 2,2 μm n'était pas prise en compte. Le degré d'asymétrie se définit comme étant le rapport entre la somme des réflectances des canaux à droite du centre et la somme des réflectances des canaux à sa gauche. Si elle s'établit sur une base logarithmique la linéarité peut être maintenue. Une bande d'absorption est symétrique dès lors que la valeur du degré d'asymétrie est nulle (l'aire à gauche du centre équivaut à l'aire à la droite du centre). Par contre, quand l'aire de gauche est plus importante que l'aire de droite alors l'asymétrie est dite "négative". Inversement, quand l'aire de droite est plus importante que l'aire de gauche alors l'asymétrie est dite "positive".

Le problème est que, dans cette étude, toutes les bandes du SWIR sont supposées symétriques.

La modélisation de l'asymétrie nécessite l'intégration d'une ou plusieurs autres bandes d'absorption. Autrement dit, le chevauchement des bandes d'absorption voisines, responsables d'une forte asymétrie, demeure modélisé par plusieurs profils. Toutefois, l'analyse du degré d'asymétrie comme indicateur du chevauchement de bande est à prendre avec précaution dans la mesure où la réciproque n'est pas obligatoirement valable. En effet, il convient de souligner qu'un faible degré d'asymétrie des courbes de réflectance ne signifie pas automatiquement que les bandes ne se chevauchent pas.

D'autre part, nous avons volontairement évité d'utiliser les fonctions analytiques asymétriques, car ces dernières ont pour inconvénient d'augmenter le nombre de paramètres inconnus. De plus, la connexion entre les bandes asymétriques et les processus physiques serait plus difficile à interpréter.

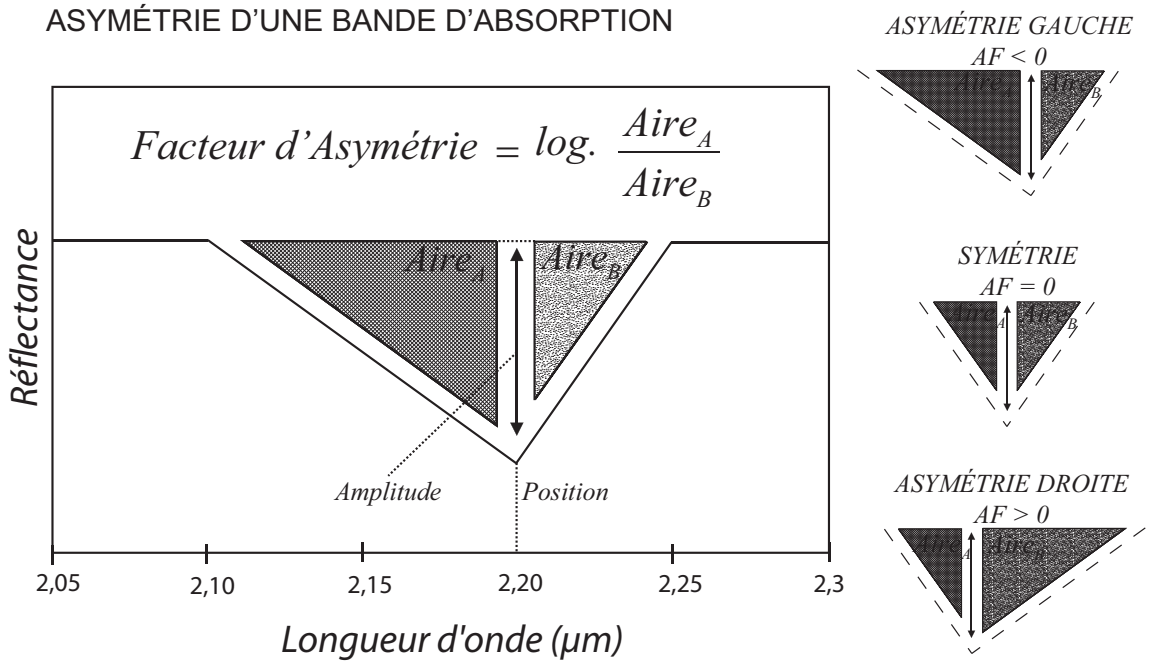


FIG. V.1.9 – Représentation schématique du facteur d'asymétrie d'une bande d'absorption.

V.1.5.4 Critique de la méthode

Nous avons choisi volontairement de travailler dans le domaine des longueurs d'onde et non dans le domaine des fréquences parce que les images hyperspectrales s'expriment traditionellement dans le domaine des longueurs d'onde. Il convient de souligner que la transformation d'un spectre exprimé en longueurs d'ondes à celui du domaine des nombres d'ondes provoque une modification de la forme spectrale (son étirement ou sa compression). Par conséquent, les dérivées d'un spectre ne seront pas identiques en fonction du type de fenêtre spectrale (type de variable λ ou ν) choisie (Antonov et Stoyanov, 1993b). Autrement dit, l'atténuation des courbes de réflectance suite au changement de

variable (λ ou ν) peut être à l'origine de difficultés à détecter les bandes de chevauchement par la méthode des dérivées. En revanche, en ce qui concerne les mesures en laboratoire, si le but avait été d'étudier les bandes d'absorption dans le domaine SWIR2 relatives aux minéraux, l'expression des spectres de réflectance en nombre d'ondes aurait été plus adaptée. Or, notre étude montre que les bandes d'absorption dans le SWIR2 sont très peu prononcées. Cette caractéristique s'explique par le fait que les minéraux d'altération (argiles) et des carbonates présentent un état faiblement cristallisé mais surtout, que l'eau a pour effet d'altérer l'information spectrale dans ce domaine de longueur d'onde.

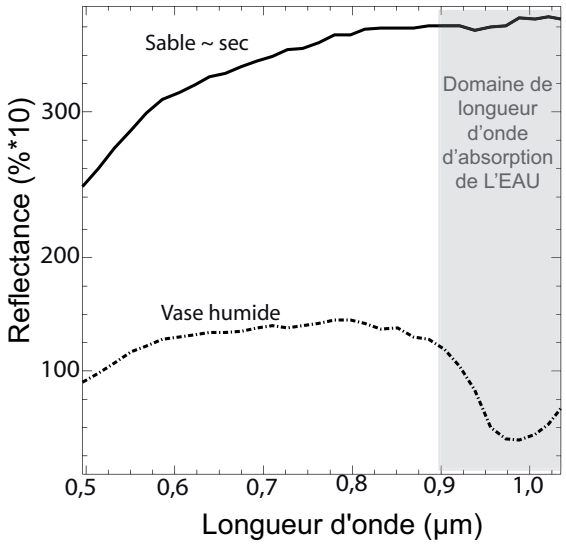


FIG. V.1.10 – Spectres de réflectance extrait de l'image DAIS 7915 caractéristiques d'un sable $\sim$ sec et d'une vase tès humide. Notons le fort degré de ressemblance des formes spectrales dans le domaine de longueurs d'onde [0,5-0,85 μm]. Les différences majeures se portent sur l'albédo des spectres.

Considérons maintenant le cas des sédiments (assemblages de minéraux) pris à des domaines de longueurs d'onde restreints à un sous ensemble des données DAIS [0,4-1,035 μm]. Un sédiment sableux présentera la même forme spectrale qu'un sédiment vaseux, la différence réside uniquement en leur albédo (Figure V.1.10). Effectivement, la vase est généralement humide et sombre, elle présentera des albedos plus faibles que les sables. L'utilisation de l'albedo et de la pente des spectres pour déterminer les compositions doivent être prises avec précaution. En effet, les variations d'albedo et de pente sont fortement contrôlées par les propriétés physiques des matériaux (*e.g.* tailles des particules, rugosité, hétérogénéités, etc.), la présence de constituants mineurs (*e.g.* substitutions de Fe^{3+} ou Ti^{4+}, opaques, etc.) que par les phases majeures. L'extraction des paramètres spectraux de type, profondeur, largeur, asymétrie des bandes semblent quant à eux plus adaptés à l'interprétation des phases majeures. Par conséquent, nous avons réduit les étapes de lissage au minimum. Les paramètres d'absorption du fichier paramètre sont maintenant caractérisés. Voyons en ce qui concerne les paramètres du continuum.

V.1.6 Expérimentations de génération de continuum

Afin de déterminer les paramètres du continuum (pente, ordonnée à l'origine et points d'ancrages) nous avons modélisé un continuum moyen à partir du spectre moyen des "end-members".

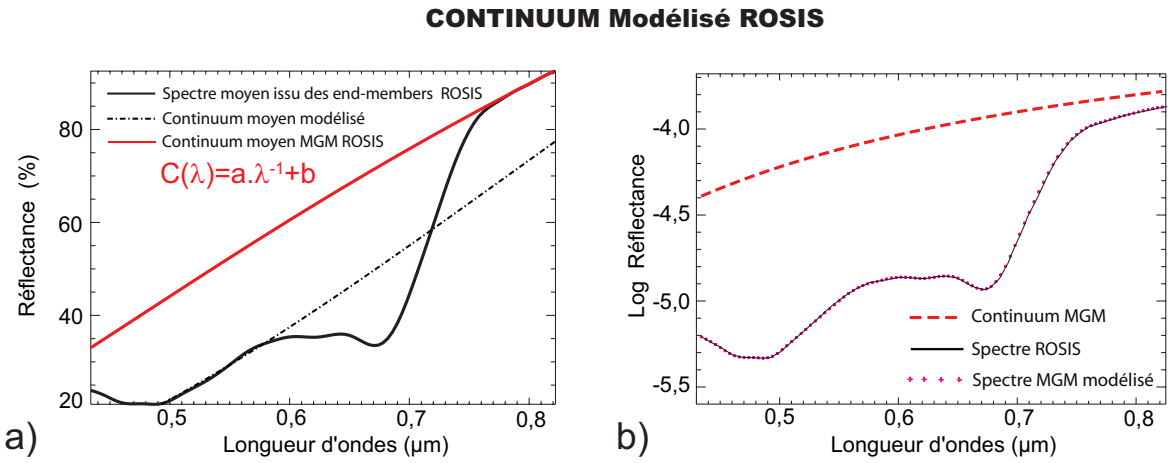


FIG. V.1.11 – Expérimentation de génération du continuum MGM. a) Cas d'un continuum de réflectance modélisé à partir du spectre moyen des "end-members" ROSIS. b) Réprésentation du continuum modélisé dans l'espace des logarithmes de réflectance.

Le continuum contient de l'information relative aux propriétés de diffusion des surfaces. Toute sa complexité réside en son estimation. La plupart des paramètres utilisés pour réaliser les analyses requièrent des informations sur la pente du continuum. La pente du continuum peut être définie comme étant la contribution de toutes les espèces présentes dans un matériel mais qui ne s'explique pas par les absorptions spécifiques analysées (Clark et Roush, 1984). Par exemple, l'absorption totale d'un mélange peut être expliquée par des effets multiplicatifs, comme les combinaisons entre chaque absorption. La pente du continuum a été déterminée par un processus itératif, créant un ajustement linéaire au-dessus des *maxima* locaux des bandes d'absorptions.

Afin de trouver les points d'ancrages du continuum, plusieurs méthodes peuvent être utilisées. La première consiste à faire le *ratio* entre le spectre de réflectance et le continuum linéaire. Toutes les valeurs supérieures à 1, si elles existent, seront des valeurs utilisées pour définir les nouveaux segments entre les bandes d'absorption qui composent le continuum. Ici, il est important de noter que les continua sont définis par les *maxima* issus du rapport des spectres de réflectance/continuum, mais que ces points représentent ou ne représentent pas les *maxima* locaux du spectre d'origine (Miliken et Mustard, 2005). C'est pourquoi, dans le but de définir judicieusement un continuum, il devient nécessaire de mieux contraindre les *maxima* et les *minima* locaux des spectres de réflectance. C'est dans cette esprit que nous avons décidé de coupler l'analyse spectrale par les dérivées avec les données de réflectance.

Conclusion En résumé, nous avons utilisé les méthodes de déconvolution et de dérivation afin d'extraire le plus d'informations possibles à partir des spectres de réflectance. L'interprétation des caractéristiques extraites par ces techniques peuvent tout de même laisser place à certaines ambiguités. Par exemple, les caractéristiques spectrales ne correspondent pas forcément à une bande d'absorption unique, mais à plusieurs. Inversement, il est possible d'extraire des caractéristiques spectrales multiples pour une seule bande d'absorption si cette dernière est naturellement asymétrique, large ou comporte un doublet d'absorption. Ces ambiguités sont d'autant plus nombreuses que les phases responsables des absorptions sont abondantes.

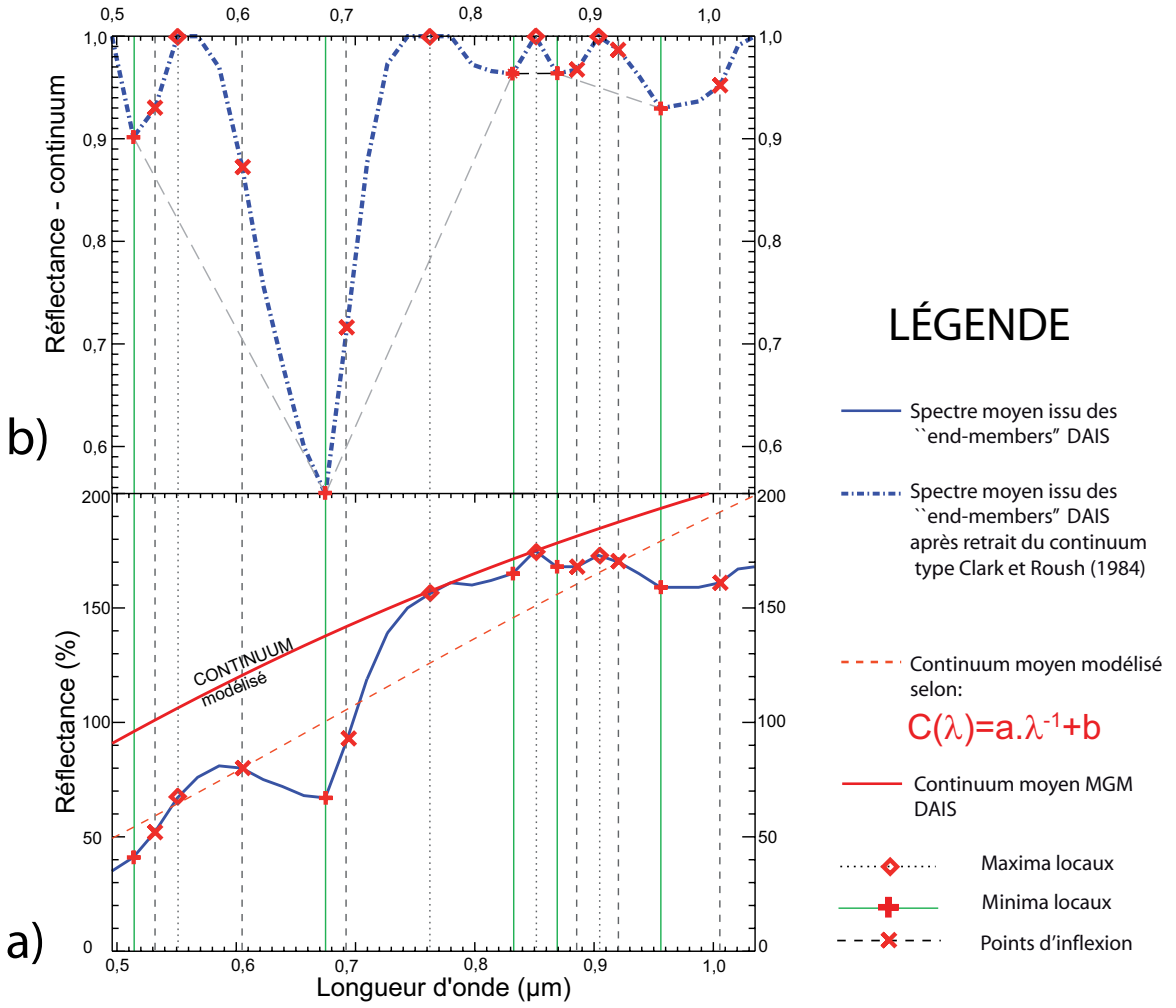


FIG. V.1.12 – Expérimentation de génération du continuum MGM. a) Cas d'un continuum de réflectance modélisé à partir du spectre moyen des "end-members" DAIS 7915. b) Réprésentation du continuum modélisé dans l'espace des logarithmes de réflectance.

Chapitre V.2

Autres méthodes utilisées

Modéliser les teneurs en eau, la granulométrie, les effets de la matière organique, la composition minéralogique à partir des données de reflectance est important pour la compréhension des processus environnementaux. Bien que de nombreuses méthodes aient été développées pour quantifier la teneur en eau, les effets de l'eau sur le comportement spectral restent encore mal connus à ce jour. Par exemple, les effets couplés entre la taille des particules, la matière organique, les oxydes de fer et la teneur en eau sur les mesures de réflectance sont encore incompris. Les relations complexes entre les propriétés spectrales et les paramètres sédimentaires peuvent être appréhendées par le couplage de différents modèles (Dematthê et al., 2006; Nanni et Dematthê, 2006). Les méthodes traditionnelles utilisées en spectroscopie pour estimer la teneur en eau reposent essentiellement sur l'étude des formes des bandes d'absorption. Ces modèles sont basés sur diverses corrélations entre la teneur en eau et les paramètres de formes tels que la profondeurs de bande, l'aire des bandes,... Dans cette partie, nous allons décrire les autres méthodes pertinentes et intéressantes qui sont utilisées pour estimer la teneur en eau directement à partir des spectres de réflectance. Par exemple, Liu et al. (2002) utilisent le rapport de spectres entre les spectres hydratés et les spectres déshydratés. Whiting et al. (2004) quant à eux modélisent la teneur en eau par l'usage d'une gaussienne inverse centrée sur la vibration fondamentale de l'eau de type étirement à 2,8–2,9 μm. Nous dresserons un bilan des diverses techniques utilisées afin de caractériser les effets de l'hydratation et de la déshydratation pour plusieurs types de matériaux ainsi que les méthodes visant à estimer la granulométrie.

V.2.1 Autres méthodes utilisées

A) Estimation de l'humidité des sédiments

Ici, nous allons examiner les spectres de laboratoire acquis dans le domaine du Vis–PIR pour des matériaux de natures diverses. Pour ce faire, nous comparerons différentes méthodes d'investigations capables d'estimer les abondances relatives et/ou absolues de l'eau. Dans le Vis-PIR, les bandes d'ab-

sorption spécifiques de l'eau apparaissent aux longueurs d'onde 0,76 ; 0,97 ; 1,19 ; 1,45 ; et 1,94 μm. La bande à 1,94 μm est reconnue comme étant la plus sensible aux effets de l'eau (Curcio et Petty, 1951). Cette observation apparaît logique dans la mesure où cette bande d'absorption correspond à l'harmonique la plus proche de l'absorption fondamentale de l'eau.

Lobell et Asner (2002) constatent que les changements occasionnés au niveau des valeurs de réflectance des sols ne sont pas linéairement dépendants de la teneur en eau et que la meilleure approximation mathématique serait de type **exponentielle** (Équation V.2.1). En effet, sachant que les absorptions sont liées à la concentration, il a été montré que cette grandeur pouvait être estimée par la loi de Beer-Lambert modifiée (c.f. Équation II.1.11). Dès lors que l'humidité est exprimée en degré de saturation (Figure V.2.1), quelle que soit la composition du sol, le modèle de type exponentiel serait adapté.

$$R = R_{sat} + (R_{sec} - R_{sat}) \exp(-c * wc) \tag{V.2.1}$$

où R_{sat} correspond aux valeurs de réflectance de l'échantillon saturé, R_{sec} correspond aux valeurs de réflectance de l'échantillon sec (à un degré de saturation $\Theta = 0{,}0$), c correspond au taux de variation, wc à la teneur en eau.

Kano et al. (1985) proposent d'utiliser le contraste spectral Δa entre les spectres humides et les

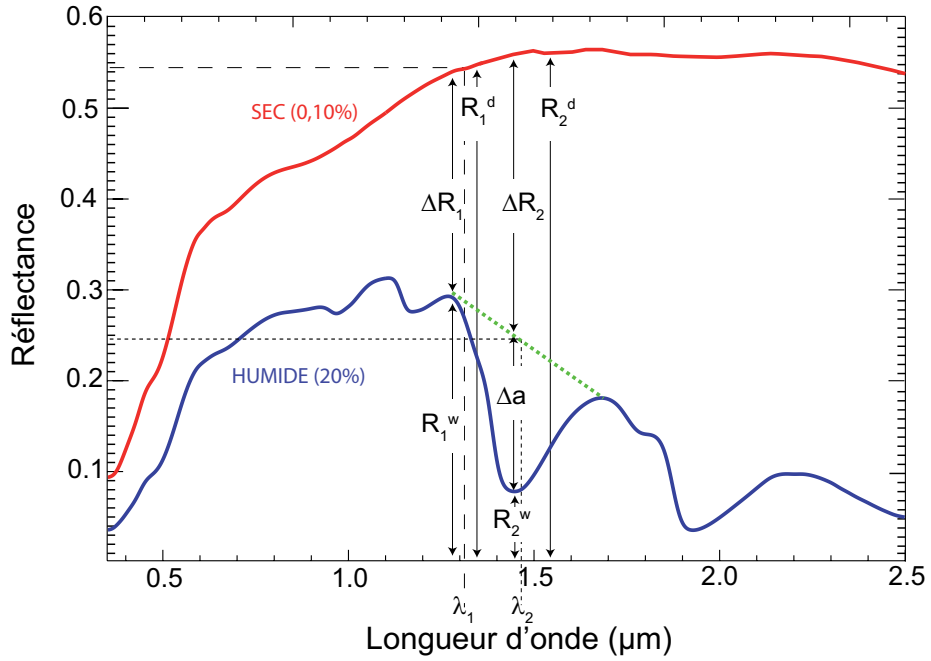


FIG. V.2.1 – Caractéristiques spectrales d'un sédiment sec et humide à travers l'analyse des bandes d'absorption d'hydratation (*e.g.* 1,4 μm).

spectres secs pour estimer les degrés de saturation intermédiaire (Équation V.2.2).

$$\Delta a \approx R_2^s - (R_1^s - R_1^h) - R_2^h \tag{V.2.2}$$

h et *s* se réfèrent respectivement aux valeurs de réflectance des échantillons humides et secs prises aux longueurs d'ondesλ_1 et λ_2, avec $R_1^s - R_1^h \approx R_2^s - R_2^h$. Banninger et al. (2005), montrent que le contraste spectral ainsi calculé est fonction du degré de saturation (Θ)et suit l'équation (V.2.3) :

$$\Delta a(\Theta) = c\Theta^{\frac{1}{b}} \tag{V.2.3}$$

où b et c sont les paramètres d'ajustement. L'équation (V.2.3) requiert de connaître le degré de saturation pour au moins deux spectres de réflectance. Ainsi, pour un degré de saturation nul ($\Theta = 0$), le contraste spectral doit être nul ($\Delta_a = 0$) et inversement.

V.2.2 Gaussienne Inverse [GI]

Les absorptions causées par les minéraux et la végétation peuvent être évaluées à travers une paramétrisation de type fonction gaussienne (Miller et al., 1990; Sunshine et al., 1990; Sunshine et Pieters, 1993; Mustard et Sunshine, 1995; Mustard et Hays, 1997).

V.2.2.1 Principe de la modélisation

Les études menées par Whiting et al. (2004) ont montré qu'il était possible d'estimer la teneur en eau à partir des spectres de réflectance suite à leur ajustement par une fonction de type Gaussienne Inverse [GI] (Équation V.2.4). Cette fonction été initialement utilisée par Miller et al. (1990) dans le but de déterminer la position du "red edge". Ce modèle (Figure V.2.2 a) a pour avantage de paramétrer les absorptions en trois valeurs, le centre de l'absorption (μ_0), son amplitude (R_d) et la distance par rapport au point d'inflection (σ). Ces paramètres de sortie du modèle permettent d'ajuster les spectres de réflectance à chaque longueur d'onde (λ_i) par la méthode des moindres carrés.

$$G(\lambda) = R_{\lambda i} + (R_{\lambda 0} - R_{\lambda i}) \exp\left[-\frac{(\lambda_i - \mu_0)^2}{2\sigma^2}\right] \tag{V.2.4}$$

Elle extrapole l'ajustement des spectres au-delà de la gamme spectrale utilisée généralement en laboratoire jusqu'à l'absorption fondamentale de l'eau (μ_0). En effet, la GI est à la fois centrée au niveau de la bande d'absorption fondamentale de l'eau (*i.e.* 2,8 μm) et ajuste les points caractéristiques qui composent l'enveloppe globale du spectre dans l'intervalle de longueur d'onde [1,2–2,5 μm]. Elle mime véritablement l'enveloppe globale du spectre, ou continuum de l'eau. L'amplitude de la gaussienne inverse est calculée par la relation $R_d = R_{\lambda 0} - R_{\lambda i}$, σ correspond à la distance entre le centre de

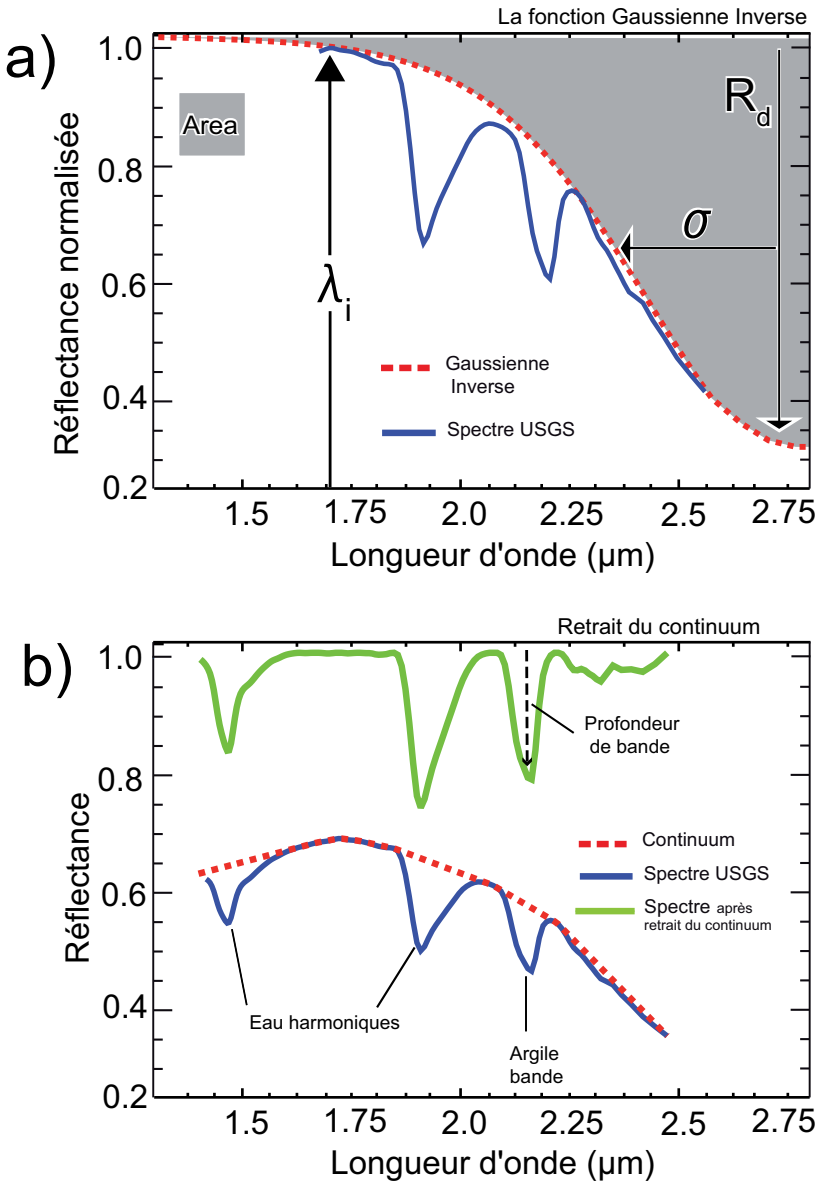


FIG. V.2.2 – Comparaison entre le continuum de l'eau a) et le continuum traditionnel b). a) Le Soil Moisture Gaussian Model (SMGM) ajuste le spectre de réflectance à partir de l'absorption fondamentale de l'eau à 2,8 μm. Les épaulements de l'absorption sont calculés après retrait du continuum. La gaussienne inverse ajuste les différentes longueurs d'ondes du spectre (λ) au maximum de l'absorption (μ_0), R_d correspond à l'amplitude, $\sigma \sim$ FWHM (Full Width at Half Maximum) et A_{GI} l'aire de la gaussienne.

l'absorption et le point d'inflection de la gaussienne inverse. Les relations entre les spectres de réflectance et les paramètres de la gaussienne inverse sont illustrées figure (V.2.2 a). L'aire de la gaussienne inverse (A_{GI}) est également exploitée comme proxy de la teneur en eau (c.f. Équation V.1.3). Elle intègre les valeurs de réflectance depuis le centre jusqu'au maximum des valeurs de réflectance de la gaussienne. Les valeurs de l'aire sont extrapolées au-delà du domaine spectral communément utilisé ; la ligne de base est déterminée en intégrant les valeurs maximales de réflectance par l'équation (c.f.

V.1.3). Le continuum est défini comme étant la forme convexe de l'algorithme.

Par conséquent, cette procédure mathématique, en l'occurrence le "Soil Moisture Gaussian Model" (SMGM) s'appuie sur des bases physiques pour quantifier la teneur en eau. À l'instar des bandes d'absorptions spécifiques de l'eau, les paramètres d'absorptions de la GI, amplitude et aire, semblent être corrélés avec la teneur en eau. Pour contraindre la réponse spectrale à l'hydratation des sols de nature diverses, Whiting et al. (2004) proposent de normaliser les spectres par rapport à leur maximum. Quelles que soient la nature du sédiment et les teneurs en eau, Whiting et al. (2004), constatèrent que l'aire de la gaussienne après normalisation s'avèrerait le meilleur proxy pour quantifier la teneur en eau. L'amplitude et la distance au point d'inflection ($\sigma \approx$ FWHM, *Full Width at Half Maximum*) serait de moins bonne précision. Les variations de la pente spectrale entre 1,5 et 2,5 μm sont directement pris en compte par la modélisation (Figure V.2.2 b).

V.2.2.2 Analyse des résultats

A) Estimation du degré d'hydratation

Quand les matériaux sont de différentes natures, afin de comparer les spectres de réflectance entre eux, une étape de normalisation par rapport aux maxima des spectres peut être envisagée. Les spectres de laboratoires montrent que, dès lors que nous hydratons un matériau, la forme générale des spectres

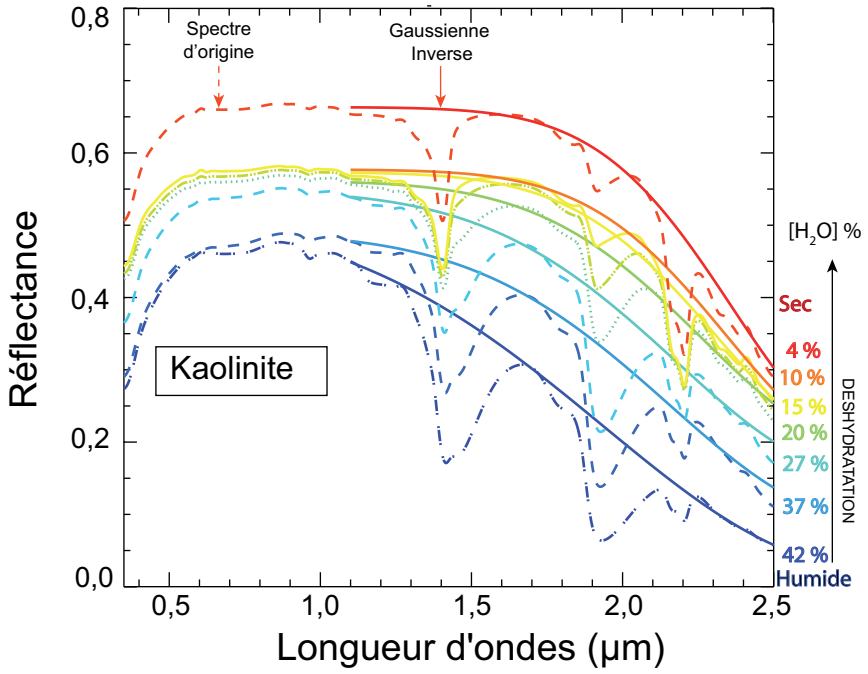


FIG. V.2.3 – Modélisation des spectres de réflectance (courbes en traits pointillés) au cours de la déshydratation d'une poudre de kaolinite par la méthode de la gaussienne inverse (courbes en traits gras).

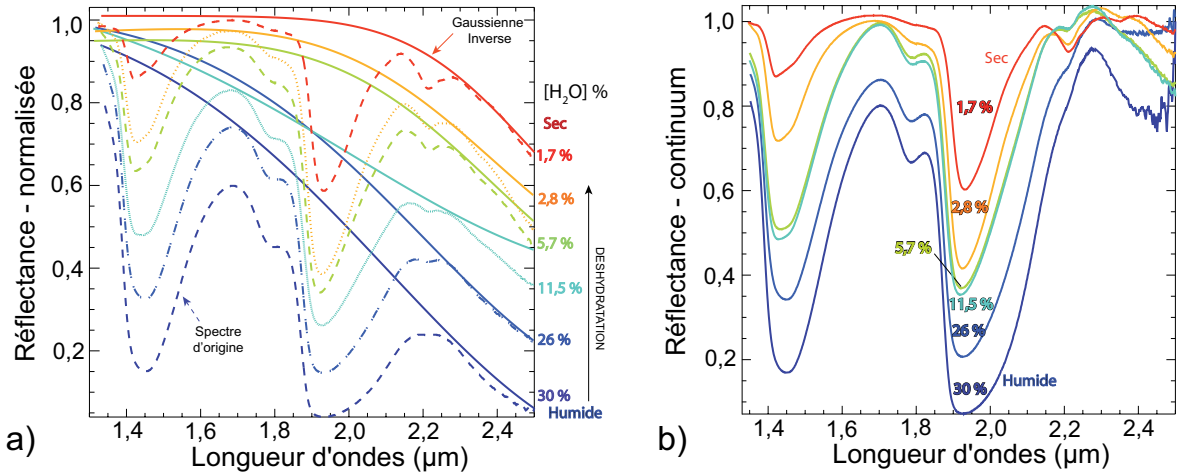


FIG. V.2.4 – a) Modélisation des spectres de réflectance normalisés aux maxima (courbes en traits pointillés) par une gaussienne inverse (courbes en traits gras) au cours de la déshydratation d'un sédiment sablo-vaseux ; b) Retrait de la gausienne inverse des spectres de réflectance.

diminue, ce qui a pour effet de déplacer les *maxima* locaux vers les courtes longueurs d'ondes et d'accroître la pente spectrale dans le domaine du SWIR (Figure V.2.3). En effet, le SMGM prend en compte le fait que l'hydratation d'un sol provoque un élargissement de la bande d'absorption fondamentale de l'eau, ce qui a pour conséquence de diminuer les valeurs de réflectance dans les domaines du PIR et du SWIR [1,2–2,5 μm]. Les *maxima* des réflectances varient entre 1,65 et 1,8 μm en ce qui concerne les sédiments secs et sont proches de 1,3 μm pour les sédiments humides. Les paramètres en sortie du modèle sont des indicateurs de la teneur en eau. Ces derniers peuvent être traités par des régressions linéaires, non-linéaires et des évaluations statistiques peuvent être envisagées.

Dès lors, les pores des sols sont saturés, le comportement spectral est dominé par l'eau uniquement et n'est plus influencé par les valeurs de réflectance des sols (Liu et al., 2002). Après modélisation, un critère de qualité est appliqué aux résultats. Les spectres de réflectance qui présentent une RMSE supérieure à 0,0125 après ajustement, sont rejetés. L'estimation du degré d'hydratation par la méthode de la GI n'est valable que pour des matériaux suffisamment humides mais non saturés en eau. Effectivement, il existe un seuil pour lequel la teneur en eau est trop faible pour que la GI puisse ajuster le spectre de réflectance. Ceci s'explique par un changement brutal de la pente du spectre pour l'intervalle de longueur d'onde [2,4–3,0 μm]. Suite à une trop faible teneur en eau, la pente du spectre n'est plus influencée par le continuum de l'eau mais plutôt par la nature du minéral. Par contre, quand le sédiment est saturé en eau, les valeurs de réflectances dans le domaine du SWIR sont nulles, la GI ne peut donc pas converger dans la mesure où il n'existe pas de possibilité d'ancrer cette dernière.

B) Retrait de la GI aux spectres de réflectance

Nous avons vu que la GI s'apparente au continnum de l'eau. Dans le domaine de longueur d'onde [1,5-2,5 μm] la forme de la gaussienne s'apparente à celui du continuum traditionnel (Clark et Roush, 1984). Les figures (V.2.2 a, b) montre les similitudes entre les continua (c.f. courbes rouge). C'est pourquoi, au même titre que nous pouvons générer un spectre après retrait du continuum, il est envisageable, si besoin est, de générer un spectre après retrait de la GI (figure V.2.4). Ce retrait de GI permettrait de corriger de la forme générale des spectres de réflectance en partie des effets de l'eau. Toutefois, contrairement à la méthode du retrait du continuum, la GI a pour avantage d'être basée sur un sens physique et ne génère pas de bande artificielle en bordure de fenêtre spectrale.

V.2.2.3 Conclusion

De nombreux critères et méthodes peuvent être utilisés dans le but de comprendre l'évolution du comportement spectral en fonction de l'hydratation d'un matériau. Malheureusement, il est difficile d'établir une relation quantitative exacte à partir de l'analyse des spectres de réflectance. Cela tient à ce que l'évolution du comportement spectral de l'hydratation au travers de l'analyse des formes des bandes d'absorptions ou des profondeurs est contrôlée par de nombreux facteurs tels que la taille des particules, leurs formes,... Effectivement ces deux paramètres sont problématiques car ils influencent l'albédo et le contraste spectral entre le continuum et les bandes d'absorption. D'autre part, les conditions de mesures (incidence, émergence, azimuth et angle de phase) influencent également les spectres de réflectance ainsi que l'intensité des bandes.

V.2.3 Modèle de mélange non-linéaire

V.2.3.1 Introduction

Généralement, les modèles analytiques pour décrire le mélange spectral mettent en oeuvre la recherche de pôles spectraux et le "*spectral unmixing*" (c.f §III.5.2.2). Le modèle le plus utilisé pour estimer les abondances des constituants est le modèle de type linéaire. Il s'agit là d'une approximation. En réalité, spectralement, les surfaces de la zone intertidale résultent d'une combinaison entre les mélanges surfaciques et les mélanges intimes. Une approche possible est de combiner les mélanges selon l'état de la surface à analyser. Par exemple, le mélange entre le substrat sédimentaire et le microphytobenthos est de type intime. Dans l'esprit d'estimer la biomasse, Combe et al. (2005) développent un modèle de mélange non-linéaire et l'extrapole à l'image DAIS 7915. Nous avons décidé d'appliquer ce modèle aux images ROSIS et DAIS pour quantifier la biomasse, à quelques variantes près.

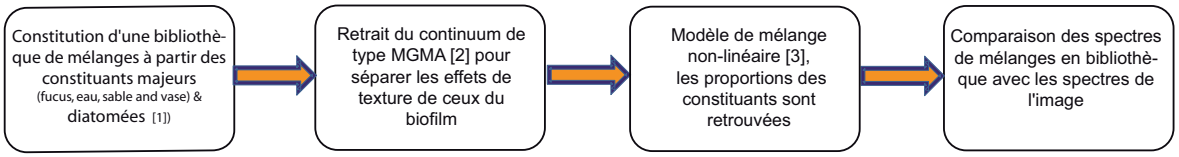


FIG. V.2.5 – Diagramme schématique montrant les différentes étapes pour parvenir à estimer les biomasses des images hyperspectrales. Les chiffres correspondent aux références bibliographiques suivantes : [1] Méléder et al. (2003) ; [2] Verpoorter et al. (2007) ; [3] Combe et al. (2005).

V.2.3.2 Description du modèle de mélange non-linéaire

Dans cette section, nous décrirons simplement le modèle de mélange utilisé. Quelle que soit la méthode utilisée pour résoudre le problème des mélanges, une étape de pré-traitement est toujours nécessaire. Cette étape permet à la fois d'augmenter la rapidité de convergence des algorithmes, de réduire l'espace de travail et de filtrer une partie du bruit. La MNF est utilisée. Ensuite, le modèle de mélange non-linéaire consiste à combiner linéairement (c.f. équation III.5.6) des spectres de surfaces types ou end-members (fucus *s.p.*, vase humide, sable sec) à des spectres de laboratoire de biofilm microalgal pour lesquels les mélanges intimes sont caractérisés (15 groupes de microphytobenthos (Méléder, 2003)). Les biomasses et les pourcentages de couverture spatiale relatifs à chaque groupe sont préalablement connus (Figure V.2.6 a). Une bibliothèque de mélange intime est ainsi constituée ($\approx$ 85 000 spectres). Son intérêt est double, elle permet de prendre en compte l'essentiel de la variabilité spectrale mais aussi de générer les proportions des constituants propres aux spectres. Dans le but

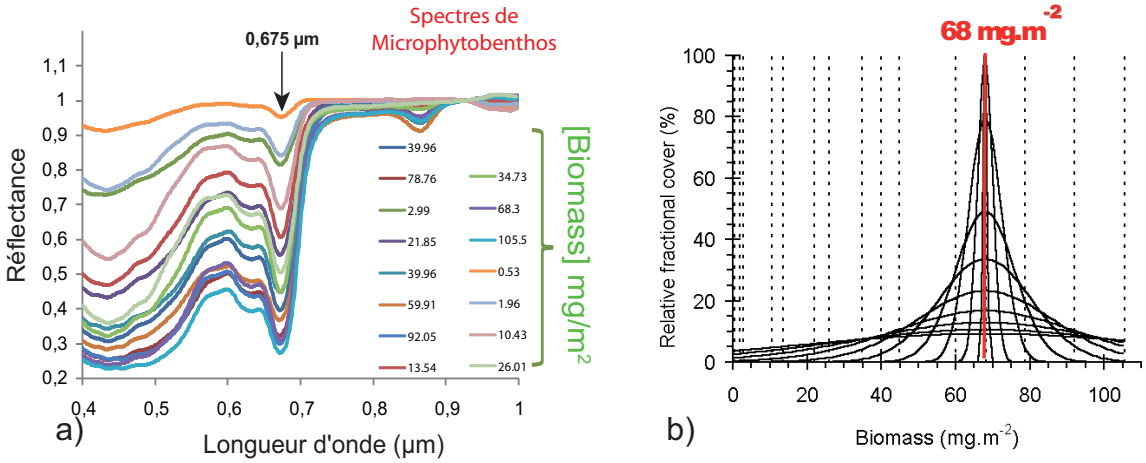
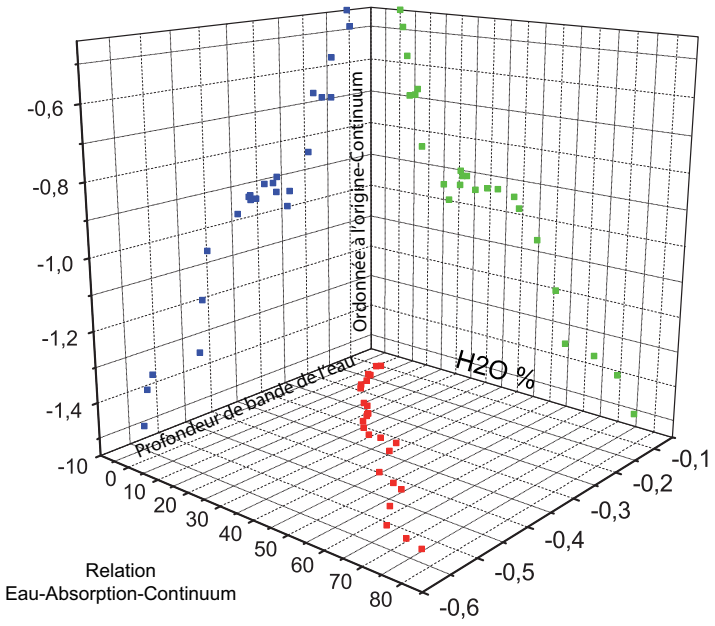


FIG. V.2.6 – a) Spectres de référence de microphytobenthos utilisés dans le modèle de mélange non-linéaire pour constituer la bibliothèque spectrale de mélange (Méléder et al., 2003). b) Représentation du modèle de mélange linéaire pour 15 biomasses (traits en tiretés verticaux). Dans cet exemple, les gaussiennes sont distribuées autour d'une valeur moyenne de biomasse (68 mg.m^{-2}). Les variations sur la gaussienne permet de prendre en compte les pourcentage de couverture spatiale (Combe et al. 2005).

d'améliorer la convergence du modèle et de limiter les effets non désirables (i.e. illuminations, granulométrie), le continuum de type MGM est retiré à chacun des spectres de mélange de la bibliothèque. L'étape ultime consiste à inverser le modèle, c'est-à-dire à retrouver les proportions de chaque constituant des spectres de l'image à partir des spectres de tous les constituants modélisés. Une solution approchée est calculée pour chaque pixel de l'image. Pour ce faire, l'angle spectral (c. f. § II.1.1.2.A)) est utilisée pour rechercher dans la bibliothèque de mélange le spectre dont les critères de ressemblances avoisinent le mieux le pixel mesuré. À chaque pixel de l'image sont octroyées les proportions du mélange, à savoir la biomasse (en mg.m^{-2}) et le pourcentage de couverture spatiale (en %). La combinaison de tous les pixels de la scène produit deux types de cartes, la carte de la biomasse et celle du pourcentage de couverture spatiale. La comparaison des cartes permet d'apprécier les effets sub-pixellaires. En effet, une forte biomasse ne signifie pas systématiquement que la répartition des diatomées soit spatialement étendue. Les distributions spatiales des biomasses sont effectivement de tailles diverses. Pour tenter de simuler les distribtutions spatiales, Combe et al. (2005) proposent d'utiliser des fonctions de distribution satistique de type gaussien (Figure V.2.6 b). Selon cette approche, plus la variance associée à la gaussienne est importante et plus le pourcentage de couverture spatiale est faible. Inversement, pour une faible variance, le pourcentage de couverture spatiale sera important. La comparaison des cartes ROSIS et DAIS devrait permettre d'apprécier les effets des résolutions spatiale et spectrale.

Conclusion Nous avons développé un méthode simple visant à déconvoluer rapidement les pixels de l'image : le MGMA. Son avantage est double, il offre la possibilité d'étudier la composition, à travers l'étude des absorptions spécifiques de l'eau mais aussi des absorptions spécifiques des pigments. L'autre avantage est attribué au fait que le continuum peut enfin être accessible à travers sa modélisation. Autrement dit, l'analyse des paramètres du continuum MGM devrait permettre d'apprécier entre autres les effets de la diffusion et *a fortiori* d'estimer la granulométrie.

Partie VI
RÉSULTATS D'ANALYSES ET CARTOGRAPHIE DES FACIÈS SÉDIMENTAIRES



VI.1 Résultats des analyses menées en environnement contrôlé 283

VI.1.1 Résultats des analyses spectrales-teneur en eau 283

VI.1.2 Résultats des analyses spectrales-granulométrie 316

VI.2 Cartographie des faciès sédimentaires 323

VI.2.1 Déconvolution hyperspectrale par MGMA 324

VI.2.2 Paramètres du continuum et propriétés bio-physiques des sédiments 329

VI.2.3 Cartographie de la teneur en eau 336

VI.2.4 Cartographie des faciès granulométriques 345

VI.2.5 Cartographie de la biomasse et son pourcentage de couverture 352

VI.2.6 Cartographie des conditions critiques de début d'érosion 360

VI.3 Perspectives **365**
VI.3.1 Quelques perspectives d'ordre méthodologiques 365
VI.3.2 Modélisation des absorptions 365
VI.3.3 Modélisation des continua 370
VI.3.4 La modélisation des mélanges 370
VI.3.5 Études hydrosédimentaires de la baie de Bourgneuf 371
VI.3.6 Un intérêt économique, quelques perspectives 375

Dès lors qu'il s'agit de cartographier les faciès sédimentaires à partir d'une image hyperspectrale, il convient d'identifier les causes des changements affectant les formes des spectres de réflectance. Compte tenu des phénomènes de mélanges, il peut s'avérer difficile de distinguer avec certitude les raisons inhérentes aux variations spectrales d'un pixel à son voisin ou encore à l'échelle sub-pixellaire. À partir du moment où la présence et l'abondance relatives des constituants affectent directement les bandes d'absorption, les formes spectrales qui en résultent peuvent être appréhendées assez facilement. C'est particulièrement le cas des composants d'origine biologique (microphytobenthos, macrovégétation), dont les pigments photosynthétiques participent activement aux variations des bandes d'absorption dans la région du visible, entre autres. Par contre, en ce qui concerne les propriétés physiques des sédiments (granulométrie, teneur en eau), les facteurs responsables des variations spectrales sont plus méconnus.

Chapitre VI.1

Résultats des analyses menées en environnement contrôlé

VI.1.1 Résultats des analyses spectrales-teneur en eau

L'influence de l'eau sur les spectres de réflectance peut être évaluée en comparant des spectres de diverses compositions de la zone d'étude et en faisant varier les teneurs en eau en environnement contrôlé. À partir des analyses spectrales menées en laboratoire, nous sommes désormais en mesure de dresser une description détaillée du comportement spectral des sédiments en fonction de leur état hydrique. Dans cette section, nous présenterons l'évolution spectrale des sédiments saturés en eau jusqu'à leur déshydratation maximale.

VI.1.1.1 Analyses du degré d'hydratation en environnement contrôlé

A) Choix du domaine de longueur d'onde

L'interprétation des variations spectrales au cours de la déshydratation peut se faire, soit d'un point de vue global c'est-à-dire par l'analyse complète des spectres sur une large gamme spectrale [0,4-2,5 μm], soit uniquement par l'analyse des bandes d'absorptions spécifiques de l'eau. Rappelons que l'un des objectifs est d'estimer directement la teneur en eau à partir des données aéroportées DAIS-7915 et ROSIS. Bien que les données DAIS 7915 couvrent un large domaine de longueurs d'ondes [0,4-2,5 μm], nos analyses se sont restreintes au domaine de longueurs d'ondes Vis-PIR [0,4-1,035 μm] et cela pour trois raisons :

1. La première, est que le domaine de longueurs d'onde situé au delà de 1,035 μm, soit [1,035-2,5 μm], n'est pas exploitable sur le secteur de la zone intertidale compte tenu des effets de l'eau, des effets de saturation et du mauvais rapport signal-bruit.

2. La seconde, est que le domaine de longueurs d'onde sélectionné [0,4-1,035 μm] couvre le domaine de longueurs d'ondes de ROSIS [0,4-0,8 μm]. En conséquence, les résultats obtenus pourront être comparés.

3. La dernière, est que les résultats expérimentaux fournis par l'analyse des absorptions spécifiques de l'eau sont difficilement transposables aux mesures de terrain et aéroportées. En effet, à la différence des mesures acquises en environnement contrôlé, en condition naturelle les absorptions de l'eau centrées à 1,4 et 1,9 μm sont masquées par les effets de la vapeur d'eau atmosphérique.

De ce fait, les domaines de longueurs d'ondes DAIS 7915 et ROSIS sont limités au regard du spectroradiomètre ASD FieldSpec3 FR (c.f. Figure II.2.3). Toutefois, nous avons jugé utile d'analyser en laboratoire les spectres de réflectance sur l'ensemble de la gamme spectrale [0,4-2,5 μm]. Nous justifions ce choix simplement par le fait que l'eau affecte la forme générale du spectre et non pas seulement une portion du spectre. De plus, les bandes d'absorption de l'eau sont nombreuses et apparaissent sur l'ensemble de la gamme spectrale. Toutefois, nous nuancerons par le fait qu'utiliser l'ensemble de la gamme spectrale pour analyser les mesures expérimentales ne signifie pas obligatoirement que les mesures aéroportées et de terrains peuvent être exploitées de la même manière.

Enfin, nos observations ont permis de montrer qu'une modification de la forme spectrale dans le Vis-PIR pouvait avoir pour origine une modification dans le SWIR, par exemple l'apparition occasionnelle d'une absorption. Autrement dit, les variations des valeurs de réflectance durant l'hydratation au sein de chaque région spectrale (Vis, PIR, SWIR) sont d'une certaine manière inter-dépendantes. Ainsi, pour comprendre l'origine des variations spectrales dans les domaines de longueurs d'ondes propres à ceux des spectromètres imageurs ROSIS (visible) et DAIS-7915 (Vis-PIR), il est nécessaire d'élargir le champ de nos analyses à un domaine de longueurs d'ondes plus étendu (0,4-2,5 μm). Voyons maintenant, dans le détail, comment se traduisent les effets du degré d'hydratation sur le comportement spectral des sédiments.

La déshydratation progressive des sédiments engendre un ordre précis d'apparition et de disparition des bandes d'absorptions de l'eau (Figure VI.1.1). Globalement, les bandes d'absorption harmoniques de l'eau localisées aux courtes longueurs d'ondes disparaissent les premières. Puis, suivent les harmoniques de plus grandes longueurs d'ondes jusqu'à ce que les absorptions fondamentales de l'eau disparaissent. L'ordre de disparition est contrôlé par l'atténuation progressive de l'absorption fondamentale de l'eau centrée à 2,8 μm. Dès lors que les fondamentales ne sont plus présentes, le sédiment est considéré nominalement anhydre. Toutefois, ce schéma est purement théorique. Dans la nature, les sédiments marins sont rarement anhydres et présentent la plupart du temps de l'eau dans les structures cristallines des minéraux, appelée eau structurelle ou eau d'hydratation.

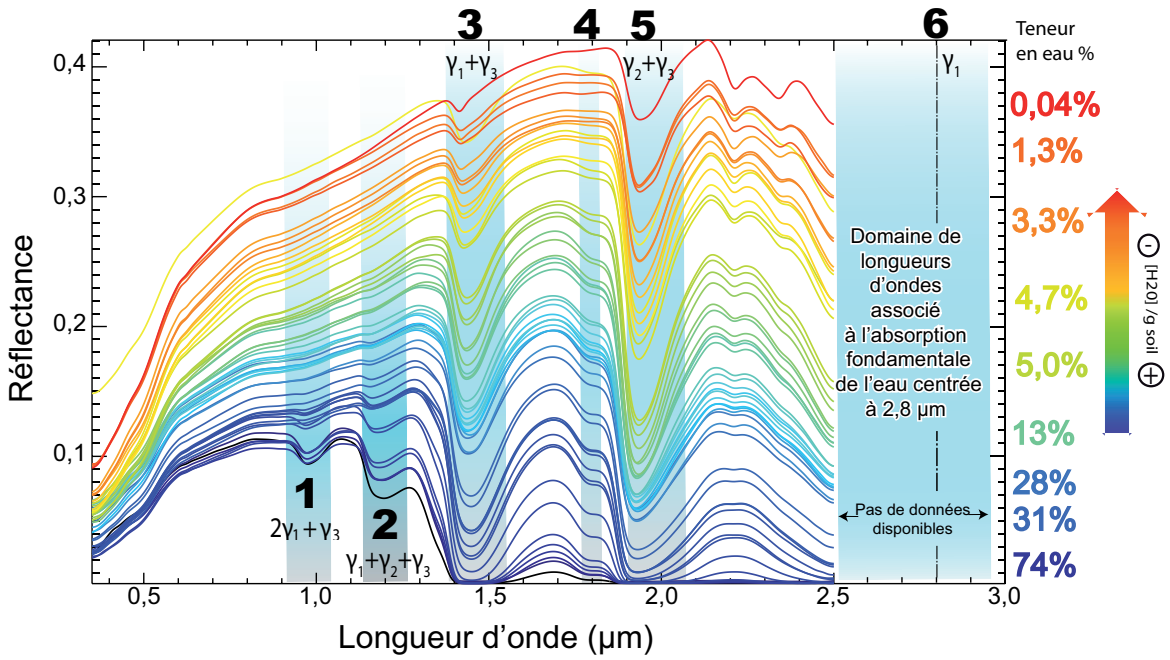


FIG. VI.1.1 – Évolution spectrale d'un sédiment sableux au cours de sa déshydratation. Les barres grisées localisent approximativement les absorptions spécifiques de l'eau depuis les courtes longueurs d'ondes aux grandes longueurs d'ondes. Successivement disparaissent les bandes centrées à 1 – 0,97 μm ; 2 – 1,2 μm ; 3 – 1,4μm ; 4 – 1,79 μm ; 5 – 1,9 μm. Le chiffre 6 correpond à l'absorption fondamentale de l'eau centrée à 2,8 μm. Notons que le domaine de longueurs d'ondes de l'instrument l'ASD FieldSpec3 FR ne permet pas de couvrir la gamme spectrale spécifique à l'absorption fondamentale.

B) État hydrique des sédiments et réponses spectrales associées

L'état hydrique d'un substrat sédimentaire correspond à la quantité d'eau que le substrat est susceptible de renfermer. Les sédiments contiennent plus ou moins d'eau et leur état hydrique dépend à la fois de leur capacité d'absorption et de rétention. Aussi, il existe autant de variétés d'états hydriques que de types de sédiments. En effet, en fonction de la nature du sédiment (sable ou argile), l'état hydrique répondra différemment. Dans cette section, nous verrons comment à partir de l'analyse des réponses spectrales des sédiments à un état hydrique particulier, il est possible de caractériser les différents types d'eau.

a) Les sédiments saturés en eau À partir du moment où les vides et les interstices des sédiments ne peuvent plus emmagasiner l'eau, l'état hydrique est saturé. Encore une fois, la nature des sédiments qui composent le substrat sédimentaire contrôle la capacité d'engorgement. Les zones saturées en eau contribuent fortement à alimenter le réseau hydrographique, c'est-à dire les nombreuses divagations (chenaux de marée, sillons) qui parcourent les estrans. La capacité de drainage dépend également de la nature des sédiments. Par contre, certaines zones apparaîtront spectralement sèches, lorsqu'il ne reste plus ou peu d'eau dans les interstices des sédiments. À partir du moment où il s'agit de cartographier

le contenu en eau de la slikke, il devient primordial de distinguer au préalable les sédiments saturés en eau des sédiments exposés à l'air. Quels sont les critères spectraux que nous pouvons retenir pour différencier un sédiment humide d'un sédiment saturé ?

b) Réponses spectrales des sédiments saturés en eau Dans le cas où nous disposons d'une gamme spectrale suffisamment étendue (0,4-2,5 μm), il est relativement simple de prédire l'état hydrique d'un sédiment dans sa globalité. Un sédiment saturé en eau présentera des valeurs de réflectances nulles, voire très faibles dans les domaines de longueurs d'ondes du SWIR1 et du SWIR2, au regard du domaine du Vis-PIR pour lequel les valeurs de réflectances apparaissent largement plus fortes. Ceci s'explique simplement par le fait que la bande d'absorption fondamentale de l'eau centrée à 2,8 μm est tellement intense et large qu'elle masque totalement les domaines de longueurs d'ondes voisins, en l'occurence le SWIR1 et le SWIR2 (Figure VI.1.2). Cet effet est accentué par le fait que les harmoniques centrées à 1,4 μm et 1,9 μm sont également larges et intenses à ce stade de l'hydratation. Nos expérimentations ont permis de montrer que seulement une épaisseur de tranche d'eau de l'ordre de 0,5 cm suffisait à faire chuter drastiquement les valeurs de réflectance dans le domaine du SWIR (Figure VI.1.2 a). À ce stade, seules les bandes d'hydratations centrées à 0,97 et 1,2 μm sont exploitables et permettent de retrouver le contenu en eau. Plus l'eau s'évapore, plus l'épaisseur de la tranche d'eau diminue. Il en résulte que le milieu se comporte optiquement différemment pour chacun des stades. En effet, nous constatons que pour un état hydrique toujours saturé, mais avec une teneur en eau sensiblement moins importante que l'état qui précédait (*e.g.* pour une épaisseur d'eau de $\sim$ 1 à 2 mm), l'absorption fondamentale de l'eau est moins intense. Le résultat, c'est une augmentation progressive des valeurs de réflectance, tout d'abord dans le domaine du SWIR1, puis, dans le SWIR2 (Figure VI.1.2 b-d). Toutefois, à l'état saturé, les valeurs de réflectances dans le SWIR ne laissent toujours pas entrevoir la formation de bandes d'absorptions signant la minéralogie. Autrement dit, à ce stade de l'évolution hydrique, il est difficile, voire impossible de prédire la composition des sédiments (carbonatés ou argileux, etc.). Pour un stade de déhydratation encore un peu plus poussé, nous constatons que, à 1,79 μm, commence à apparaître une autre bande d'absorption spécifique de l'eau (Figure VI.1.2 c). Elle se positionne en épaulement droit du domaine du SWIR1 et chevauche certainement la bande d'absorption centrée à 1,9 μm. Les bandes d'absorptions centrées à 1,4 et 1,9 μm commencent à sortir de leur état de saturation et prennent véritablement formes (Figure VI.1.2 e) . À ce stade de l'hydratation, elles peuvent désormais être exploitées pour retracer le contenu en eau. Désormais, les spectres de réflectance montrent non plus deux bandes, mais ils combinent cinq bandes d'absorptions spécifiques de l'eau liquide (0,97 ; 1,2 ; 1,4 ; 1,79 ; 1,9 μm). Durant la déshydratation, conjointement à l'évolution spectrale observée aux courtes longueurs d'ondes, nous constatons que dans les grandes longueurs d'ondes (Vis-PIR), les niveaux de réflectivité et la pente générale des spectres augmentent (Figure VI.1.3 a). Ceci s'explique principalement par le fait que l'abondance de l'eau diminuant, il s'ensuit que les bandes d'absorptions centrées à 0,97 et 1,2 μm sont de moins en moins profondes

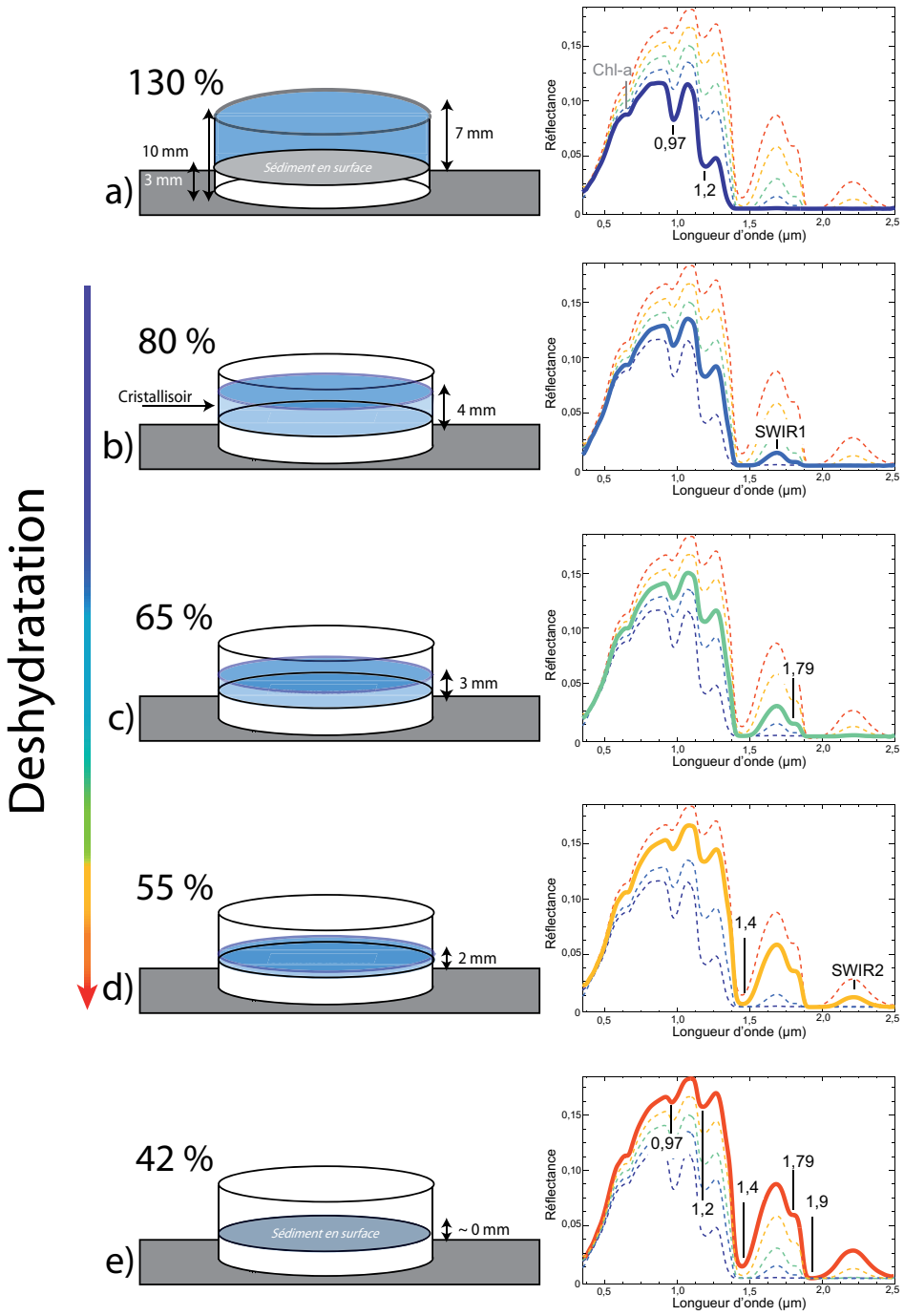


FIG. VI.1.2 – Évolution hydrique et spectrale d'un sédiment sablo-vaseux en fonction du degré de saturation en eau (échantillon n°1 c.f. § Annexe A). a) forte saturation en eau, bandes d'absorption à 0,97 et 1,2 μm ; b) apparition du SWIR1 ; c) individualisation de la bande à 1,79 μm ; d) apparition du SWIR2 et de la bande d'absorption à 1,4 μm, la bande d'absorption à 1,9 μm demeure dans un état de saturation (Réflectance considérée $= 0$) ; e) apparition nette de la bande d'absorption à 1,9 μm qui signe la limite critique entre le milieu préalablement saturé et le milieu solide très humide. Au cours de la déshydratation les valeurs de réflectance dans le Vis-PIR et SWIR augmentent conjointement aux diminutions des profondeurs de bandes d'absorption spécifiques de l'eau.

(Figure VI.1.3 b).

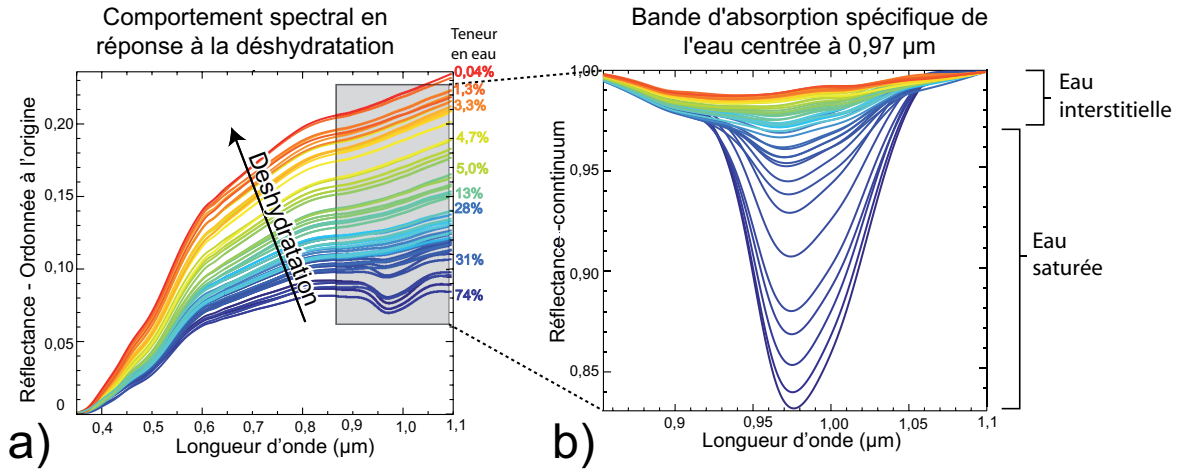


FIG. VI.1.3 – Évolution spectrale d'un sédiment sableux au cours de sa déshydratation. Le domaine de longueurs d'ondes sélectionné [0,4-1,035 μm] correspond au domaine de longueur d'onde choisi pour l'étude des données DAIS-7915 . La figure a) montre l'évolution de la pente spectrale au cours de la déshydratation après normalisation du premier canal. La figure b) illustre le comportement spectral de la bande d'absorption spécifique de l'eau centrée à 0,97 μm après retrait du continuum.

Par conséquent, l'ensemble de ces critères spectraux permet de prédire avec un bon niveau de confiance l'état saturé d'un sédiment. Un état saturé (*i.e.* eau + sédiment) diffère optiquement d'un état solide très humide (*i.e.* eau + air + sédiment), compte tenu des valeurs d'indices de réfraction des milieux respectifs. Comment se comporte spectralement le passage d'un milieu saturé liquide à un milieu solide très humide ? Il est difficile de définir une limite franche entre un état hydrique saturé et un état hydrique très humide. Néanmoins, nous sommes tout de même en mesure d'apporter quelques éléments d'informations sur les variations spectrales induites par les changement optiques du milieu suite à une modification de l'état hydrique du sédiment. Nos observations montrent que l'occurrence de la bande d'absorption centrée à 1,9 μm peut être considérée comme proxy de la transition entre le milieu saturée liquide et le milieu très humide solide. En effet, dès lors que la bande d'absorption centrée à 1,9 μm sort de son état de saturation (c'est-à-dire sans minimum local) pour atteindre un état d'absorption (c'est-à-dire avec un minimum local), les modifications spectrales coïncident visuellement au changement de l'état hydrique du sédiment (Figure VI.1.2 e). D'autre part, l'analyse des bandes d'absorptions spécifiques de l'eau montre que le changement d'état hydrique correspond à des valeurs précises des profondeurs de bande. Ce sont les profondeurs de bandes critiques. À chacune des bandes spécifiques de l'eau pourra être attribuée une profondeur de bande critique. Les valeurs respectives de chacune des bandes seront décroissantes des grandes longueurs d'ondes vers les courtes longueurs d'ondes. Prenons maintenant le cas particulier de la bande d'absorption caractéristique de l'eau centrée à 0,97 μm. Ce choix est guidé par le fait que nous avons volontairement restreint le domaine spectral

des données aéroportées DAIS aux courtes longueurs d'ondes [0,4-1,035 μm]. Les raisons de ce choix ont été expliquées dans le paragraphe précédent (c.f. paragraphe A)). Nous constatons que les fortes profondeurs de bande d'absorption de l'eau centrée à 0,97 μm peuvent être utilisées comme proxy de l'état de saturation, les valeurs plus faibles correspondent à un état "humide" (Figure VI.1.3 b). L'eau sera alors contenue dans les interstices du sédiment et nous parlerons d'eau interstitielle. Autrement dit, il existe une valeur critique pour laquelle la profondeur de bande peut être utilisée comme limite entre un état saturé et un état très humide. Cependant, malgré ces observations, il est encore difficile d'associer une teneur en eau précise à la valeur seuil de profondeur de bande. En outre, pour une même profondeur de bande critique, la teneur en eau peut varier d'un sédiment sableux à un sédiment argileux. Il est reconnu qu'un sédiment argileux présente une plus forte capacité de rétention qu'un sédiment sableux. Par conséquent, pour une même profondeur de bande, les teneurs en eau relatives aux argiles seront généralement plus élevées que celles des sables. C'est la raison pour laquelle il nous est difficile de fixer un seuil unique et systématique à l'ensemble des sédiments rencontrés en zone intertidale. L'usage des seuils doit donc être pris avec beaucoup de précautions.

c) Les formes d'eau dans les sédiments Voyons maintenant quelles sont les différentes formes prises par l'eau liquide dans un sédiment désormais considéré comme un milieu solide d'un point de vue optique (sédiment + eau + air). Nous distinguons quatre grands types d'eau en fonction de la taille des porosités : l'eau libre, l'eau capillaire, l'eau hygroscopique et l'eau d'hydratation.

L'eau libre Il s'agit de l'eau qui circule librement dans les interstices des sédiments. L'eau est individualisée dans les pores intergranulaires ou dans les inclusions fluides des minéraux. Sous l'effet de la gravité, l'eau peut percoler à travers les macroporosités et les fissures.

L'eau capillaire et l'eau liée Elles remplissent les pores capillaires. Les tailles des pores sont si petites qu'elles ne permettent plus à l'eau gravitaire de circuler. Les déplacements deviennent dans ce cas dépendants des lois de la capillarité. L'eau est aspirée par le haut par une force de succion, c'est l'ascension capillaire.

L'eau hygroscopique et l'eau d'hydratation L'eau hygroscopique est l'eau piégée ou adsorbée à la surface des pores. L'eau adsorbée constitue alors une très fine pellicule (d'épaisseur de l'ordre de quelques Å) de molécules "rangées" dans un ordre approximatif le long des surfaces cristalines. En général, les molécules ou les cristaux qui constituent les "éléments" minéraux des matériaux sont rarement neutres électriquement. La molécule d'eau présente des moments dipolaires (H_2O=H^++HO^-) dont les charges sont facilement capturées par les parois des pores sous forme de molécules de taille infiniment petites (Figure III.2.1). L'eau d'hydratation, encore appelée eau structurelle, est l'eau, encore plus microscopique, qui est incluse à l'intérieur des minéraux, comme c'est souvent le cas pour

les phyllosilicates (argiles). Les forces de tension sont telles que ces deux types d'eaux ne peuvent pas se mouvoir par des simples mécanismes physiques (*i.e.* évaporation, gravité). Est-il possible de différencier spectralement l'eau libre, liée, et hygroscopique en fonction de l'évolution hydrique ?

d) Réponses spectrales associés aux types d'eau contenus dans les sédiments

Réponse spectrale à l'hydratation d'un sédiment sablo-argileux Les mesures spectrales montrent qu'il est possible de distinguer les formes d'eau contenues dans un sédiment. En effet, nos observations permettent de montrer qu'à un état spectral correspond un état hydrique particulier. Le type d'eau conditionne fortement le nombre de bandes d'absorption de l'eau au sein d'un spectre de réflectance. Par conséquent, connaissant uniquement le nombre de bandes d'aborptions de l'eau, il nous est déjà possible de prédire le type d'eau contenue dans le sédiment (Tableau VI.1.1). Par contre, il nous est plus difficile de définir avec précision les limites entre les différents types d'eau.

Le schéma permettant la prédiction du type d'eau contenu dans les sédiment sablo-argileux à partir de l'occurrence des absorptions est le suivant :

- Si seules les bandes centrées à 0,97 et 1,2 μm apparaissent, alors nous rappelons que l'état hydrique est saturé.
- Si seules les bandes centrées à 0,97 ; 1,2 ; 1,45 et 1,79 μm apparaissent, nous savons qu'il s'agit également d'un état hydrique saturé.
- Si toutes les bandes d'hydratation sont représentées (0,97 ; 1,2 ; 1,45, 1,79 et 1,90 μm), alors le sédiment n'est certainement plus saturé en eau mais celle-ci se présente peut être sous la forme libre.
- Si toutes les bandes d'hydratatation sont présentes (0,97 ; 1,2 ; 1,45 ; 1,79 et 1,90 μm) mais si à ces bandes s'ajoute la bande caractéristique du groupement hydroxyle (OH) centrée à 2,2 μm, alors le type d'eau peut être libre ou lié. La concavité des bandes d'absorptions à 1,4 et 1,9 μm diminue progressivement au cours de la déshydratation.
- Si la bande centrée à 0,97 μm a totalement disparu mais que subsistent néanmoins les bandes 1,2 ; 1,45 ; 1,79 ; 1,90 et 2,2 μm, alors l'état hydrique est libre ou lié.
- Si à son tour la bande centrée à 1,2 μm a totalement disparu mais que les bandes subsistent à 1,45 ; 1,79 ; 1,90 et 2,2μm, alors l'état hydrique est lié, l'eau est en partie adsorbée aux grains.
- Si à son tour la bande centrée à 1,79 μm a totalement disparu, que les bandes centrées à 1,45 et 1,9 μm sont très peu prononcées et que la bande à 2,2 μm s'intensifie, mais que subsistent les bandes 1,45 ; 1,90 et 2,2μm, alors l'état hydrique est généralement sous sa forme hygroscopique.
- Si seules les bandes centrées sur 1,45 ; 1,90 et 2,2 μm sont représentées et que les profondeurs de bandes à 1,45 et 1,9 μm sont très faibles , alors le type d'eau est certainement sous la forme d'eau d'hydratation.

Le schéma décrit est simple pour notre interprétation qui se base à la fois sur les valeurs de teneur

TAB. VI.1.1 – Tableau représentant les absorptions spécifiques de l'eau (0,97 ; 1,2 ; 1,45 ; 1,79 et 1,90 μm) et hydroxyle (2,2 μm) pouvant être utilisées comme proxy de l'état hydrique des sédiments (eau saturée, eau libre, eau liée et eau structurelle). Le tableau synthétise également l'ordre d'apparition et de disparition des bandes d'absorption spécifique de l'eau. Les signes plus (+) et moins (−) indiquent respectivement l'apparition et la disparition de la bande en question.

	1	**2**	**3**	**4**	**5**	**6**
Bandes spécifiques de l'eau / État hydrique	0,97 µm $2\gamma_1+\gamma_3$	1,20 µm $\gamma_1+\gamma_2+\gamma_3$	1,40 µm $\gamma_1+\gamma_3$	1,79 µm $\gamma_2+\gamma_3$	1,90 µm $\gamma_2+\gamma_3$	2,20 µm γ_{OH}
Eau saturée	+	+	+ OU −	+ OU −	−	−
Eau saturée à libre	+	+	+ OU −	+ OU −	−	−
Eau libre	+	+	+	+	+	−
Eau libre à liée	− OU +	− OU +	+	+	+	+
Eau liée	−	− OU +	+	− OU +	+	+
Eau hygroscopique	−	−	+	−	+	+
Eau structurelle ou d'hydratation	−	−	− OU +	−	+	+

en eau et sur les modification spectrales majeures. Sa véracité est indubitable dans le cas d'un sédiment de composition sablo-argileux ou argilo-sableux. Or, il faut savoir que les sédiments de composition argilo-sableux et sablo-argileux sont certainement les plus abondants au niveau de la zone intertidale de la baie de Bourgneuf. Toutefois, il faut être prudent en présence ou en absence de nouveaux constituants.

Réponse spectrale à l'hydratation d'un sédiment sablo-argileux et carbonaté Le schéma décrit précédemment reste valable en présence de carbonates (*e.g.* tests de coquilles). La seule différence notoire durant la déshydratation est que l'apparition de la bande d'absorption signant les carbonates ($\sim$ 2,34 μm) est postérieure à celle de la bande hydroxyle (2,2 μm). La bande qui signe une composition carbonatée ne peut être détectée que lorsque l'eau se présente sous sa forme libre. La bande ne prend réellement forme que lorsque l'eau est sous sa forme liée. Toutefois, sachant que les micas (*e.g.* muscovite), peuvent être abondants dans certains sédiments et qu'ils présentent une absorption centrée à 2,35 μm voisine de celle des carbonates, il devient impossible d'identifier la minéralogie à partir du moment où l'eau se présente sous sa forme libre et même liée. En effet, il faut vraiment déshydrater à l'extrême pour pouvoir différencier la calcite de la muscovite par exemple. Si l'état hydrique contient entre 5 et 8 % d'eau, quel que soit le type de sédiment, il est fort probable que la bande d'absorption relative à la calcite (ou muscovite) n'apparaisse que sous la forme d'une inflexion.

Réponse spectrale à l'hydratation d'un sédiment sableux Dès lors que le sédiment est purement siliceux (*i.e.* sable purement quartzeux), l'évolution spectrale en réponse à l'hydratation est en partie identique à un sédiment sablo-argileux. La seule différence est que, quel que soit le niveau d'hydratation du sable, les spectres de réflectance ne présentent aucune des bandes d'absorption dans le domaine du SWIR2. Nous ne verrons donc pas apparaître la bande d'absorption typique des argiles centrée à 2,2 μm. Par conséquent, il devient encore plus difficile de déterminer le type d'eau dans la mesure où nous avons vu que la bande d'absorption centrée à 2,2 μm pouvait être utilisée comme proxy de l'eau liée, hygroscopique voire d'hydratation (*i.e.* structurelle). Notons que l'absence de cette bande s'applique uniquement à des sables bien cristallisés. En effet, il a été montré qu'en présence de silice amorphe (*e.g.* opale), les spectres de réflectance étaient également caractérisés par une bande d'absorption centrée à 2,2 μm (Si-OH). Bien que cette dernière vibre aux mêmes longueurs d'ondes que celle caractéristique des argiles de type Al-OH, elles peuvent tout de même être différenciées car l'absorption de la silice amorphe est sensiblement plus large que celle de l'argile. Il convient de souligner que, dans la nature, les sédiments purement siliceux sont rares. Ils sont souvent mélangés à d'autres minéraux, des minéraux d'altérations (des argiles), des minéraux primaires, des minéraux lourds, des carbonates. Parfois, les grains de quartz peuvent même être enrobés d'une patine d'altération souvent de type hématite (*e.g.* rubéfaction). Nous sommes en droit de nous poser la question suivante : quel est l'effet de la rubéfaction des sédiments sur la réponse spectrale durant l'hydratation ?

Réponse spectrale à l'hydratation d'un sédiment sableux rubéfié Un sable rubéfié présentera une patine d'altération à la surface des grains. Par conséquent, au sein des spectres de réflectance des sables rubéfiés apparaîtront des larges bandes d'absorptions dans le domaine de longueurs d'onde Vis-PIR typique des processus de transfert de charges des cations Fe^{2+} et Fe^{3+}. Donc, la bande d'absorption centrée à 0,97 μm ne peut pas être exploitée directement pour retracer le degré d'humidité dans la mesure où les larges bandes d'absorptions du fer chevauchent cette dernière. Cela signifie que dans la perspective d'une éventuelle analyse, il sera nécessaire de décomposer l'information relative au fer et à l'eau. Dans ce cas, le MGM, s'avérera un outil adapté. En effet, il peut être capable de déconvoluer en gaussiennes les bandes de l'eau et du fer et donc de séparer les informations. Toutefois, dans notre étude, la plupart de nos investigations (DRX, spectrales) ont montré que les échantillons collectés ne présentaient que rarement du fer d'altération. Seuls certains graviers sableux peuvent être affectés par des patines d'altération. Nous considérerons que l'ensemble des pixels des images DAIS et ROSIS ne sont spectralement pas affectés par les mécanismes de tranfert de charge du fer.

C) État hydrique des sédiments et évolution des bandes spectrales d'hydratation

Nous avons vu que l'état hydrique d'un sédiment pouvait être déduit directement grâce à l'occurrence des absorptions caractéristiques de l'eau et de leurs combinaisons. Ces caractéristiques spec-

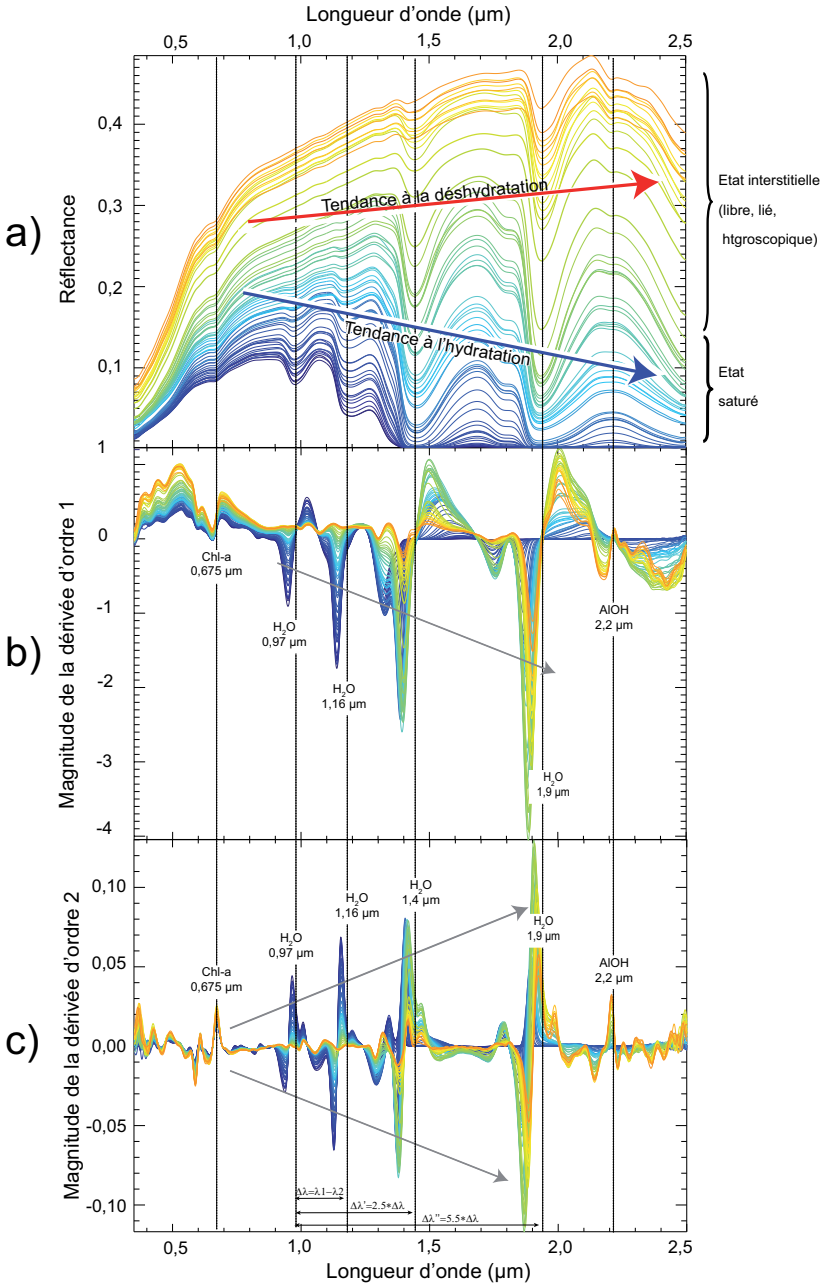


FIG. VI.1.4 – Évolution spectrale d'un sédiment sablo-vaseux au cours de la déshydratation (échantillon n°2 c.f. § Annexe A). Les figures b et c montrent respectivement les dérivées premières et secondes des spectres de réflectance (figure a). La combinaison spectrale des données de réflectance avec les dérivées offre une identification précise des bandes d'absorption. Les dérivées montrent clairement les variations sur les bandes d'absorption au cours de l'hydratation sur les minima locaux, les profondeurs de bandes (magnitudes) et sur le degré d'asymétrie.

trales ne sont pas les seuls critères pouvant faire l'objet de proxy de l'hydratation. En effet, une fois les bandes d'absorption présentes, leurs formes évoluent de manière significative selon le degré d'hydratation. Pour chaque étape de l'hydratation chacune des bandes d'absorption de l'eau présente des formes caractéristiques particulières. L'étude des formes peut être appréhendée par l'utilisation des paramètres d'absorptions tels que : l'aire, la profondeur de bande, la largeur à mi-hauteur (FWHM), l'asymétrie, voire même le coefficient d'aplatissement quand les absorptions sont saturées. C'est autant de paramètres de formes qui peuvent être corrélés aux teneurs en eau pour remonter à l'état hydrique.

Dans cette section, pour appréhender l'évolution spectrale des bandes d'absorptions de l'eau nous utiliserons le principe de dérivation spectrale (Figure VI.1.4). En effet, cette technique a pour avantage de s'affranchir du bruit de fond et donc d'être insensible aux variations d'albédo. Elle nous permet d'appréhender les variations spectrales uniquement sur les bandes d'absorption indépendamment de la forme globale du spectre.

La figure VI.1.4 illustre l'évolution spectrale des bandes d'hydratation. Globalement, plus un sédiment est sec, plus les profondeurs des bandes sont faibles, plus les largeurs à mi-hauteur sont faibles et plus le degré d'asymétrie est petit. Les dérivées premières et secondes des spectres de réflectance (VI.1.4, b, c) montrent clairement que, durant la déshydratation du sédiment, les minima locaux des bandes d'absorptions varient. Nous remarquerons que les bandes d'absorptions centrées à 1,4 et 1,9 μm sont parmi les plus affectées par les décalages spectraux (Figure VI.1.5). La position centrale des pics des dérivées se déplace préférentiellement vers les courtes longueurs d'ondes au cours de la déshydratation. Le degré d'asymétrie est prononcé vers les grandes longueurs d'ondes (à droite des minima locaux).

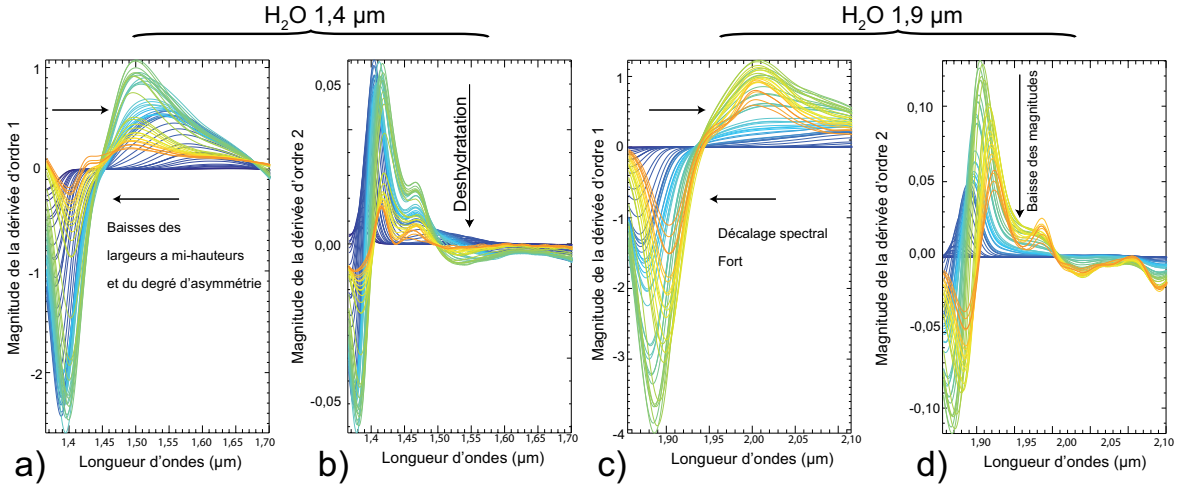


FIG. VI.1.5 – Évolution spectrale des bandes d'absorption spécifiques de l'eau d'un sédiment sablo-vaseux au cours de la déshydratation (échantillon n°2 c.f. § Annexe A). Les figures a et b montrent respectivement les dérivées premières et secondes de l'absorption centrée à 1,4 μm. Les figures c et d montrent respectivement les dérivées premières et secondes de l'absorption centrée à 1,9 μm.

En revanche, la bande d'absorption centrée à 0,97 et 1,2 μm montre une évolution moins complexe. En effet, elle est plus symétrique et le décalage spectral des minima locaux est relativement plus faible (Figure VI.1.6). La magnitude des pics diminue au cours de la déshydratation conjointement avec la profondeur de bande.

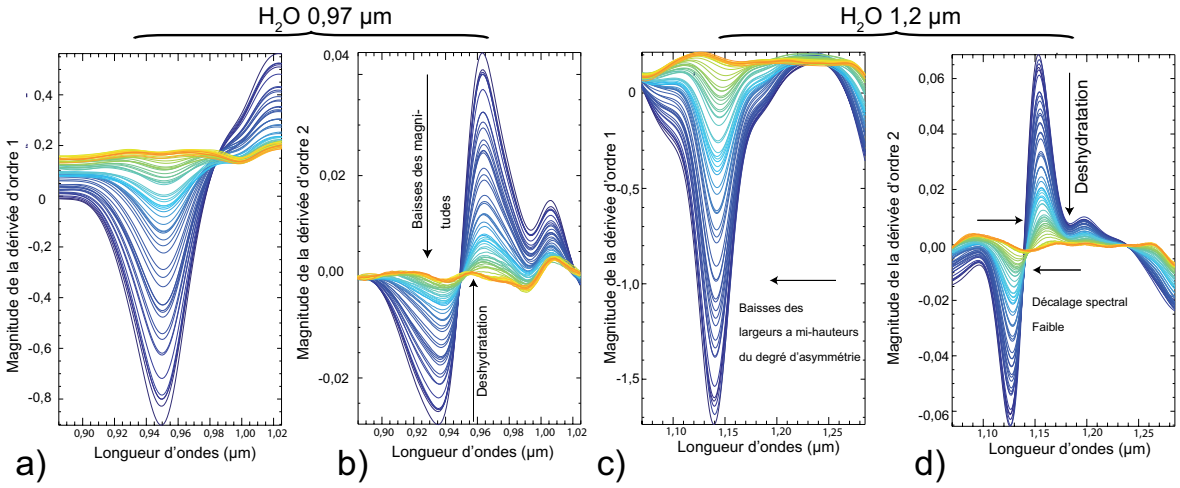


FIG. VI.1.6 – Évolution spectrale des bandes d'absorption spécifiques de l'eau d'un sédiment sablo-vaseux au cours de la déshydratation (échantillon n°2 c.f. § Annexe A). Les figures a et b montrent respectivement les dérivées premières et secondes de l'absorption centrée à 0,97 μm. Les figures c et d montrent respectivement les dérivées premières et secondes de l'absorption centrée à 1,2 μm.

Comparons désormais les profondeurs relatives des bandes d'absorptions les unes aux autres. La Figure VI.1.4 c, montre que plus la position des bandes d'hydratation est proche de la vibration fondamentale centrée sur 2,8 μm, plus les profondeurs relatives des harmoniques sont importantes.

Une fois les sédiments séchés à l'extrême, les propriétés spectrales résultantes ne sont plus fonction des variations en eau mais deviennent inhérentes à la rugosité, la taille des particules et des agrégats, du type de minéraux, de la composition (pigments, sels) et du contenu en matière organique. Nous remarquerons que malgré un séchage intense, certaines bandes d'absorptions spécifiques de l'eau persistent (Figure VI.1.7). Il s'agit des bandes à 1,4 et 1,9 μm. Dans ce cas, elles ne signent plus l'hydratation des sédiments mais la minéralogie des minéraux hydratés (ici les argiles). Effectivement, ces bandes sont reconnues comme résultant de la combinaison entre les vibrations moléculaires de l'eau (H_2O) et les vibrations des groupements hydroxyles (OH). A ce stade de l'évolution hydrique, nous pouvons parler d'eau hygroscopique. Durant la déshydratation, les bandes d'absorptions des minéraux observés dans le domaine du SWIR2 suivent une évolution contraire à celle de l'eau. Plus les bandes d'hydratation disparaissent, plus les bandes d'absorption des minéraux se prononcent. Il en résulte des conséquences majeures sur la détection des minéraux.

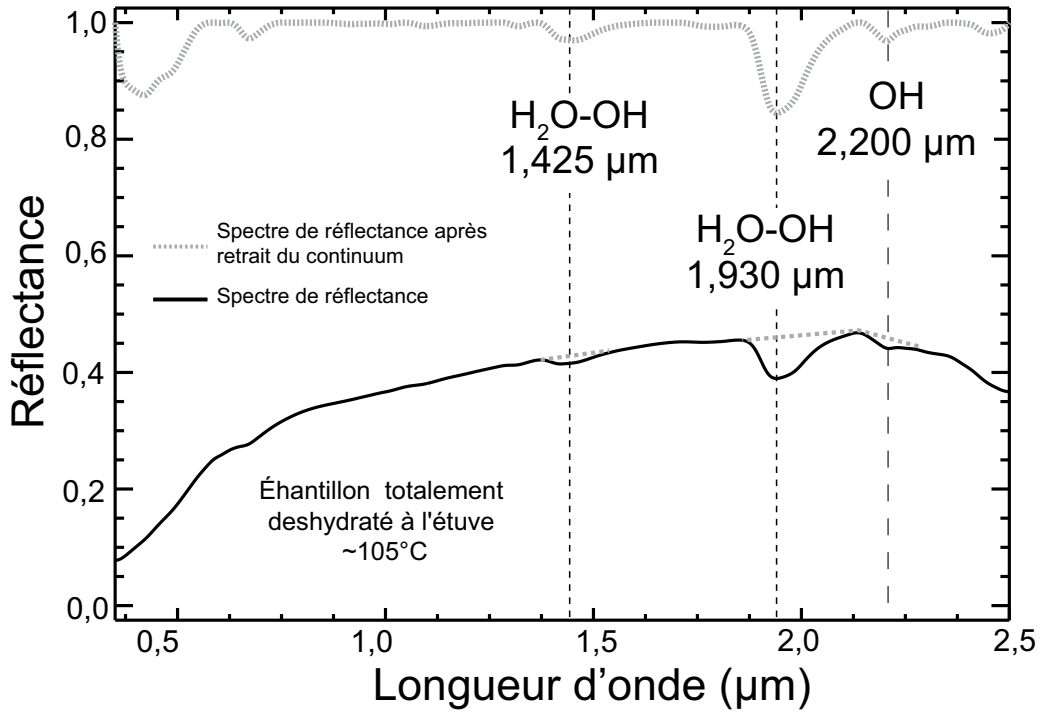


FIG. VI.1.7 – Caractérisation spectrale d'un sédiment sablo-argileux largement déshydraté après un long passage à l'étuve à $\sim 105°C$. Les bandes d'absorption localisées à 1,4, 1,9 et 2,2 μm signent l'eau structurelle contenue dans les feuillets des argiles et donc la minéralogie des minéraux hydratés.

D) Limite de détectabilité des sols

Il est primordial de comprendre les effets causés par l'hydratation d'un sol ou d'un sédiment sur les valeurs spectrales. Nos mesures ont permis de confirmer que l'eau exerce un contrôle sur l'apparition des bandes d'absorption des minéraux. Nous avons également montré que l'eau limite sérieusement la détection des constituants. Passé un certain seuil d'hydratation, il devient impossible de caractériser la composition du sédiment ($CaCO_3$, Al-OH). Les valeurs de seuils sont elles-même fonction de la composition des matériaux, ce qui rend les analyses sur les grandes familles de sédiment difficilement généralisables. Ces propriétés ont des conséquences majeures quand il s'agit de cartographier les sédiments à partir d'une image hyperspectrale. Nous parlerons ici de limite de détectabilité des minéraux. Lorsque les sédiments sont saturés en eau, il est impossible de détecter la minéralogie. Même constat avec de l'eau sous sa forme libre. Il est encore moins envisageable de quantifier les constituants à ce stade de l'évolution hydrique. Il faut attendre que l'eau des sédiments soit sous sa forme libre (5 à 8 % d'eau) pour que les bandes d'absorption des argiles puissent être détectées. Mais il demeure encore difficile de distinguer certains autres constituants comme les carbonates ou les micas (Figure VI.1.8). Quand les sédiments sont vraiment secs ($<$ à 5 %) les minéraux deviennent identifiables et directement quantifiables, par exemple en utilisant les profondeurs ou les aires des bandes d'absorptions. Autre-

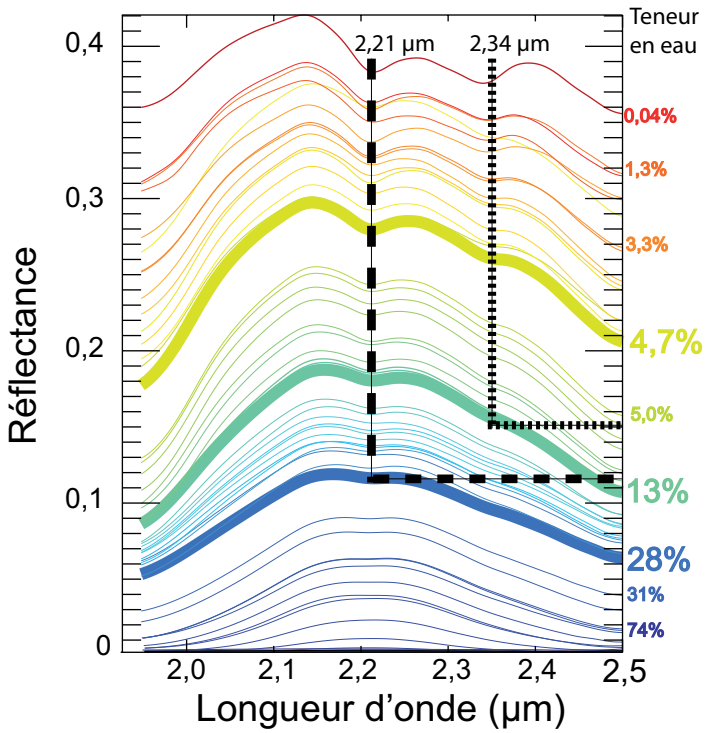


FIG. VI.1.8 – Limite de détectabilité des sédiments argileux et carbonatés dans le SWIR2. La figure illustre la réponse spectrale d'un sédiment durant la déshydration dans le domaine du SWIR2 et les teneurs en eau critiques à partir desquelles commencent à apparaître les bandes d'absorptions des argiles (Al-OH) à 2,2 μm et des carbonates ($CaCO_3$) à $\sim$ 2,34 μm.

ment dit, ces observations impliquent des conséquences majeures dès lors qu'il s'agit de quantifier et cartographier les éventuels minéraux directement à partir de l'analyse des bandes d'absorptions pour chaque pixel d'une image acquise en milieu littoral ou en milieu humide au sens large. Si tel était le cas, toute analyse devrait systématiquement être précédée d'une estimation de la teneur en eau pour chaque pixel de l'image. Ce n'est qu'après avoir estimé le degré d'humidité que des coefficients correcteurs en chaque pixel pourront servir à étalonner les profondeurs de bandes relatives aux minéraux.

VI.1.1.2 Effets de l'eau sur les principaux constituants biologiques

L'eau affecte la forme générale des spectres de réflectance dans le domaine de longueur d'onde du Vis-PIR, domaine où se manifestent également les absorptions spécifiques des pigments des végétaux. Toutefois, contrairement aux minéraux, même à l'état saturé, la bande d'absorption de la chlorophylle-a peut facilement être détectée (c.f. Figures VI.1.2 a et VI.1.4). Bien sûr, cette détection n'est possible que si la tranche d'eau qui recouvre les sédiments n'est pas trop épaisse et non turbide.

VI.1.1.3 Les effets de la rugosité et de la porosité sur le comportement spectral

A) Le transfert de l'eau durant la déshydratation des sédiments et ses conséquences sur l'agencement des particules

Durant la phase de dessication des matériaux mis à l'étuve, nous avons constaté que les spectres de réflectance acquis avant séchage (état initial d'origine et sec) et après déshydration (état final et sec) étaient différents. Bien que les compositions minéralogiques soient restées inchangées durant le processus de déshydratation, et que les teneurs en eau entre l'état initial et final soient considérées comme équivalentes, c'est-à-dire pratiquement nulles, les spectres de réflectance montrent cependant des contrastes de réflectivité relativement importants (Figure VI.1.9 a, zone grisée). Plus précisement, entre l'état final et l'état initial, la forme globale du spectre n'est pas modifiée, ce qui change, c'est essentiellement leur niveau de réflectivité respectif. Les niveaux de réflectivité des matériaux secs qui ont subi la déshydratation sont plus élevés que leurs "homologues" qui eux, n'ont pas subi de séchage à l'étuve mais sont également secs. De plus, il semblerait que le contraste spectral (zones grisées figure VI.1.9) soit fonction de la composition des matériaux. Les niveaux de réflectivité sont plus contrastés pour les matériaux sableux et de nature siliceuse ($\sim$30%) que pour les matériaux fins et de nature argileuse [5-15 %]. Par conséquent, nous sommes en droit de nous poser la question suivante : quelle est la cause d'une telle variation du niveau de réflectivité pour des échantillons de compositions rigoureusement identiques et totalement déshydratés ?

B) Évapo-ascension capillaire

Les différences de réflectivités observées entre l'état initial et l'état final des matériaux et les contrastes d'intensités (fonction de la nature des matériaux) sont interprêtés comme étant le résultat d'un mécanisme physique : l'évapo-ascension capillaire. Ce dernier aurait pour effet de réarranger la structure des sédiments au cours de l'hydratation. Le réarrangement des particules a pour principale conséquence de réduire la porosité et la rugosité de surface. Bien que ce réarrangement texturel soit peu perceptible à l'oeil nu, les mesures radiométriques reflètent largement ces modifications de texture (Figure VI.1.9). Donc, les changements de textures s'expliqueraient principalement par le phénomène d'évapo-ascension capillaire. Au cours de leurs passages à l'étuve, l'évaporation de l'eau serait compensée par le mécanisme de capillarité qui remonte les eaux des sédiments sous-jacents. Ce mécanisme assure le renouvellement des eaux intersticielles à l'interface air/sédiment, en fonction du stock d'eau disponible. Ce mécanisme pourtant simple a deux conséquences majeures :

- la première est le réarrangement de la structure du sédiment, une compaction rapide des sédiments par aspiration et évaporation de l'eau capillaire ;
- la seconde est le renouvellement des eaux intersticielles en surface.

a) Réarrangement de la structure du sédiment Sous l'effet de la succion, les sédiments se tassent, le volume des pores diminue, et la rugosité de surface est par la même occasion relativement aplanie. Par conséquent, le trajet optique moyen du rayonnement au sein des particules entre l'état initial et l'état final n'est plus le même ; il est écourté. Ces effets sont nettement visibles sur les spectres de réflectance et expliquent les contrastes spectraux observés. En résumé, le contraste spectral est provoqué par le tassement et les valeurs de réflectance sont corrélées à la porosité des sédiments.

b) Porosité du sédiment La porosité et la perméabilité sont deux facteurs qui influencent l'état hydrique des sédiments ; elles dépendent de la composition du sédiment. D'une manière globale, plus la porosité est importante, plus le sédiment peut se gorger d'eau, c'est la capacité d'absorption. Plus la perméabilité est forte, plus la capacité du sédiment à laisser transiter l'eau est importante. Ainsi

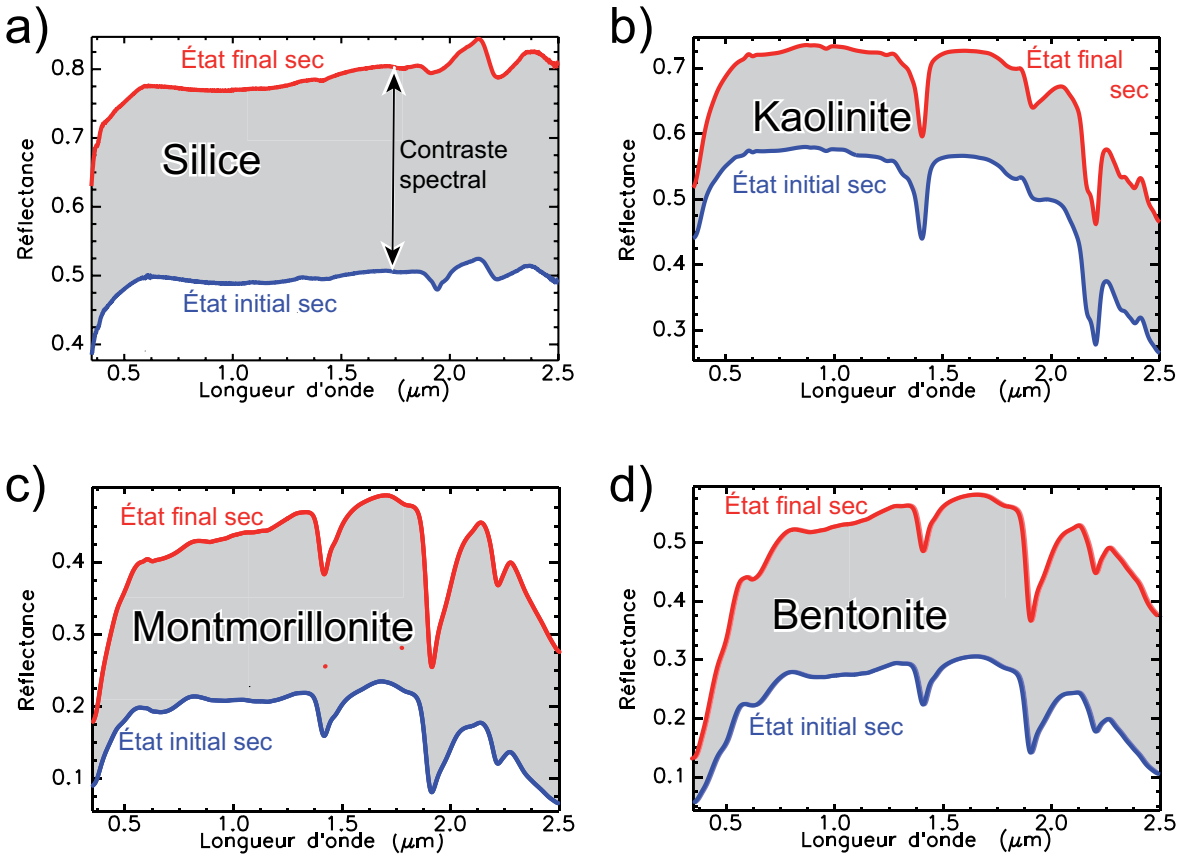


FIG. VI.1.9 – Spectres de réflectance illustrant le contraste spectral associé au phénomène de réarrangement des particules au sein des matériaux à la suite de leur déshydratation. Les spectres sont représentés à l'état initial (avant déshydratation) et à l'état final (après déshydratation). Les formes spectrales ne changent pas, seuls leurs niveaux de réflectivité varient. Le fort niveau de réflectivité des spectres à l'état final est dû à une diminution de la rugosité et à une baisse de la porosité au cours de la déshydratation. a) poudre de silice hyperfine, b) argile de type kaolinite, c) argile de type montmorillonite, d) argile de type bentonite.

un sable poreux et perméable laisse passer l'eau mais ne la retient pas. Une argile poreuse imperméable la retient. Pour contraindre avec plus de précision comment la porosité influence la réponse spectrale, il devrait être intéressant de calculer précisément les porosités grâce aux profils de résistivité (Wheatcroft, 2002) et ainsi les comparer aux mesures des spectres de réflectances. Le mécanisme d'évapo-ascension capillaire assure le renouvellement du stock d'eau disponible à la surface de l'échantillon et participe activement à la diminution de sa porosité. Il ne serait pas surprenant de constater une relation entre la porosité et l'état hydrique du sédiment, le tout contrôlé par le mécanisme d'évapo-ascension capillaire.

C) La capacité au champ des sédiments

La capacité au champ désigne l'état d'humidité dans lequel le sédiment apparaît après ressuyage. Après déshydratation des sédiments à l'étuve, il reste toujours de l'eau retenue dans les microporosités, sous la forme d'eau adsorbée aux particules ou encore sous la forme d'eau hygroscopique. C'est la raison pour laquelle nous constatons que certaines bandes d'absorptions typiques de l'hydratation subsistent au sein des spectres de réflectance, même après une déshydratation poussée. Plus les sédiments présenteront des structures fines, plus la capacité au champ sera importante. C'est particulièrement le cas pour les roches sédimentaires de nature argileuse (Fischer et al., 1998). En résumé, après déshydratation totale, l'eau qui reste emprisonnée dans les microporosités ou dans les structures minérales reflète à la fois la composition du matériau et sa structure.

Le transfert d'eau de la vasière dépend de deux paramètres : l'état hydrique des sédiments par lequel transite le flux liquide et les apports en eaux (écoulement, ruissellement, stagnation), qui, par leur importance et leur intensité, peuvent être plus ou moins absorbés par les sédiments. Nous avons vu qu'à partir des spectres de réflectance, il était possible de caractériser les états hydriques des sédiments. Dans le but de quantifier la teneur en eau de la zone intertidale, deux approches méthodologiques sont menées en parallèle. La première consiste à caractériser l'état hydrique et quantifier la teneur en eau des matériaux à partir des analyses spectrales conduites en laboratoire sur les échantillons. La seconde à extrapoler les informations obtenues en laboratoire aux traitements des images hyperspectrales. Une fois ces étapes réalisées, il pourra être envisagé d'interpréter les relations éventuelles entre le réseau hydrographique et l'état hydrique des sédiments en fonction de leurs réponses spectrales. Comment quantifier la teneur en eau à partir de nos mesures ?

VI.1.1.4 Quantification de la teneur en eau par MGMA

A) Intérêt de la méthode

En laboratoire, il est d'usage d'utiliser les harmoniques des absorptions, pour quantifier l'eau (Liu et al., 2002; Lobell et Asner, 2002). Certaines études utilisent les bandes d'absorptions spécifiques de l'eau pour établir une cartographie de leur teneur. Cependant, l'énergie lumineuse est absorbée par

l'eau atmosphérique, interdisant le traitement sur une image hyperspectrale de plusieurs des bandes spécifiques de l'eau liquide. C'est pourquoi, afin d'estimer le contenu en eau à partir des images hyperspectrales indépendamment des effets atmosphériques, il devient nécessaire d'utiliser des méthodes plus robustes qui permettent d'extraire directement la teneur en eau à partir des pixels de l'image. Dans cette optique, nous proposons une nouvelle approche basée sur le Modèle Gaussien Modifié Automatique (MGMA). Le principe est le suivant : nous avons vu que l'eau influençait à la fois la forme globale du spectre de réflectance (le continuum) et les bandes d'absorption de l'eau. Le MGMA offre l'opportunité d'accéder à ces informations. Chacun des spectres de l'image peut être déconvolué par une somme entre les bandes d'absorptions (les gaussiennes) et un continuum modélisé (continuum MGM). Un premier intérêt du MGMA est que cet outil permet de prendre en compte les effets des constituants sur l'estimation des bandes d'absorptions. Par exemple, si au cours de l'hydratation, une absorption venait s'ajouter au système (le sédiment), alors ses effets sur le spectre de réflectance seraient modélisés par l'ajout d'une ou plusieurs gaussiennes supplémentaires. Autrement dit, le MGMA permet de retracer l'évolution spectrale de chacune des bandes d'absorption de l'eau au cours de la déshydratation et donc de comprendre les éventuelles relations qui lient les gaussiennes de l'eau entre elles.

Concernant l'influence de l'eau sur le comportement spectral du continuum de réflectance, le MGMA permet également d'appréhender son évolution au cours de la déshydratation. En outre, si le continuum présente une réponse spectrale à l'hydratation caractéristique, il devient possible de quantifier la teneur en eau directement à partir de celui-ci. Par conséquent, dès lors qu'il s'agit de cartographier la teneur en eau à partir d'une image hyperspectrale, nous proposons d'utiliser l'approche originale consistant à exploiter le continuum de type MGMA. Cette méthode s'avèrerait très intéressante dans la mesure où le continuum est certainement moins dépendant des effets atmosphériques que ne le sont les bandes d'absorptions. Par cette méthode, il deviendrait donc possible de quantifier l'eau directement d'une scène indépendamment des effets atmosphériques résiduels.

B) Principe de la méthode

Le but de l'approche est de pouvoir extraire directement du spectre de réflectance la teneur en eau. Dans cet esprit, nous avons décidé de corréler les paramètres spectraux de sortie de MGMA avec les teneurs en eau calculées au préalable suite à nos expérimentations. Les paramètres spectraux en sorties du MGMA sont les suivants : les paramètres des gaussiennes spécifiques de l'eau (Profondeur des gaussiennes, FWHM, aire) et les paramètres du continuum MGM (pente et ordonnée à l'origine).

Les mesures de réflectance acquises en environnement contrôlé servent de bases pour extraire les paramètres sédimentaires à chaque pixel de l'image. Leurs relations sont directement élaborées grâce aux paramètres de sortie du MGMA couplé à des modèles de régressions statistiques. Une fois la validité des relations prouvée, elles pourront être extrapolées aux images hyperspectrales DAIS 7915 ou

ROSIS. À des fins de comparaison, il convient de réduire les dimensions spectrales des données expérimentales acquises au moyen de l'ASD aux données issues des images aéroportées. C'est pourquoi, dans les sections qui suivront, parfois nous "dégraderons" volontairement la résolution spectrale des mesures acquises en laboratoire (*i.e.* [0,4-2,5 μm] avec un pas de $\sim$ 1 μm) à celle des données DAIS 7915 ([0,4-1,035 μm] avec un pas de $\sim$ 15 μm) et ROSIS ([0,43-0,8 μm] avec un pas de $\sim$ 2 μm). Au final, les résultats des analyses par MGMA combineront ainsi plusieurs jeux de données acquis à différentes résolutions spectrales (ASD, DAIS 7915, ROSIS) et spatiales. Elles devraient permettre d'appréhender les effets de la résolution (spatiale et spectrale) sur la capacité du MGMA à extraire les paramètres bio-géophysiques.

C) Teneur en eau et paramètres des gaussiennes spécifiques de l'eau

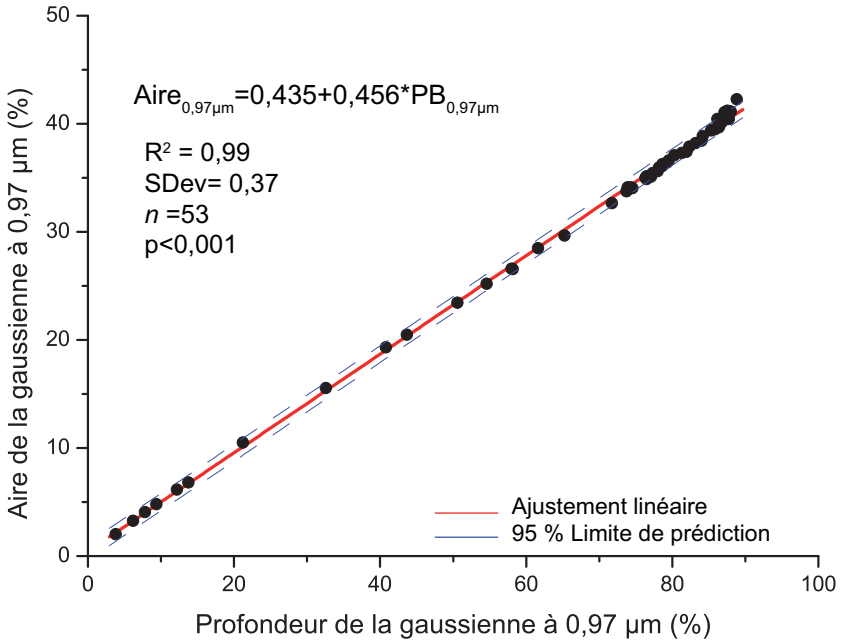


FIG. VI.1.10 – Relation entre la profondeur de bande des gaussiennes centrées à 0,97 μm avec son aire au cours de la déshydratation. La valeur associée au R^2 correspond au coefficient de détermination, et n le nombre de mesure spectrale

a) Choix des paramètres d'absorption La figure VI.1.10 illustre la relation entre la profondeur de bande des gaussiennes centrées à 0,97 μm et son aire au cours de la déshydratation. Il existe une relation très étroite entre les deux paramètres de bande : l'ensemble des points s'aligne sur une droite (R^2=0,99 avec n=53) correpond au coefficient de détermination, et n le nombre de mesure spectrale. Cela n'est pas surprenant dans la mesure où cette relation est une conséquence inhérente au modèle MGMA. Les gaussiennes sont symétriques dans le domaine des longueurs d'onde. L'aire de la gaussienne est calculée par intégration des profondeurs en fonction de la largeur à mi-hauteur (FWHM).

Par conséquent, nous en déduisons que l'aire ou la profondeur des gaussiennes peuvent, au même titre, être utilisées pour caractériser le comportement spectral des absorptions en fonction de la déshydratation. Dans cette partie, nous utiliserons par commodité la profondeur de la gaussienne que nous assimilerons à une profondeur de bande. Mais comment se comportent les profondeurs de bandes au cours de la déshydratation ?

b) Évolution hydrique et réponse spectrale des absorptions Dans cette section, nous allons étudier les relations entre les profondeurs de la bande centrée à 0,97 μm et les teneurs en eau associées sur des sédiments représentatifs de la slikke, à la fois des sédiments de taille moyenne fine (vaseux) et des sédiments de taille moyenne plus grossière (sablo-vaseux). Nous nous intéresserons particulièrement à l'absorption spécifique de l'eau centrée à 0,97 μm dans la mesure où elle constitue l'unique bande pouvant être exploitée à partir des données DAIS 7915. La gamme de longueurs d'ondes des données ROSIS étant plus restreinte que celle des données DAIS 7915, elle n'offre donc pas l'opportunité d'extraire la teneur en eau par l'analyse des bandes d'absorption.

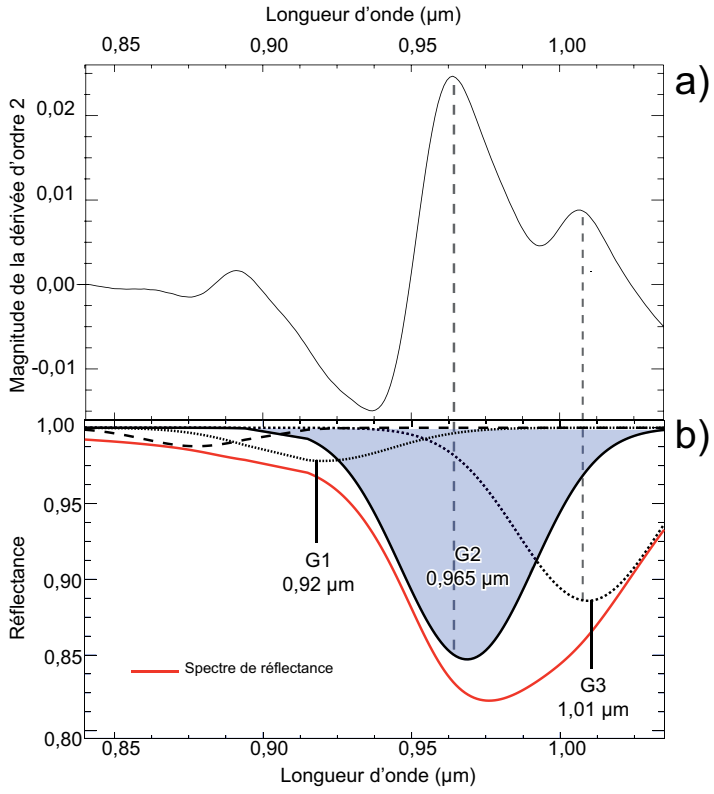


FIG. VI.1.11 – Exemple de déconvolution par MGMA d'un spectre de réflectance DAIS 7915. La figure a) correspond à la dérivée seconde du spectre de réflectance pour une gamme de longueurs d'ondes [0,835-1,035 μm]. Le nombre de pics indique le nombre de gaussiennes possibles pour modéliser l'absorption de l'eau. La figure b) représente le nombre de gaussiennes modifiées nécessaires (4) pour modéliser la forme du spectre dans une gamme de longueurs d'ondes [0,835-1,035 μm].

La figure (VI.1.11) montre que trois gaussiennes (G1, G2, G3) sont nécessaires pour déconvoluer le spectre de réflectance DAIS d'un sédiment très humide comme l'atteste la dérivée seconde du spectre. Seule la gaussienne G2 centrée à $\sim$ 0,97 μm a été retenue pour mener à bien nos analyses. La gaussienne G1 servirait à prendre en compte les effets atmosphériques. La gaussienne G3 sert à améliorer l'ajustement.

Cas de sédiments de taille moyenne grossière La figure VI.1.12 représente l'évolution de la profondeur de bande d'absorption de l'eau en fonction de la teneur en eau. Nous constatons qu'il est possible de décomposer les données en plusieurs segments, à raison de deux à trois selon l'appréciation de l'opérateur. Cela signifie clairement que le comportement spectral des absorptions n'évolue pas de manière linéaire au cours de la déshydratation. Il existe des phases de déshydratation où les paramètres spectraux vont varier brusquement et des phases où les variations spectrales seront légèrement moins prononcées. Ces variations spectrales ont largement été remarquées à travers les résultats acquis en laboratoire. Nous proposons d'expliquer les variations spectrales résultantes en formes de segments par l'hypothèse suivante : les textures inhérentes aux sédiments contrôleraient les réponses spectrales observées et seraient liées avec les différentes formes d'eau contenues dans les sédiments (l'eau libre, l'eau capillaire, l'eau hygroscopique et l'eau d'hydratation). En effet, la texture contrôle plus ou moins la capacité qu'a un sédiment à laisser évaporer son eau ou au contraire la retenir. Par exemple, la texture d'un sédiments sableux permet à l'eau de s'évaporer dans un premier temps facilement. L'eau qui part en premier est qualifiée d'eau libre. En revanche, compte tenu des fortes charges électrostatiques entre les molécules d'eau et la surfaces des grains, l'eau s'évapore plus difficilement. Il s'agit de l'eau hygroscopique et de l'eau structurelle. Bien sûr, la capacité d'évaporation ou de rétention d'eau d'un sédiment est fonction du stock d'eau disponible. Le signal mesuré par le spectroradiomètre correspond en grande partie à la pellicule superficielle du matériau. Par conséquent, tant que l'ascension capillaire apporte de l'eau à sa surface, la distribution hydrique reste inchangée, les variations spectrales seront modérées. Par contre, quand le stock d'eau disponible ne suffit plus à alimenter pleinement la surface de l'échantillon, visiblement l'échantillon commence à sécher, d'abord en bordure du cristallisoir, puis vers le centre. Par conséquent, les distributions hydriques de surfaces laissent apparaître des mélanges entre les surfaces de sédiments secs et les surfaces de sédiments humides. Ce mélange se caractérisera par des modifications brutales au niveau des spectres de réflectance. Ces modifications pourraient aussi être à l'origine des segments observés.

Chacun des segments a fait l'objet d'une régression statistique. Nous avons ainsi modélisé les relations entre la teneur en eau et la profondeur de bande pour chaque état hydrique du sédiment, en l'occurrence, l'eau saturée, l'eau libre à liée et l'eau liée à hygroscopique. Autrement dit, les modèles de régression offrent l'opportunité de prédire la teneur en eau de chaque pixel de l'image connaissant sa profondeur de bande mais également de prédire l'état hydrique relatif aux pixels. La figure VI.1.12 montre que dans le cas de sédiment sableux la teneur en eau critique délimitant l'eau saturée de l'eau

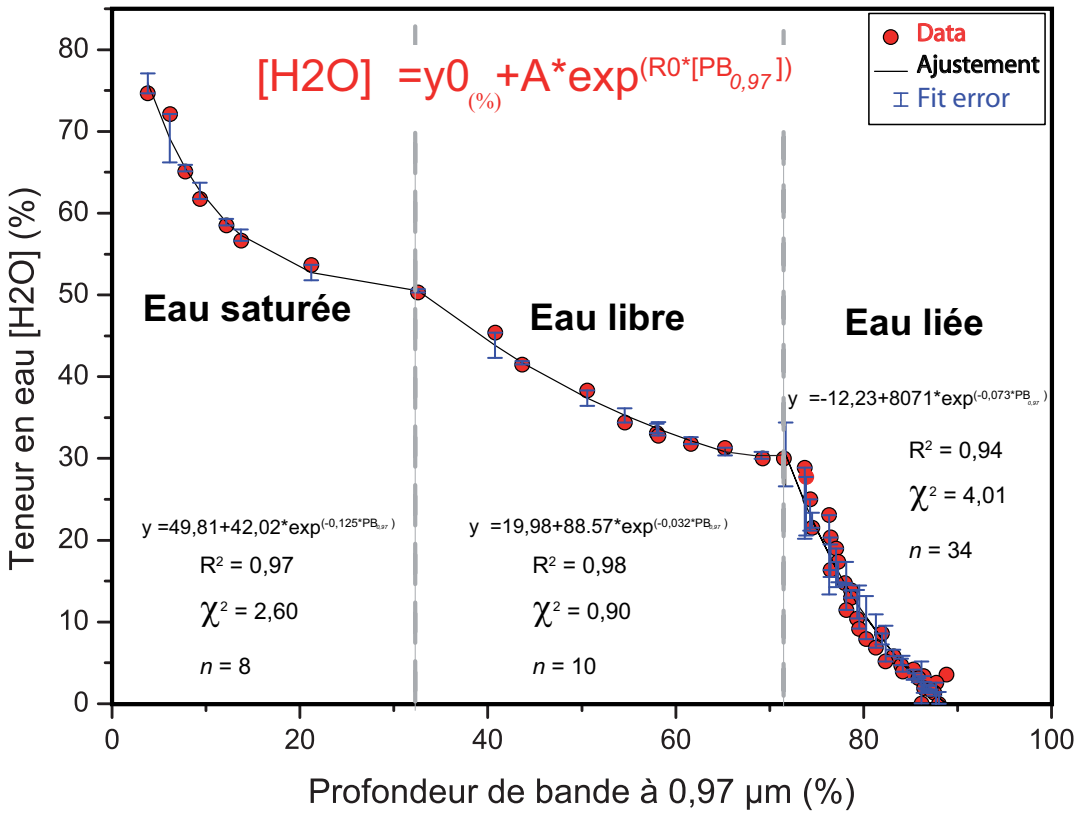


FIG. VI.1.12 – Loi de régression de type exponentielle permettant l'estimation de la teneur en eau à partir des profondeurs de la bande d'absorption centrée à 0,97 μm dans le cas de sédiments sablo-vaseux (échantillon n°1 c.f. § Annexe A). La profondeur de bande d'absorption est la profondeur de la gaussienne modélisée par MGMA. La valeur associée au R^2 correspond au coefficient de détermination (R^2_{sature}=0,97 ; R^2_{libre}=0,90R^2_{lie}=0,94).

libre est de $\sim$ 55%. La teneur en eau critique délimitant l'eau libre de l'eau supposée liée est de $\sim$ 28 $\pm$ 4 %. Compte tenu des incertitudes expérimentales, cette dernière est relativement en accord avec les valeurs critiques proposées par l'étude de Liu et al. (2002) qui était de l'ordre de 20 %.

Cas de sédiments de taille moyenne fine Nous avons entrepris la même démarche, sur des sédiments vaseux (de granulométrie moyenne fine). Nous constatons que l'évolution de la profondeur de bande de l'absorption à 0,97 μm ne suit pas le même schéma que pour des sédiments sablo-vaseux (Figure VI.1.13). Un modèle de régression exponentielle entre la profondeur de bande et la teneur en eau a donc été choisi. Nous constatons qu'elle présente deux étapes majeures (Figure VI.1.13) contre trois dans le cas d'un sédiment sablo-vaseux (c.f.VI.1.12). Quelle est la raison permettant d'expliquer les différences de comportement spectral observées durant la déshydratation entre un sédiment vaseux et un sédiment sablo-vaseux ?

Comme les sédiments vaseux et sablo-vaseux ont à peu près les mêmes compositions, la différence réside essentiellement dans leurs textures, c'est-à-dire leur granulométrie. L'hypothèse suggérée pré-

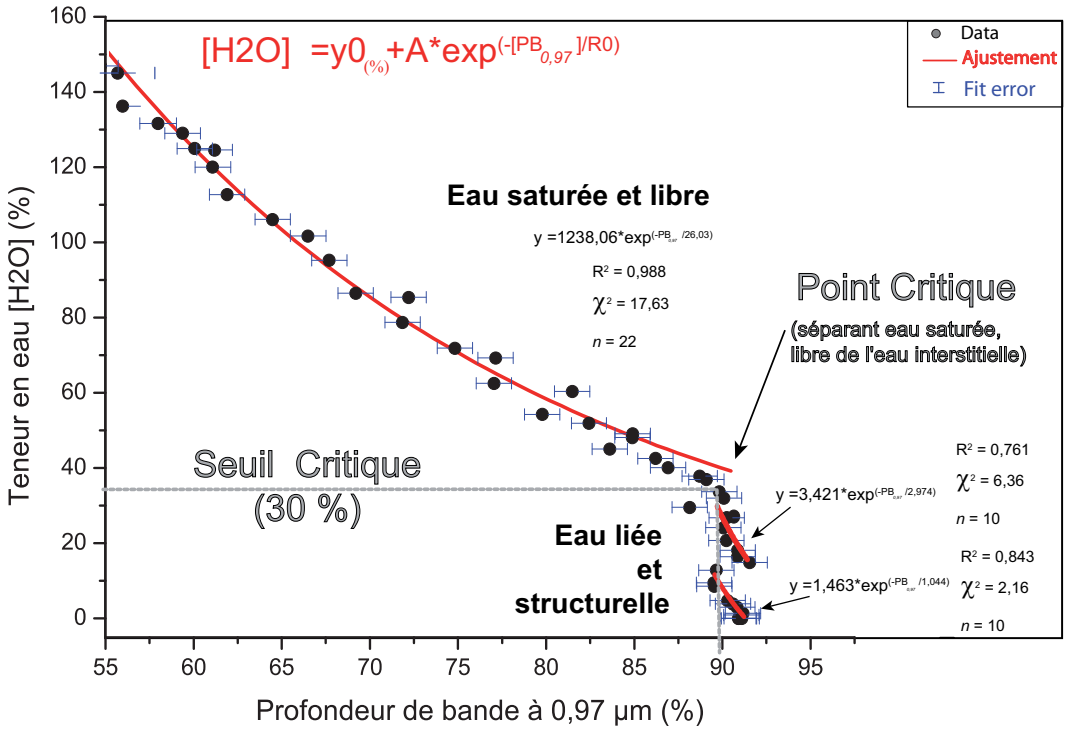


FIG. VI.1.13 – Loi de régression de type exponentielle permettant l'estimation de la teneur en eau à partir des profondeurs de la bande d'absorption spécifique de l'eau centrée à 0,97 μm dans le cas de sédiment fins-vaseux (échantillon n°4 c.f. § Annexe A). La profondeur de bande d'absorption est la profondeur de la gaussienne modélisée par MGMA. Avec R^2_{sature}=0,988 ; R^2_{libre}=0,761R^2_{lie}=0,843.

cédement semble être encore une fois vérifiée. La texture conditionne la capacité du sédiment à laisser traverser les fluides qui se trouvent dans les pores, c'est la perméabilité du sédiment. En effet, l'agencement des particules de sables permet facilement à l'eau de circuler dans les interstices et les pores du sédiment. Les sables possèdent une forte perméabilité, c'est la raison pour laquelle les sédiments sableux présentent un état hydrique supplémentaire aux sédiment vaseux. Il s'agit de l'état hydrique : eau libre. Les sédiments vaseux, quant à eux, bien que très poreux, sont faiblement perméables et possèdent une très forte capacité de rétention de l'eau. C'est la raison pour laquelle ils voient leur état hydrique saturé passer directement à celui d'eau liée et/ou hygroscopique durant la déshydratation. Ils n'y a pas ou peu d'eau libre. Par conséquent, ce résultat permet de confirmer que les segments précédement décrits doivent leur origine aux différents états hydriques des sédiments (*i.e.* saturé, libre, lié). Ce résultat est d'une grande importance car il nous permet d'affirmer avec un bon niveau de confiance que les paramètres de sortie du MGMA (ici les absorptions) peuvent être interprétés pour retracer l'état hydrique des sédiments et prédire les teneurs en eau. *a fortiori*, comme le MGMA est capable de prédire l'état hydrique, sachant que ces deniers sont fonction des textures, alors cela revient à dire que le MGMA est capable de prédire les grandes tendances de textures des sédiments.

D'autre part, nous constatons que les sédiments vaseux présentent une teneur en eau critique de l'ordre de 30 $\pm$ 4% séparant l'état hydrique saturé de l'état hydrique lié. Compte tenu des incertitudes de mesures, cette teneur en eau critique peut être considérée comme similaire à celle du sédiment sablo-vaseux. Dans la perspective de cartographier à partir des données DAIS 7915 la teneur en eau en fonction de l'état hydrique des sédiments, quel que soit le type de sédiment (vaseux ou sablo-vaseux), il peut être envisagé d'appliquer le même seuil ($\sim$ 28 %). Ce seuil est jugé acceptable pour différencier les sédiments saturés des sédiments humides (*i.e.* contenant de l'eau interstitielle).

c) Validation du modèle de régression statistique élaboré à partir des paramètres d'absorptions

À des fins de validation, nous avons inversé les relations obtenues à partir des absorptions en les appliquant à des spectres d'autres échantillons dont le contenu en eau est connu. La figure (VI.1.14) montre qu'après inversion la relation est quasi-linéaire et de pente $\approx$1 (relation 1 : 1). Le modèle (c.f. VI.1.13) est jugé valide.

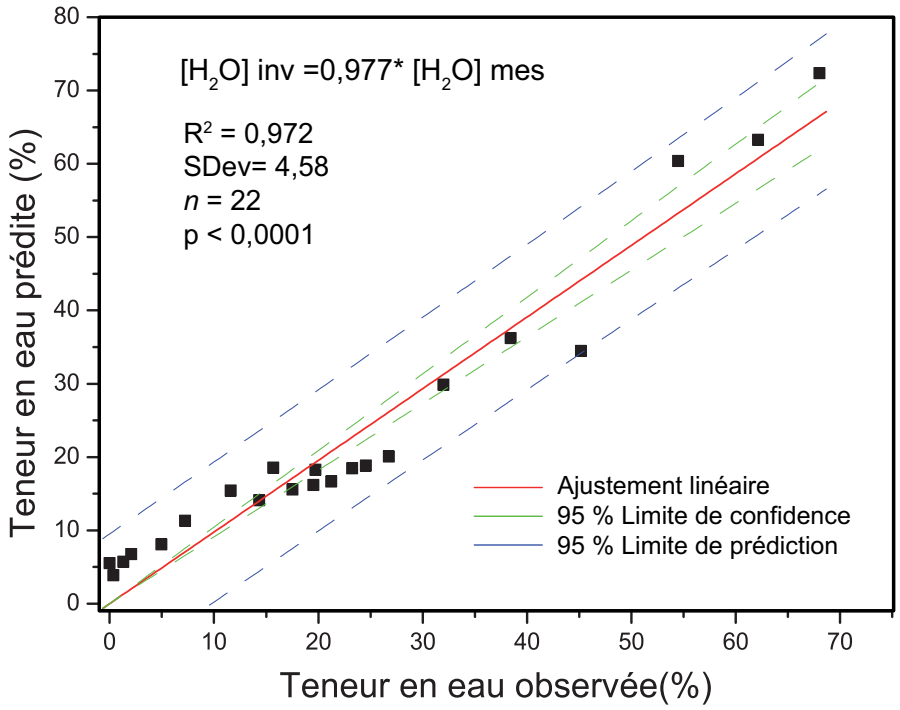


FIG. VI.1.14 – Inversion des données observées et validation du modèle prédisant la teneur en eau à partir de l'évolution des profondeurs de bande d'un sédiment sablo-vaseux. La relation linéaire et de pente $\approx$1 montre que les données prédites sont conformes aux observables avec un coefficient de détermination de : R^2_{sature}=0,977. (échantillon n°1 c.f. § Annexe A).

D) Teneur en eau et paramètres du continuum

Au cours de la déshydratation, la forme générale du spectre varie. Plus le sédiment est sec, plus les valeurs de réflectance sont élevées. Cette évolution est en partie contrôlée par la bande d'absorption à 0,97 μm. Plus le sédiments est sec et moins la bande est intense. C'est pourquoi, le MGMA est intéressant dans la mesure où il permet de prendre en compte l'évolution conjointe de l'absorption et celle du continuum. Le continuum de type MGM est une droite dans le domaine des nombres d'ondes. Il est caractérisé par deux paramètres : la pente et l'ordonnée à l'origine. Après déconvolution MGMA, nous avons constaté que la pente du continuum ne présentait pas de variations significatives en fonction de la variation en contenu en eau. Cependant, nous avons vu que la pente spectrale variait (c.f. figure VI.1.3 a). En fait, l'évolution de la pente des spectres est compensée par celle des gaussiennes. C'est l'une des caractéristiques inhérente au MGM. De plus, la compensation de la pente par les absorptions est accentuée par l'automatisation des absorptions du MGM. Dans ce cas, les absorptions sont si bien modélisées par les gaussiennes que les variations sur la pente sont négligeables. Par contre, l'ordonnée à l'origine du continuum MGMA (ou intercept) présente une évolution caractéristique en réponse à la déshydratation (Figure VI.1.15). Il semberait que, plus la taille des particules diminue, plus les valeurs de l'ordonnée à l'origine des continua diminues (Figure VI.1.15). Voyons maintenant comment évolue l'ordonnée à l'origine du continuum.

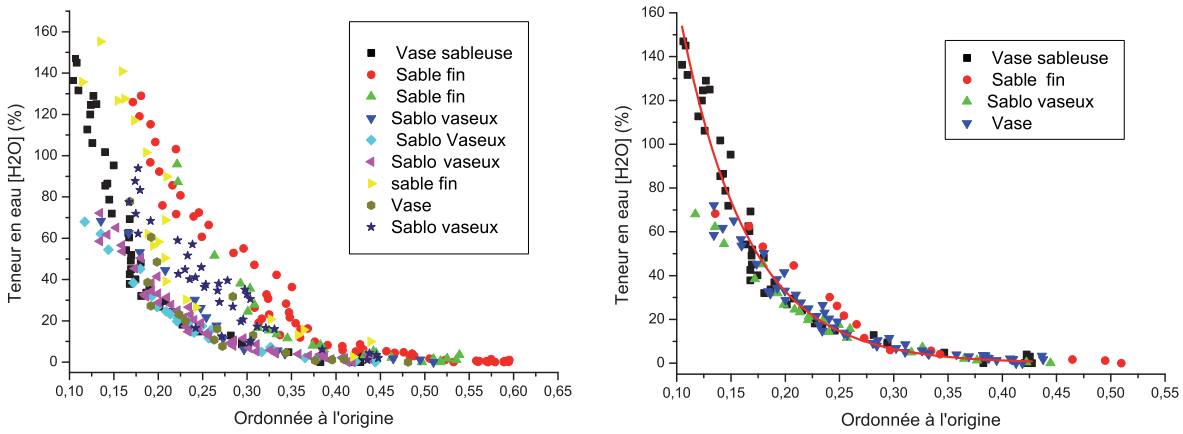


FIG. VI.1.15 – Évolution de l'ordonnée à l'origine du continuum MGMA appliqué à une gamme de longueurs d'ondes de [0,4-1,035 μm] et pour différents échantillons prélevés sur la zone intertidale de la baie de Bourgneuf. La figure de droite montre la tendance générale retenue.

a) Validation du modèle de régression statistique élaboré à partir du continuum MGM Dans cette section, a des fins de validation, nous allons inverser la régression obtenue en l'appliquant sur des spectres d'autres échantillons dont le contenu en eau est connu.

Nous avons appliqué aux paramètres du continuum un modèle de type exponentiel décroissant

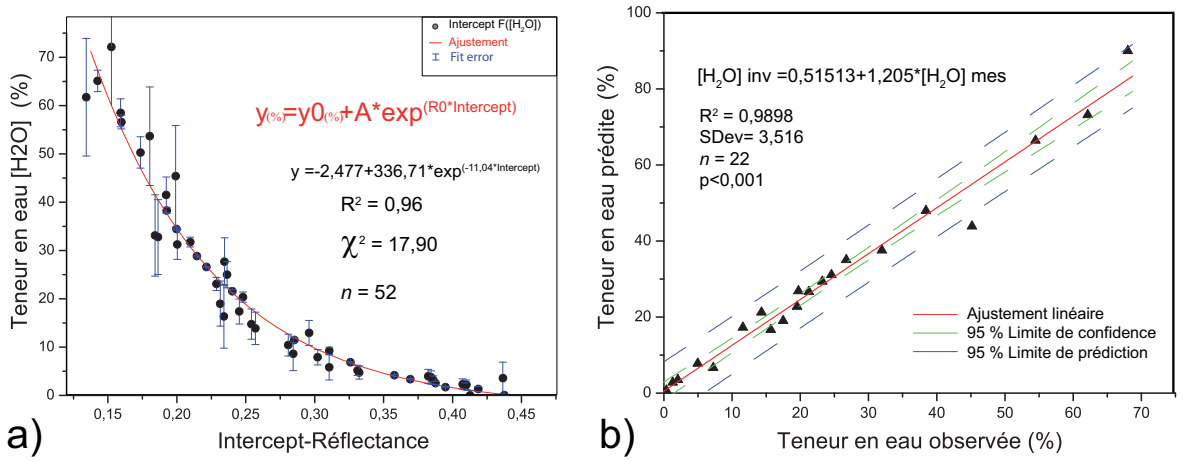


FIG. VI.1.16 – a) Loi de régression permettant d'estimer les teneurs en eau à partir du paramètre du continuum du MGMA (*i.e.* l'ordonnée à l'origine) d'un sédiment sablo-vaseux (échantillon n°1 c.f. § Annexe A). La résolution spectrale des données a été au préalable dégradée à la résolution spectrale des donnéees DAIS-7915. b) Inversion des données observées et validation du modèle. La relation linéaire montre que les données prédites sont conformes au données observées (pente ≈1).

dans le but d'estimer directement la teneur en eau à partir des spectres de réflectances (Figure VI.1.16 a). Comme pour les absorptions, le modèle de prédiction est acceptable. Toutefois, la figure VI.1.16-b montre que l'inversion des données prédites par rapport aux observables montre un pente supérieure à 1 avec une légère valeur de l'ordonnée à l'origine. La valeur de l'ordonnée (*c.a.d.* 0,515 %) est négligeable en comparaison des fortes teneurs en eau (de 10 à 70 %). Par conséquent, comme les teneurs en eau des observables sont inférieures au données prédites, le modèle aura pour effet de sur-estimer les résultats. Cependant, la valeur de la pente étant de 1,205 ; cette dernière est proche de la valeur 1, les données seront donc légèrement biaisées. Nous avons décidé de tester la validité du modèle sur d'autres types d'échantillons à savoir sur deux grandes familles de sédiments.

1. Des échantillons sablo-vaseux (Figure VI.1.17).
2. Des échantillons fins de type vase (Figure VI.1.18).

Quelle que soit la nature de l'échantillon, la validité du modèle choisi est jugée acceptable aux incertitudes de mesures près. Ici encore, les modèles présentés possèdent des valeurs d'ordonnée à l'origine négligeable par rapport aux fortes teneurs en eau. En ce qui concerne la pente des modèles prédictifs des sédiments sablo-vaseux (Figure VI.1.17-a, b, c), ces dernières possèdent souvent des valeurs inférieures à 1 (*i.e.* 0,742 ; 0,454 ; et 0,524). Autrement dit, l'estimation de la teneur en eau à partir du continuum aura tendance à être sous-estimée dans le cas des matériaux sablo-vaseux. Il peut donc être appliqué à l'image DAIS 7915. Par contre, dans le cas de la vase (VI.1.18-b), la valeur de la pente du modèle prédictif est fortement supérieur à 1 (*c.a.d.* 1,544). Autrement dit, l'estimation de la teneur en eau à partir du continuum aura tendance à être sur-estimée dans le cas des matériaux vaseux.

Par conséquent, bien que les modèles soient jugés acceptables, les résultats seront parfois sur-estimés ou sous-estimés d'un facteur $\sim$2. D'importants biais peuvent donc être introduits. Les incertitudes peuvent être attribués aux hétérogénéités de textures, c'est-à-dire au classement des grains ou encore aux mélanges non-linéaires. Il conviendra de prendre avec précaution les cartes de contenue en eau estimées à partir du continuum.

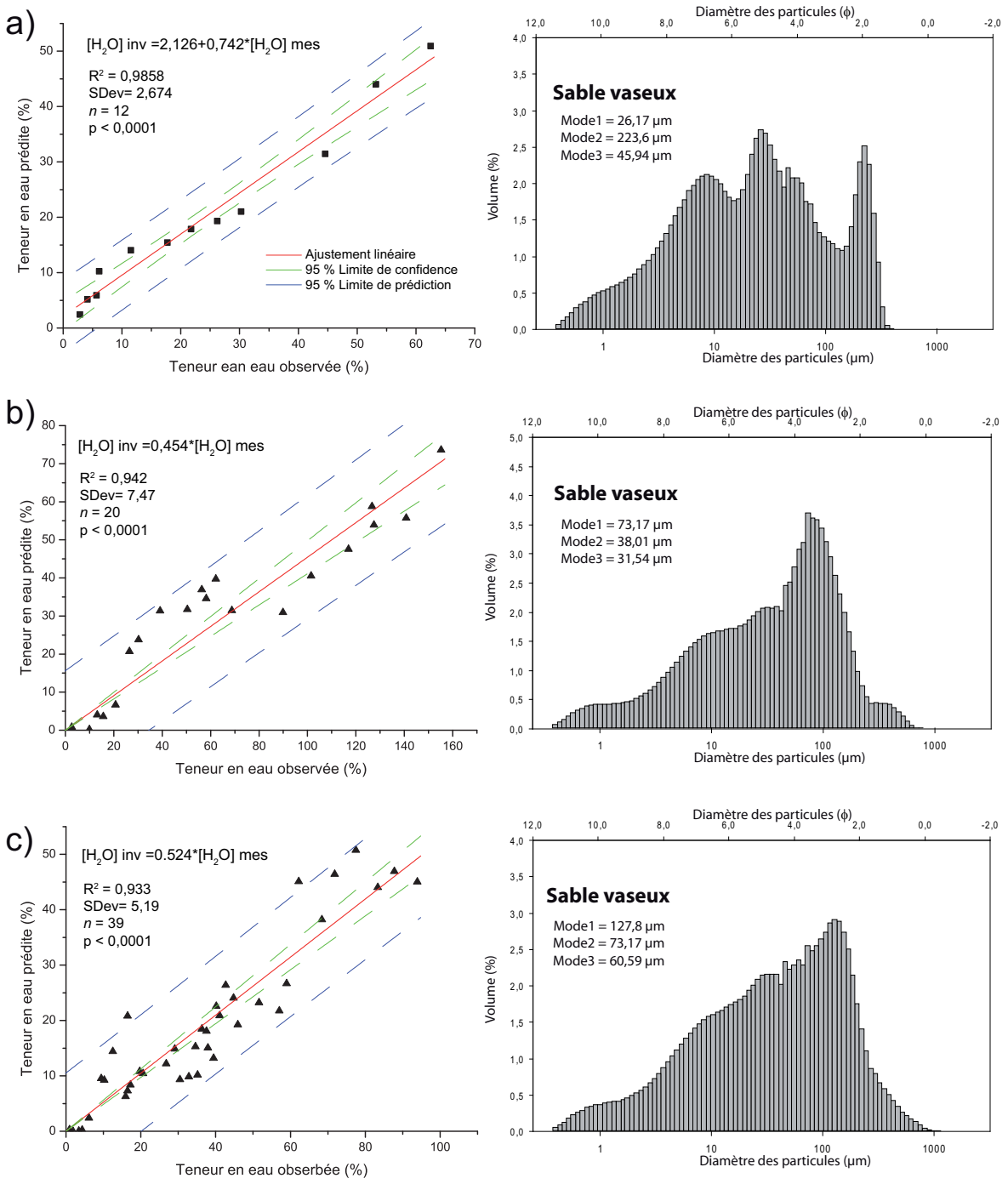


FIG. VI.1.17 – Inversion de la régression obtenue sur des spectres d'autres échantillons prélevés sur la zone intertidale de la baie de Bourgneuf et dont le contenu en eau est connu pour validation de la régression. Les sédiments se distinguent principalement les uns des autres par leurs granulométries moyennes. L'échantillon a) correspond au même échantillon ayant servi pour élaborer le modèle mais décarbonaté. Les échantillons b) et c) sont des sédiments sablo-vaseux d'origines différentes de celui ayant servi à élaborer le modèle (échantillons n°6 et n°5 c.f. § Annexe A). Quel que soit le type d'échantillon les valeurs prédites semblent s'aligner sur une droite avec les valeurs observées. Les pentes ne semblent pas conformes, elles sont inférieures à la valeur 1. Bien que les résultats du modèle sont sous-estimés, le modèle est jugé acceptable et peut être appliqué à une large gamme d'échantillons.

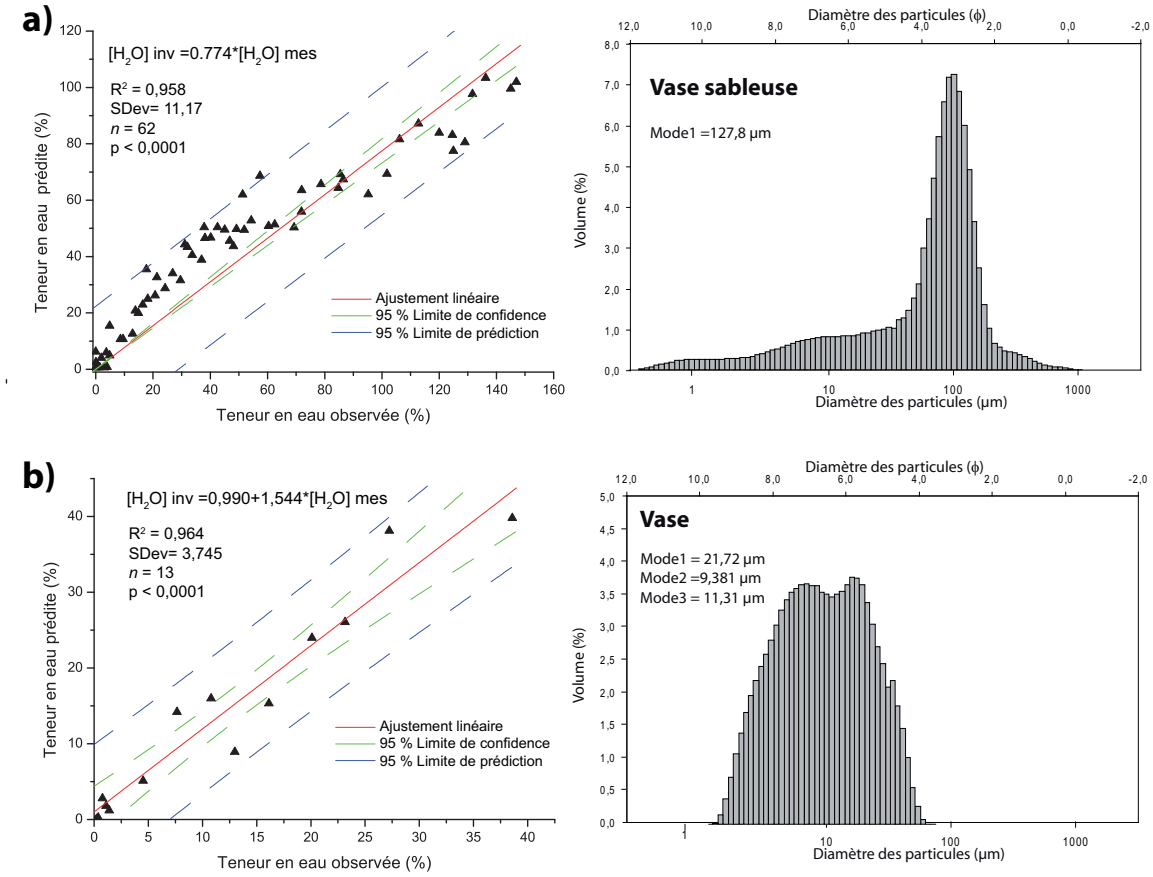


FIG. VI.1.18 – Inversion de la régression obtenue sur des spectres d'autres échantillons prélevés sur la zone intertidale de la baie de Bourgneuf et dont le contenu en eau est connu pour validation de la régression. Les sédiments se distinguent principalement les uns des autres par leurs granulométries moyennes. L'échantillon a) est vaso-sableux (échantilllon n°3). L'échantillon b) (échantillon n°4) est une vase selon la terminologie texturale de Folk. Quel que soit le type d'échantillon les valeurs prédites semblent s'aligner sur une droite avec les valeurs observées. Les pentes ne semblent pas conformes, elle est inférieure à la valeur 1 (cas -a) ou supérieure à 1 (cas -b). Bien que les résultats du modèle sont respectivement sous-estimés et sur-estimés, le modèle est jugé acceptable et peut être appliqué à une large gamme d'échantillons.

b) Application aux données ROSIS Le fait d'utiliser le continuum pour quantifier la teneur en eau peut être une alternative destinée à s'affranchir de l'usage des bandes d'absorptions spécifiques de l'eau et cela indépendamment des effets atmosphériques résiduels. C'est pourquoi cette approche peut être appliquée aux données ROSIS, tandis que l'approche par les absorptions ne le pouvait pas. Pour ce faire, nous avons donc dégradé la résolution spectrale des mesures aux données ROSIS. Notons que la variation de la vapeur d'eau atmosphérique varie dans le temps et l'espace. C'est la raison pour laquelle les algorithmes de correction atmosphériques ne peuvent pas en éliminer l'intégralité des effets et en particulier pour les bandes localisées à 1,4 et 1,9 μm. L'estimation du contenu en eau est moins dépendant des effets atmosphériques que les bandes d'absorptions spécifiques de l'eau citées

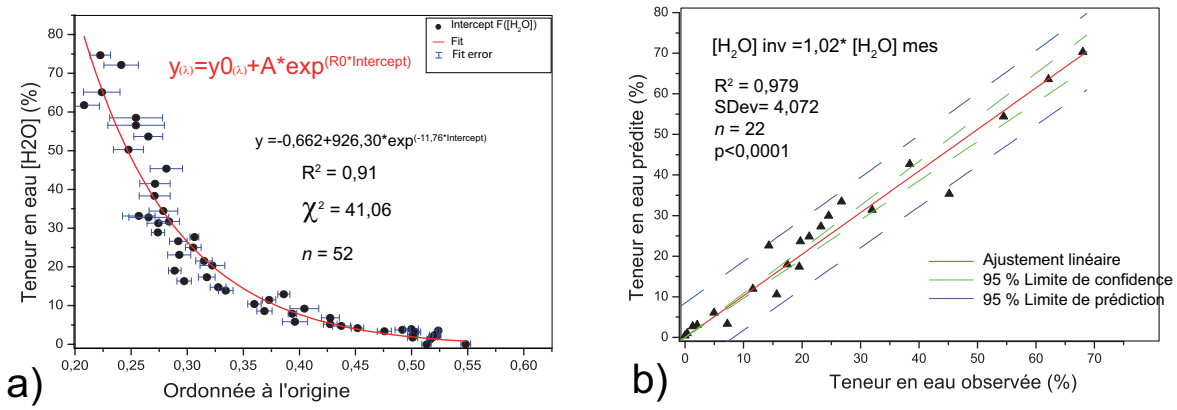


FIG. VI.1.19 – a) Loi de régression permettant d'estimer les teneurs en eau à partir du paramètre du continuum du MGMA (*i.e.* l'ordonnée à l'origine) d'un sédiment sablo-vaseux (échantillon n°1 c.f. § Annexe A). La résolution spectrale des données a été au préalable dégradée à la résolution spectrale des données ROSIS. b) Inversion des données observées et validation du modèle. La relation linéaire (pente ≈ 1) montre que les données prédites sont conformes aux données observées.

précédemment, mais, il nécessite tout de même au préalable, une étape de correction atmosphérique. Typiquement, cette méthode ne peut pas s'appliquer sur des données exprimées en luminance. Les résultats (Figure VI.1.19 a) montrent que l'évolution du continuum MGMA appliqué à ROSIS suit dans son ensemble l'évolution de celui appliqué à DAIS 7915 (c.f. figure VI.1.16). Là encore il s'agit d'une allure de type exponentielle décroissante. L'inversion des données (Figure VI.1.19 b) montre que les prédictions s'alignent sur les observables. La pente du modèle prédictif est proche de la valeur 1 (*c.a.d.* 1,02). Le modèle est donc conforme et peut être appliqué aux données de l'image ROSIS. Ces résultats renforcent la validité du modèle MGMA et la capacité que possède le MGMA à extraire un continuum modélisé (*i.e.* ordonnée à l'origine) indépendamment des bandes d'absorptions. Nous nuancerons notre satisfaction par le fait que, précédemment nous avons vu que la qualité du modèle pouvait variée en fonction du type de surface analysé.

VI.1.1.5 Comparaison des résultats de la déconvolution spectrale automatique à la déconvolution non automatique

Nous avons décidé de comparer le MGMA au MGM standard (Combe et al., 2005). La figure VI.1.20 illustre le fait que de modéliser automatiquement l'absorption de l'eau par trois gaussiennes contre une seule pour le MGM permet de mieux différencier l'état hydrique des matériaux. Le MGM non automatique modélise mal les données et engendre d'importantes erreurs dès lors que les teneurs en eau sont fortes. En ce qui concerne l'évolution de l'ordonnée à l'origine, le continuum de type MGMA permet de mieux intégrer les fortes teneurs en eau relatives aux sédiments saturés. Autrement dit, le MGMA est plus adapté à quantifier la teneur en eau que le MGM non automatique. Cette constatation est normale dans la mesure où les paramètres d'entrée du MGM proposés par Combe et

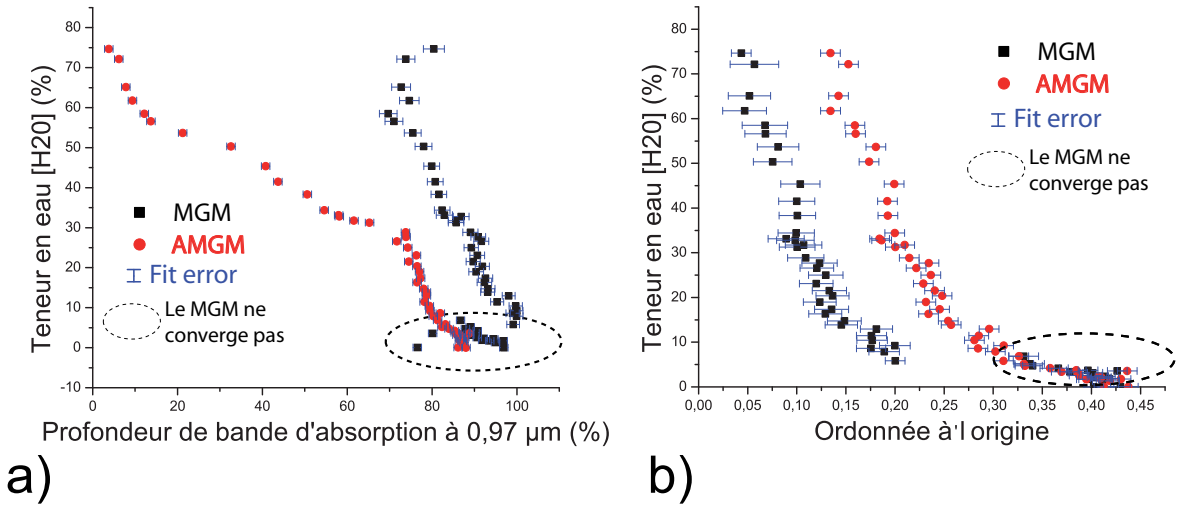


FIG. VI.1.20 – Comparaison du MGMA et du MGM sur l'évolution du comportement spectral de la bande d'absorption à 0,97 μm au cours de la déshydratation ; en fonction de la profondeur de bande (figure gauche) ; en fonction de l'ordonnée à l'origine (figure droite). Ici, il s'agit d'un sédiment sablo-vaseux (échantillon n°1 c.f. § Annexe A).

al. (2005) étaient principalement conçus dans le but de modéliser l'absorption de la chlorophylle-a du microphytobenthos. Nous voyons ici l'importance d'automatiser le MGM car les paramètres d'entrée du modèle MGM conditionnent les résultats observés en sortie et varient naturellement avec le type de surface analysé.

c) Bande d'absorption fondamentale de l'eau Whiting et al., (2004) proposent d'étudier l'évolution de la gaussienne inverse centrée à la longueur d'onde 2,8 μm (vibration fondamentale de l'eau) au cours de la déshydratation pour extraire la teneur en eau. Il est reconnu que la forme des absorptions dans le VIR–SWIR répond largement aux effets de la bande d'absorption fondamentale de l'eau (Bishop et al., 1994; Whiting et al., 2004). Dans cette section, nous proposons de coupler le MGMA avec la méthode de la gaussienne inverse dans le but d'étudier le comportement de l'absorption fondamentale de l'eau (centrée à 2,8 μm) par rapport à l'une des harmoniques centrée à 0,97 μm.

La figure VI.1.21 montre les relations entre l'absorption fondamentale (FWHM) et son harmonique (Profondeur de bande). Concernant l'absorption fondamentale, nous avons choisi d'utiliser le paramètre d'absorption, FWHM, dans la mesure où la méthode proposée par Whiting nécessite une phase de normalisation des spectres par rapport à leur maximum. Chaque sédiment présente des caractéristiques spectrales propres. Par exemple, pour une même teneur en eau, les sédiments peuvent avoir des albédos différents. Ces différences peuvent être éliminées en normalisant les spectres par leur maximum de réflectance. La normalisation consiste à diviser chaque canal du spectre par le maximum de reflectance (R_0). Par conséquent, il a été montré que, post-normalisation, la FWHM reflète d'autant mieux les variations spectrales observées que les profondeurs de bandes (Whiting et al., 2004). Le pa-

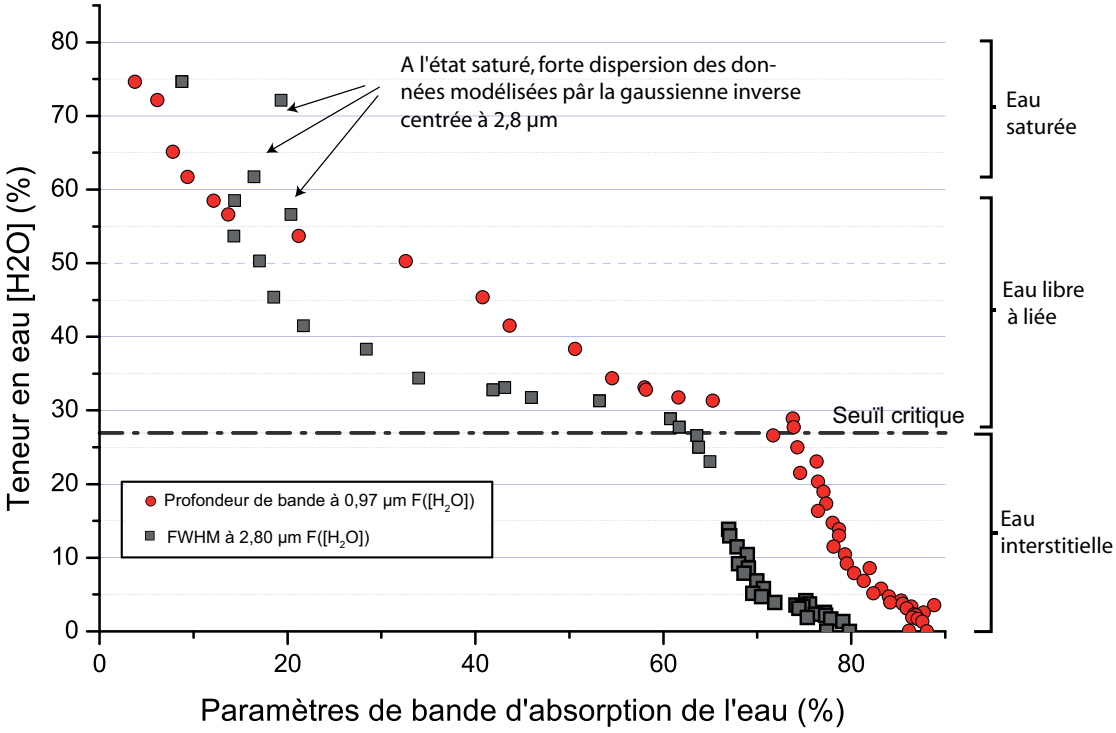


FIG. VI.1.21 – Relation entre l'absorption fondamentale de l'eau centrée à 2,8 μm et son harmonique centrée à 0,97 μm (échantillon n°1). Les paramètres de bandes d'absorptions sont : la largeur à mi-hauteur pour la fondamentale et la profondeur de bande pour son harmonique. Notons que durant la déshydratation, les réponses spectrales des absorptions modélisées respectivement par Gaussienne Inverse (dans le cas de la fondamentale) et par MGMA (dans le cas de l'harmonique) sont comparables.

ramètre de l'absorption fondamentale présente les mêmes tendances que son harmonique. Toutefois le modèle de Whiting diffère sensiblement pour les fortes teneurs en eau. En effet, nous avons vu dans le premier paragraphe de ce chapitre que lorsque le sédiment est saturé en eau, l'absorption de l'eau est si forte dans le domaine du SWIR qu'aucune absorption ne s'individualise réellement. L'état est saturé, le spectre de réflectance apparaît totalement plat. Par conséquent, la gaussienne inverse ne peut pas trouver de point d'ancrage et le modèle ne converge pas. Cela justifie pourquoi le modèle de Whiting ne peut pas s'appliquer sur les sédiments saturés en eau (Figure VI.1.21). Si l'on supprime les valeurs associées à l'état hydrique saturé (Figure VI.1.22 a), on observe une forte corrélation (Figure VI.1.22 b) entre les paramètres des absorptions (FWHM et Profondeur de bande). La principale conclusion est que la bande d'absorption centrée à 0,97 μm répond aux variations de l'absorption fondamentale centrée à 2,8 μm. Autrement dit, les résultats du modèle MGMA et GI sont en accord avec la théorie, à savoir que les absorptions specifiques de l'eau sont inter-liées entre elles. Par la suite, Il pourra être envisagé d'utiliser la même approche sur les autres harmoniques de l'eau (1,2 ; 1,4 ; 1,79 et 1,9 μm).

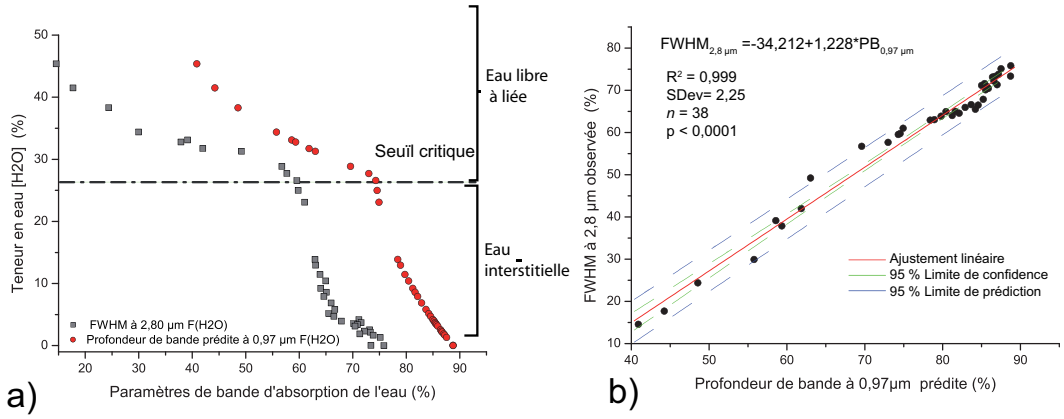


FIG. VI.1.22 – a) Relation entre la teneur en eau et l'absorption fondamentale de l'eau centrée à 2,8 μm (FWHM) et son harmonique centrée à 0,97 μm (profondeur de bande prédite selon les équations de la figure VI.1.12, échantillon n°1). b) Relation linéaire entre les paramètres d'absorptions de l'harmonique centrée à 0,97 μm (profondeur e bande) en fonction du paramètre caractérisant l'absorption fondamentale (FWHM) avec un coefficient de détermination de : R^2=0,999.

VI.1.2 Résultats des analyses spectrales-granulométrie

VI.1.2.1 Relation entre le continuum, la taille des particules et la teneur en eau

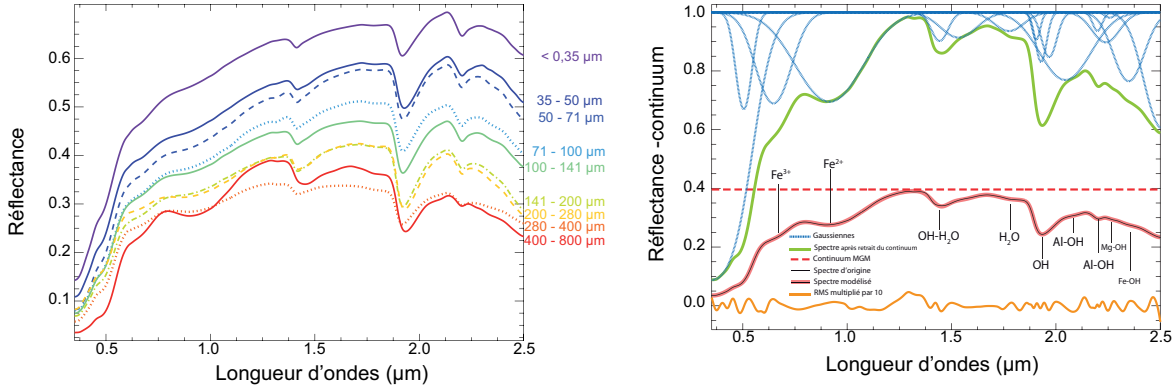
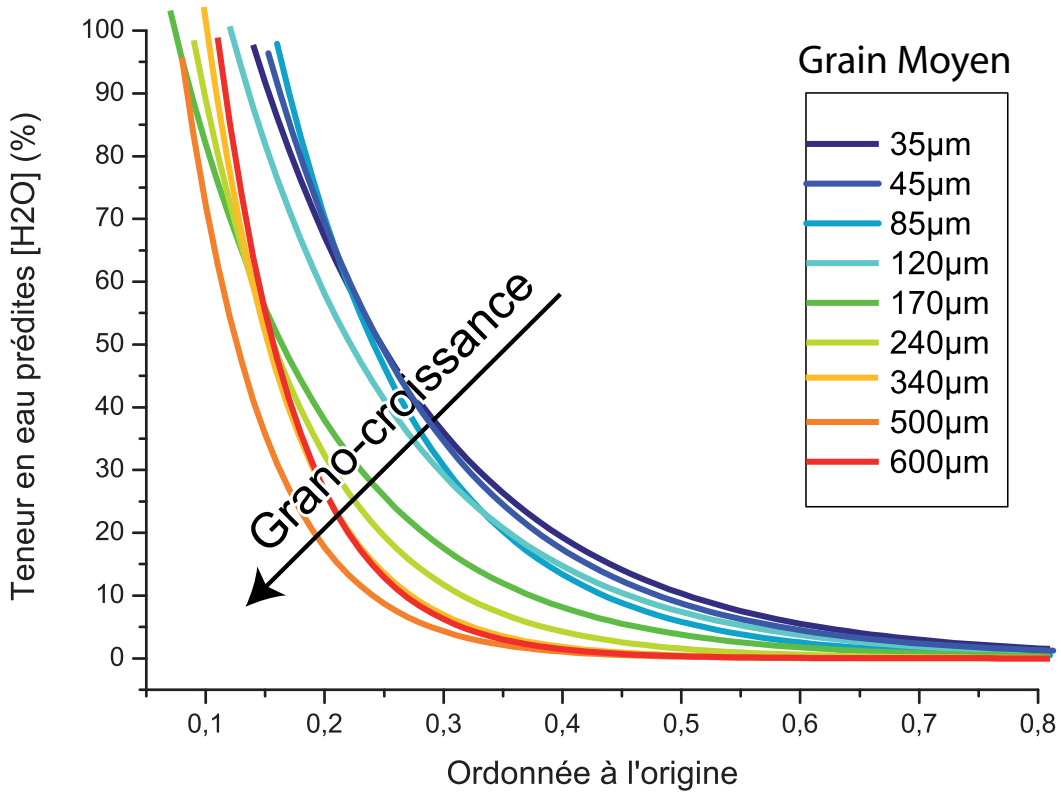


FIG. VI.1.23 – Spectres de réflectance des sables de Noirmoutier enrobés d'une patine d'oxyde de fer (échantillon n°7 c.f. § Annexe A) : a) pris à différentes tailles de grain décarbonaté et sans matière organique ; b) exemple d'un sable déconvolué par le MGMA montrant les relations entre les oxydes de fer et les absorptions. Notons que l'erreur quadratique moyenne RMS située en bas de la fenêtre spectrale (courbe orange) est exagérée verticalement par 10 pour une meilleure visibilité.

La relation établie entre le continuum et la teneur en eau n'est pas systématiquement fonction que de la composition. Elle est en réalité beaucoup plus complexe. La taille des particules influence l'ordonnée à l'origine du continuum. Pour comprendre le rôle de la taille des particules sur l'évolution de

l'ordonnée à l'origine, nous avons expérimenté par déshydratation et traité par MGMA des sédiments de granulométrie caractéristique (Figure VI.1.23). Les sédiments correspondent à des sables de plage. Après tamisage, les tailles moyennes des fractions granulométriques sont données (Figure VI.1.24). Il s'agit de sables grossiers, de sables moyens de sable fins, de sable très fins et de silts. Ces derniers sont dépourvus de matière organique (traités à l'eau oxygénée) et ont été décarbonatés. Leurs compositions restent globalement inchangées à l'exception des fractions très grossières qui présentent parfois des patines de fer enrobant les grains et des fractions silteuses qui présentent un enrichissement en micas.

La figure VI.1.24 montre clairement que plus la taille des particules croît, plus l'ordonnée à l'origine présente des valeurs faibles. Ce schéma général est assez bien respecté à l'exception des fractions à 600 μm et 800 μm. Quelque soit la taille des particules, l'évaluation de l'ajustement des données par un modèle exponentiel est adapté. En effet, les coefficients de détermination reflètent la qualité d'ajustement avec un avec un coefficient de détermination moyen de R^2_{moyen}=0,85 et variant entre R^2_{min}=0,66 et R^2_{max}=0,96. Ces dernières semblent donc bien être inversées, néanmoins la fraction à 600 μm présente des valeurs plus faibles que celles à 800 μm. Ceci s'explique par le fait que les grains de la fraction très grossière à 600 μm sont largement enrobés d'une patine de fer. Les larges absorptions typiques du transfert de charges ont pour effet de provoquer une diminution du niveau de réflectivité dans la gamme de longueurs d'ondes de [0,4-1,035 μm]. Par conséquent, les absorptions larges du fer sont responsables des faibles valeurs de l'ordonnée à l'origine de la fraction à 600 μm



Granulométrie (Grain moyen)	Modèle de type exponentiel $y_{(\lambda)}=y0_{(\lambda)}+A*exp^{(R0*Intercept)}$ (avec Y0 = 0)	*n* nombre de mesures moyenne	Coeficient de Détermination R^2
35 µm	$y = 234{,}07*exp^{(-6{,}24*Intercept)}$	27	0,93
45 µm	$y = 274{,}29*exp^{(-6{,}98*Intercept)}$	27	0,91
85 µm	$y = 369{,}37*exp^{(-8{,}29*Intercept)}$	26	0,96
120 µm	$y = 229{,}72*exp^{(-6{,}87*Intercept)}$	18	0,87
170 µm	$y = 176{,}93*exp^{(-7{,}69*Intercept)}$	22	0,92
240 µm	$y = 244{,}96*exp^{(-10{,}12Intercept)}$	28	0,86
340 µm	$y = 397{,}13*exp^{(-13{,}42*Intercept)}$	22	0,76
500 µm	$y = 295{,}75*exp^{(-14{,}09*Intercept)}$	25	0,66
600 µm	$y = 490*exp^{(-14{,}54*Intercept)}$	31	0,76

FIG. VI.1.24 – Évolution de l'ordonnée à l'origine du continuum MGMA en fonction de la granulométrie moyenne (ici des sables de plage,échantillon n°7 c.f. § Annexe A)) pour une gamme de longueurs d'ondes de [0,4-1,035 μm]. Pour faciliter la lecture chacune des classes granulométrique est annotée par son grain moyen. Chaque fraction granulométrique suit une évolution de type exponentielle décroissante au cours de la déshydratation. Le tableau de droite synthétise ces évolutions.

Nous allons maintenant étudier les relations entre la taille des particules et l'abondance relative d'oxyde de fer. Pour ce faire, nous avons comparé des spectres de réflectance des sables prélevés au niveau du pont de Noirmoutier pour différentes fractions granulométriques. Les sables de Noirmoutier ont été sélectionnés car d'une part, ils présentent une importante patine d'altération à la surface des grains, de couleurs rougeâtre à jaunâtre, et d'autre part parce qu'il est relativement facile de contrôler leurs compositions. Nous avons tamisé les sables en neuf classes granulométriques. Afin de diminuer les incertitudes en lien avec les mélanges de compositions, nous avons, non seulement décarbonaté les matériaux, mais aussi détruit la matière organique. Les fractions obtenues sont de compositions relativements homogènes, excepté pour les classes les plus fines (*inf.* 35 μm ; [35-50 μm]). En effet, elles comportent des micas (muscovite, biotite) en faible proportion par rapport au quartz. Chaque spectre de réflectance acquis est caractéristique d'une classe granulométrique (FigureVI.1.23-a). Les spectres ont ensuite fait l'objet d'une déconvolution spectrale par le MGMA (Figure VI.1.23-b). Nous observons que la profondeur des bandes d'absorptions (Gaussiennes) augmente avec la taille des grains. Le comportement du continuum MGM diminue conjointement à l'augmentation de la taille des grains. Les observations sont donc en accord avec la théorie. L'augmentation de la taille des grains favorise les processus d'aborption par rapport aux phénomènes de diffusion. En conséquence, le taux d'oxyde augmente avec la taille des particules. Ceci s'explique facilement par le fait que la quantité de patine d'altération nécessaire à enrober des gros grains doit être plus importante que celle nécessaire à enrober des petits grains. C'est l'effet de cémentation par le fer libre.

Par conséquent, la granulométrie et la composition des sédiments influent sur les valeurs de l'ordonnée à l'origine. Les effets de la composition et de la granulométrie peuvent être additifs ou contraires. À ce stade de notre étude, il demeure complexe de décorréler les effets respectifs sur le continuum. Toutefois, notons que seules les valeurs de l'ordonnée à l'origine diffèrent, l'allure globale reste inchangée. En effet, quelle que soit la nature des sédiments, l'ordonnée à l'origine suivra une allure de type exponentielle décroissante. Cette relation peut donc être appliquée aux images hyperspectrales.

VI.1.2.2 Relation entre la taille des particules, le continuum et la profondeur de bande de l'eau

Dans les parties qui précèdent, nous avons vu qu'il était possible de déduire la teneur en eau à partir :

– des bandes d'absorption,

– du paramètre du continuum (*i.e.* ordonnée à l'origine).

Qu'en est-il de la granulométrie ? Pour répondre à cette question, rappelons que les résultats permettent d'appréhender les effets de la granulométrie au cours de l'hydratation. En effet, nous avons vu que la taille des particules contrôlait la perméabilité des sédiments. Pour un sable, les fluides peuvent circuler librement entre les interstices. Par conséquent, l'eau contenue dans un sable peut se présenter

sous ses trois formes (saturée, libre, liée). En revanche, une argile est largement imperméable et l'eau s'y présente soit sous sa forme saturée soit sous sa forme liée. Nous avons montré que le MGMA permettait de retracer l'évolution hydrique en fonction du comportement spectral des bandes d'absorptions. Ces bandes d'asorptions sont sensibles au changement des état hydriques. Les absorptions contiennent *a priori* de l'information sur la texture d'un sédiment (sableux ou argileux). Cette supposition est en accord avec la théorie qui stipule que le contraste spectral des absorptions peut être influencé par la granulométrie (Clark, 1999). D'autre part, la théorie stipule également que la granulométrie influence la forme globale des spectres de réflectance. Encore une fois les données expérimentales traitées par MGMA semblent en accord avec la théorie. Plus la taille des particules diminue, plus les particules possèdent un fort pouvoir de diffusion et plus les valeurs d'albédo sont grandes. Les valeurs de l'ordonnée à l'origine du continuum retracent cette évolution.

En conclusion, il peut être envisagé d'appréhender la granulométrie en tenant compte à la fois de l'évolution de l'absorption spécifique de l'eau et du continuum au cours de l'hydratation. Dans cette optique, nous avons utilisé un modèle de régression statistique tridimensionel (classes granulométriques, absorption à 0,97 μm et ordonnée à l'origine) pour extraire la granulométrie. Pour des raisons de simplicité nous avons choisi un ajustement de type parabolique (Figure VI.1.25). De cette manière, pour chacune des classes granulométriques sélectionnées (*i.e.* silts, sables très fins, sables fins, sables moyens et sables grossiers) les tailles de grains sont interpolées. Le fait d'utiliser une fonction parabolique peut être discuté. Ici, compte tenu de la représentation en trois dimensions, le coefficient de détermination n'a pas pu être facilement calculé. Toutefois, nous avons constaté que les ajustements de type polynomial d'ordre 2, en deux dimensions, offraient une assez bonne approximation mathématique des données. La source majeure d'erreurs s'explique par le fait que nous n'utilisons pas des mesures précises de la taille de grains mais des classes granulométriques. Dans le chapitre qui suit, nous appliquerons le modèle de régression ainsi élaboré à l'image hyperspectrale DAIS 7915 dans le but de cartographier la taille des grains de la zone intertidale. Une critique des résultats obtenus sera proposée.

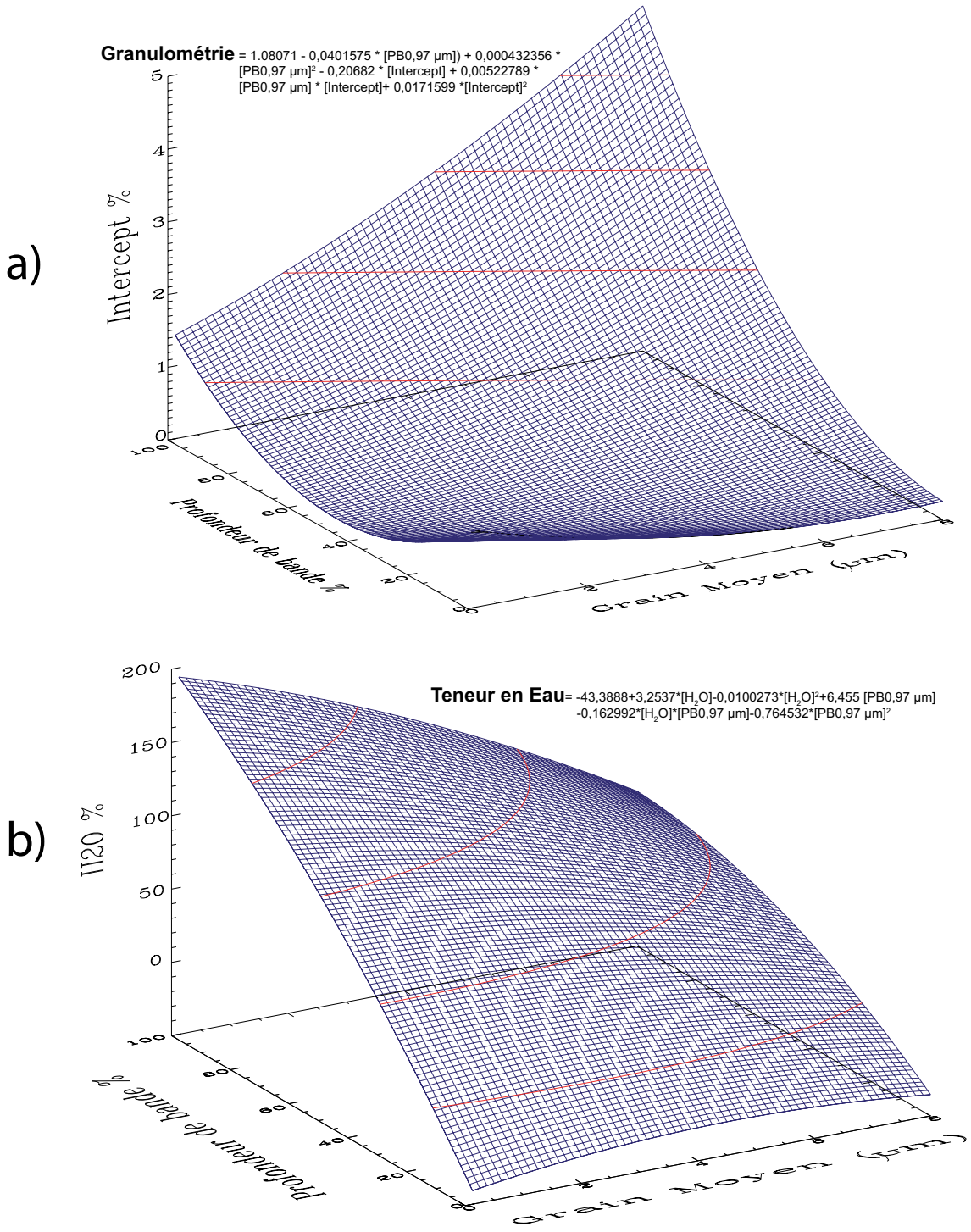


FIG. VI.1.25 – Représentation tridimensionelle de l'ajustement des données issues du MGMA par une fonction parabolique. a) Le modèle de régression statistique (c.f. relation Granulométrie) permet de retrouver la granulométrie en fonction des paramètres d'absorption (profondeur de bande) et des paramètres du continuum MGM (ordonnée à l'origine ou intercept). b) Le modèle de régression statistique (c.f. relation teneur en eau) permet d'estimer la teneur en eau en fonction des paramètres d'absorption (profondeur de bande) et des paramètres du continuum MGM (ordonnée à l'origine ou intercept).

Chapitre VI.2

Cartographie des faciès sédimentaires

Dans le chapitre qui précède, nous avons démontré l'aptitude du MGMA à extraire les propriétés physiques des sédiments. En effet, nous avons montré que le couplage entre les paramètres de sorties du MGMA (absorptions, continuum), les mesures acquises en laboratoire (teneur en eau) et les modèles statistiques de régression permettait d'extraire des spectres de réflectances les teneurs en eau et cela avec un niveau de confiance satisfaisant. En revanche, en ce qui concerne l'extraction de la granulométrie, l'approche méthodologique peut être discutée compte tenu de l'absence de validation. Enfin, Combe et al. (2005) avaient déjà montré qu'il était possible de quantifier les biomasses en combinant la technique du MGM avec un modèle de mélange non-linéaire.

Dans ce chapitre, le but étant de cartographier les faciès sédimentaires de la zone intertidale, nous proposons d'appliquer aux scènes hyperspectrales DAIS-7915 et ROSIS les mêmes approches que celles élaborées en environnement contrôlé (MGMA, régression statistique). Avant d'entreprendre toute approche, il sera essentiel de s'assurer que chacun des pixels des images soit parfaitement déconvolué en la somme d'absorptions (gaussiennes) et d'un continuum. Le but ultime sera d'extraire par MGMA les propriétés bio-géophysiques des sédiments. Pour ce faire, nos modèles de régression statistique pourront être appliqués à des fins de cartographie des teneurs en eau et de la granulométrie. Pour cartographier la biomasse nous utiliserons le modèle de mélange non-linéaire élaboré par Combe et al. (2005). La comparaison des résultats issus du MGMA avec ceux du MGM (Combe et al., 2005) devrait nous permettre de juger de la pertinence de l'automatisation du MGM. Nous appliquerons ces deux approches sur les données DAIS 7915 et ROSIS. La comparaison des résultats ROSIS et DAIS 7915 devrait permettre d'appréhender les effets de la résolution spatiale et spectrale.

VI.2.1 Déconvolution hyperspectrale par MGMA

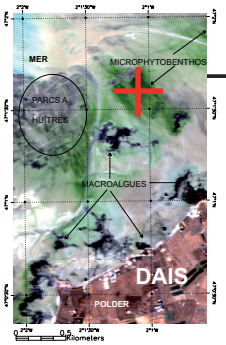
VI.2.1.1 Déconvolution automatique des spectres de réflectance

A) Validation du MGMA

L'objet de cette section est de valider la technique de déconvolution automatique des données hyperspectrales (Verpoorter et al., 2007) sur trois jeux de données :

1. de type DAIS 7915,
2. de type ROSIS,
3. de type laboratoire,

La figure VI.2.1 montre les résultats de la déconvolution spectrale. Nous avons choisi l'exemple typique du microphytobenthos comme cas test. En effet, les bandes d'absorptions en lien avec les différents assemblages des pigments sont relativement bien contraintes par la littérature (Hoepffner et Sathyendranath, 1991; Méléder et al., 2003; Carrère et al., 2002; Combe et al., 2005; Barillé et al., 2007). La figure VI.2.1 montre que les absorptions modélisées sont conformes à la littérature et peuvent donc être interprétées d'un point de vue biologique. Le nombre de bandes et leurs positions caractérisent parfaitement les assemblages de microphytobenthos ; nous retrouvons bien les pigments de type Fucoxanthine, Chlorophylle-c et Chlorophylle-a. Quel que soit le jeu de données, les absorptions relatives aux pigments sont bien modélisées. Le nombre d'itérations et l'erreur quadratique moyenne sont faibles. La forte cohérence entre les résultats obtenus pour les différents jeux de données justifie le fait que la technique de dérivation spectrale soit bien adaptée à générer automatiquement les fichiers paramètres MGM. Le fait d'avoir automatisé le processus offre par la même occasion l'opportunité de pouvoir comparer avec une assez bonne robustesse les cartes DAIS 7915 à celles de ROSIS. La technique du MGMA est d'autant plus objective et généralisable à d'autres jeux de données voire même d'autres types d'environnement. À des fins de cartographie, les résultats issus du MGMA sont plus robustes que le MGM traditionnel dans la mesure où cette approche minimise la connaissance *a priori*.



DAIS 7915 — **ROSIS** — **Spectre de Laboratoire**

Résolution spectrale croissante →

Paramètres de sortie du MGMA (Microphytobenthos) DAIS

Continuum (linéaire en nombres d'ondes) :

Intercept:1.168 (% réflectance) — Pente : -2.47E-05

Bande	Position Centrale (nm)	FWHM (nm)	Profondeur	Interprétation Biologique
1	512	45	0.60	Diadinoxanthine
2	551	40	0.42	Fucoxanthine
3	612	94	0.49	Chorophylle-c
4	674	56	0.50	Chorophylle-a
5	742	21	0.17	Stuct. cellulaire
6	950	42	0.27	Eau
7	987	49	0.34	Eau
8	1002	46	0.27	Eau

Erreur moy. RMS : 0,77%après 394 itérations

Paramètres de sortie du MGMA (Microphytobenthos) ROSIS

Continuum (linéaire en nombres d'ondes) :

Intercept : 1.53 (% réflectance) — Pente : -5.68E-05

Bande	Position Centrale (nm)	FWHM (nm)	Profondeur	Interprétation biologique
1	466	78	0.66	Tous Pigments
2	504	43	0.47	Diadinoxanthine
3	541	55	0.46	Fucoxanthine
4	638	103	0.55	Chorophylle-c
5	676	26	0.67	Chorophylle-a
6	704	40	0.18	Amélioration MGM fit
7	759	36	0.16	Structure Cell.
8	787	32	0.11	Structure Cell.

Erreur moy. RMS : 0,74% après 159 itérations

Paramètres de sortie du MGMA (Microphytobenthos) LABORATOIRE (*Entomoneis paludosa* 68mg/m²)

Continuum (linéaire en nombres d'ondes) :

Intercept : 0.53 (% réflectance) — Pente : -9.93E-05

Bande	Position Centrale (nm)	FWHM (nm)	Profondeur	Interprétation biologique
1	420	93	0.64	Tous Pigments
2	505	63	0.22	Diadinoxanthine
3	561	80	0.39	Fucoxanthine
4	639	92	0.56	Chorophylle-c
5	675	35	0.53	Chorophylle-a
6	760	37	0.12	Structure Cell.
7	796	43	0.13	Structure Cell.
8	862	67	0.18	Bacteriochorophylle-a

Erreur moy. RMS : 0,33% après 187 itérations

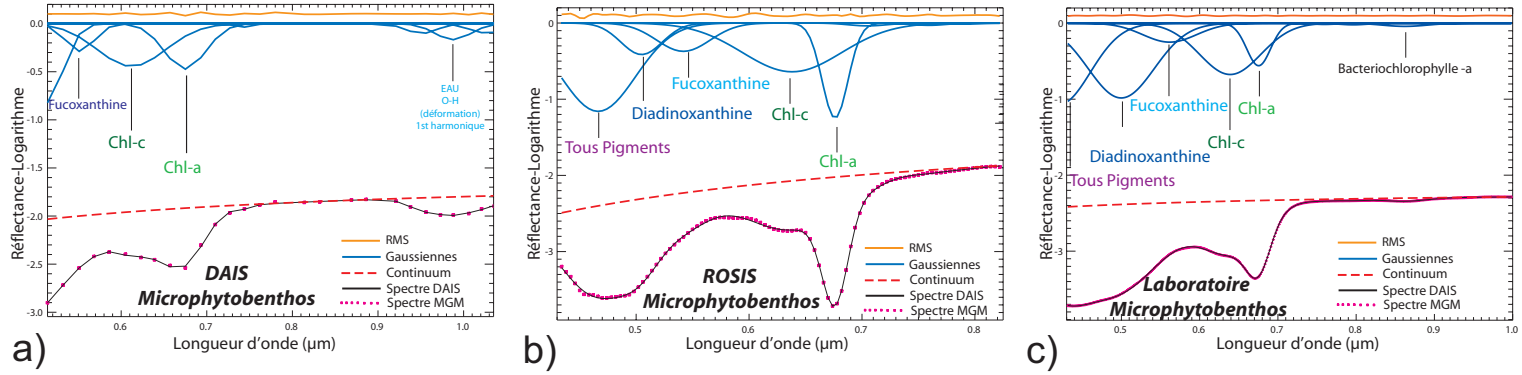


FIG. VI.2.1 – Application de la déconvolution hyperspectrale automatique par le MGMA sur des spectres de microphytobenthos acquis respectivement par les spectromètres imageurs a) DAIS 7915, b) ROSIS et c) un spectre de laboratoire acquis par le GER. En haut à gauche figure la carte de localisation du pixel extrait (spectre de réflectance) et à droite de cette carte sont représentés les paramètres d'entrée MGM élaborés grâce à la dérivation spectrale et les interprétations biologiques des absorptions. En bas de la figure, sont représentés les spectres déconvolués illustrant le comportement des absorptions à une augmentation de la résolution spectrale dans une gamme de longueurs d'ondes donnée.

B) Influence de la résolution spectrale sur le comportement des bandes d'absorptions modélisées

Bien que les spectres de microphytobenthos soient parfaitement déconvolués, nous constatons tout de même des différences entre les jeux de données. Le nombre de gaussiennes caractéristiques de l'assemblage du microphytobenthos diffère. Les données DAIS 7915 présentent trois absorptions caractéristiques interprétées comme étant de la Fucoxanthine, de la Chlorophyll-c et de la Chlorophyll-a (Figure VI.2.1-a) contre quatre absorptions pour des données ROSIS et GER interprétées comme étant de la Fucoxanthine, de la Diadinoxanthine, de la Chlorophylle-c et de la Chlorophylle-a (Figure VI.2.1-b, c). Autrement dit, le constituant interprété comme étant de la diadinoxanthine n'a pas été détecté par le MGMA pour les données DAIS 7915. Cela signifie que l'augmentation de la résolution spectrale permet une meilleure identification des constituants. De plus, les données ROSIS et GER possèdant des résolutions spectrales plus fines, elles offrent certainement une meilleure détection de la chlorophylle-c que les données DAIS 7915. De ce fait, le capteur ROSIS offrirait la possibilité d'identifier les différents groupes de diatomées plus facilement que le capteur DAIS 7915. Cependant, les données DAIS 7915 offrent l'opportunité d'accéder à l'absorption de l'eau centrée 0,97 μm. Trois gaussiennes sont nécessaires pour modéliser les effets de l'eau (c.f. Figure VI.1.11).

VI.2.1.2 Déconvolution automatique des données DAIS 7915

Quand il s'agit de déconvoluer tous les pixels d'une scène hyperspectrale, il convient de s'assurer que tous les constituants soient parfaitement modélisés. Tous les constituants de la zone intertidale ne peuvent pas être pris en compte, seuls sont considérés ceux qui possèdent des signatures spectrales typiques (c.f. Figure II.2.8). Il s'agit des sédiments sableux, vaseux, du microphytobenthos, de la macrovégétation et du contenu en eau dans les substrats. Bien que l'intégralité des pixels de la scène a été modélisée (mer, zone intertidale et terres), nous nous limiterons à n'étudier que ceux de la slikke.

Les figures VI.2.2 et VI.2.3 montrent que les différents constituants de la slikke sont parfaitement déconvolués par MGMA et par MGM. Autrement dit, pour des fichiers paramètres sensiblement différents, le modèle converge quand même vers des solutions acceptables. Cette constatation renforce l'idée d'automatiser un maximum le processus MGM. Rappelons que le MGM proposé par Combe et al. (2005) avait pour objectif d'ajuster particulièrement les spectres de microphytobenthos. Le MGM semble mieux modéliser les absorptions du microphytobenthos que le MGMA. En effet, le MGM se base sur des mesures de Chromatographie en phase Liquide sous Haute Pression (CLHP), pour l'élaboration fastidieuse du fichier paramètre. Par contre, le MGMA modélise mieux les effets de l'eau que le MGM. En effet, l'erreur quadratique moyenne est meilleure pour le MGMA avec une valeur de 0,0038 (Stdev = 0,005) contre 0,0125 (Stdev = 0,01) pour le MGM. Comme la majorité des sédiments sont fortement humides, l'erreur quadratique moyenne du MGMA est sensiblement plus basse que celle du MGM. Ceci s'explique par le fait que le fichier paramètre MGMA est élaboré par la technique des PPI,

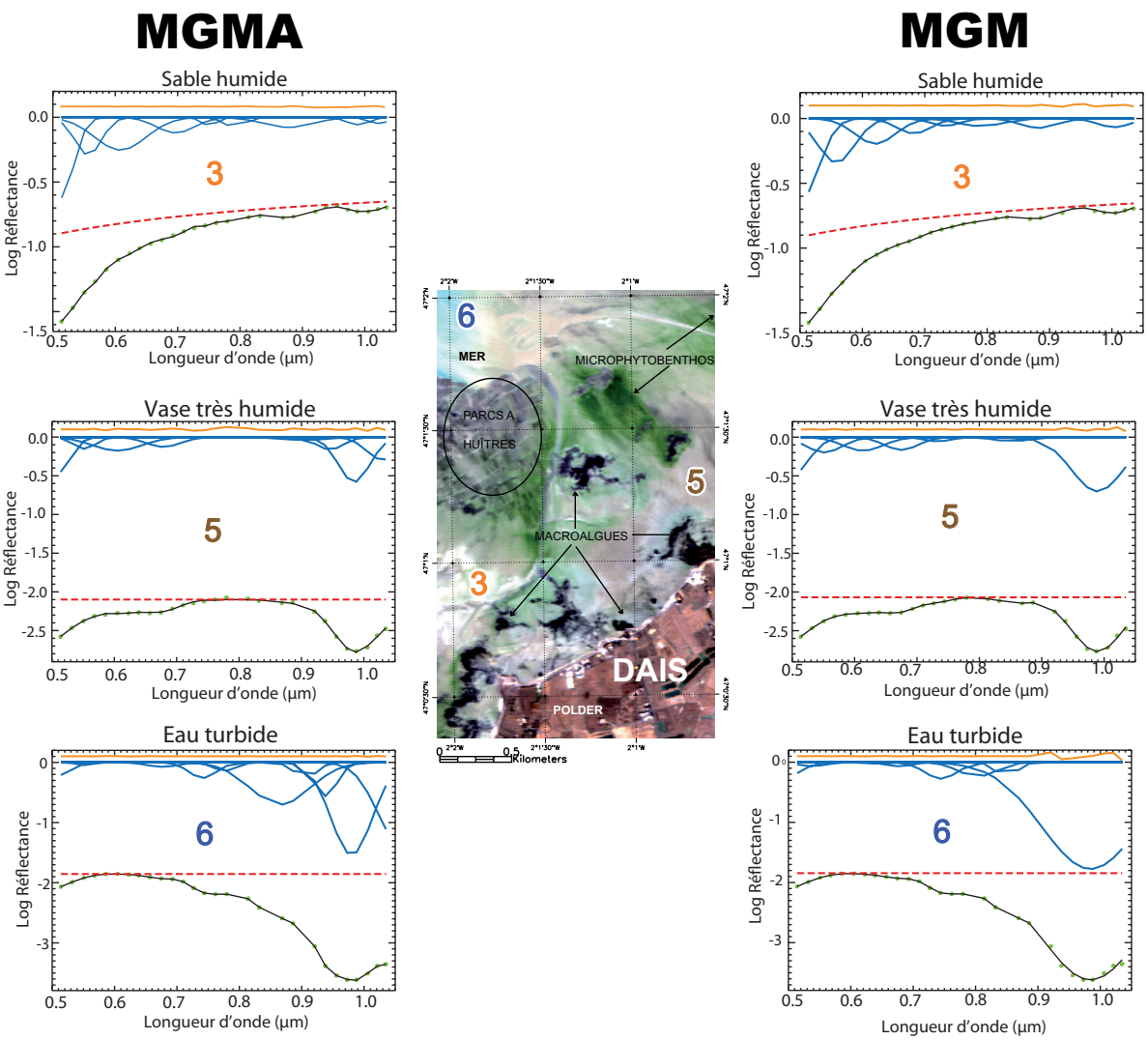


FIG. VI.2.2 – Comparaison de la déconvolution par le MGMA et par le MGM de l'image DAIS 7915. Les spectres déconvolués représentent des sédiments plus ou moins humides. Les chiffres correspondent aux localisations des spectres sur l'image.

ce qui permet au MGMA de prendre en compte une plus grande diversité spectrale au cours du processus de déconvolution. De plus, l'élaboration automatique du fichier paramètre est rapide, ce qui est un atout non négligeable. Enfin, l'automatisation permet à l'opérateur de s'affranchir d'une connaissance *a priori* pour construire le fichier paramètre MGM. Comme les résultats en sortie du MGM dépendront systématiquement des données d'entrée, il reste judicieux de contraindre le fichier paramètre MGM à partir de mesures expérimentales dès lors que l'usage du MGM est ciblé. C'est dans cet esprit qu'ont procédé les auteurs Combe et al. (2005).

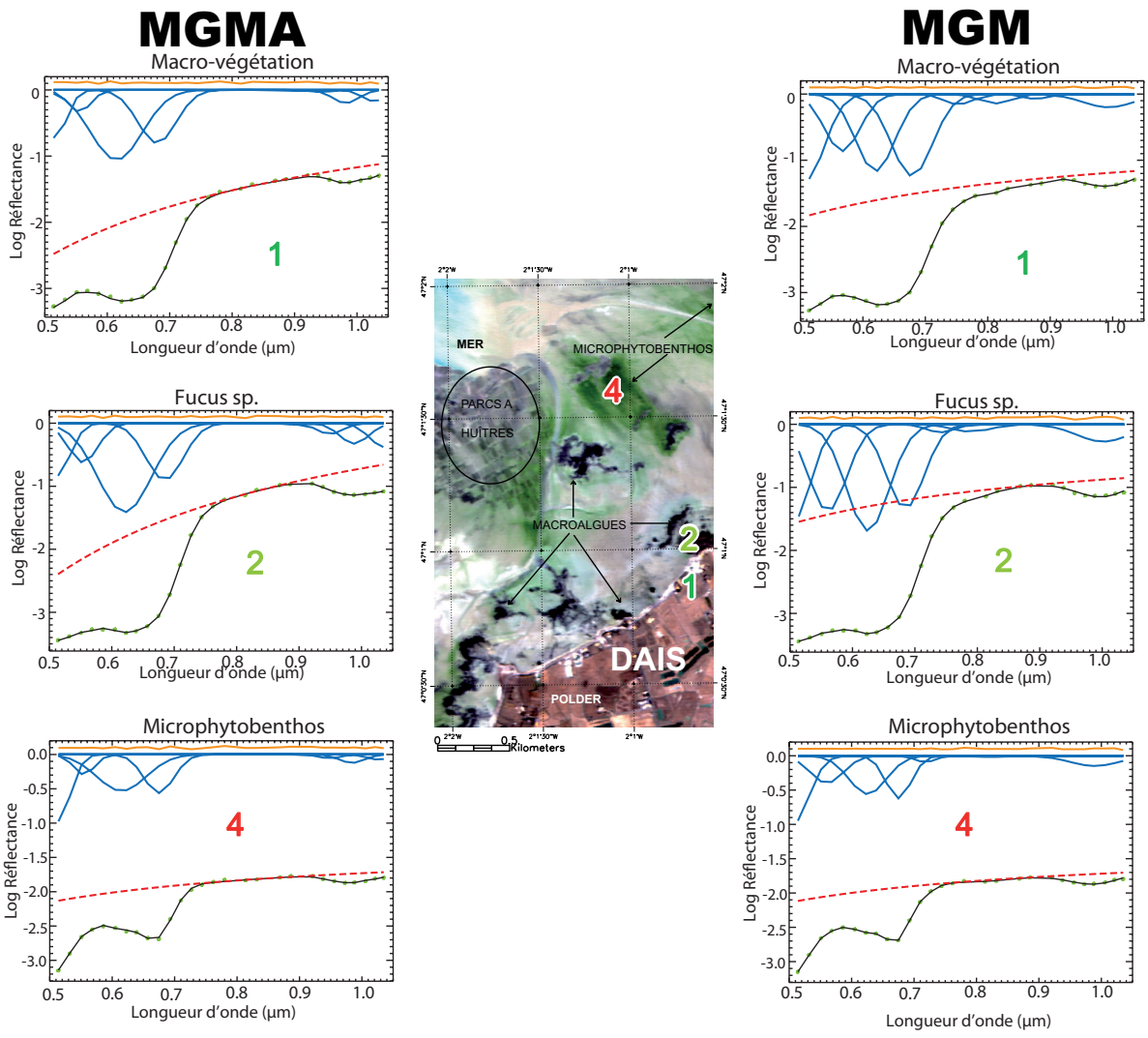


FIG. VI.2.3 – Comparaison de la déconvolution par le MGMA et par le MGM de l'image DAIS 7915. Les spectres déconvolués représentent les principaux constituants biologiques. Les chiffres correspondent aux localisations des spectres sur l'image.

VI.2.1.3 Déconvolution automatique des données ROSIS

Nous avons appliqué la même méthode de déconvolution sur l'image ROSIS. La figure VI.2.4 montre que tous les constituants de la scène sont parfaitement déconvolués. L'erreur quadratique moyenne sur l'ajustement de l'ensemble des pixels de la zone intertidale est très faible et donc très satisfaisante. La RMS est de 0,003 (Stdev= 0,01). De plus, la position des absorptions reste cohérente avec la théorie, les résultats sont interprétables.

En conclusion, chacun des pixels des scènes DAIS 7915 et ROSIS est parfaitement déconvolué. La présente méthode (MGMA) améliore significativement la modélisation des spectres de réflectance. Les valeurs de RMS moyennes sont faibles. L'ajustement est de qualité et permet de prendre en compte toute la diversité spectrale de la scène. Elle est rapide, le modèle converge plus facilement vers une solution acceptable. La méthode est reproductible à différents environnements et peut s'appliquer sur des données de résolutions spectrales différentes. La méthode présente comme inconvénient d'être dépendante des PPI (en anglais *Pixel Purity Index*). En effet, il s'avère que les end-members sélectionnés par la technique du PPI contrôlent le nombre de gaussiennes en entrée. Une mauvaise estimation des end-members pourrait nuire à la qualité de l'ajustement. D'autre part, il est recommandé de ne pas utiliser la méthode dès lors que les données présentent un très mauvais rapport signal-bruit. En effet, l'analyse spectrale par les dérivées présente le désavantage d'être sensible au bruit.

Enfin, les paramètres de sorties du MGMA étant cohérents, nous pouvons désormais interpréter les variations spectrales des gaussiennes pour cartographier la composition des sédiments (*e.g.* Chlorophylle-a, eau). Nous pouvons également interpréter les variations spectrales observées sur les paramètres du continuum MGM (*i.e.* ordonnée à l'origine, pente) pour cartographier les propriétés physiques des sédiments (*e.g.* granulométrie, eau).

VI.2.2 Paramètres du continuum et propriétés bio-physiques des sédiments

VI.2.2.1 Cartographie des paramètres du continuum MGM

La figure VI.2.6 représente les paramètres du continuum (ordonnée à l'origine) produits à partir du MGMA sur les données DAIS 7915. Nous constatons que la carte de l'ordonnée à l'origine présente des variations spectrales relativement importantes. Le paramètre ordonnée à l'origine semble être largement tributaire du contenu en eau. En effet, les valeurs les plus basses sont observées au niveau du réseau hydrographique de la slikke. L'eau a pour effet de diminuer le niveau de réflectivité des spectres, ce qui se traduit par des valeurs faibles de l'ordonnée à l'origine du continuum. Les valeurs les plus fortes sont observées au niveau des plages, des levées de chenaux de marée et sur les rochers, c'est-à-dire là où se développent les macro-algues. Les fortes valeurs d'ordonnée à l'origine associées

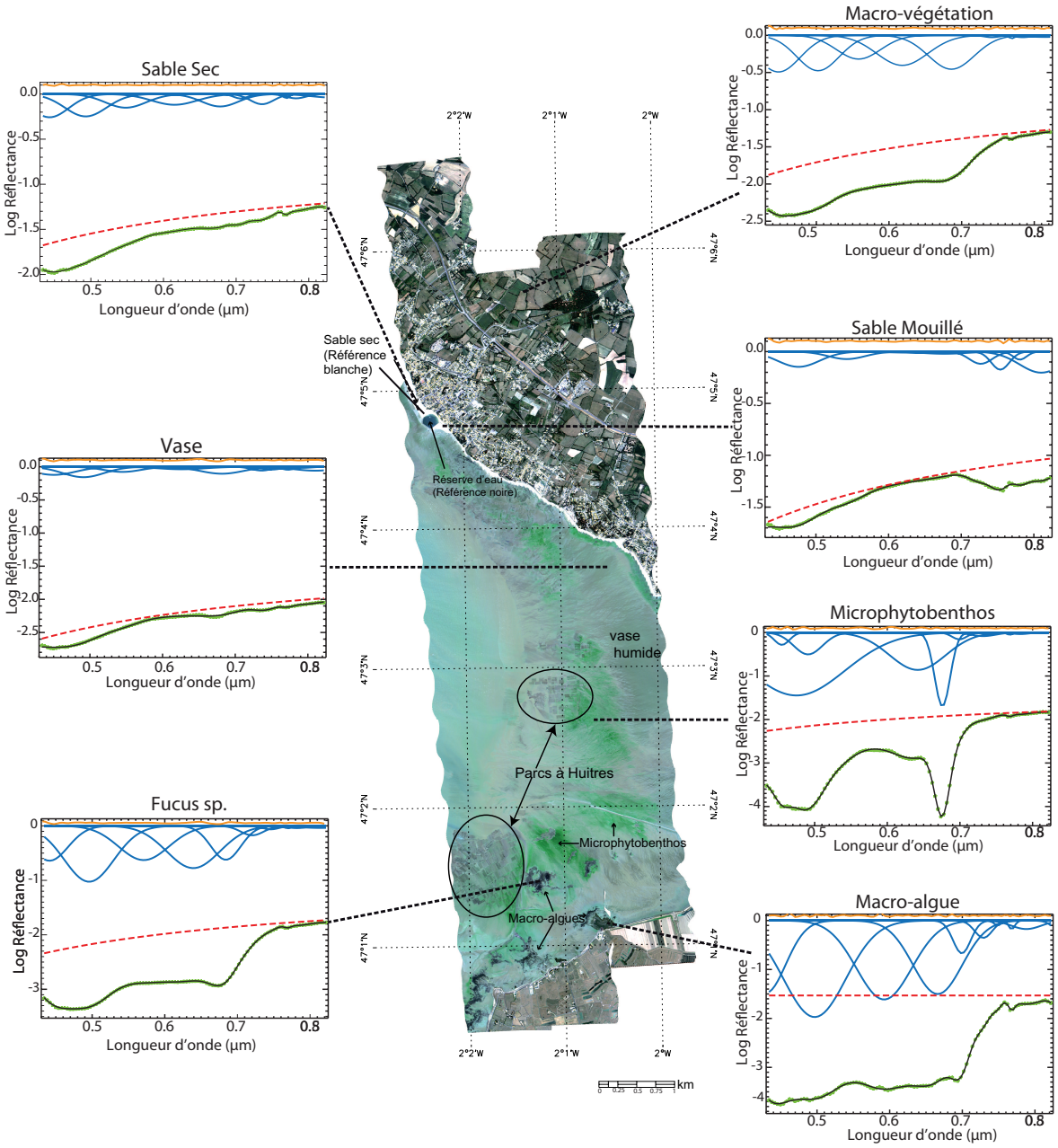
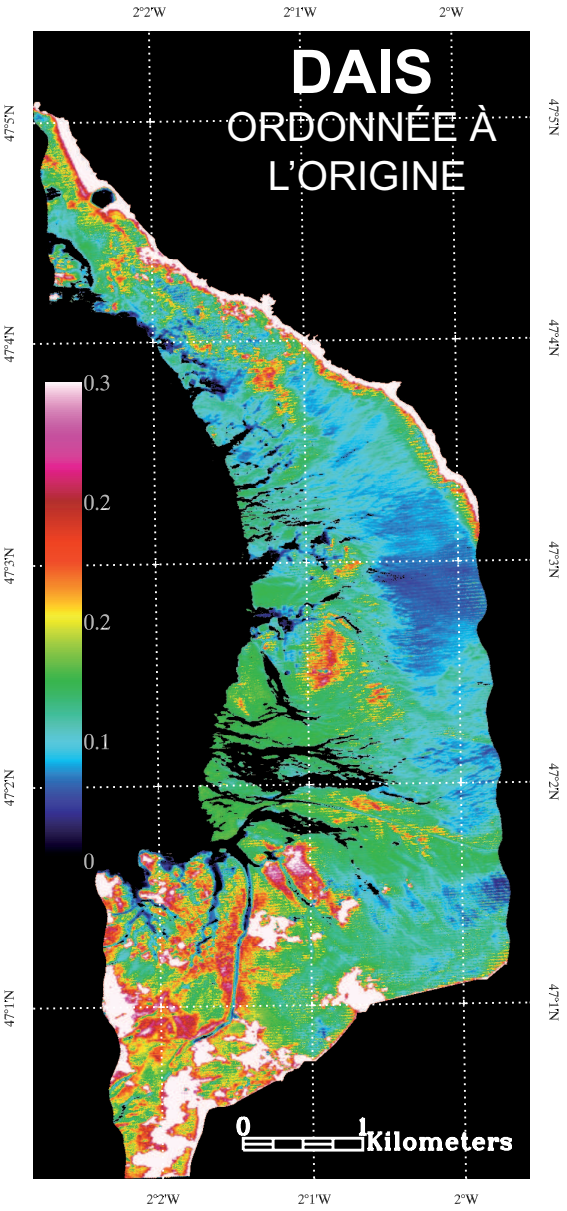
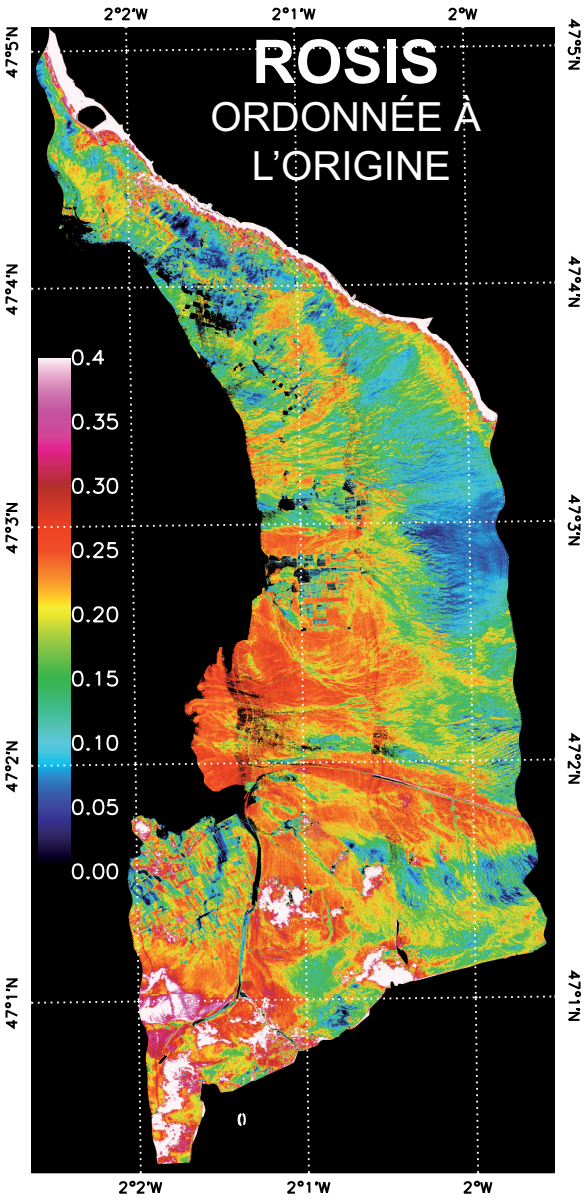


FIG. VI.2.4 – Application de la déconvolution par le MGMA sur l'image ROSIS.

aux macro-algues s'expliquent facilement par le fait que la végétation présente un plateau dans le proche infrarouge pour lequel les valeurs de réflectance sont élevées. Les fortes valeurs d'ordonnées à l'origine des sables et des levées de chenaux sembleraient être corrélées à une granulométrie plus grossière des sédiments. La taille des particule étant grossière, l'eau pourrait percoler plus facilement et les sédiments seraient moins humides.





ORDONNÉE À L'ORIGINE

Moyenne : 0,138

Maximum : 1,00

Stdev : 0,103

ORDONNÉE À L'ORIGINE

Moyenne : 0,131

Maximum : 1,00

Stdev : 0,156

FIG. VI.2.5 – Paramètres du continuum (ordonnée à l'origine) produit à partir du MGMA sur les données DAIS et les données ROSIS.

Notons que les cartes des paramètres du continuum des données ROSIS suivent à peu près le même schéma général que pour les données DAIS 7915. À la différence près que la gamme de longueur d'onde couverte par l'instrument ROSIS ne comprend pas tout le plateau infrarouge. En effet, L'instrument ROSIS couvre partiellement le plateau infrarouge, ce dernier commençant à 0,78 μm. Il en résulte des valeurs différentes entre les données ROSIS et les données DAIS 7915 qui, quant à elles, présentent véritablement un plateau infrarouge et donc un véritable saut dans l'infrarouge. Il n'est donc pas étonnant de constater que les valeurs de l'ordonnée à l'origine, pourtant fortes car typiques de la macro-végétation, sont relativement plus faibles dans le cas de ROSIS que pour DAIS 7915.

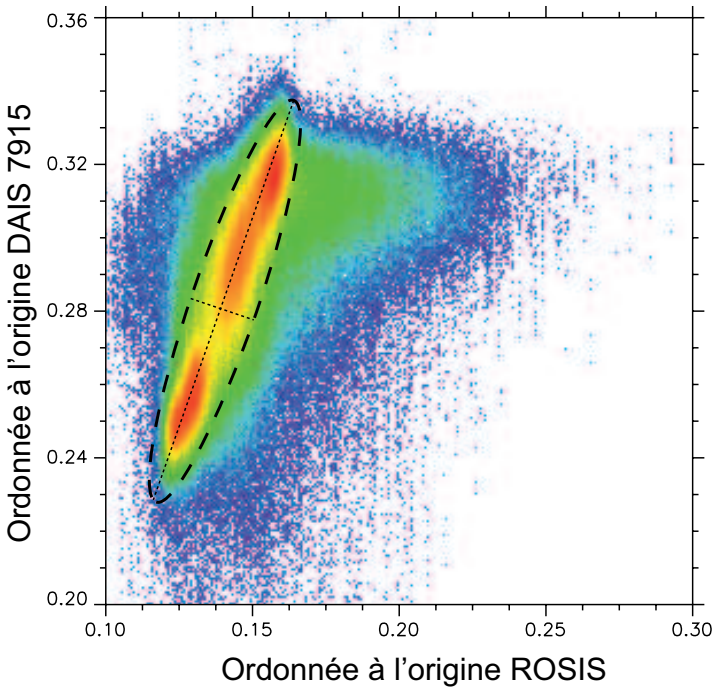


FIG. VI.2.6 – Diagramme de dispersion bidimensionnelle représentant la relation entre les valeurs de l'ordonnée à l'origine du continuum ROSIS en fonction de celles de DAIS 7915. Afin de comparer les données entre elles, les données ROSIS ont été dégradées à la résolution spatiale de DAIS 7915. Chaque point du diagramme correspond spatialement au même pixel quelle que soit l'image aux incertitudes de mesures près (géoréférencement, mosaïque). Le codage de couleur (arc-en-ciel avec le bleu foncé pour les valeurs les plus faibles) marque la densité de pixels. La majeure partie de la population (zone rouge) semble d'aligner sur une droite.

VI.2.2.2 Classification des propriétés bio-géophysiques

La déconvolution spectrale a pour grand avantage de pouvoir dissocier dans un spectre de réflectance les contributions relatives aux phénomènes d'absorptions (*i.e* les gaussiennes) et les contributions relatives aux phénomènes de diffusion (*i.e.* le continuum MGMA).

Les résultats des analyses en environnement contrôlé sont en accord avec la théorie. Nous pouvons donc avancer que les paramètres du continuum modélisés par le MGMA sont fonction des paramètres

sédimentaires : la granulométrie, la rugosité, la composition, l'effet du biofilm, la matière organique et la teneur en eau. Autrement dit, les paramètres du continuum, outre l'ordonnée à l'origine, varient principalement en fonction des propriétés bio-géophysiques des sédiments. C'est la raison pour laquelle nous avons entrepris d'élaborer une classification non-supervisée des paramètres du continuum pour cartographier les propriétés bio-géophysiques des sédiments. Cette cartographie présente un sens dans la mesure où les classes sont liées aux processus de la physique optique. Pour ce faire, nous avons classé trois produits du MGMA, à savoir les paramètres du continuum (carte de l'ordonnée à l'origine, carte de la pente) et la carte de la RMSE (Root Means Square Error). Notons que la classification sera principalement dépendante de l'ordonnée à l'origine. Bien que la pente du continuum ne montre pas de variations significatives en laboratoire, nous avons tout de même inclus la pente du continuum afin de prendre en compte les effets en liaison avec la macrorugosité (rochers, tables ostréicoles). La carte de la RMSE a été incluse volontairement dans cette classification dans la mesure où elle comporte de l'information. En effet, la RMSE nous renseigne sur les longueurs d'onde pour lesquelles le modèle MGMA a moins bien ajusté le spectre par la somme du continuum et des gaussiennes. Cependant il est difficile d'estimer quelles sont les parts de contributions respectives du continuum et des gaussiennes dans les valeurs de RMSE. Nous avons identifié automatiquement et de manière non supervisée sept classes. Nous avons ensuite attribué un faciès à chacune des classes. Les faciès ont été déduits directement des spectres de réflectances selon la position des absorptions et des valeurs caractéristiques du continuum. Nous avons complété la caractérisation des faciès grâce à notre connaissance du terrain et aux analyses en laboratoire. Les investigations confirment quela zone sud de la baie est de nature sableuse. Nous garderons tout de même en mémoire que les acquisitions des données hyperspectrales datent de l'année 2002 alors que nos investigations sont plus récente (2007-2008). Il est donc dangereux de s'appuyer sur les données expérimentales pour valider les cartes produites. Toutefois, sachant que dans cette zone la dynamique sédimentaire est peu active, il est fort probable que les grandes tendances granulométriques soient restées inchangées dans cette partie de la baie. De plus, les travaux de Grossel et al. (2001) avaient également permis de montrer la nature sableuse au Sud-Ouet de la baie (*i.e.* la Coupelasse).

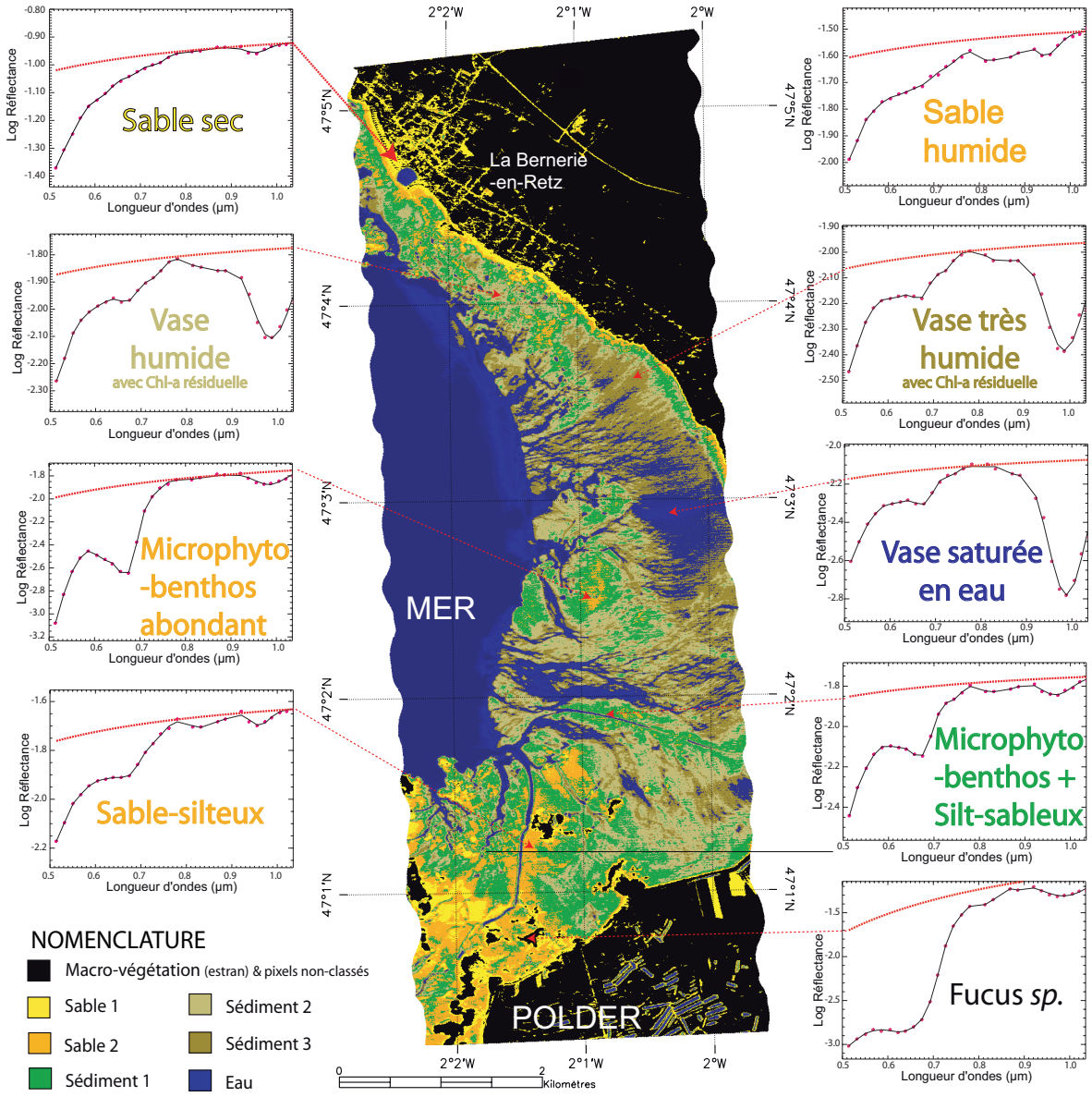


FIG. VI.2.7 – Carte des propriétés bio-géophysiques de la zone intertidale élaborée à partir de l'image hyperspectrale DAIS. Les paramètres du continuum (ordonnée à l'origine, pente et RMSE) ont été classés puis regroupés en sept classes non supervisées

Cette carte reflète spatialement les grandes tendances des paramètres bio-géophysiques de la zone intertidale. Elle est utilisée en première approche pour caractériser les faciès sédimentaires d'un point de vue purement qualitatif. En aucun cas elle ne constitue une réelle quantification. Encore une fois, elle illustre bien le fait que le continuum contient de l'information et que cette information est spatialement distribuée de manière cohérente. Rappelons que cette classification est largement dépendante de l'ordonnée à l'origine. À ce stade de l'interprétation, il nous est encore difficile de distinguer clairement les effets de la granulométrie sur l'ordonnée à l'origine de ceux produits par la biomasse du microphytobenthos. Voyons maintenant comment nous pouvons décorréler spatialement les effets de la teneur en eau, de la granulométrie et de la biomasse.

VI.2.3 Cartographie de la teneur en eau

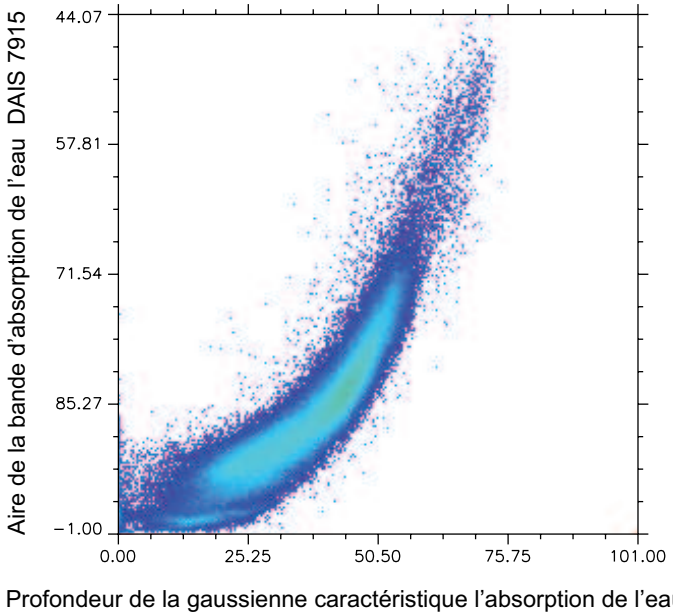


FIG. VI.2.8 – Diagramme de dispersion bidimensionnelle représentant la relation entre la profondeur de l'absorption centrée à 0,97 μm acquise par MGMA et son aire calculée après retrait du continuum de type Clark and Roush, (1984). Chaque point du diagramme correspond à un pixel de l'image DAIS 7915. Le codage de couleur (arc-en-ciel avec le bleu foncé pour les valeurs les plus faibles) marque la densité de pixels. Nous constatons une forte corrélation positive entre les deux paramètre d'absorption.

Les données d'entrée (*i.e.* profondeur de bande d'absorption de l'eau) ont été utilisées pour prédire les résultats en sortie (*i.e.* teneur en eau). Le diagramme de dispersion (Figure VI.2.8) entre les valeurs de profondeur de bande en fonction de l'aire de l'absorption centrée à 0,97 μm montre une relation positive pseudo-linéaire. Autrement dit, la profondeur de bande est aussi significative que l'aire pour estimer la teneur en eau. Comme les modèles de régressions mathématique ont été validés, nous les

avons appliqués aux images hyperspectrales. Différentes formulations ont été élaborées (Verpoorter et al., 2009). L'une permet de retrouver les teneurs en eau à partir des valeurs de l'ordonnée à l'origine du continuum. Trois autres permettent de retrouver les teneurs en eau à partir des valeurs de profondeur de bande de la gaussienne centrée à 0,97 μm. Il s'agit plus particulièrement des relations pemettant de retrouver l'eau saturée, libre et liée.

VI.2.3.1 Cartographie de la teneur en eau à partir des absorptions spécifiques de l'eau

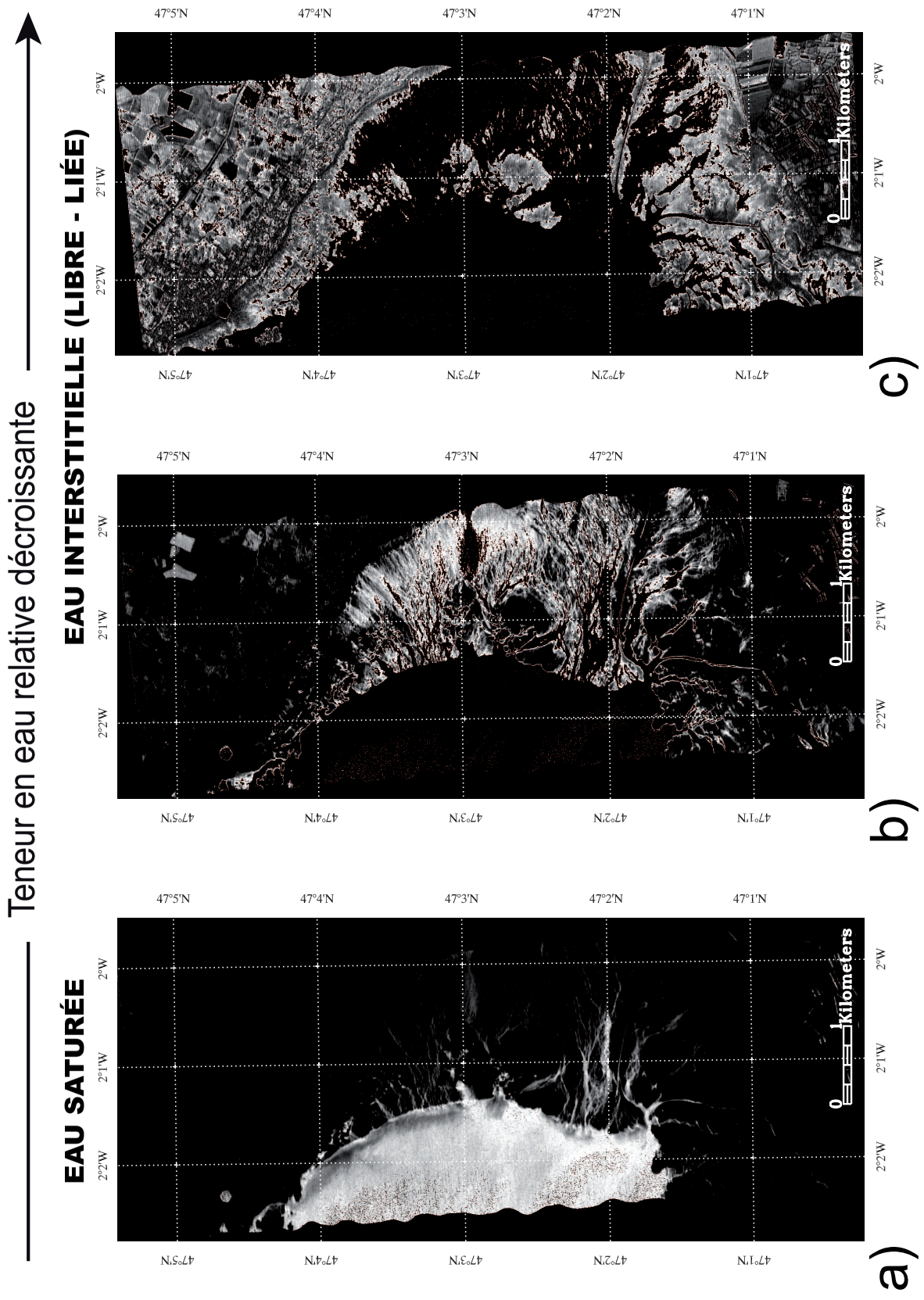


FIG. VI.2.9 – Cartographie de la teneur en eau relative des sédiments de la zone intertidale de la baie de Bourgneuf. Chacune des cartes est élaborée à partir des modèles de régression statistique de type exponentielle visant à retrouver les teneurs en eau à partir de l'absorption spécifique de l'eau centrée à 0,97 μm. La carte a) représente les secteurs saturés en eau (mer, cuvette). Les cartes b) et c) correspondent à l'eau présumée libre et liée.

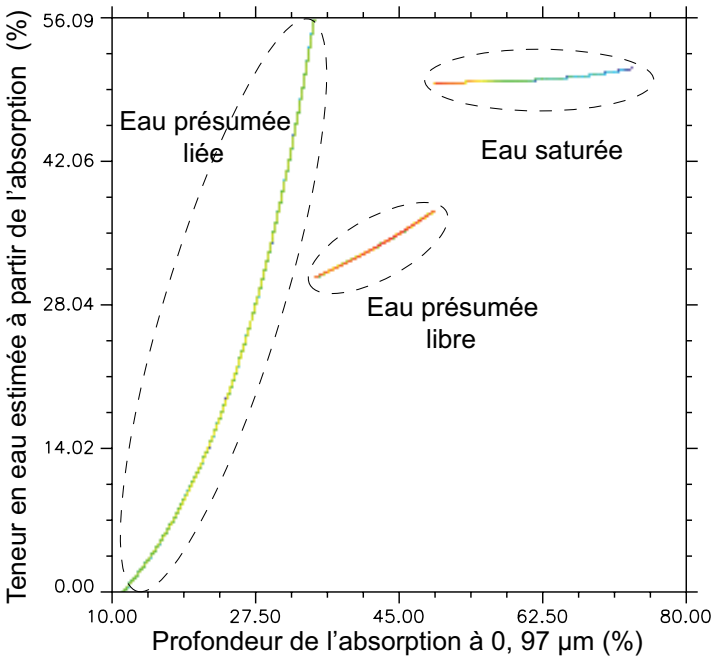


FIG. VI.2.10 – Diagramme de dispersion bidimensionnelle représentant la profondeur de l'absorption centrée à 0,97 μm et la teneur en eau. Chaque point du diagramme correspond à un pixel de l'image DAIS 7915. Les trois unités respective des types d'eau présumées saturée, libre et liée sont nettement séparées et confirment ainsi la bonne réalisation de l'application des relations conduites en laboratoire à l'image.

En sortie, trois cartes de contenu en eau ont été obtenues au moyen des relations élaborées dans le chapitre précédent, l'une pour l'eau saturée, l'autre pour l'eau supposée libre et la dernière pour l'eau liée (Figure VI.2.9). Pour appliquer ces trois relations indépendamment les unes des autres à l'image DAIS, sans pour autant provoquer de confusion entre elles, un prétraitement a été nécessaire. En effet, comme nous proposons trois relations exponentielles pour une seule valeur de profondeur de bande, trois teneurs en eau se trouvent associées en fonction de l'équation sélectionnée. C'est pourquoi, pour remédier à ce problème nous avons décidé de borner la gamme de profondeur de bandes en trois intervalles de mesures. Ce qui revient à trouver deux seuils. Les seuils ont été sélectionnés parce qu'ils présentaient des ruptures de pente notable. Néanmoins, à chaque valeur de seuil, c'est-à-dire à chaque profondeur de bande, correspond une valeur de teneur en eau. Il s'avère que le seuil séparant l'eau liée de l'eau supposée libre (28%) correspond à peu près à la valeur critique que proposaient Liu et al. (2002), en l'occurrence 20%. En ce qui concerne le seuil entre l'eau saturée et l'eau supposée libre, ce dernier a été choisi par rapport à nos observations sur le changement d'état des sédiments. Effectivement, on constate que durant la phase d'acquisition des spectres en laboratoire, le passage des sédiments d'un état liquide à un état solide et humide se traduisait spectralement par un saut des valeurs de réflectance. Nous avons également utilisé l'apparition de la bande centrée à 1,9 μm comme proxy du changement d'état.

La figure VI.2.10 illustre le diagramme de dispersion des pixels de l'image DAIS 7915. À chaque pixel relatif à une profondeur de bande correspond une teneur en eau. Les points s'alignent parfaitement selon les équations formulées pour estimer la teneur en eau à partir des absorptions. il n'est donc pas étonnant de retrouver les trois sous-ensembles correspondant à l'eau saturée, l'eau présumée libre et liée.

La carte VI.2.11 constitue une synthèse des cartes élaborées à partir de la relation trouvée entre l'absorption et la teneur en eau. Elle combine à la fois la carte d'eau supposée libre et celle supposée liée. Elle exclut la carte saturée en eau. Autrement dit, elle a pour objet de quantifier l'eau uniquement au niveau des surfaces exposées à l'air.

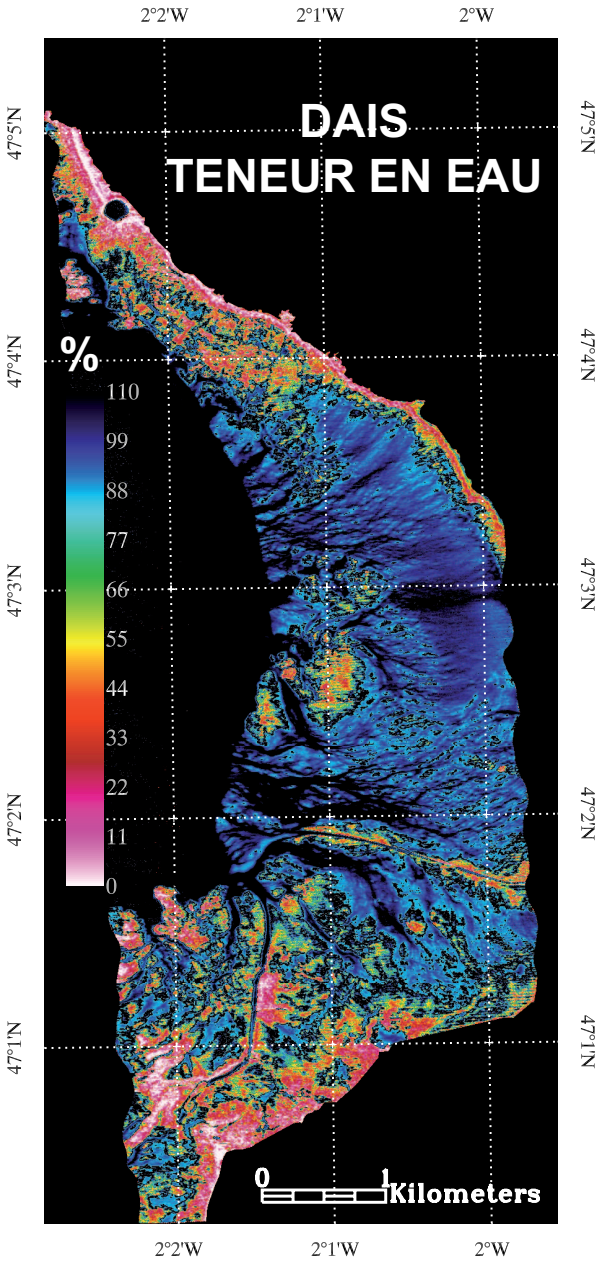


FIG. VI.2.11 – Cartographie de la teneur en eau des sédiments de la zone intertidale de la baie de Bourgneuf. La carte est élaborée à partir des modèles de régression statistique de type exponentielle visant à retrouver les teneurs en eau à partir de l'absorption spécifique de l'eau centrée à 0,97 μm (Profondeur de bande). Ici figurent uniquement les états hydriques correspondant à l'eau présumée libre et liée. L'état hydrique saturé n'est pas représenté.

VI.2.3.2 Cartographie de la teneur en eau à partir du continuum

Nous avons précédement cartographier le contenu en eau à partir de la relation entre l'eau et son absorption. Désormais, nous allons appliquer la relation entre l'eau et le continuum (c.f. figure VI.1.16) aux données ROSIS. Alors que les paramètres de bandes des gaussiennes font intervenir trois régressions de type exponentielle, le paramètre du continuum (intercept) laissait supposer une seule régression. Nous constatons que les cartes produites à partir des images DAIS et ROSIS se ressemblent. Ceci s'explique facilement par le fait que les modèles prédictifs utilisés repectivement pour les données DAIS et ROSIS était déjà similaires (c.f. figures VI.1.16 et VI.1.19). Les zones très humides sont aux mêmes endroits pour les deux images et inversement pour les zones sèches. Toutefois, nous constatons des différences en ce qui concerne les valeurs. Ceci s'explique par le fait que les valeurs d'albédo de ROSIS sont originellement différentes de celles de DAIS. Peut être que ces différences s'expliquent par la calibration des données ROSIS. Partant du principe que le modèle appliqué sur le continuum aux données ROSIS (pente de 1) est meilleur que celui appliqué au données DAIS (pente de 1,2), la carte ROSIS semblerait donc fournir une meilleure estimation du contenu en eau. Toutefois, suite différences d'albédos, il convient de rester prudent quant à la comparaison directe des deux images sur leurs qualités respectives.

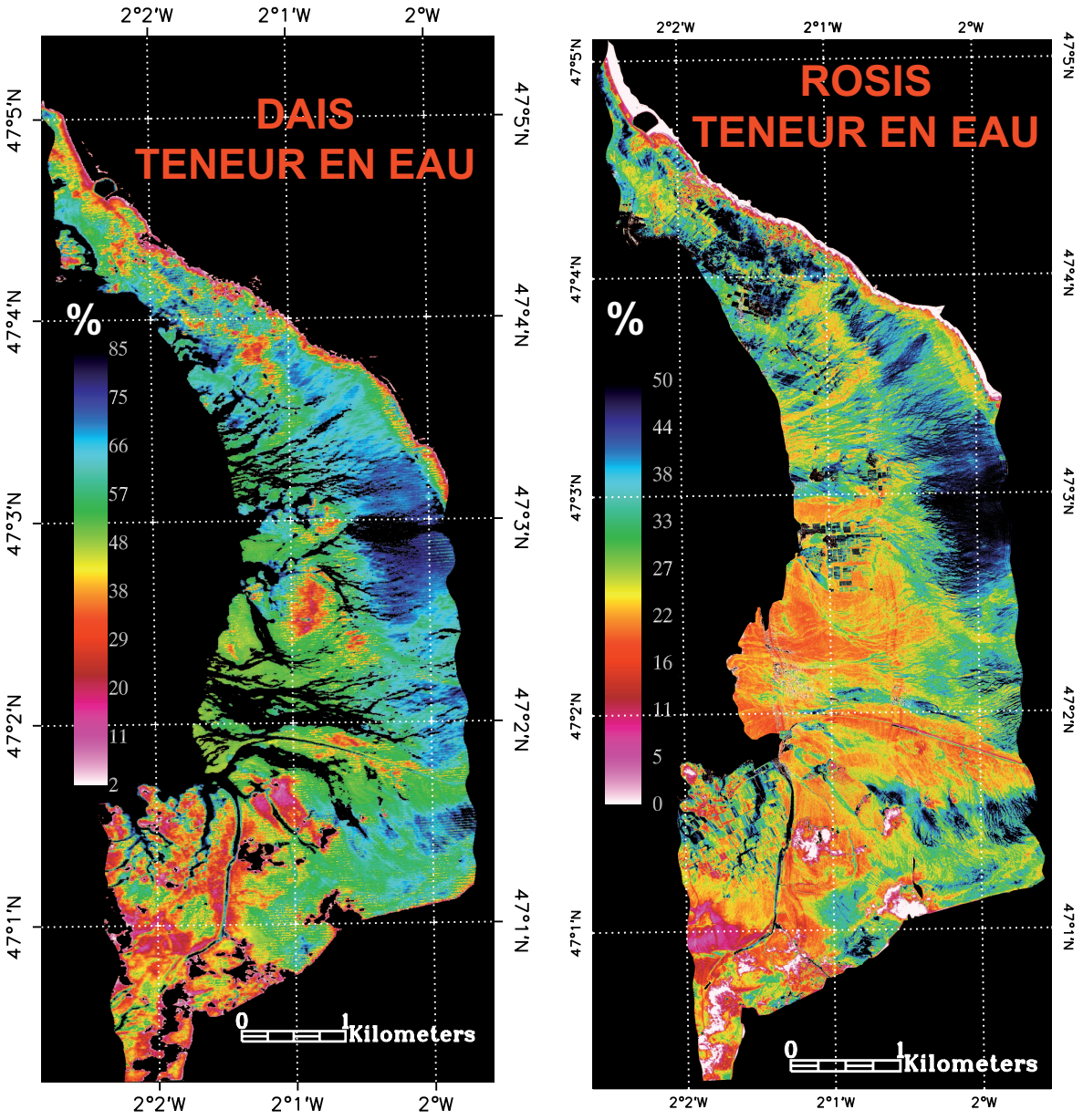


FIG. VI.2.12 – Cartographie de la teneur en eau des sédiments de la zone intertidale de la baie de Bourgneuf. La carte est élaborée à partir des modèles de régression statistique de type exponentielle visant à retrouver les teneurs en eau à partir du continuum (ordonnée à l'origine). La carte de gauche estime la teneur en eau pour DAIS 7915 tandis que celle de droite estime la teneur en eau pour ROSIS.

A) Importance de l'eau au niveau des processus sédimentaires

Pour comprendre les effets du contenu en eau sur les valeurs de réflectance, nous devons intégrer les différents facteurs pouvant influencer celui-ci. Le contenu en eau varie avec la taille des grains, la pente de la vasière, le temps d'exposition des sédiments et la topographie locale. Les cartes de contenu montrent qu'une importante quantité d'eau stagne sur le substrat sédimentaire même après une exposition prolongée des sédiments à l'air (1 heure). Les eaux stagnantes sont fortement corrélées aux fractions granulométriques fines de types vases ou encore vaso-silteuses. Souvent, les structures de vases en placages coïncident avec les surfaces recouvertes d'eau. L'eau stagnante apparaît également entre les rides et mégarides sableuses.

B) Réseau hydrographique de l'estran

Ici, nous proposons de cartographier l'état hydrique des sédiments superficiels des estrans à partir des cartes du continuum produites par MGMA. Deux zones sont clairement identifiées :

1. les zones à interface sédiment-eau, milieux saturés,
2. les zones à interface sédiment-air, milieux non saturés.

Les cartes de teneur en eau permettent de distinguer parfaitement les sédiments saturés des sédiments non saturés en eau. Les zones saturées se manifestent à travers la visualisation du réseau hydrographique de l'estran. Nous distinguons les cuvettes, les sillons, les chenaux de marée et le *Falleron*.

C) Implications morphométriques de la vasière

Nous avons clairement identifié le réseau hydrographique de la vasière. Les sillons et les chenaux de marée qui arpentent la vasière et les éventuelles dépressions (*i.e.* cuvettes d'eau) sont autant de paramètres qui nous renseignent sur le caractère morphologique de la vasière. Par exemple, l'écoulement des eaux depuis l'amont vers l'aval, au sein des chenaux de marée et des sillons, a pour principal effet de surcreuser et d'entailler la vasière. Ce réseau d'apparence anastomosé crée localement des petites dépressions et des petits reliefs entre lesquels l'eau peut s'écouler. Quand les chenaux sont de dimensions assez importantes, des levées de chenaux peuvent apparaître. Elles constituent des méso-reliefs plus importants que les buttes localisées entre les sillons, citées précédemment. Ces méso-reliefs sont facilements identifiés par leurs états hydriques. Les méso-reliefs possèdent des état hydriques plus ou moins secs (évaporation, percolation, ruissellement des eaux) et qui contrastent avec celui des dépressions saturées en eau, c'est-à-dire le réseau hydrographique (écoulement, stagnation des eaux).

Par conséquent, les cartes du continuum permettent d'établir une analyse morphométrique relative des estrans. Dans le but d'obtenir une cartographie des variations absolues des reliefs de type dépressions, il aurait été intéressant de corréler les paramètres de bande d'absorption de l'eau à 0,97 μm

(profondeur, aire) et les paramètres du continuum (ordonnée à l'origine) avec le niveau d'amplitudes des dépressions. Cette démarche aurait simplement nécessité une étape de calibration entre les paramètres de bandes d'absorptions de l'eau ou les paramètres du continuum par rapport à la hauteur (en m) des dépressions. En d'autres termes, les bandes d'absorptions spécifiques de l'eau les moins pertubées par les effets atmosphériques (*i.e.* 0,97 ; 1,20 ; 1,79 ; 2,8 μm) et les paramètres du continuum devraient théoriquement permettre de retrouver les bathymétries des petits fonds. Toutefois, cette approche n'est valable que lorsque les eaux sont claires. Dans le cadre de notre étude, compte-tenu de la forte turbidité des eaux de la baie de Bourgneuf suite à la remise en suspension des sédiments sur l'estran, nous n'avons pas pu entreprendre cette démarche.

VI.2.4 Cartographie des faciès granulométriques

Nous avons vu qu'il était particulièrement difficile de discriminer les types de sédiments de la zone intertidale, plus particulièrement quand il s'agit de déterminer le grain critique des sédiments. Le terme "taille de grain critique" est classiquement utilisé comme standard pour classer les sédiments (Paterson et al., 1998; Riethmüller et al., 1998). Ici, la granulométrie moyenne est calculée à partir des fractions granulométriques. Cette grandeur statistique est prise souvent comme référence pour caractériser les plages. Des études ont montré les relations entre la granulométrie moyenne des sables et la morphologie des plages, les phénomènes de percolation et de perméabilité de l'eau ainsi que leurs effets sur la dynamique du transport sédimentaire (Komar, 1977). Ces facteurs jouent un rôle majeur dans la prédiction des zones d'érosions et d'engraissements des plages prises sous différentes conditions hydrodynamiques.

Dans le but de cartographier les fractions granulométriques indépendamment des effets de la teneur en eau, nous avons utilisé le modèle de régression statistique tridimentionnel élaboré dans le chapitre précédent.

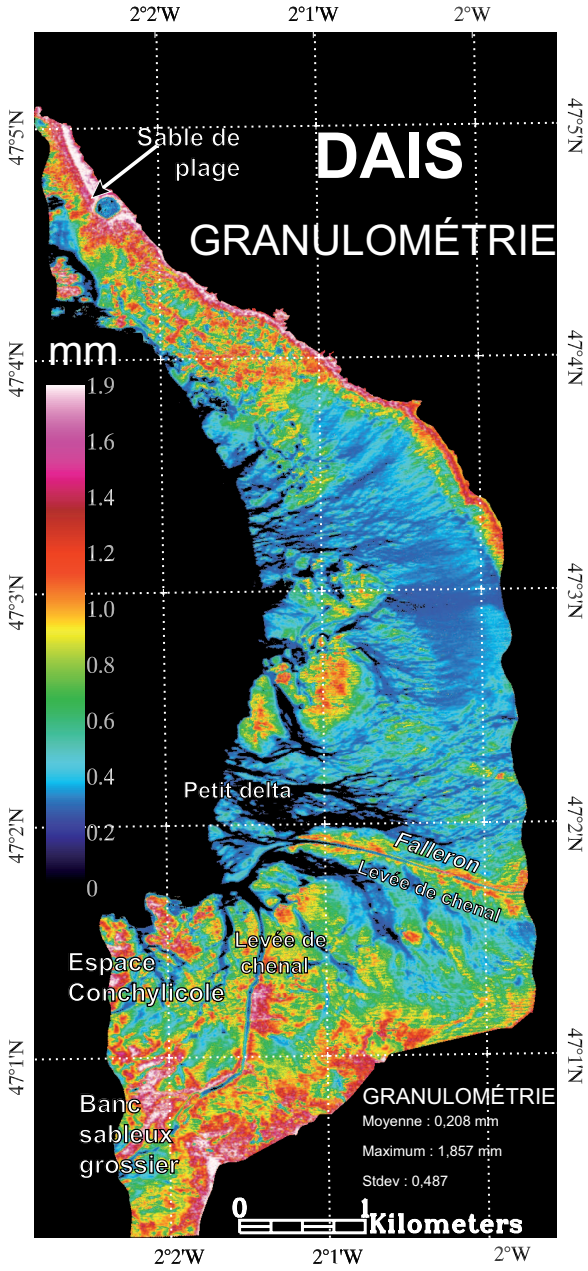


FIG. VI.2.13 – Carte des faciès granulométriques de la zone intertidale élaborée à partir de l'image hyperspectrale DAIS. La granulométrie est extraite au moyen d'un modèle de régression statistique tridimentionnel (X, les classes granulométrique moyennes ; Y, la profondeur de l'absorption centrée 0,97 μm et Z, l'ordonnée à l'origine du continuum).

La carte VI.2.13 représente les fractions granulométriques de la vasière intertidale. Les distributions granulométriques sont cohérentes avec les résultats attendus. Bien que la carte des fractions granulométrique soit tributaire des valeurs de l'ordonnée à l'origine, cette dernière n'est pas strictement dépendante. En effet, le diagramme de dispersion représentant la granulométrie en fonction de l'ordonnée à l'origine du continuum (Figure VI.2.14) est relativement diffus. Il n'y a pas de tendance laissant supposer une étroite dépendance des données. Ce résultat s'avère intéressant dans la mesure où l'approche utilisée pour cartographier les faciès granulométriques à partir des paramètres du continuum est d'une certaine manière indépendante des autres paramètres pouvant influencer les valeurs de l'ordonnée à l'origine, en l'occurrence le contenu en eau et la biomasse.

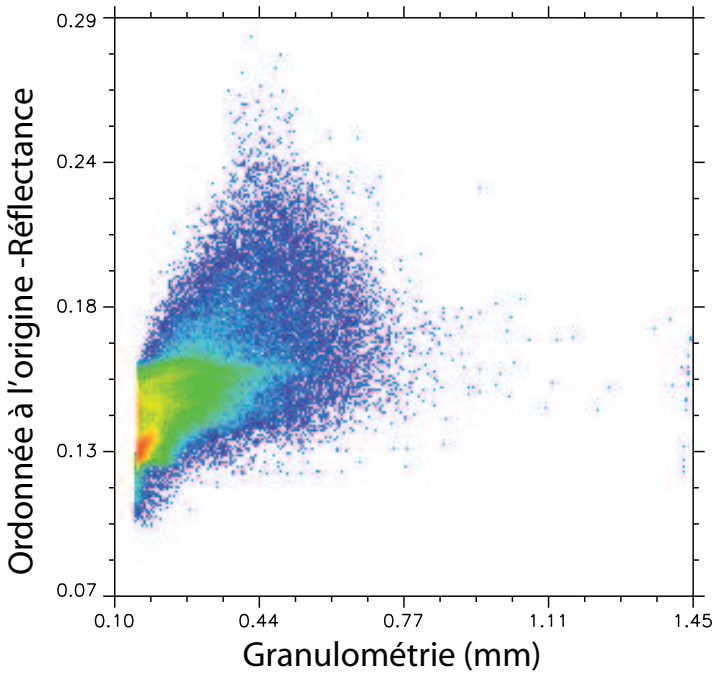


FIG. VI.2.14 – Diagramme de dispersion bidimensionnelle représentant la granulométrie en fonction de l'ordonnée à l'origine du continuum. Chaque point du diagramme correspond à un pixel de l'image DAIS 7915. Le codage de couleur (arc-en-ciel avec le bleu foncé pour les valeurs les plus faibles) marque la densité de pixels.

Effectivement, nous observons que certaine zones qui étaient pourtant caractérisées par des valeurs d'ordonnées à l'origine extrêmes (basses ou hautes) ne correspondent pas à des tailles de grains particulièrement fines ou grossières. Cela signifie que l'information est totalement décorrélée, ce qui est en soit un point positif. Par exemple, si nous comparons les cartes de l'ordonnée à l'origine avec la carte de répartition des faciès granulométriques, et cela plus particulièrement au niveau des rochers en majorité recouverts par les macro-algues, nous constatons que les fortes valeurs de l'ordonnée à l'origine, typiques des macro-algues, ne correspondent pas systématiquement à des sables grossiers. Les contours délimitant la macrovégétation ne suivent pas les contours des unités granulométriques.

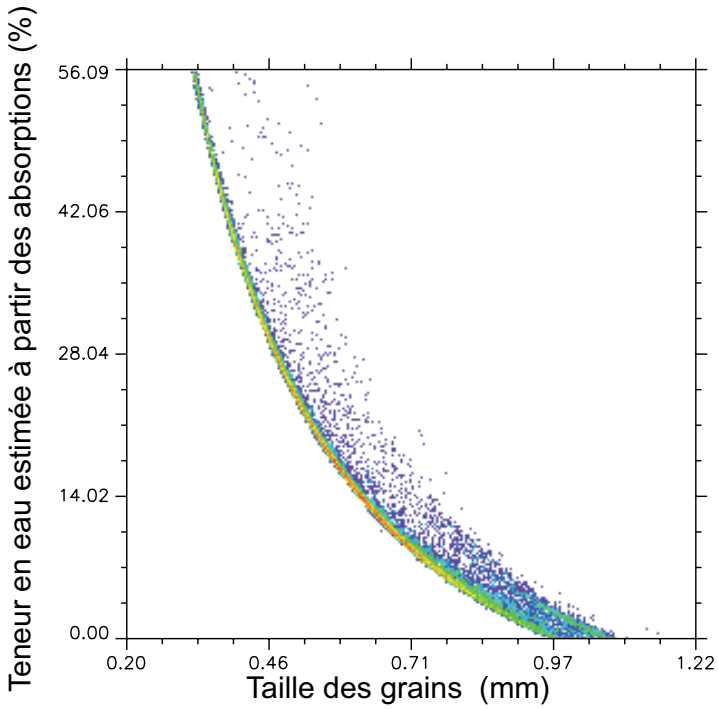


FIG. VI.2.15 – Diagramme de dispersion bidimensionnelle montrant la relation négative entre la granulométrie en fonction la teneur en eau calculée à partir de l'absorption de l'eau. Chaque point du diagramme correspond à un pixel de l'image DAIS 7915. Globalement, plus la taille des grains augmente, plus la teneur en eau diminue.

Prenons cette fois-ci l'exemple du microphytobenthos. Là encore, les contours délimitant les fortes concentrations de microphytobenthos et constituant des unités bien individualisées, ne correspondent pas obligatoirement aux contours des unités granulométriques. En d'autres termes, le fait que la carte de répartition des faciès granulométriques ne suit pas systématiquement les tendances des autres paramètres sédimentaires influençant pourtant le comportement spectral nous permet d'affirmer que l'extraction du paramètre taille de grain est décorrélé des autres facteurs.

En revanche, nous constatons tout de même des zones granulométriques fortement corrélées avec la teneur en eau. Typiquement, les levées de chenaux et les plages présentent des granulométries plus ou moins grossières et sont corrélées à des faibles teneurs en eau. Le diagramme de dispersion des points (Figure VI.2.15) montre que la granulométrie est corrélee négativement à la teneur en eau, cette dernière étant calculée à partir des absorptions. Plus la teneur en eau est faible plus la taille des grains est grossière. Ce résultat est confirmé par l'étude statistique (Tableau VI.2.1). Dans le tableau (VI.2.1) les moyennes granulométrique et hydrique ont été calculées à partir des cartes d'eau saturée, libre et liée. Par exemple, l'eau sous sa forme liée présente une teneur en eau faible (27 %) et les moyenne granulométrique sont les plus fortes (0,537 mm). Le mécanisme de percolation de l'eau semble le mécanisme responsable. Un sable est perméable et laisse percoler l'eau alors qu'une vase est plus

imperméable car enrichie en argile et sera plus propice à générer des zones saturée en eau. Voyons maintenant comment nous pouvons interpréter la corrélation entre l'eau et la granulométrie d'un point de vue spatial.

Paramètres sédimentaires / État hydrique	Granulométrie (mm)			Teneur en eau (%)	
	Moyenne	Max	Stdev	Moyenne	Stdev
Eau saturée	0,158 mm	0,438 mm	0,011	50 %	0,10
Eau libre	0,233 mm	0,935 mm	0,059	34 %	1,80
Eau liée	0,537 mm	1,857 mm	0,208	27 %	16,01

TAB. VI.2.1 – Tableau représentant la relation entre la taille de grain moyenne en fonction de la teneur en eau sélectionnée sur trois zones présumées différentes (zone d'eau : saturée, libre, liée). Globalement les faible teneurs en eau sont associées aux grains grossiers et inversement. La zone saturée en eau est de granulométrie plus fine que la zone riche en eau libre Les sédiments de la zone riche en eau libre sont eux-mêmes plus fins que ceux de la zone riche en eau liée.

VI.2.4.1 Description des cartes de faciès granulométriques

Nous allons maintenant interpréter la carte des fractions granulométriques (Figure VI.2.13) obtenue à partir des traitements des données hyperspectrales (MGMA et régressions 3D). Globalement, les types de sédiments varient des sables grossiers aux vases très fines. Compte tenu du cadre sédimentaire, il n'est pas étonnant que la répartition des fractions granulométriques de la vasière intertidale ne montre pas un schéma général idéalement simple laissant supposer la prédominance d'un processus sédimentaire plutôt qu'un autre. Ceci est principalement dû au fait que la majeure partie des sédiments constitue des mélanges silto-sableux à sablo-silteux. Toutefois, l'interprétation de la répartition des faciès granulométriques nous permet tout de même de dégager des grandes tendances.

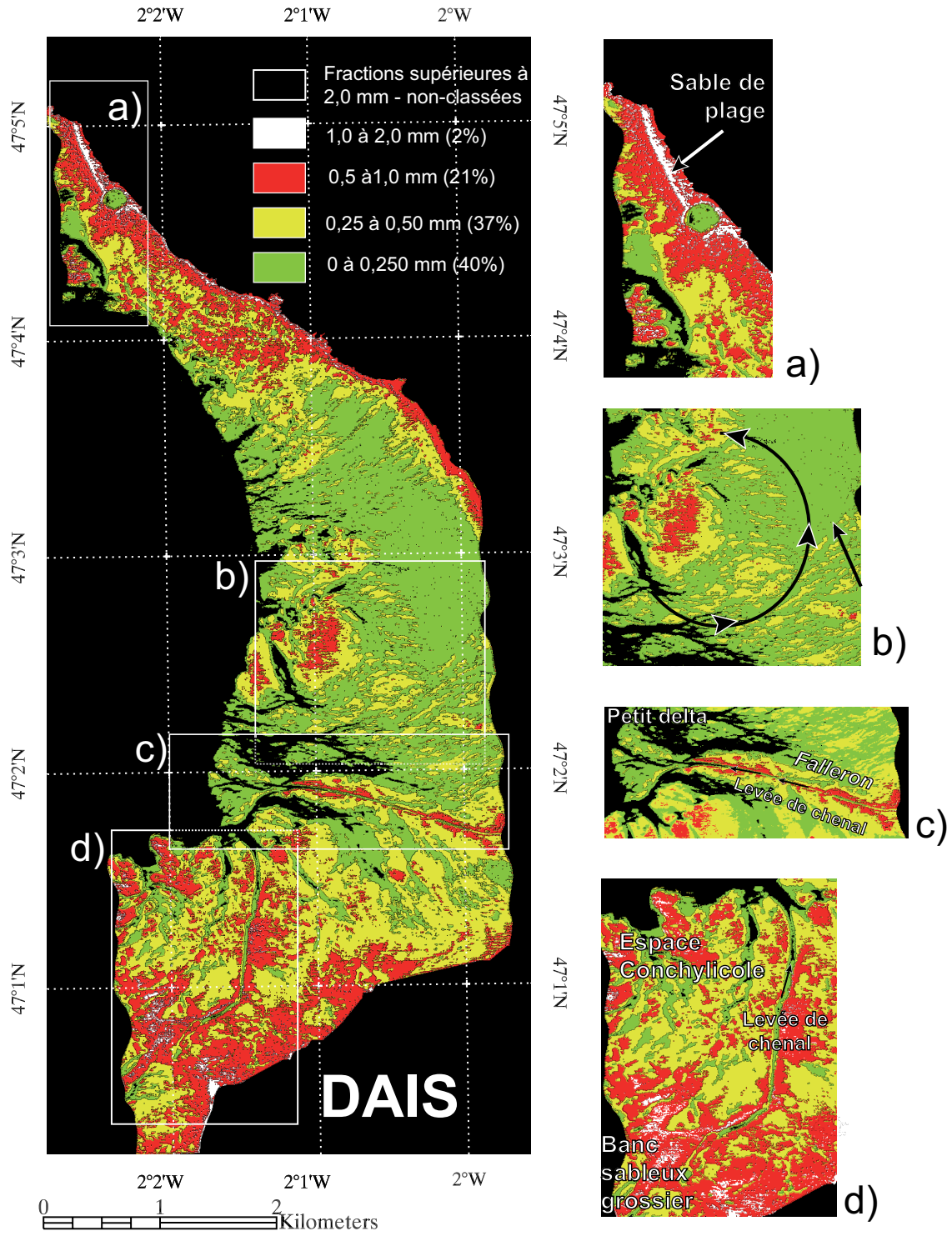


FIG. VI.2.16 – Cartes des faciès granulométriques de la zone intertidale élaborée à partir de l'image hyperspectrale DAIS. Pour clarifier la compréhension et la distribution des faciès, les tailles des particules ont été regroupées en quatre classes granulométriques dont les limites correspondent à celles des classifications usuelles en sédimentologie. L'imagette a) montre des dépôts de plage, b) les dépôts de houle, c) les levées du chenal du Falleron et d) les dépôt grossiers du sud de la slikke.

VI.2.4.2 Répartition des faciès granulométriques en relation avec l'hydrodynamisme

A l'évidence, nous ne sommes pas surpris de trouver à proximité des côtes et sur les plages des faciès granulométriques de type sable grossier jusqu'à même des graviers fins (Figure VI.2.16 a). Une seconde grande tendance des faciès granulométriques réside en la cohérence des dépôts. En effet, si nous nous intéressons à la taille des particules, nous remarquerons que les unités granulométriques s'agencent les unes par rapport aux autres de manière graduelle, elles ne présentent pas de variations brutales (Figure VI.2.16). Par exemple, à une zone de sable grossier (classe rouge) succèdera une zone de sable fin (classe jaune), qui elle-même, succèdera à une zone riche en silts (classe verte). Typiquement, nous n'observons pas des sédiments très grossiers juxtaposés directement à des sédiments très fins. La vasière ne présente donc pas de ségrégation granulométrique anormale mais plutôt des unités grano-croissantes ou grano-décroissantes normales. En d'autres termes, il n'existe pas de trace de processus hydrodynamique suffisamment intense (*e.g.* tempestite) capable de remobiliser les sédiments grossiers directement sur d'anciens dépôts fins. Au niveau de cette vasière, la mise en place des dépôts résulte donc de processus tidaux provoqués principalement par l'action de la marée et/ou de la houle. Ces derniers sont en accord avec les conditions de marée et de météorologie observées durant la phase d'acquisition des données hyperspectrales.

Certains dépôts peuvent clairement être associés à une action prédominante de la houle, notamment les effets de réflexion à la houle. En effet, nous pouvons constater la présence de figures sédimentaires particulièrement sableuses à sablo-silteuses et plus ou moins sèches (classes jaunes) contrastant avec le reste des dépôts qui les entoure, quant à eux de type vaseux et fortement humides (Figure VI.2.16 b). Ces figures forment des sortes de mégarides sableuses dont les directions sont obliques à la ligne de rivage. Elles résultent de l'interaction entre les vagues de front d'onde et les vagues réfléchies par les côtes (c. f. Figure I.1.10). A la basse mer, les mégarides peuvent subsister et constituer des hauts topographiques (10-30 cm) contrastant avec le reste de l'estran plutôt plat. Il n'est donc pas surprenant que les rides apparaissent plus sèches que les sédiments autour d'elles, dans la mesure où, compte tenu de leur sur-élévation, l'eau peut percoler plus facilement par phénomène de gravité. Ces figures sédimentaires peuvent être considérées comme d'excellents témoins des directions de propagation de la houle voire même de la hauteur de la colonne d'eau.

Une autre grande tendance granulométrique est à mettre en relation avec le réseau hydrographique de la vasière. En effet, nous pouvons constater que les levées de chenaux sont fortement corrélées avec des sédiments grossiers (Figure VI.2.16 c, d). Dans leurs études, Ryu et al. (2004) avaient constaté que la baie de Gomso (Corée) présentait les mêmes tendances granulométriques à proximité des chenaux tidaux. Outre les effets de la granulométrie sur les mesures, les valeurs de réflectance des levées de chenaux sont nettement plus importantes que celles des chenaux. Ceci s'explique facilement par le fait que l'eau contenue dans les chenaux absorbe davantage le rayonnement électromagnétique que les bordures des chenaux eux-mêmes. Cette propriété spectrale s'avère intéressante car elle permet

de délimiter facilement et rapidement les contours du réseau hydrographique de la slikke et donc de trouver son utilité dans de nombreuses applications relatives au domaine côtier (cartographie, modélisation hydrodynamique, etc.). Nous nuancerons cette caractéristique spectrale par le fait que les eaux des chenaux étant fortement turbides, il devient plus difficile de délimiter les contours du réseau hydrographique de façon franche. En effet, une forte charge de particules en suspension dans un milieu liquide engendre des phénomènes de diffusion importants. Les valeurs de réflectance des eaux turbides peuvent parfois même dépasser les valeurs de réflectance d'un substrat sédimentaire, certes en milieu solide mais fortement humide.

Ces observations sont cohérentes avec le fait que l'énergie des chenaux (*e.g.* le Falleron) est suffisamment importante pour remobiliser les crèmes de vases en direction de la mer mais pas assez intense pour remobiliser les particules plus grossières, les abandonnant ainsi sur place. Les très fines particules sont transportées en direction de la mer pour alimenter les dépôts deltaïques du Falleron comme le montre l'éventail ($\sim$ 500 m^2) composé de fines (Figure VI.2.16 c).

Contrairement à d'autres environnements de baie (Ryu et al., 2004), le contenu en sable et le grain moyen n'augmentent pas systématiquement en direction de la mer. Parfois, les tailles des particules apparaissent fines au voisinage de la ligne d'eau (ligne d'eau au centre de la vasière), parfois elles sont nettement plus grossières (au Sud et au Nord de la vasière). La distribution granulométrique des secteurs Sud et Nord peut être expliquée par la présence de rochers, de récifs et d'installations conchylicoles faisant office de barrières physiques à l'hydrodynamisme. Enfin, nous pouvons distinguer une zone de transition plus ou moins grossière en position médiane et de direction Nord-Sud.

En résumé, compte tenu des descriptions précédentes, différents ensembles granulométriques peuvent ainsi être très schématiquement différenciés. La figure synthétise ces différents ensembles. Au Nord et au Sud de la vasière intertidale prédominent des sédiments sablo-silteux. Au voisinage des plages et des chenaux de marée les sédiments apparaissent également sableux à sablo-vaseux. Au centre de la baie apparaissent des mégarides sablo-silteuses à sableuses. Tout le reste de la baie est largement occupé par des sédiments vaseux.

VI.2.5 Cartographie de la biomasse et son pourcentage de couverture

VI.2.5.1 Biomasses et pourcentage de couverture

En sédimentologie, il est important d'intégrer l'étude des biomasses pour comprendre la répartition des faciès sédimentaires de la zone intertidale. En effet, la répartion du microphytobenthos serait contrôlée par la nature du substrat mais aussi certains types de microphytobenthos auraient pour effet de biostabiliser le sédiment. Les cartes de biomasses et de pourcentage de couverture permettent de quantifier l'impact biologique (microphytobenthos) sur les processus de stabilisation à une large échelle. Des observations préliminaires montrent que le biofilm microalgal occupe une importante sur-

face. Les valeurs de réflectance des sédiments recouverts par d'importantes quantités de biofilm sont plus basses que pour les surfaces présentant de faibles quantités de biofilm.

Combe et al. (2005) ont montré qu'il était possible à la fois d'identifier et de quantifier les biomasses par télédétection hyperspectrale à partir des données DAIS par un modèle de mélange non-linéaire. Ce modèle a pour avantage de prendre en compte les mélanges intimes entre le biofilm et le substrat sédimentaire. Nous avons élaboré une technique permettant d'identifier automatiquement les bandes d'absorptions en liaison avec les différents assemblages de microphytobenthos, le type de substrat et la teneur en eau. Par le même procédé, le continuum est retiré automatiquement des spectres de réflectance. L'estimation automatique du continuum permet d'appréhender de manière significative les cartes des paramètres du continuum. Á la différence des études précédentes (Combe et al., 2005), le continuum est estimé librement. Ce continuum automatique n'est donc pas uniquement dépendant des propriétés biologiques des sédiments (diatomées), il dépend également des propriétés intrinsèques au type de substrat (composition, granulométrie et teneur en eau).

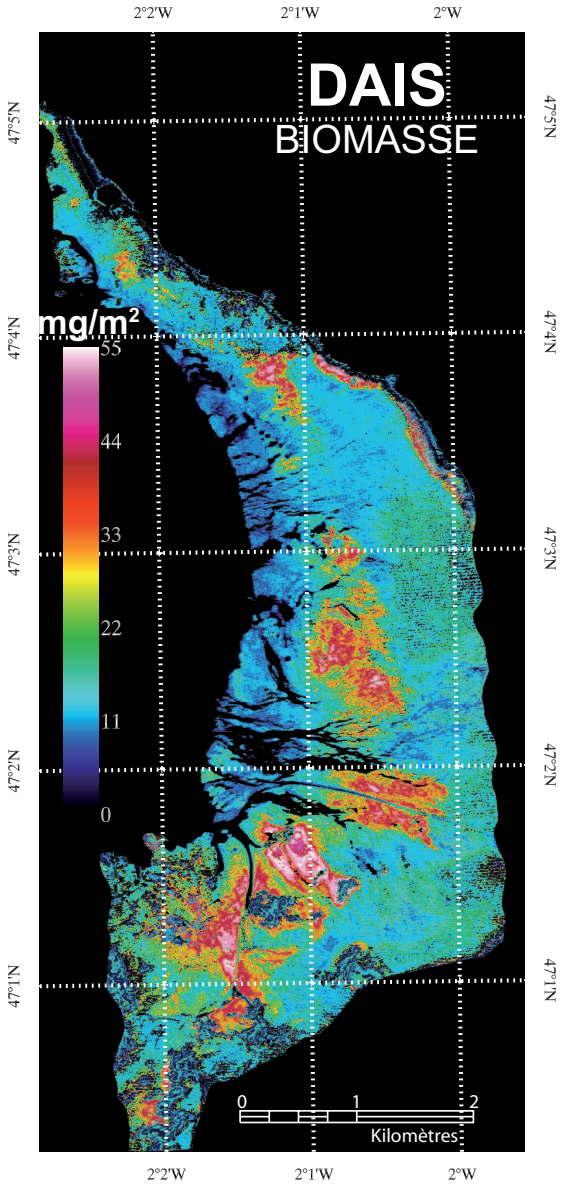
VI.2.5.2 Description des faciès à diatomées

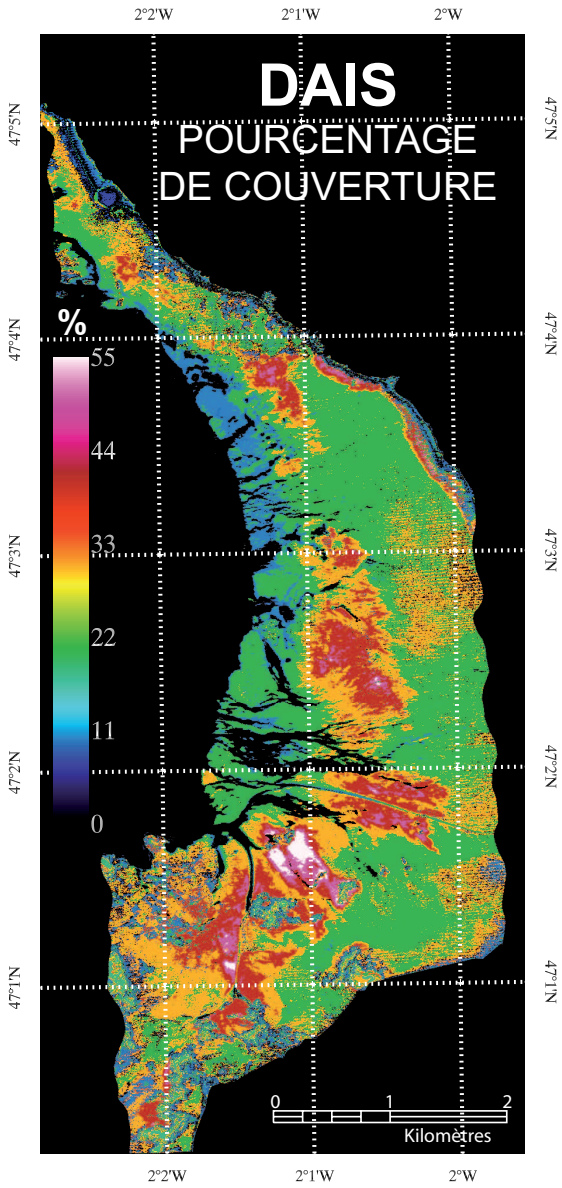
Le microphytobenthos influence les propriétés des sédiments. En effet, les diatomées épipéliques sécrètent des substances extracellulaires riches en polysaccharides (EPS), ce qui rend le sédiments plus cohésifs, favorise les dépôts des particules fines, protège le substrat contre l'érosion (§I.2.4.5). Les diatomées colonisent la pellicule superficielle du sédiment selon le degré d'évolution des mucilages qui emprisonnent les particules de vase.

Les processus d'absorption photosynthétiques peuvent être appréhendés par le MGMA dans le domaine spectral [0,444 à 0,678 μm]. Nous avons vu que l'absorption de la lumière par les photopigments se manifestait par l'occurrence de bandes d'absorptions intenses dans le spectre de reflectance. Chaque pixel ou spectre de l'image hyperspectale a été déconvolué par MGMA. Les valeurs des paramètres de bandes (ou de gaussienne) associées à chaque pixel permettent d'obtenir une cartographie complète de ces paramètres (profondeur, FWHM, aire de bande). Autant l'analyse des spectres déconvolués permet d'appréhender les assemblages possibles au sein d'un pixel, autant les cartes permettent d'évaluer spatialement la distribution de ces assemblages. L'étude des absorptions spécifiques au microphytobenthos par MGMA confirme que la Chlorophylle-a est corrélée positivement à la Chlorophylle-c et cela quel que soit le capteur utilisé (Figure VI.2.19).

Les facteurs qui contrôlent les biomasses du microphytobenthos dans les waddens sont complexes. Les distributions granulométriques sont reconnues comme l'un des facteurs qui contrôle leur répartition.

Certaines études ont permis de montrer que les fortes concentrations de Chl-a étaient corrélées aux sédiments vaseux et inversement, que les faibles teneurs semblaient être corrélées aux sédiments sableux (Cahoon et al., 1999; Perkins et al., 2003; Smith et al., 2003b; Deronde et al., 2006b). Cependant,





BIOMASSE:

Moyenne : 8,139 mg/m²

Maximum : 105,5 mg/m²

Stdev : 10,024

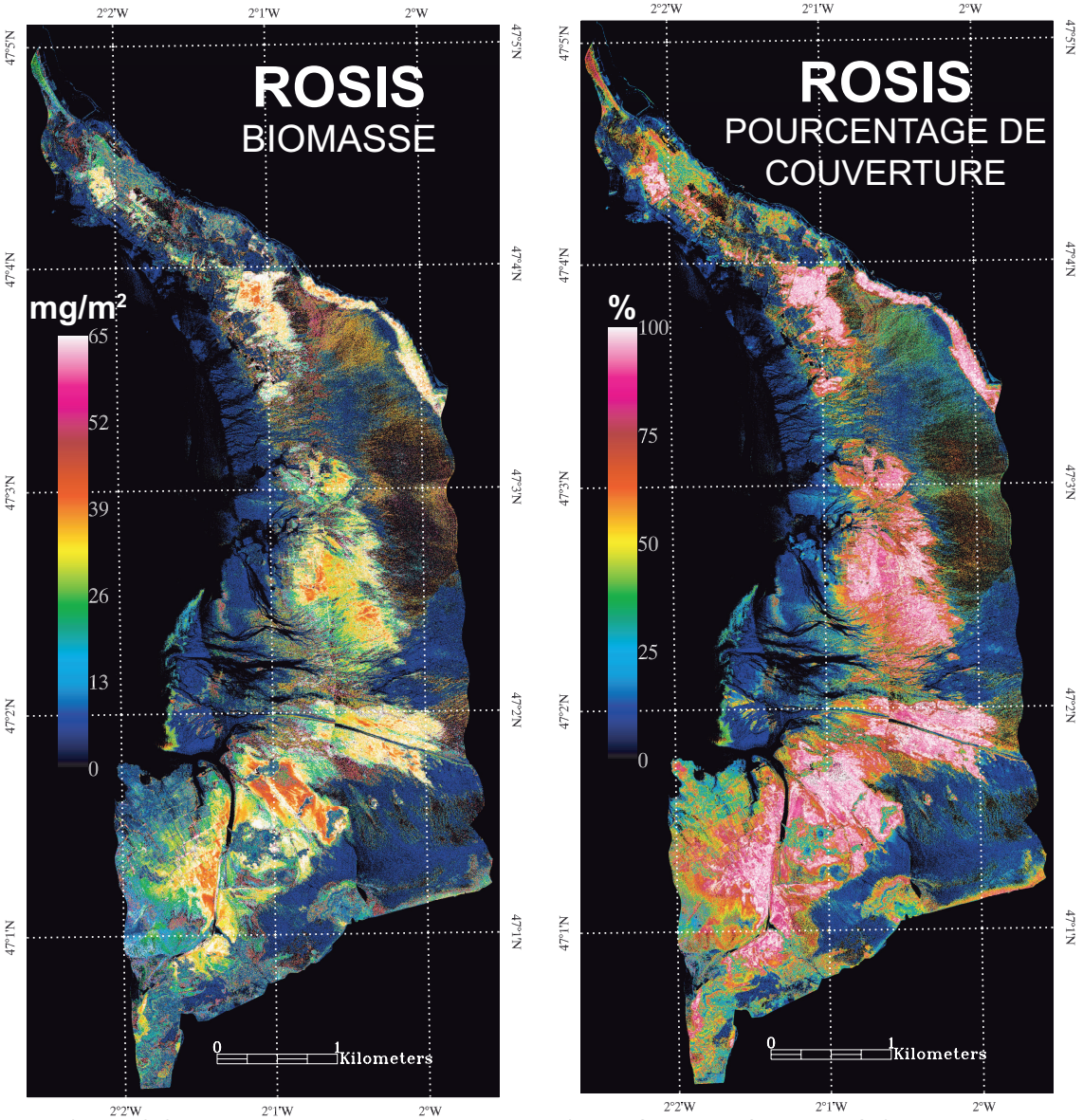
POURCENTAGE DE COUVERTURE

Moyenne : 13,5 %

Maximum : 100 %

Stdev : 0,129

FIG. VI.2.17 – Cartographie DAIS de la biomasse et du pourcentage de couverture à partir du modèle de mélange non-linéaire.



BIOMASSE:

Moyenne : 8,981 mg/m²

Maximum : 105,5 mg/m²

Stdev : 20,26

POURCENTAGE DE COUVERTURE

Moyenne : 47,65 %

Maximum : 100 %

Stdev : 0,712

FIG. VI.2.18 – Cartographie ROSIS de la biomasse et du pourcentage de couverture à partir du modèle de mélange non-linéaire.

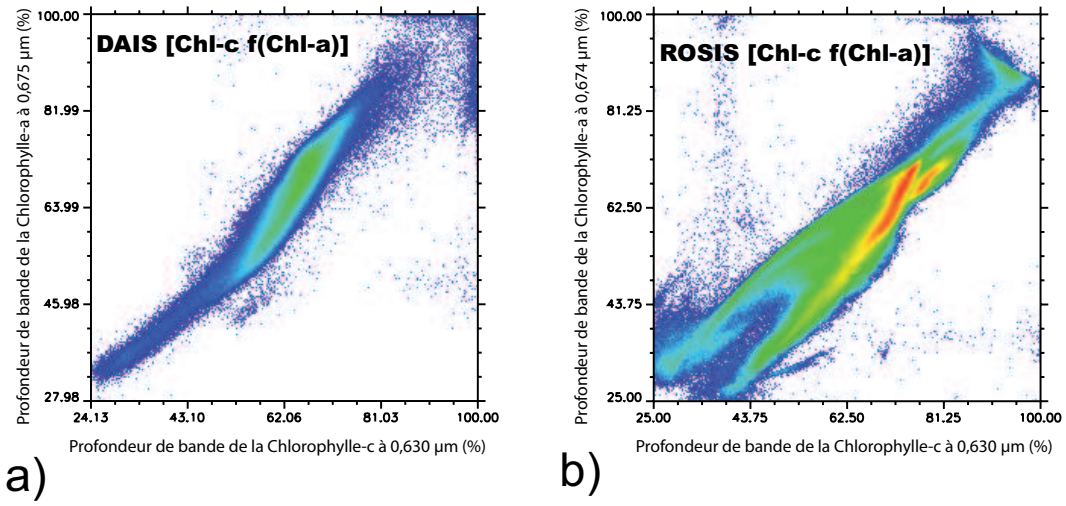


FIG. VI.2.19 – Diagramme de dispersion bidimensionnelle montrant les relations entre la Chlorophylle-c et la la Chlorophylle-a des données DAIS 7915 a) et ROSIS b). Chaque point du diagramme correspond à un pixel de l'image DAIS 7915 et ROSIS. Les tendances de distribution entre la Chlorophylle-a et la Chlorophylle-c semblent être linéaires dans les deux cas.

cette corrélation simple doit être prise avec précaution dans un environnement aussi complexe que la zone intertidale où de nombreux paramètres peuvent perturber ce schéma simple. D'autres auteurs (Cartaxana et al., 2006) montrent que, dans l'absolu, il n'existe pas de relations claires entre le type de substrat et sa concentration en diatomées. Cartaxana et al. (2006) montrent que les différences de colorations observées à la surface du sédiment sont fonction de la quantité relative des diatomées dans les premiers microns de la pellicule sédimentaire. Les sables renferment dans les premiers microns des sédiments moins de diatomées (21 μg.g^{-1}) que les sédiments vaseux (77 μg.g^{-1}). Toutefois, plus en profondeur, les abondances des diatomées relatives aux sédiments vaseux chutent fortement tandis que celles des sables restent constantes. Ceci s'explique par le fait que les diatomées des sédiments vaseux ont fortement migré à la surface contrairement à celles des sables qui restent fixées sur leur substrat.

Pour de mêmes conditions d'illumination, les cartes obtenues sur la zone intertidale semblent montrer une forte corrélation entre les faciès silteux-vaseux et les fortes concentrations de diatomées. En revanche, les faibles concentrations de diatomées ne signifient pas qu'elles soient obligatoirement associées à des substrat sablo-silteux. Il n'est pas surprenant que la relation entre la granulométrie et les diatomées ne soit pas simple et encore à l'heure actuelle, qu'aucun concensus ne soit établi (Deronde et al., 2006b). Quoiqu'il en soit, il demeure nécessaire de contraindre les propriétés physiques des sédiments.

En effets, les faibles densité peuvent être associées à une forte abondance d'eau, nappant les substrats. Autrement dit, pour établir la relation la plus juste qui soit entre la concentration de diatomées et le type de substrat, il est nécessaire de soustraire les effets de l'eau.

VI.2.5.3 Relation microphytobenthos-faciès granulométriques

Des études ont établi les relations entre le microphytobenthos et les caractéristiques des sédiments. Elles stipulent que la concentration en diatomées de type épipéliques est fortement corrélée à la teneur en vase (Brotas et al., 1995; Colijn et Dijkena, 1981). Le modèle mathématique de Van de Koppel et al. (2001) avait permis de montrer qu'il existait une rétroaction positive entre les densités des diatomées et le type de substrat, plus particulièrement avec la fraction silteuse des sédiments. En d'autres termes, les abondances de microphytobenthos seraient contrôlées par les faciès granulométriques. Pour un même environnement, deux configurations seraient possibles :

1. les forte densités de diatomées sont corrélées à des sédiments riches en silts et à diminution du pouvoir érosif,
2. les faibles densités de diatomées sont corrélées à des sédiments riches en sables et à un fort pouvoir érosif.

Cette hypothèse s'avère intéressante dans la mesure où elle nous permet d'établir la relation entre les paramètres biologiques issus du modèle de mélange (les cartes de biomasses) et les propriétés physiques des sédiments. À partir des cartes de distribution des diatomées, il devient maintenant possible de les interpréter en tant que cartes de distributions granulométriques et d'individualiser les unités sableuses des unités silteuses. Toutefois, pour que notre approche soit valable, il convient de fixer un seuil limite d'abondance de diatomées afin de pouvoir estimer la nature du substrat à partir des densités en microphytobenthos. Pour les faibles densités, le substrat sera de nature silteux-vaseux, et, une fois le seuil franchi, les sédiments seront considérés comme silteux-sableux. Les sédiments de la zone intertidale sont composés principalement d'une fraction silteuse mélangée avec plus ou moins de sables. En réalité, ces mélanges font que les sédiments ne peuvent pas être facilement classés et catégorisés en unités bien individualisées. Le fait d'utiliser les densités des diatomées comme indicateurs du faciès granulométrique du substrat est donc nécessairement une approximation des tendances granulométriques dominantes. Afin de pouvoir estimer les contributions relatives de chacune des fractions granulométriques, nous avons analysé statistiquement les populations et les abondances des diatomées. Pour ce faire, nous nous basons sur l'analyse des distributions du nombre de pixels en fonction des indices marqueurs des densités de diatomées. Les indices utilisés sont de deux types, le premier concerne les cartes de biomasses produites par le modèle de mélange, le second concerne l'analyse de la bande d'absorption de la chlorophylle-a localisée à 0,675 μm.

VI.2.5.4 Relation microphytobenthos-teneur en eau

Au début de l'émersion, la crème de vase fraîchement déposée par le retrait d'onde de flot est rapidement colonisée par les diatomées. Pour réaliser le processus de photosynthèse, les diatomées doivent traverser cette couche molle de vase, ce qui a pour conséquence de créer un micro-réseau de

a)

Paramètres sédimentaires / État hydrique	Biomasse (mg/m²)			Pourcentage de couverture (%)		
	Moyenne	Max	Stdev	Moyenne	Max	Stdev
Eau saturée	11,47 mg/m²	59 mg/m²	8,186	18 %	80 %	0,98
Eau libre	15,48 mg/m²	59 mg/m²	8,446	23 %	70 %	0,84
Eau liée	17,30 mg/m²	105,5 mg/m²	10,024	24 %	100 %	0,129

b)

Paramètres sédimentaires / État hydrique	Chlorophylle-a (Profondeur de bande %)		Chlorophylle-c (Profondeur de bande %)	
	Moyenne	Stdev	Moyenne	Stdev
Eau saturée	73 %	8,419	70 %	8,772
Eau libre	68 %	7,203	65 %	6,151
Eau liée	65 %	7,437	63 %	5,983

TAB. VI.2.2 – Tableaux représentant une estimation moyenne des paramètres biologiques en fonction des zones riches en eau saturée, en eau libre et en eau liée. Le tableau a) est une estimation moyenne de la biomasse et du pourcentage de couverture issus du traitement par modèle de mélange non-linéaire. Le tableau b) est une estimation moyenne des profondeurs de bandes interprétées comme étant associés aux pigments de microphytobenthos de type Chlorophylle-a (0,675 μm) et Chlorophylle-c (0,623 μm) issue du traitement par MGMA.

drainage ; les traces du mucilage sont la preuve de l'activité des diatomées. En quelques heures, les vases assiégées par les diatomées vont perdre plus de la moitié de leur eau. Cette perte d'eau va avoir pour conséquence majeure de faire évoluer rapidement la crème de vase vers la vase instable, puis vers la vase stabilisée. Le tableau (VI.2.2 a) montre globalement que plus la biomasse et le pourcentage de couverture spatiale estimés par le modèle de mélange présentent des valeurs importantes plus la teneur en eau est faible. Par contre, concernant les pigments chlorophylle estimés par l'analyse des absorptions spécifiques, il ne semble pas y avoir de relation claire entre le pourcentage relatif estimé par les profondeurs de bande et la teneur en eau (Tableau VI.2.2 b). Indirectement, il devient possible d'estimer spatialement les zones sèches directement grâce aux cartes de biomasses et de couverture spatiale. En effet, les fortes concentrations de microphytobenthos sont corrélées aux zones d'eau sous sa forme libre à liée. Cela s'explique par le fait que le microphyobenthos ne peut migrer dans les premiers millimètres que si les conditions d'exposition au soleil et à la marée lui sont propices. Toutefois, la réciproque n'est pas valable dans la mesure où un sédiment non saturé en eau n'a pas de correspondance systématique avec une zone de forte production en microphytobenthos. Un sédiment vaseux

faiblement perméable ne contient pas forcément un biofilm important à sa surface. C'est pourquoi cette méthode indirecte est à prendre avec précaution et nous préfèrerons cartographier la teneur en eau directement par MGMA.

Les diagrammes de dispersion des pixels entre la teneur en eau et la profondeur des absorptions liées aux pigments Chl-a et Chlc montrent une certaine homothétie quant à la distribution des pixels (Figures VI.2.20). En effet, les cartes de biomasse et de pourcentage de couverture spatiales montrent des distributions spatiales similaires. En revanche les valeurs entre l'image ROSIS et l'image DAIS sont différentes. Ceci s'explique par le fait que la résolution spectrale DAIS ne permet pas d'accéder à l'information concernant la Chl-c.

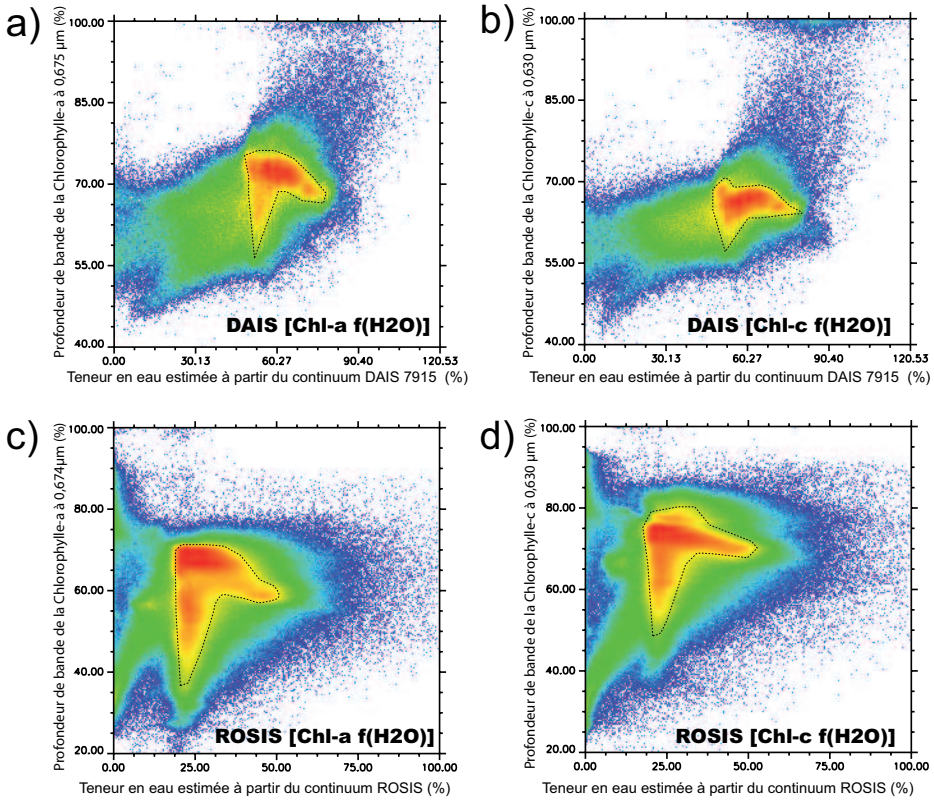


FIG. VI.2.20 – Diagramme de dispersion bidimensionnelle montrant les relations entre la teneur en eau calculée à partir du continuum et les pourcentages de Chlorophylle-a et de Chlorophylle-c calculées à partir des profondeurs de bandes des absorptions spécifiques (respectivement centré à 0,675 et 0,630 μm). Chaque point du diagramme correspond à un pixel de l'image DAIS 7915 et ROSIS. Bien que les valeurs varient entre les instruments DAIS 7915 et ROSIS les distributions sont similaires.

VI.2.6 Cartographie des conditions critiques de début d'érosion

L'érosion des matériaux cohésifs depend essentiellement des actions hydrodynamiques et du comportement mécanique des sédiments. Ce dernier est tributaire des caractéristiques de surface. Les mesures de terrain portant sur la stabilité des vasières (c.f. § I.2.5.1.B) demeurent difficiles (Tolhurst et al., 1999; Widdows, 2000). La télédétection hyperspectrale est une technique idéale pour combler le gap d'information entre les mesures ponctuelles et les endroits inaccessibles. La cartographie des fractions granulométriques et du contenu en eau du substrat est l'une des applications permettant de prédire les valeurs de seuil critique de début d'érosion. Autrement dit, il devient possible de prédire de manière précise les zones susceptibles de s'éroder ou au contraire de se stabiliser (Smith et al., 2004c).

VI.2.6.1 Comportement cohésif et non-cohésif des sédiments

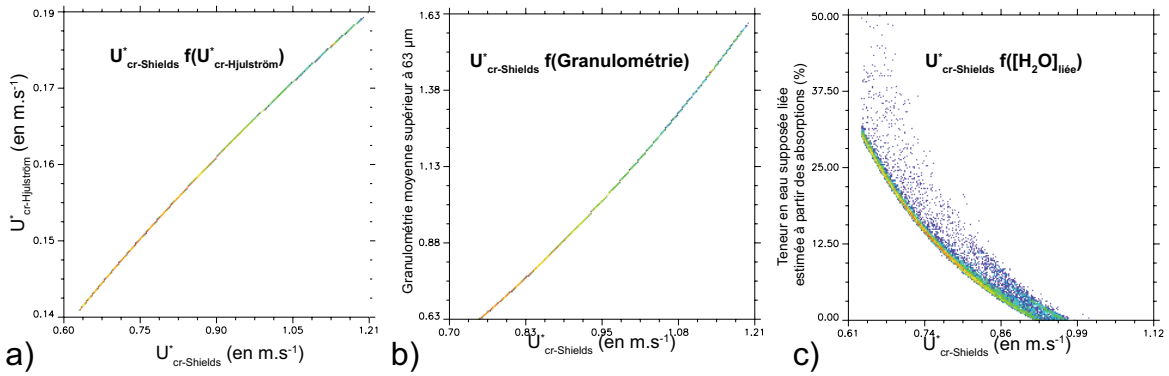


FIG. VI.2.21 – Diagramme de dispersion bidimensionnelle montrant les relations des vitesses critiques de contraintes de cisaillement : a) Les valeurs issues de la formulation de Shields sont exprimées en fonction de celles de Hjulström ; b) les valeurs issues de la formulation de Shields sont exprimées en fonction de celles de la taille de grain moyen ; c) les valeurs issues de la formulation de Shields sont exprimées en fonction de celles du contenu supposée en eau liée.

Les sédiments peuvent être classés selon leur susceptibilité à présenter ou non des propriétés cohésives. Les sédiments cohésifs comportent la fraction argileuse (< 2 μm), la fraction silteuse (< 63 μm), la fraction en matière organique et parfois les sables très fins. Les sédiments non-cohésifs concernent toutes les fractions granulométriques supérieures à la limite silt-sable (> 63 μm). Ces fractions vont des sables aux graves. Toutefois, il convient de souligner qu'encore à l'heure actuelle, il n'existe pas de limite clairement définie par la commauté spécialisée, permettant de différencier avec précision l'état de cohésion d'un sédiment. Les limites imposées restent arbitraires. Les plus communes sont celles à : 45 ; 63 ; 75 ; 125 μm. Dans ce travail, nous avons opté pour la limite à 63 μm dans la mesure où elle correspond à la classification granulométrique retenue dans ce travail.

VI.2.6.2 Vitesses de contrainte de cisaillement critique théorique pour les matériaux non-cohésifs

La granulométrie est utilisée comme proxy (c.f. figure VI.2.13) pour cartographier les vitesses de contraintes de cisaillement critique théorique pour les matériaux non-cohésifs. Puisque seules les données DAIS apportent des éléments d'information sur les faciès granulométriques, nous n'avons pas utilisé les données ROSIS. Comme pour chaque pixel de l'image DAIS nous connaissons son grain moyen, nous pouvons donc calculer la vitesse de cisaillement critique à l'érosion. Pour ce faire, nous avons uniquement représenté sur les cartes les fractions supérieures à 63 μm. Ensuite, nous avons appliqué les formulations énoncées dans le paragraphe (I.2.5.2), à savoir la formule de Shields (c.f. équations I.2.2, I.2.3 et I.2.4) et celle de Hjulsttröm (c.f. équations I.2.5 et I.2.6). La figure (VI.2.22) représente une carte de seuil critique de début d'érosion. Les cartes obtenues sont similaires d'un point de vue qualitatif. En revanche, les valeurs de vitesses de cisaillement critique obtenues d'après la formule de Schields sont systématiquement supérieures à celles calculées à partir de la formule de Hjulström (Figure VI.2.21 a). Globalement, plus la taille de grain moyen est grande plus les vitesses requises pour mettre en mouvement les particules doivent être importantes (Figure VI.2.21 b). La granulométrie étant fonction de la teneur en eau supposée liée (c.f. figure VI.2.15), il n'est pas surprenant de constater que la vitesse de cisaillement critique à l'érosion soit elle-même fonction de la teneur en eau interstitielle (Figure VI.2.21).

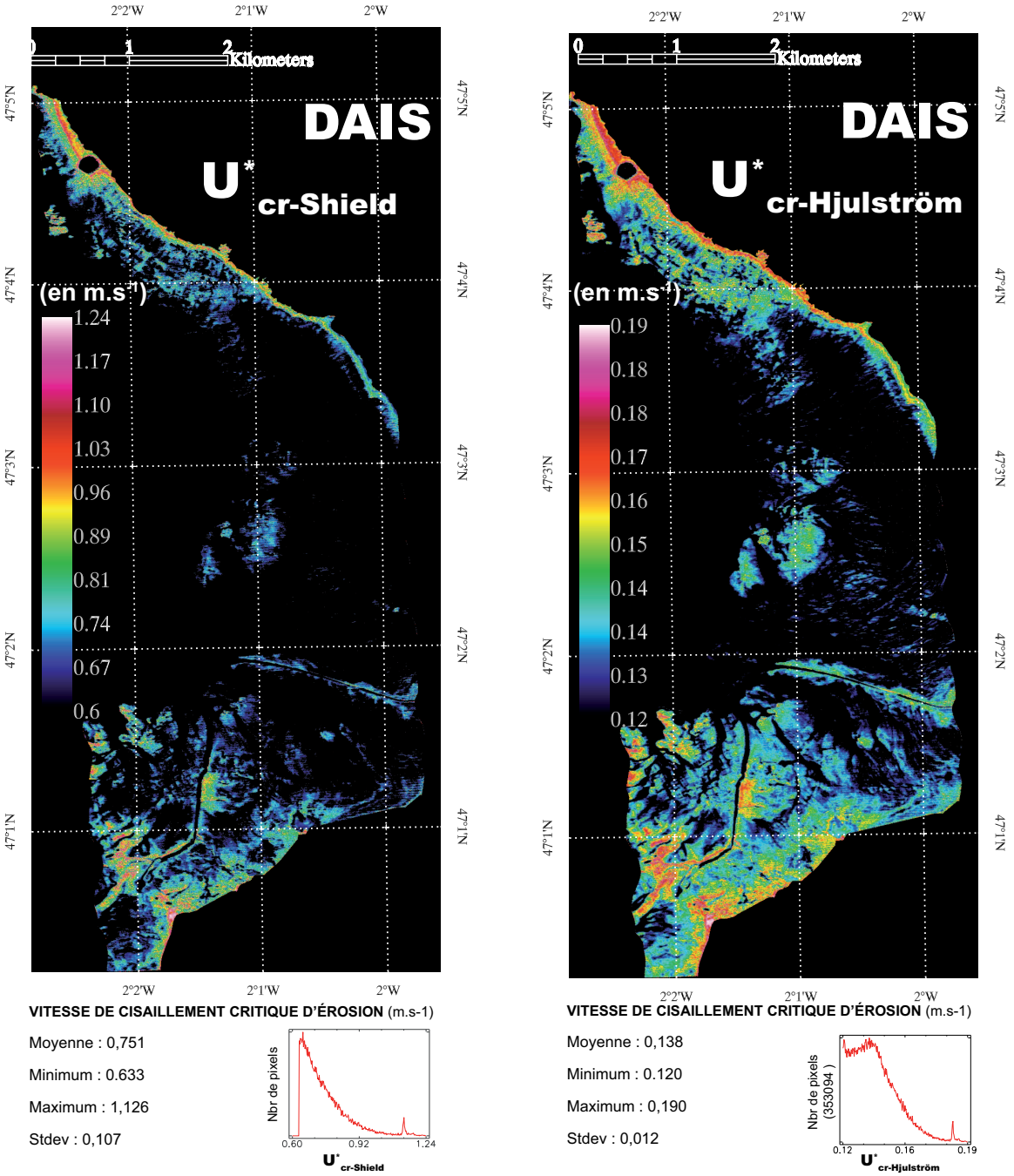


FIG. VI.2.22 – Cartes des vitesses de contraintes de cisaillement critique théorique basées sur la taille des grains. La carte à gauche est calculée à partir de la formule de Schield, celle de droite est calculée à partir de la formule de Hjulström.

VI.2.6.3 Vitesses de contrainte de cisaillement critique théorique pour les matériaux cohésifs

A) Propriétés responsables de la cohésion des vases

a) Les forces électro-chimiques Comprendre les propriétés responsables de l'état de cohésion d'un sédiment vaseux repose en priorité sur sa nature. Le phénomène de cohésion prédomine lorsque les forces attractives des particules sont nettement supérieures aux forces répulsives. C'est l'une des raisons pour lesquelles les sédiments fins (*e.g.* argiles et colloïdes) sont sujets à former des flocs (agrégats) ou des micro-flocs. Il est considéré que 10 % suffisent à ce que le comportement cohésif du sédiment prédomine (Van Rijn, 1993).

b) Le rôle des micro-organismes benthiques Il est considéré que pour les matériaux non-cohésifs, l'infuence des micro-organismes benthiques sur la stabilité du sédiment peut être négligée (Soulsby, 1997). Par contre, en ce qui concerne les matériaux cohésifs, la stabilité de ces derniers est largement tributaire des effets des micro-organismes. Par conséquent, le calcul des vitesses de cisaillement critique à l'érosion est plus complexe que dans le cas des matériaux cohésifs. Il convient d'utiliser une méthode adaptée à ces matériaux.

Les pixels non représentés sur la figure (VI.2.22) sont ceux susceptibles d'avoir un comportement cohésif. Bien que la formulation de Hjulström peut s'appliquer aux matériaux non-cohésifs, nous avons décidé de ne pas l'appliquer aux particules fines dans la mesure où elle est sujette à de trop grandes incertitudes et controverses.

Par conséquent, le principal paramètre utilisé pour cartographier la stabilité des sédiment est : la contrainte de cisaillement critique à l'érosion. Cette carte dérive directement des formules théoriques. En milieu cohésif, la cartographierequiert l'acquisitions de valeurs expérimentales de rigidité initiale des sédiments. À cet effet, Xiong (2008) avait obtenues au niveau du port du Collet une valeur de l'ordre de 15 $N.m^{-2}$ (c. f. annexe § B.3). Cependant, à ce niveau d'avancement, compte-tenu du manque de représentativité de la mesure, les données modélisées ne peuvent pas encore être confrontées aux données expérimentales. Et innversement les mesures expérimentales ne peuvent pas encore être extrapolées aux anayses d'images hyperspectrales. Il serait judicieux de disposer de davantage de mesures indirectes, c'est-à-dire des mesures de terrains ou points de contrôles. Des données expérimentales supplémentaires devraient permettre de prendre en compte une plus large variabilité et donc de réduire les incertitudes du modèle. La cartographie obtenue devrait contribuer à améliorer la compréhension de la dynamique sédimentaire et les relations avec les processus d'érosion de stabilisation, de bio-stabilisation. Ces cartes prédictives d'érosion offrent l'opportunité d'établir la connexion entre le milieu intertidal et les zones de fortes turbidités des eaux. Enfin, de telles cartes devraient servir à améliorer la gestion des espaces côtiers, soit à travers l'organisation des défenses contre l'érosion, soit pour une meilleure gestion des espaces conchylicoles.

Conclusion En conclusion, nous avons principalement interprêté les résultats en termes de répartition des faciès sédimentaires au niveau des vasières. D'une manière générale, les types de sédiments de la baie varient fortement depuis les vases de la slikke jusqu'aux sables plus grossiers des plages. Les transitions sédimentaires sont graduelles. Les différentes surfaces répertoriées sont rarement délimitées de manière bien tranchée. Les transitions graduelles s'expliquent facilement par les mélanges de compositions. Concernant les fractions granulométriques, sur la vasière, de l'ouest vers l'est, la taille des grains s'affine légèrement depuis des faciès sablo-silteux à des faciès vaso-silteux. À l'approche de la côte, nous observons une légère grano-croissance (sablo-silteux) pour atteindre au niveau des plages les plus fortes granulométries (sables). La répartition des faciès granulométriques s'explique par les facteurs hydrodynamiques. L'élévation légère de la pente de la vasière est suffisante pour provoquer une chute des vitesses des courants marins. Cette perte d'énergie engendre la granodécroissance généralisée depuis l'amont vers l'aval de la vasière d'une part et l'augmentation du taux de sédimentation d'autre part. Les faibles énergies accompagnent une action des vagues faible et donc une faible remise en suspension du substrat vaseux.

Dans la section précédente, nous avons montré que les fortes densités de microphytobenthos sont associées aux vases (silts). Il existe une corrélation spatiale entre les paramètres biologiques et les paramètres physiques des sédiments. En d'autre termes, leurs répartitions sont contrôlées par la répartition des faciès granulométriques qui eux même sont contrôlés par des facteurs hydrodynamiques. Par conséquent, les zones soumises aux mécanismes de biotabilisation seront corrélées aux zones énergétique de faible hydrodynamisme. Il semblerait qu'il existe une répartition préférentielle du microphytobenthos en réponse à la bathymétrie. En effet, les fortes concentrations de microphytobenthos forment une large bande en position médiane (Nord-Sud) de la vasière et s'alignent préférentiellement selon l'isobathe-2m (c.f. figure I.2.5). Pourrait-il s'agir de la zone des brisants des vagues (c.f. figure I.2.6) ?

En ce qui concerne le réseau hydrographique, les sédiments sont traversés par des petits ou des gros cours d'eau. Les petits cours d'eau peuvent être mis en relation avec la morphologie de la vasière. La ségrégation mécanique des grains explique pourquoi les levées de chenaux sont de granulométries grossières.

En résumé, les cartes produites révèlent un grand potentiel pour affiner l'état des connaissances sur le comportement mécanique des sédiments à l'érosion/cohésion.

Chapitre VI.3

Perspectives

VI.3.1 Quelques perspectives d'ordre méthodologiques

Les perspectives d'ordre méthodologique consistent à l'amélioration de l'approche MGMA. Chacunes des étapes du MGMA peut subir des améliorations dans :

1. l'estimation du bruit,
2. l'identification des "end-members" de l'image,
3. la modélisation des formes des absorptions,
4. la modilisation du continuum MGM.

VI.3.2 Modélisation des absorptions

Dans la plupart des cas naturels, les bandes sont déformées pour diverses raisons comme par exemple le bruit ou le chevauchement des bandes voisines. L'un des buts des méthodes de traitement est d'obtenir l'information spectrale la plus pure possible, sans déformations.

En terme statistique, un objet d'étude peut être défini par une population si elle correspond à ce que nous désirons mesurer. En télédétection, cette population peut correspondre à une image, un jeu d'images, des pixels, des spectres ou encore à des bandes s'absorption. La spectroscopie consistant en comptage des photons, un modèle poissonien serait adapté. Cependant, lorsque le nombre de photons est relativement important, le modèle gaussien s'avère une bonne approximation. La fonction de distribution la plus pertinente pour approximer et modéliser une bande d'absorption est la distribution normale ou gaussienne.

VI.3.2.1 Mécanismes d'absorption de la lumière

Il existe trois mécanismes majeurs qui déterminent l'élargissement des profils d'absorption (et d'émission) : l'effet Doppler, les collisions interatomiques, et la désintégration des hyperfines. L'effet Doppler résulte de l'agitation thermique, de l'émission et de l'absorption des atomes ; il est régi par une loi de distribution gaussienne. Passé un certain stade d'excitation, il se passe des collisions interatomiques ou entre des molécules.

VI.3.2.2 Élargissement des courbes spectrales

Si les processus de rayonnement-matière avaient été exactement conformes à la théorie, alors les bandes d'absorptions qui composent un spectre de réflectance apparaîtraient sous la simple forme d'un Dirac, c'est-à-dire une raie d'absorption. Chacune des raies spectrales correspondrait à un niveau d'énergie discret mis en jeu et serait bien individualisée. Pourtant, dans la réalité, les bandes d'absorptions d'un spectre de réflectance ne s'apparentent pas à des raies fines mais plutôt à des profils d'absorption élargies.

Dans la matière, la vibration des molécules est pemanente dès lors que la température T est supérieure à $0°\mathrm{K}$. Chaque transition énergétique est asssociée à un domaine de fréquence avec une probabilité d'intéragir avec la molécule. Les courbes sont naturellement plus larges dans le domaine du visible et de l'ultra-violet et plus fines dans l'infrarouge (élargissement Doppler : l'effet Doppler provoque un décalage vers le rouge ou vers le bleu du rayonnement selon que la source s'éloigne ou se rapproche de l'observateur).

Dans un gaz, toutes les particules sont en mouvement dans toutes les directions. Les collisions entre les molécules engendrent des phénomènes de pression ce qui a pour effet de modifier les fréquences de résonances des molécules. Ces changements de fréquences provoquent un élargissement des raies spectrales. On parle d'élargissement collisionnel : la collision entre particules (atomes ou molécules) modifie légèrement leurs niveaux énergétiques, d'où l'élargissement des raies. L'importance de cet effet dépend de la densité du gaz. Le phénomène de collision entre les molécules est régi par une fonction d'élargissement de type lorentzienne (Seshadri et Jones, 1963). Un profil lorentzien sera plus large mais moins intense qu'un profil gaussien.

VI.3.2.3 Fonctions analytiques

Les bandes d'absorptions peuvent être modélisées par différentes fonctions analytiques : Gaussiennes, Lorentziennes, ou de Voigt (Figure VI.3.1). Ces trois fonctions sont à la fois différentes par leurs types de formes spectrales (distribution statistique) et par les propriétés physiques auxquelles elles sont associées. Elles sont symétriques de part et d'autre du centre bande si elles sont exprimées en longueurs d'ondes. Par contre, elles apparaissent déformées et asymétriques si elles sont exprimées

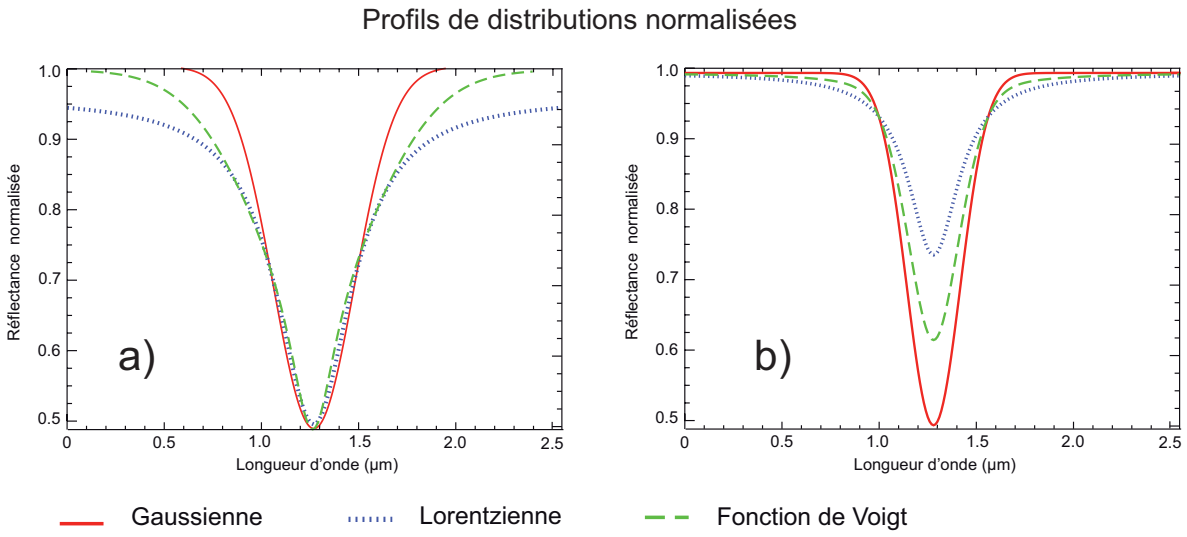


FIG. VI.3.1 – Représentations en fonction de la longueur d'ondes des fonctions analytiques théoriques normalisées : Gaussienne (G), Lorentzienne (L) et fonction de Voigt (V). a) Les FWHM (Full Wildth at Half Maximum) et b) les aires des bandes analytiques (G & L) sont équivalentes

en nombre d'ondes. Le choix de la fonction analytique pour modéliser les bandes d'absorptions s'avère capital ; en effet la forme de la distribution statistique sélectionnée doit approximer au mieux la bande d'absorption réelle. De plus, le choix de la fonction dépend du domaine de longueurs d'onde du spectre électromagnétique (Seshadri et Jones, 1963).

Les principales différences entre un profil gaussien et un profil lorentzien résident dans le fait que ce dernier est plus large pour une FWHM et une amplitude normalisée.

L'hypothèse d'une gaussienne est justifiée par référence au théorème de la limite centrale qui dit, que sous des conditions assez larges, le bruit résulte d'un grand nombre d'effets élémentaires cumulés "aléatoires" et indépendants. La distribution gaussienne est une bonne approximation de sa véritable distribution de fréquence. Les vibrations moléculaires peuvent également être considérées comme des variables aléatoires du système énergétique. La distribution gaussienne modélise bien les absorptions relatives aux transferts de charges (Sunshine et al., 1990) ou encore aux pigments photosynthétiques (Hoepffner et Sathyendranath, 1991).

Dans le domaine des courtes longueurs d'ondes, en présence de transition électronique, les bandes d'absorptions sont mieux modélisées par la forme gaussienne (**?**). Toutefois, nous avons constaté que la forme gaussienne modélisait mal les absorptions fines observées dans le domaine du SWIR, s'agissant des mécanismes de vibration des molécules. Par exemple, la forme de la bande des argiles à 2,2 μm pourrait être modélisée par une autre fonction comme la fonction lorentzienne. D'un point de vue physique, la combinaison de l'effet Doppler aux effets de collision entre les molécules peut être appréhendée par un profil complexe appelé : profil de Voigt. Par conséquent, il peut être envisagé d'utiliser une fonction de Voigt pour modéliser les absorptions.

A) La distribution lorentzienne

Le profil lorentzien correspond à une fonction statistique appelée distribution de Cauchy. Elle est moins souvent utilisée en spectroscopie. Si maintenant nous considérons que les bandes d'absorptions sont provoquées par l'oscillation et la collision des particules, elles peuvent être modélisée par la forme lorentzienne. Dans ce cas, les réflectances (R_λ) suivent désormais l'expression simplifiée (Équation VI.3.1) :

$$L(\lambda_k) = s_i . \left[\frac{\sigma}{(\lambda_k - \mu_i)^2 + \sigma^2} \right] \tag{VI.3.1}$$

La forme d'une bande d'absorption inclut la pente du spectre pour chaque longueur d'onde. Pour un profil lorentzien, la profondeur de bande et la FWHM seront suffisamment fines pour que l'ensemble des points de la bande représente largement le volume relatif à la région de diffusion de la bande d'absorption.

B) La distribution gauss-lorentz

La fonction gauss-lorentz ou de Voigt est le produit de convolution d'une fonction gaussienne par une fonction lorentzienne ayant le même sommet. Le profil de Voigt montre la prépondérance du profil Doppler au centre de la raie et du profil Lorentz sur les bords. Le produit de convolution n'est pas une opération simple. Nous utiliserons une approximation de la fonction de Voigt également appelée pseudo-fonction de Voigt. Cette fonction est la somme d'une gaussienne et d'une lorentzienne ayant la même position et la même aire, elle est de la forme (Équation VI.3.2) :

$$V(\lambda_k) = (1 - M) * G(\lambda_k) + (M) * L(\lambda_k) \tag{VI.3.2}$$

Le facteur de proportionnalité, noté M, est appelé facteur de Lorentz, pour $M = 0$, on retrouve une gaussienne et pour $M = 1$, on retrouve une lorentzienne (Figure VI.3.2).

C) Gaussien, Lorentzien ou Voigt ?

Nous avons implémenté dans le MGM les fonctions analytiques de type Voigt et Lorentz. Pour ce faire, nous avons programmé ces fonctions dans l'environnement de developpement d'IDL (Interactive Data Language). Pour un modèle Lorentzien, nous parlerons de MLM pour Modèle Loretzien Modifié et pour un modèle Voigtien nous qualifierons de MVM Modèle Voigtien Modifié. Il peut désormais être envisagé de combiner les différentes fonctions entre elles. Ce travail offre de nombreuses perspectives dans le domaine de la déconvolution spectrale. Pour ajuster un spectre de réflectance, il devient possible d'utiliser le modèle de déconvolution qui sera le mieux approprié. Le choix de la fonction statistique peut être guidé par deux caractéristiques :

1. La première est de sélectionner la distribution statistique la plus adaptée à la résolution spec-

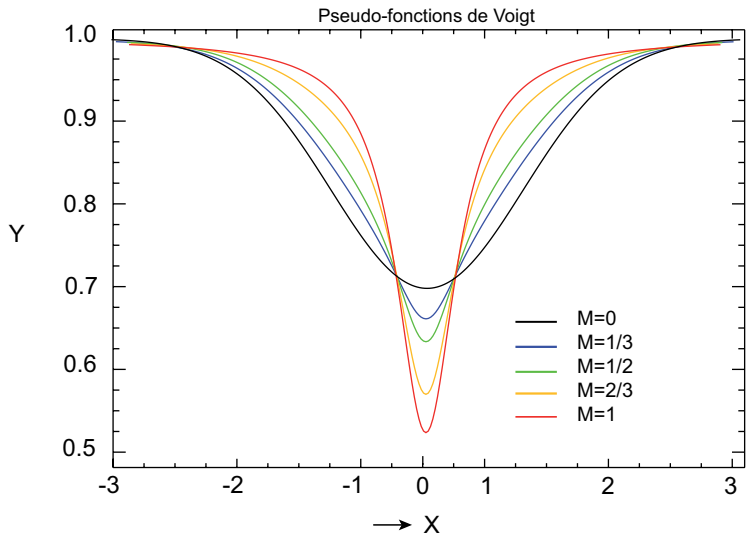


FIG. VI.3.2 – Pseudo-fonctions de Voigt représentant en unité de variance l'évolution des profils en fonction du facteur de proportionalité, pour une Gaussienne M=0, pour une Lorentzienne M=1

trale de l'instrument. Il faut savoir que lorsque la résolution spectrale est suffisamment élevée, l'ajustement des bandes par des gaussiennes est plus adapté. Par contre, à l'inverse, quand la résolution spectrale de l'instrument est limitée, l'ajustement des bandes par des lorentziennes est plus approprié.

2. La seconde est de sélectionner la distribution statistique en fonction du domaine spectral étudié. Il a été constaté que la distribution de type gaussienne ajustait assez bien les formes dans le domaine de l'UV et du visible. Les Lorentziennes sont plus adaptées pour le domaine de l'infrarouge.

D'un point de vue mathématique, le modèle MVM offre l'opportunité de fournir le meilleure modélisation des absorptions. En effet, le coefficient de proportionnalité (M) permet de couvrir tous les cas possibles depuis le type gaussien jusqu'au type lorentzien. À chaque spectre correspond un coefficient de proportionnalité. Des cartes de coefficients (M) pourront être réalisées dans le but d'améliorer la compréhension des processus rayonnement/matière. De ces cartes résulteront des informations supplémentaires sur les tendances préférentielles du type d'absorption. Dans le cas de la Baie de Bourgneuf, le type d'absorption est clairement gaussien et n'a donc pas nécessité de modifications (Figure VI.3.3). Par contre, pour des jeux de données offrant l'opportunité d'accéder aux absorptions fines localisées dans le domaine du SWIR, il devrait être intéressant d'utiliser la fonction analytique la plus appropriée tout en gardant à l'esprit que cette fonction doit être en accord avec les grands principes physiques.

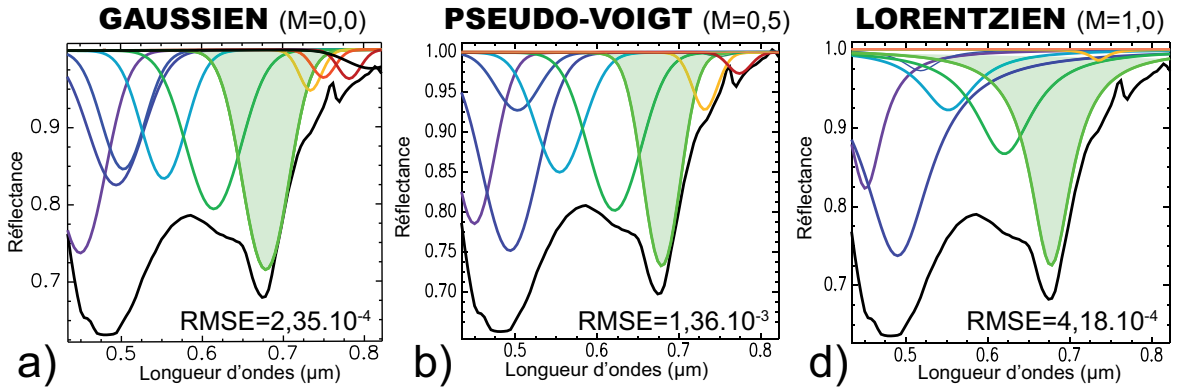


FIG. VI.3.3 – Déconvolution spectrale d'un spectre de réflectance de microphytobenthos provenant du jeu de données ROSIS. Le spectre est modélisé par trois types de fonction analytique a) gaussienne, b) pseudo-fonctions de Voigt (M=0,5) et c) lorentzienne.

VI.3.3 Modélisation des continua

Nous avons vu que le continuum de type MGM (c.f. équation V.1.5) pouvait faire l'objet de modifications dans son expression mathématique (c.f. équations V.1.6 et V.1.7). Des coefficients d'ajustement peuvent être indroduits sur des bases expérimentales dans le but de corriger certains effets indésirables, affectant la forme du continuum (Hiroi et al., 2000; Ueda et al., 2002). Dans notre approche, l'estimation des continua de l'image est en accord avec l'équation proposée par Sunshine et al. (1990). Une première solution consiste à élaborer un continuum moyen à partir des spectres de références de l'image extraits par la technique du PPI. Les paramètres du continuum figurent dans un seul fichier paramètre MGM. C'est ce même fichier paramètre qui est utilisé pour ajuster en cascade l'ensemble des spectres de réflectance de la scène selon l'approche itérative par les moindres carrés. Nos résultats montrent que le continuum moyen constitue une bonne approximation. Toutefois, il est possible d'améliorer l'estimation du continuum par un nouveau développement méthodologique. Nous proposons de modéliser un continuum par pixel. Ce qui revient à construire un fichier paramètre MGM par pixel. Dans cette perspective, l'automatisation par la technique des dérivées s'avère un bon candidat. Effectivement, nous avons montré que les spectres de laboratoire pouvaient être modélisés par la technique MGMA ce qui revient à réaliser un fichier paramètre par spectre de laboratoire. L'objectif maintenant sera d'étendre la procédure à chacun des spectres de l'image.

VI.3.4 La modélisation des mélanges

Il serait intéressant de pouvoir confronter les mesures expérimentales acquises et les résultats obtenus sur les effets de l'eau, des particules et des mélanges sur le comportement spectral avec les modèles numériques de transfert radiatif. Pour ce faire, des mélanges binaires et ternaires d'étalons de minéraux

bien caractérisés pourront être utilisés. Dans cette perspective, le niveau de confiance dans les modèles numériques à reproduire de manière cohérente les données expérimentales pourra être testé.

VI.3.5 Études hydrosédimentaires de la baie de Bourgneuf

VI.3.5.1 Un suivi temporel des études

A) Les analyses sédimentologiques

Il demeure nécessaire de poursuivre les investigations sur le terrain et les analyses sédimentologiques conduites en laboratoire. Ce n'est qu'au prix de ces efforts que les effets saisonniers sur la nature et la distribution pourront être enfin compris. En effet, ces données sont importantes dans la mesure où elles servent à étalonner les mesures spectrales. Il pourrait également être envisagé d'acquérir des mesures complémentaires nous d'appronfondir l'état des connaissances (*e.g.* porosité, limites d'Atterberg, mesure de rigidité initiale des sédiments, etc.).

VI.3.5.2 Les analyses des bio-faciès

A) Vers une quantification de la biomasse plus robuste

La répartition des diatomées à la surface du sédiment est spatialement inégale et peut changer considérablement dans le temps en fonction des conditions d'illumination. Les distributions spatiales des diatomées sont également associées au cycle de marée, donc *a fortiori* à des variations temporelles de l'ordre de la journée. Toutefois des variations temporelles de plus grands ordres influencent l'abondance des diatomées ; elles sont de l'ordre de la saison (Kornman et De Deckere, 1998). Il faut donc souligner que les résultats apportés dans l'estimation des biomasses ne sont significatifs que pour une période précise. Nous parlerons de biomasse relative. Effectivement, le microphytobenthos migre dans le sédiment, il existe une sorte de "turn-over". La répartition spatiale des biomasses ne signifie pas que l'ensemble de la population du microphytobenthos ait migré au même moment. Pour quantifier la biomasse absolue il est essentiel d'intégrer aux variations spatiales les variations temporelles rythmées par les migrations.

B) Biostabilisation du sédiment

De l'activité des diatomées résulte un biofilm riche en EPS. Il a été montré que plus le taux d'EPS augmente, moins les surfaces étaient rugueuses et plus les valeurs de vitesses critiques de contraintes de cisaillement à l'érosion augmentent (Dade et al., 1990; Underwood et Paterson, 1993b; Paterson, 1994). Bien que l'on ne peut pas cartographier la répartition spatiale en EPS, la concentration en Chl-a des micro-organismes benthiques peut être utilisée comme proxy du biofilm (Underwood et Smith, 1998). Autrement dit, une augmentation de la Chl-a est corrélée à une augmentation des valeurs de

vitesses de cisaillement critiques à l'érosion (Riethmüller et al., 1998; Riethmüller et al., 2000; Wood et Widdows, 2002). La spectroscopie de laboratoire est une technique qui permet de vérifier la relation entre les vitesses critiques de cisaillement et la chlorophylle-a. Toutefois, à l'heure actuelle très peu d'études ont pu extrapoler les relations issues de mesures en laboratoire aux images hyperspectrales. Seuls Smith et al. (2004b) avaient constaté que les zones de couverture de granulométries fines et pauvres en diatomées présentaient des faibles valeurs de contraintes de cisaillement critique à l'érosion. Ces zones sont propices à l'érosion. *a contrario*, les fortes valeurs correspondent aux fortes valeurs de biomasses et seront susceptibles d'être stables. Par conséquent, l'approche établie dans ce travail offre des perspectives intéessantes. Il sera possible de confirmer ou bien d'infirmer s'il existe bel et bien une relation spatiale entre les vitesses de contraintes de cisaillement critique et la répartition de la chlorophylle-a (ou biomasse) et donc, si la chlorophylle-a peut vraiment être utilisée pour prédire les zones suceptibles de se stabiliser. Cette démarche necessitera d'établir des mesures expérimentales visant à définir les vitesses de contraintes de cisaillement critiques pour chacun des échantillons prélevé en Baie de Bourgneuf. Une fois cette étape réalisée, il nous sera possible de cartographier les zones de vitesses de contraintes de cisaillement critiques pour les matériaux cohésifs grâce aux relations de Migniot (1989) (c.f. Équations I.2.9 et I.2.10).

C) La biomasse, un proxy de la granulométrie ?

La densité de microphytobenthos est fonction de la concentration en chlorophylle-a (Van de Koppel et al., 2001). Nous venons de voir que la densité de microphytobenthos pouvait être utilisée pour détecter les zones susceptibles d'être le moins érodées. Van de Koppel et al., (2001), élabore une expression mathématique permettant de relier à la fois, les contraintes de cisaillements, le dépôt et l'érosion des silts et les populations de microphytobenthos (Équation VI.3.3). Les équations différentielles suivantes permettent d'intégrer le taux de changement des silts et des diatomées pour :

$$\begin{aligned} \frac{dS}{dt} &= I(\tau) - e(\tau, S, D)S \\ \frac{dD}{dt} &= g(S, D)D - l(\tau, S, D)D \end{aligned} \tag{VI.3.3}$$

où, S est le contenu en silts, D la densité en diatomées (en g/m^2), $I(\tau)$ est le taux de dépôt qui est lui-même fonction des contraintes de cisaillement τ, $e(\tau, S, D)$ est le taux d'érosion relatif au silts, $g(S, D)$ est le taux d'accroissement des diatomées et $l(\tau, S, D)$ est le taux de décroissance des diatomées dû à l'érosion.

Notre approche permet d'accéder à la fois à la granulométrie et à la densité des diatomées. À l'avenir, il sera envisagé de vérifier les relations supposées entre la granulométrie et la biomasse.

D) Relation entre la sédimentation et la production primaire : des effets saisonniers

Il est reconnu que l'envasement de la baie, la turbidité des eaux mais également la production primaire sont soumis à des phénomènes saisonniers. Durant la saison estivale, compte tenu des forts ensoleillements, l'activité photosynthétique du micropytobenthos est à son apogée. En revanche, en hiver, la production primaire est moins importante. Durant les saisons estivales, les fortes concentrations de microphytobenthos peuvent être corrélées avec une augmentation du pouvoir cohésif des sédiments en lien avec les mécanismes de bio-stabilisation. C'est ce qui expliquerait, entre autres, la très rapide sédimentation sur les hautes slikkes et pourquoi l'été est propice à l'envasement de la baie.

Toutefois, bien que le pouvoir de cohésion des sédiments soit plus intense en été, paradoxalement la turbidité de la baie est aussi plus forte durant la saison estivale. Il convient de préciser que ce n'est pas parce que la cohésion est plus forte que la remise en suspension des sédiments occasionnée en été doit systématiquement être inférieure à celle observée pendant la période hivernale. En effet, si le taux de production des diatomées est suffisamment important, alors ces dernières peuvent participer à la fois aux mécanismes de bio-stabilisation des sédiments mais également contribuer à l'augmentation des matières en suspension. Autrement dit, la relativité dans les contributions associées aux mécanismes (cohésion/érosion) s'avère complexe et nécessite une meilleure compréhension pour effectuer des bilans de charge sédimentaire et comprendre la proportion du taux d'érosion par rapport à celui de la cohésion. Enfin, pour tenter d'éclairer le phénomène d'envasement, il est important que les études ne se focalisent pas uniquement sur la zone intertidale de la baie ; elles doivent intégrer le système sédimentaire dans son plus large ensemble, c'est-à-dire au niveau de la province sédimentologique de l'estuaire de la Loire. N'oublions pas que la Loire contribue à accroître les turbidités des eaux de la baie en plus des matières remises en suspension à partir des estrans. L'étude des apports sédimentaires de la Loire est à mettre en relation avec l'hydrodynamisme de l'estuaire à la baie, les phénomènes de crues, mais aussi avec l'évolution climatique à l'échelle de l'année voire à l'échelle pluriannuelle. Comprendre l'évolution du climat est un enjeu de taille pour pouvoir comprendre l'évolution morphologique du littoral (engraissement/amaigrissement). Ce n'est qu'à ce prix que des bilans sédimentaires ou encore que la prédiction des taux de sédimentation de la baie pourront être contraints.

E) Le couplage télédétection hyperspectrale/modélisation hydrodynamique

a) Régime hydro-sédimentaire Dans ce travail de thèse, l'objectif fondamental était de cartographier les faciès sédimentaires (en taille et en nature). Un travail complémentaire serait d'étudier leur comportement mécanique, la capacité de dépôt ou de remise en suspension, voire le maintien en suspension des particules dans le cheminement hydrodynamique des masses d'eau. Dans ces perspectives, le couplage entre les résultats produits par l'analyse des données hyperspectrales et les modèles hydrodynamiques voit tout son intérêt. À notre connaissance, ce type de couplage n'a jamais été réalisé. En effet, à l'heure actuelle, les modèles de transport sédimentaire se basent soit sur des modélisations

mathématiques, soit sur des données acquises sur le terrain (transect, caroyage). Par conséquent, ces modèles extrapolent obligatoirement les données entre les différents points de contrôle. Dans l'esprit d'affiner les modèles et de limiter les incertitudes dues aux extrapolations entre les points de contrôle, la télédétection hyperspectrale s'avère être un bon candidat. Les études hydrosédimentaires à réaliser devront s'attacher à étudier :

- les mécanismes de concentration et de piégeage des matériaux fins,
- les processus de circulation et de mélange entre les apports continentaux et marins.

Face à la complexité et à la diversité des processus naturels, il convient de confronter les résultats des modèles numériques avec des observations *in situ*. Dans cette perspective, deux approches méthodologiques pourront être menées en parallèle, à savoir : (1) continuer les mesures de terrains couplées aux analyses en laboratoire, (2) modéliser numériquement les processus hydrosédimentaires de transfert des matériaux. La première aura pour but d'identifier et de quantifier les processus en intégrant les mesures dans le temps et l'espace. La seconde est basée sur l'utilisation des lois de mécanique des fluides appliquées au transport sédimentaire particulaire.

Les cartes ainsi obtenues pourraient facilement être intégrées aux modèles de transport des sédiments sur la zone intertidale existant dans la littérature (Cheng et al., 1993; Le Hir et al., 2000; Wood et Widdows, 2002). L'intégration des résultats aurait pour grand avantage d'offrir une vue synoptique de la distribution des biomasses de la zone intertidale. En effet, cette méthode offre la possibilité de quantifier chaque pixel de l'image alors que les prélèvements de terrains et les transects sont contraints à être limités spatialement. Or, les modèles de transport sédimentaires se basent principalement sur des mesures de terrains ponctuelles et des transects jalonnant les estrans. De ce fait, l'intégration de telles cartes aux modèles voit tout son intérêt dans la mesure où elles réduiraient fortement les incertitudes relatives aux extrapolations entre les points de contrôle des modèles. Précisons que l'élaboration de telles cartes doit rester complémentaire des campagnes de terrains. En effet, les analyses des données hyperspectrales doivent être validées par celles des prélèvements de terrains. Les analyses des échantillons prélevés peuvent servir à affiner les cartes de biomasses par un simple étalonnage. Enfin, les cartes de biomasses permettent d'identifier facilement, les zones potentiellement intéressantes pour effectuer ces transects ; cela facilite donc considérablement le travail de terrain.

b) Comportement mécanique Nous avons différencié les zones de piégage de celles qui peuvent potentiellement devenir des sources de flux de matériaux. De nombreuses questions restent cependant ouvertes, comme par exemple, le rôle des organismes dans la biotransformation des matière en suspension. En effet, par leur capacité d'agrégation passive et active des particules fines, certains organismes, dont les diatomées, contribuent à la réalisation des flocs ou d'agrégats et des microflocs. De plus, la quantité de matière en suspension dépend de l'état de cohésion, de la consolidation des dépôts et des contraintes de cisaillements. Dans le cas des dépôts non cohésifs (sables, graviers et cailloutis), les processus de remise en supension se bornent à redistribuer les matériaux du néphéloïde de fond sur

l'ensemble de la couche turbulente. En revanche, dans le cas des dépôts cohésifs (dépôts vaseux), les processus de remise en suspension sont susceptibles d'affecter les niveaux superficiels.

c) Dynamique sédimentaire Les méthodes proposées dans le chapitre précédent nous a permis de produire des cartes précises de la nature et de la distribution des fractions granulométriques, de la teneur en eau et de la biomasse de l'espace côtier de la baie de Bourgneuf. La notion de dynamique sédimentaire ne peut être considérée que si les fluctuations temporelles et spatiales permettent de traduire des conditions hydrodynamiques de transport et du contenu de la charge particulaire en suspension. En l'absence d'images hyperspectrales supplémentaires, dans cette étude nous n'avons pas pu traiter la dimension dynamique. Or, les analyses granulométriques et leurs fluctuations temporelles et spatiales permettent de traduire les conditions hydrodynamiques de transport et les fluctuations du contenu de la charge particulaire en suspension et peuvent contribuer au suivi spatio-temporel des fractions particulaires identifiés. L'avènement du satellite hyperspectral EnMAP (Environmental Mapping and Analysing Program) devrait pouvoir permettre d'assurer ce types de suivis.

VI.3.6 Un intérêt économique, quelques perspectives

Les cartes de biomasses, apportent des élements de réponse importants, tant d'un point de vue qualitatif que quantitatif ; ce qui confère un intérêt grandissant pour les techniques de télédétection hyperspectrale et cela dans de nombreux domaines scientifiques.

Une quantification du microphytobenthos interessera tout particulièrement les écologistes, biologistes voire même les ostréiculteurs. Par exemple, le suivi par télédétection hyperspectrale des espèces pionnières colonisant les milieux engraissés et progradants sur la slikke apporterait des éléments d'information complémentaires sur l'évolution de l'engraissement de la baie. D'autre part, les cartes produites offrent le grand potentiel d'estimer l'abondance de l'un des maillons de la production primaire : le microphytobenthos. Le microphytobenthos se présente comme étant la source de nourriture de prédilection des huîtres. Par conséquent, les surfaces détectées par les techniques de télédétection hyperspectrale permettent à la fois d'estimer le stock de ressources potentiellement consommable par les organismes, mais également d'étudier les relations spatiales entre les stocks disponibles pour les consommateurs ou compétiteurs trophiques des huîtres. Certains rochers développent d'importantes populations d'huîtres "sauvages". Les cartes de biomasses peuvent donc servir à comprendre les intéractions entre les densités de microphytobenthos, parcs à huîtres et compétiteurs trophiques, qui interessent les écologistes.

Dans cet esprit, nous avons comparé les cartes de biomasse avec la position des parcs à huîtres. Toutefois, à ce stade de développement, il n'est pas possible d'affirmer si les concessions ostréicoles sont judicieusement placées par rapport au stock de nourriture (diatomées). En effet, il convient de souligner que les huîtres se nourrissent par filtration de l'eau contenant les diatomées préalablement

remises en suspension par les courants marins. C'est pourquoi, pour apporter une conclusion sur la qualité des implantations ostreicoles, il demeure primordial de contraindre le système hydrodynamique de la baie, à savoir être capable de prédire les orientations préférentielles des courants de flot et de jusant. Il est essentiel de contraindre la turbidité des petits fonds. Rappelons que les M.E.S. des eaux comportent entre autres les diatomées remises en suspension mais également les particules terrigènes. De ce fait, la turbidité des eaux peut aussi bien servir à nourrir les huîtres qu'être un facteur limitant de la production primaire. Enfin, la turbidité des eaux de petits fonds est intimement liée au comportement cohésif des sédiments. Comprendre le comportement cohésif des vases et des sables nécessite d'effectuer des études complémentaires d'ordre mécanique (tassement, profils des vitesses de chute, etc.). Comme les huîtres se nourrissent principalement pendant la phase d'immersion des parcs, leurs positionnement altimétrique s'avère important. Il demeure indispensable de positionner des parcs à huître en parfaite adéquation avec les données bathymétriques des petits fonds. L'outil LIDAR s'avèrerait être un bon candidat pour répondre à ce genre de problématique, avec bien sûr, la nécessité de coupler de manière synchrone les données LIDAR avec des mesures de terrain. Effectivement, pour estimer la durée entre les phases d'émersion/imersion en chaque point de la zone intertidale, il est nécesssaire de connaître la forme de celle-ci et durant la marée. Pour conclure, le couplage, télédétection hyperspectrale, données LIDAR et modèles hydrodynamiques de type 3D, devrait apporter d'importants éléments de réponses aux problématiques économiques, écologiques et sédimentaires.

CONCLUSION

L'imagerie hyperspectrale se présente aujourd'hui comme un outil puissant, qui permet une identification des faciès sédimentaires et l'obtention d'images quantitatives des sédiments et des végétataux exposés en surface. Une cartographie précise de la nature et de la distribution des faciès sédimentaires a donc ainsi pu être réalisée à moyenne échelle (1 :500^{e}) à partir des données DAIS-7915 et ROSIS. On sait maintenant que l'identification des faciès sédimentaires par télédétection hyperspectrale dépend des propriétés spectrales des minéraux, de la granulométrie, de la teneur en eau, de la matière organique mais aussi d'une sensibilité spectrale et spatiale au capteur. Clairement les capteurs multispectraux utilisés pour l'observation de la Terre ne sont pas adaptés pour ce type de travail qui nécessite une haute résolution (Robin, 1999). Par contre, les spectro-imageurs DAIS-7915 et ROSIS permettent déjà de discriminer les faciès sédimentaires, tout comme les mesures radiométriques utilisées en laboratoire. Ces données de résolution fines préservent ainsi la forme des absorptions, plus particulièrement celles des bandes étroites observées dans le domaine du SWIR2 et caractéristiques des constituants d'un sédiment (argile, carbonate).

On a vu que la zone intertidale de la baie de Bourgneuf est spectralement constituée d'un mélange de vase, vase-sableuse, de sable et de micro-algues benthiques (microphytobenthos) et que l'on doit compter aussi avec les macro-algues généralement présentes sur les rochers, le tout en terrain plus ou moins humide. Comme le but des recherches était de cartographier l'ensemble des paramètres sédimentaires (composition, contenu en eau, granulométrie, biomasse), il a été nécessaire de comprentre les propriétés optiques inhérentes aux sédiments et de prendre en compte les mélanges et de les modéliser. On y parvient car la composition peut être accessible par l'étude des bandes d'absorptions spécifiques signant la minéralogie. Il s'agit principalement d'argiles, de type smectite, illite, de micas et de carbonates. Ces absorptions sont fines et résultent des phénomènes vibrationnels des molécules en question. Elles sont principalement localisées dans le domaine du SWIR2. Or, nous avons montré que l'eau masque presque tout le temps ces absorptions. Donc, l'extraction de la composition minéralogique ne peut être envisagée que lorsque les sédiments sont suffisamment secs ($\approx$ 5% d'eau en fonction de la nature du sédiment). En revanche, pour les patines de fer qui enrobent les gros grains de sable, les absorptions sont très larges et apparaissent dans les domaines du visible et du proche-infrarouge. Elles résultent des mécanismes de tranfert de charges. Ces informations ont donc été obtenues à la fois à partir des mesures expérimentales classiquement utilisées en sédimentologie et à partir des signatures spectrales déduites des mesures en laboratoire.

Concernant les images hyperspectrales DAIS 7915 et ROSIS, les domaines des longueurs d'onde utilisés ne couvrent pas le domaine du SWIR et se restreignent au domaine du Vis-PIR. Dans ces domaines de longueurs d'onde, on constate que prédominent les absorptions des pigments photosynthétiques. L'analyse des absorptions spécifiques de microphytobenthos permettent d'appréhender les différents assemblages. La chlorophylle-a localisée à 0,675 μm, peut être utilisée comme proxy de la biomasse du biofilm (Carrère et al., 2002). Il est supposé que le biofilm participe activement à la bio-stabilisation du substrat sédimentaire vaseux à vaso-sableux (Paterson, 1989; Paterson, 1988). En

ce qui concerne les propriétés physiques des sédiments (eau, granulométrie), on s'appuie sur les mécanismes d'absorptions et de diffusions du rayonnement solaire par le substrat. Pour l'eau, cela se traduit par des modifications de la forme des absorptions spécifiques de l'eau (0,97 ; 1,2 ; 1,45 ; 1,79 ; 1,9 ; 2,8 μm...) mais également par des variations de la forme générale du spectre de réflectance, c'est-à-dire le continuum. La granulométrie affecte aussi bien le contraste spectral des absorptions que le continuum. Donc, les effets liés à l'eau et à la granulométrie sont quasi-similaires. Toute la difficulté résidait à décorréler les effets de l'eau de ceux de la granulométrie par les spectres de réflectance. Dans le but d'accéder pleinement aux paramètres d'absorption et de diffusion afin d'en extraire les propriétés bio-géophysiques des sédiments, nous avons utilisé avec succès un algorithme d'inversion : le MGM, Modèle Gaussien Modifié (Sunshine et al., 1990).

Initialement développé par Sunshine et al. (1990) et adapté aux images hyperspectrales par Combe (2005), le MGM permet de modéliser la forme des spectres par une somme de fonctions : des gaussiennes pour les bandes d'absorption et une droite en nombre d'ondes pour le continuum. Outre le fait d'extraire les propriétés spectrales des sédiments, le Modèle Gaussien Modifié (MGM) peut être utilisé pour appréhender les mélanges. Cependant, les recherches ont montré que le MGM présentait le défaut majeur d'être semi-automatique. En effet comme tout algorithme d'inversion, ce dernier requiert de l'utilisateur une solution de départ, c'était l'objet du fichier paramètre. De plus, il s'avère que les résultats du MGM sont fonction des paramètres d'entrée du modèle, ce qui pose problème. C'est pourquoi, dans l'intention d'obtenir une solution plus robuste et sans *a priori*, j'ai décidé de contribuer à l'amélioration du MGM par son automatisation. Pour ce faire, j'ai opté pour la dérivation des pôles spectraux de l'image dans la mesure où cette technique permet d'accéder à toute la diversité spectrale de la scène. La spectroscopie dérivée de premier et de second ordre offre l'opportunité d'élaborer automatiquement le fichier paramètre pour un spectre ou pour une image (Verpoorter et al., 2007). J'ai donc appliqué cette approche aux spectres de laboratoire et aux images DAIS 7915 et ROSIS avec un grand succès. Nous qualifierons cette méthode de MGMA pour Modèle Gausssien Modifié Automatique en confirmant qu'il a pour avantage d'être simple et rapide. La méthode requiert au préalable plusieurs étapes, la MNF (Minimum Noise Transform, réduction du bruit) et les PPI (Pixel Purity Index, extraction automatique des "end-members") et rend caduque la connaissance *a priori*, cette dernière étant effectivement soit axée sur la propre connaisssance de l'utilisateur, soit sur des bases expérimentales. Sachant les difficultés à paramétrer judicieusement un fichier paramètre MGM, cette approche réduit considérablement le coût de temps. Si besoin est, il n'est donc plus nécessaire de disposer d'un matériel expérimental pour paramétrer les constituants. Toutefois, nous conseillons aux opérateurs de disposer de mesures de contrôle pour une meilleure appréciation critique des résultats. Enfin, cette approche est reproductible. Elle peut être améliorée en chacune des étapes de son automatisation. À cette méthode générale, peuvent être intégrées d'autres approches offrant chacune diverses possibilités, comme par exemple, celle de mieux estimer le bruit que ne le fait la MNF. Rappelons que la technique de la MNF a été sélectionnée pour réduire le bruit d'une image. Toutefois, au cours de nos investigations,

le rapport signal-bruit des spectres de laboratoires a pu être amélioré par d'autres techniques comme la méthode polynomiale de Savitzky-Golay ou encore les filtres gaussiens. Concernant l'étape d'extraction des "end-members", la technique du PPI repose dans un premier temps sur la visualisation des "end-members", dont la sélection revient à l'utilisateur. Par conséquent, la méthode des PPI peut facilement être remplacée par d'autres techniques d'extraction des end-members plus automatiques rendant ainsi notre approche plus robuste encore (Dennison et Roberts, 2003; Chauldry et al., 2006). Pour contourner ce problème, il peut être judicieux d'élaborer un fichier paramètre pour chacun des pixels de l'image plutôt qu'un seul fichier paramètre pour l'ensemble d'une scène. Enfin, des améliorations peuvent être apportées à l'algorithme du MGM, tant sur les absorptions (gaussiennes) que sur le continuum. D'autre part, il est possible de mieux approximer la forme des absorptions. En effet, nous avons vu que la forme des absorptions variait en fonction de leur domaine de longueur d'onde. Ainsi est-il reconnu que les absorptions relatives aux pigments et au fer (transfert de charge) sont de type gaussien (Hoepffner et Sathyendranath, 1991; Sunshine et al., 1990). Mais, qu'en est-il des absorptions fines résultant des mécanismes de vibrations moléculaire (*e.g.* argiles), ou encore des absorptions résultant de la contribution d'une phase gazeuze (*e.g.* vapeur d'eau) ? Dans ce cas, les absorptions ne sont plus gaussiennes. C'est la raison pour laquelle j'ai implémenté de nouvelles formes d'absorptions au MGM jusqu'ici réservées aux gaussiennes. Il s'agit des fonctions mathématiques traditionnellement utilisées dans le domaine de la spectroscopie, comme la fonction lorentzienne appellée aussi fonction de Cauchy (MLM : Modèle Lorentzien Modifié) ou encore la fonction pseudo-Voigt (MVM : Modèle Voigtien Modifié). Désormais, il convient de relier l'expression mathématique des absorptions à un sens physique plus rigoureux. À ce titre, en fonction du domaine de longueurs d'onde à étudier, il pourrait être judicieux d'utiliser le modèle le plus approprié (MGM ou MLM ou MVM). En ce qui concerne l'estimation du continuum de réflectance, sa modélisation par une fonction mathématique simple semble être une bonne approximation. Nous avons pu mettre en évidence que le continuum contenait de l'information et qu'elle pouvait être traitée en tant que telle au même titre que les bandes d'absorption. Nous avons démontré que la taille des particules et le contenu en eau étaient des facteurs importants pouvant expliquer la forme du continuum. Pourtant, à ce jour, d'un point de vue théorique, le continuum ne demeure que partiellement expliqué. En effet, aucune fonction mathématique ne permet de remonter à la forme précise du continuum. La compréhension des phénomènes liés à la forme du continuum constituerait une avancée significative.

Une fois le MGMA validé, nous l'avons appliqué à la fois aux spectres de laboratoires et aux images (Verpoorter et al., 2009). Le but des mesures en environnement contrôlé était de trouver et de comprendre les relations physiques et mathématiques entre les paramètres du MGM (paramètres d'absorption et paramètres du continuum) et les paramètres sédimentaires (granulométrie, teneur en eau). Cependant, la compréhension et l'interprétation des spectres de réflectances nécessite souvent une connaissance *a priori*. Des mesures de terrain et de laboratoire s'avèrent nécessaires pour contraindre avec le plus de justesse possible les traitements et les analyses des spectres. Il en va de la qualité

des résultats. Outre le fait de caractériser les sédiments, les expérimentations conduites en environnement contrôlé (MEB, DRX, calcimétrie, perte au feu, granulométrie laser) servent à la fois de support pour étalonner les données et valider les résultats obtenus. Nous avons donc appliqué le MGMA aux spectres de laboratoire. Nous avons montré qu'il était possible d'extraire les propriétés physiques des sédiments à partir de l'analyse du continuum. L'estimation du contenu en eau est à ce titre pertinent, dans la mesure où le continuum est certainement moins dépendant des effets atmosphériques que ne le sont les bandes d'absorptions spécifiques de l'eau centrée à 1,4 et 1,9 μm. Autrement dit, il devient désormais possible de cartographier le contenu en eau tout en minimisant les effets atmosphériques. D'autre part, ce travail a permis de montrer que l'évolution du comportement spectral des absorptions spécifiques de l'eau en réponse à la déshydratation permettait d'appréhender aussi bien l'état d'hydratation des sédiments (saturé ou intersticielle) que de remonter jusqu'au type d'eau contenu dans ces derniers (libre, liée, structurelle). J'ai donc fait état des principales caractéristiques spectrales en réponse à la déshydratation des sédiments. En connaissance de cause, il nous est encore difficile de prédire avec certitude les limites franches permettant de prédire avec précision le passage de l'eau libre à sa forme liée. La comparaison des résultats issus du MGMA et de la méthode de la gaussienne inverse (GI) centrée sur 2,8 μm proposée par Whiting et al. (2004) nous a permis de confirmer que les absorptions harmoniques (0,97 μm) de l'eau répondaient à des absorptions fondamentales (ici celle centrée sur 2,8 μm). La comparaison MGMA et GI nous amène à penser qu'il serait intéressant d'appliquer la méthode proposée par Whiting et al. (2004) aux images hyperspectrales. Ce travail pourra être mené à terme grâce à l'acquisition des données HYMAP en août 2008. En résumé, au moyen de régressions statistiques, j'ai élaboré les relations permettant de prédire l'état hydrique des sédiments à partir des absorptions mais également à partir du continuum de réflectance. Compte tenu du bon ajustement des relations (coefficient de corrélation acceptable) et des validations, ces relations ont pu par la suite être extrapolées aux images hyperspectrales DAIS et ROSIS dans le but de cartographier les teneurs en eau.

En ce qui concerne la granulométrie des sédiments, le couplage entre les paramètres de sortie du MGMA et les mesures expérimentales (granulométrie) m'a permis d'établir une relation tridimensionnelle permettant de retrouver la taille des particules des sédiments. Cette relation fait intervenir le continuum, l'absorption spécifique de l'eau centrée à 0,97 μm et les classes granulométriques usuellement utilisées en sédimentologie des échantillons. Cette approche tridimensionnelle nous a permis de décorréler les effets de l'eau de ceux de la granulométrie. Là encore nous avons décidé d'extrapoler la relation obtenue à l'image hyperspectrale. Il est important de souligner que, jusque ici, aucune recherches expérimentales n'a fait état de tels résultats. Car, à notre connaissance aucune étude n'utilise le continuum comme proxy des propriétés physiques des sédiments. La plupart des études utilisent les méthodes de classifications (Deronde et al., 2006c) pour retrouver la teneur en eau, la granulométrie et la biomasse. Toutefois, les méthodes de classification restent difficilement transposables à d'autres environnements. De plus, elles nécessitent souvent une base de référence propre à la région d'interven-

tion et ceci afin d'établir des classes robustes pour prétendre décorréler la granulométrie du contenu en eau. Qualitativement, de telles méthodes semblent adaptées à la cartographie des constituants mais il convient de les utiliser avec précaution quand il s'agit de générer des cartes quantitatives. Dans notre étude, l'usage du continuum constitue en soi toute l'originalité de nos résultats. Toutefois, nous nuancerons notre satisfaction en considérant que l'utilisation du continuum peut encore être améliorée, au niveau de sa compréhension physique et de sa modélisation. De plus, il convient de mentionner que d'autres facteurs peuvent influencer les propriétés du continuum. Il s'agit de la matière organique et des conditions d'illuminations. Enfin, il serait intéressant de trouver des caractéristiques spectrales permettant de distinguer les effets propres à la rugosité de surface de ceux liés à la granulométrie des sédiments.

Nous avons donc appliqué les relations élaborées en laboratoire aux images DAIS et ROSIS. Au préalable, chaque pixel composant les scènes DAIS et ROSIS a été déconvolué avec succès, ce qui nous a permis d'obtenir les paramètres souhaités (absorption et continuum). J'ai ensuite cartographié la teneur en eau à la fois à partir de la profondeur de l'absorption centrée à 0,97 μm et à partir du continuum. La gamme de longueur d'onde de l'instrument ROSIS ne couvrant pas l'absorption de l'eau, seule une estimation par l'analyse du continuum a pu être apportée. Nous avons constaté que les cartes d'abondance de l'eau présentaient des répartitions spatiales similaires mais que les valeurs variaient d'un capteur à l'autre. Cela s'explique par le fait que les valeurs d'albédo des spectres ROSIS sont originellement différentes de ceux de DAIS. Ces différences pourraient être la conséquence de la calibration des données ROSIS, ou des différence de résolution spectrale et/ou de gamme spectrale. Une carte des faciès granulométriques a également été produite. Cette carte est spatialement cohérente et les résultats logiques. D'ailleurs, ils semblent être en accord avec les notions de base de la sédimentologie. Bien que la résolution spectrale de ROSIS soit trois fois supérieure à celle de DAIS et que la résolution spatiale soit deux fois supérieure à DAIS, les données ROSIS ne couvrent pas un domaine de longueur d'onde suffisant. Je n'ai donc pas pu cartographier les fractions granulométriques à partir de ce capteur. Ces résultats, nous font comprendre tout l'intérêt d'avoir une gamme de longueur d'onde suffisamment étendue pour appréhender la forme globale du spectre de réflectance. L'augmentation du nombre de canaux permet d'affiner et de mieux apprécier la forme des absorptions et donc *a fortiori* de mieux comprendre la physique. D'autre part, s'agissant de la validité des cartes granulométriques, notre connaissance du terrain et les données produites antérieurement (Grossel et al., 2001) sont en accord avec les résultats constatés. Ces cartes sont donc interprétables. La comparaison des cartes granulométriques et d'abondance de l'eau montre une forte corrélation positive entre ces deux paramètres. Nous ne sommes évidemment pas surpris de constater que plus la teneur en eau est faible plus la taille des particules est grossière. Cela s'explique par les phénomène de percolation. Par conséquent, les cartes d'abondance de l'eau semblent indicatrices de la granulométrie. Par exemple, une zone saturée en eau sera le vecteur d'une granulométrie fine, vaseuse, composée d'argile et donc imperméable. Au contraire, les zones où prédomine le type d'eau liée seront les vecteurs d'une granulométrie plus gros-

sière et plus perméable. Notre connaissance du terrain nous amène à confirmer les grandes tendances granulométriques élaborées à partir des images hyperspectrales acquises en 2002 durant la mission HySens. Ce qui nous donne à penser que la vasière orientale présente une faible dynamique sédimentaire du point de vue du transport des particules. Cette zone est plus sujette à l'engraissement qu'à l'érosion.

Combe (2005) avait déjà cartographié la biomasse et le pourcentage de couverture spatiale relatifs au microphytobenthos. Pour ce faire, une première étape consistait à retirer le continuum de type MGM des spectres de réflectance de l'image DAIS-7915 puis à appliquer un modèle de mélange non-linéaire (Combe et al., 2005). Dans notre étude nous avons utilisé la même méthode élaboré par Combe et al. (2005) à la différence près que nous avons utilisé le MGMA. Cette automatisation, aussi nécessaire qu'elle soit, nous a permis de prendre en compte la diversité spectrale des scènes et d'intégrer avec plus de robustesse les effets de l'eau sur les absorptions et sur le continuum que la traditionnelle méthode MGM. D'ailleurs, après déconvolution de la scène hyperspectrale DAIS-7915, les valeurs relatives à l'erreur quadratique moyenne (RMS) sont nettement plus basses avec le MGMA qu'avec le MGM, ce qui traduit une meilleure modélisation des spectres de réflectances. Toutefois, nous nuancerons cette remarque par le fait que le but de Combe et al. (2005) était spécifique au microphytobenthos et ne nécessitait pas l'automatisation complète du MGM. D'ailleurs, les pixels où prédomine le microphytobenthos semblent mieux ajustés par leur approche que par le MGMA. Cela est dû au fait que les absorptions spécifiques du microphytobenthos sont mieux caractérisées. Par contre, le MGMA ajuste davantage les pixels où prédomine l'influence de l'eau. Cela s'explique par le fait que le MGMA nécessite, si besoin, trois gaussiennes contre une pour le MGM por modéliser l'absorption spécifique de l'eau centrée à 0,97 μm. Enfin, nous avons appliqué le MGMA aux scènes ROSIS dans le but de cartographier la biomasse et le pourcentage de couverture. Là encore, nous avons utilisé le modèle de mélange non-linéaire développé par Combe et al. (2005). La comparaison entre les données DAIS-7915 et ROSIS montre une grande similitude quant à la distribution spatiale des biomasses. D'ailleurs la comparaison des diagrammes de dispersions DAIS-7915 et ROSIS semble indiquer une certaine homothétie confirmant notre propos. En revanche, si l'on compare les valeurs d'abondances, celles-ci diffèrent significativement.

Contrairement aux mesures point par point, les cartes produites par télédétection hyperspectrale permettent d'apprécier la vision synoptique de la zone intertidale. Les méthodes élaborées dans ce travail pour cartographier les faciès sédimentaires pourront être utilisées dans le but de suivre leur évolution dans le temps et donc d'accéder véritablement à la dynamique sédimentaire de la baie de Bourgneuf. Ainsi, serait-il intéressant de comparer plusieurs séries de données en dépit des différences instrumentales et des conditions d'acquisition. Par exemple, le couplage entre les données hyperspectrales et les données LIDAR devrait permettre d'accroître la finesse à différencier les faciès entre eux et d'accéder au paramètre rugosité. D'autre part, l'intégration des résultats obtenus dans cette étude en tant que paramètres forçant les modèles d'hydrodynamisme sédimentaire devrait permettre d'amélio-

rer significativement la résolution de ces derniers. De plus, des cartes de fractions granulométriques produites par télédétection permettent d'élaborer directement une cartographie des contraintes de cisaillement tangentiel des grains (Smith et al., 2003a; Smith et al., 2004d; Smith et al., 2004a). À partir des données DAIS 7915, j'ai cartographié les vitesses de containtes de cisaillement critique à l'érosion dans le cas de sédiments non-cohésifs. Les cartes obtenues ont été élaborées directement à partir des formulations théoriques de Shields et de Hjuström. Elles restent cependant approximatives, dans la mesure où elles nécessitent davantages de mesures en laboratoire (*e.g.* rigidité initiale). Ces dernières devraient permettre de réduire considérablement les incertitudes. Il deviendra possible de cartographier les contraintes de cisaillement tangentielles des matériaux cohésifs et *a fortiori*, de comprendre le rôle du biofilm sur la bio-stabilisation. Le fait de générer des cartes de susceptibilité à l'érosion directement interprétables dans les domaines de la sédimentologie et pouvant même être intégrées aux modèles sédimentaires montre le grand potentiel de la télédétection hyperspectrale.

Le littoral est un domaine d'application encore assez peu développé. Nous observons cependant, un regain d'intérêt pour les zones côtières lié au changement global, et nous assistons à un renouveau dans ce domaine, plus particulièrement en ce qui concerne l'évaluation du potentiel de l'hyperspectral. Ce n'est qu'au prix d'une nette amélioration des techniques de quantification des sédiments intégrés sur des pas de temps variables que les prévisions de l'évolution des littoraux pourront être plus fiables. De telles techniques d'investigation sont encore rares et coûteuses et il faudrait disposer d'un satellite hyperspectral performant pour cartographier la quasi-totalité du littoral français. L'avènement des mesures hyperspectrales satellitaires (*e.g.* EnMAP) devrait répondre à ce type de demande. Dans des perspectives futures, il serait intéressant d'utiliser les approches développées dans ce travail de thèse pour cartographier les faciès sédimentaires (granulométrie, contenu en eau, biomasse et susceptibilité à l'érosion) sur des linéaires côtiers importants. Dans un contexte de réchauffement climatique et d'élévation du niveau relatif marin, l'élaboration de cartes globales permettrait d'accéder enfin à une compréhension des mécanismes responsables de l'érosion comme de l'accrétion des côtes et cela à un ordre supérieur. Il est peut-être temps de confier à la Recherche une partie de la responsabilité majeure qui s'est abattue sur le monde d'aujourd'hui pour préserver le monde de demain.

ANNEXES

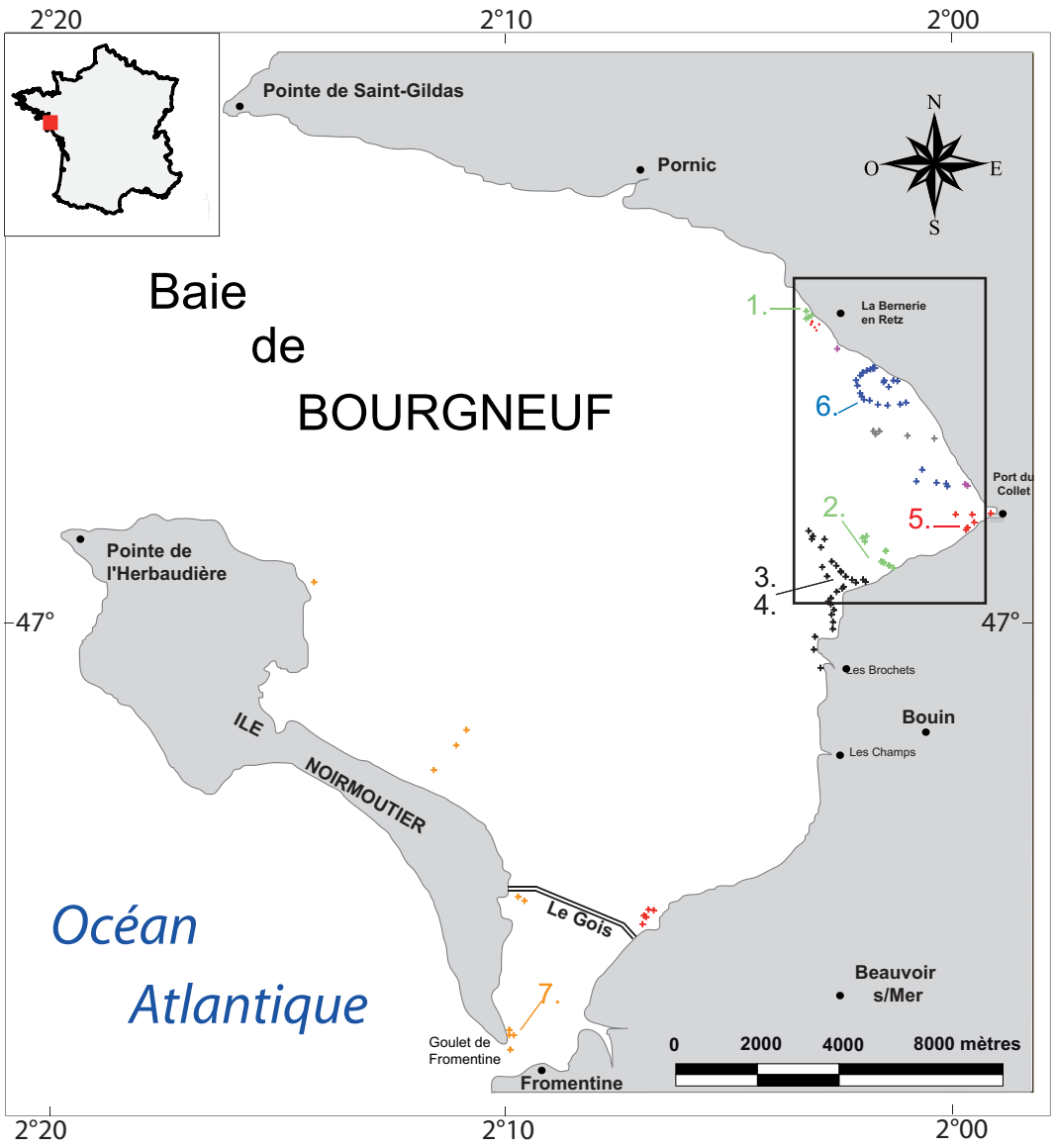
A Échantillonage **389**

B Mesures en environnement contrôlé **391**
B.1 Granulométrie Laser 391
B.2 Composition des constituants 395
B.3 Rigidité initiale d'une vase de la baie de Bourgneuf 399

C Les étapes du MGMA pour l'analyse d'une bibliothèque spectrale **401**

Annexe A

Échantillonage



CAMPAGNES ET SECTEURS D'ÉCHANTILLONAGE

- Série 1 : La Bernerie, Le Collet, Le Gois
- Série 2 : Pointe du Parracaud- Les Formes
- Série 3 : Les Moutiers, Le Collet
- Série 4 : Pointe des Pouloux, Le Brochet
- Série 5 : Les Plantives
- Série 6: Plage des Sableux, Port du Bonhomme, Bal Refuge, Pointe de La Fosse
- Série 7 : Les Moutiers, Le Collet

LOCALISATION GPS DES ÉCHANTILLONS UTILISÉS POUR LES MESURES

	X en m ; *Y* en m		*X* en m ; *Y* en m
1.	573101; 5214236	5.	576972; 5208847
2.	573823; 5206227	6.	576360; 5209761
3.	573590; 5205840	7.	564771; 519630
4.	573276; 5207255		

FIG. A.1 – Localisation de l'ensemble des échantillons prélevés et géoréférencés en baie de Bourgneuf. Les couleurs symbolisent les différentes campagnes menées. Les chiffres correspondent aux localisations (GPS, coordonnées Lambert II zone 30) des échantillons étalons ayant servis aux analyses durant l'étude.

Annexe B

Mesures en environnement contrôlé

B.1 Granulométrie Laser

B.1.1 Paramètres granulométriques et statistiques

TAB. B.1 – Tableau représentant les paramètres statistiques en relation avec la granulométrie des échantillons sélectionnés dans l'étude (mts. arithmétiques et géométriques).

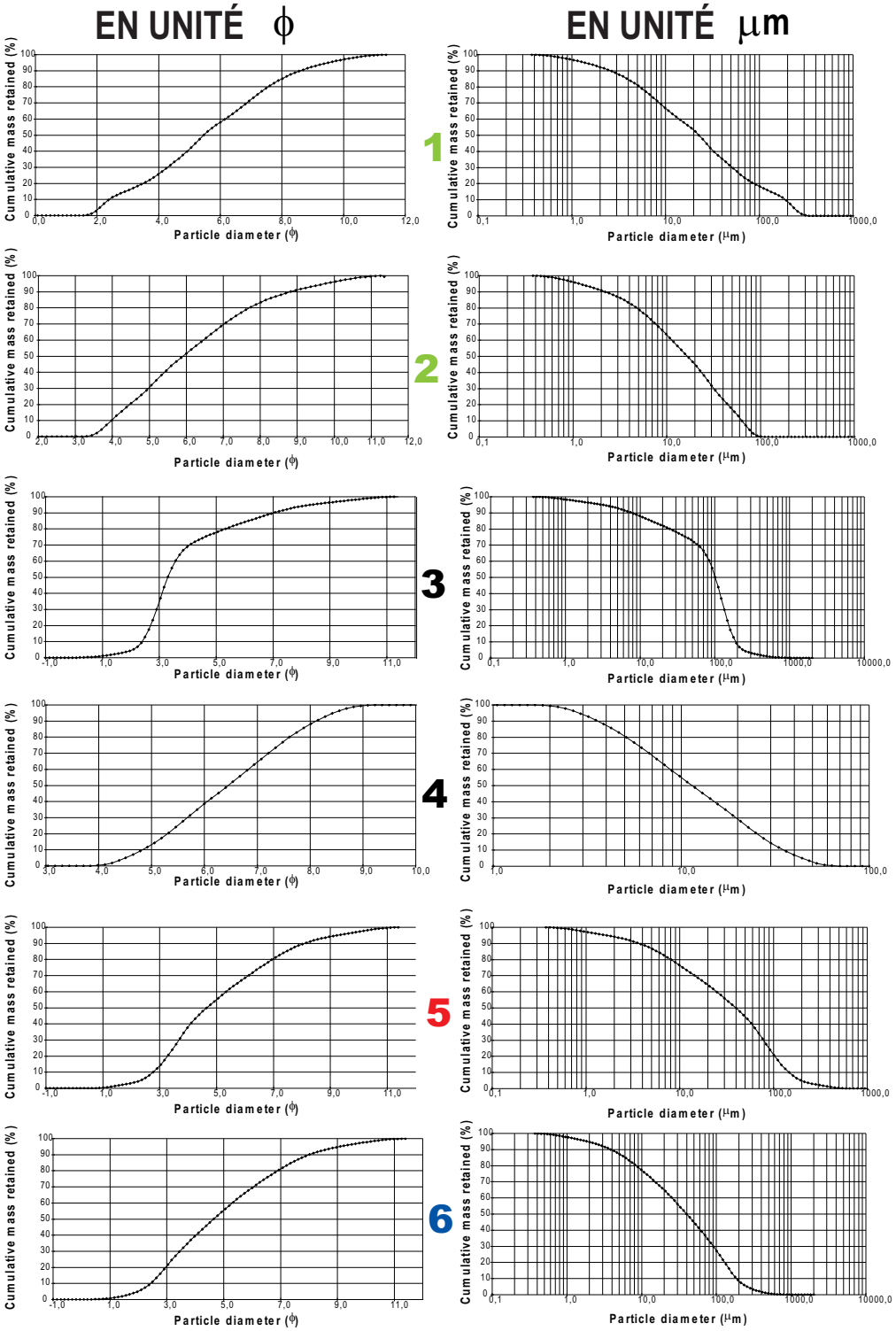
	SAMPLE STATISTICS	1	2	3
	SAMPLE TYPE:	Polymodal, Very Poorly Sorted	Polymodal, Poorly Sorted	Unimodal, Poorly Sorted
	TEXTURAL GROUP:	Sandy Mud	Sandy Mud	Muddy Sand
	SEDIMENT NAME:	Fine Sandy Coarse Silt	Very Fine Sandy Coarse Silt	Very Coarse Silty Very Fine Sand
METHOD OF MOMENTS Arithmetic (μm)	MEAN $(\bar{x}_a)$:	55,30	25,09	108,4
	SORTING (σ_a):	74,28	23,81	98,34
	SKEWNESS (Sk_a):	1,748	1,122	3,185
	KURTOSIS (K_a):	5,044	3,387	22,36
METHOD OF MOMENTS Geometric (μm)	MEAN $(\bar{x}_g)$:	20,82	13,82	62,83
	SORTING (σ_g):	4,702	3,519	3,877
	SKEWNESS (Sk_g):	-0,198	-0,602	-1,452
	KURTOSIS (K_g):	2,326	2,663	4,776
METHOD OF MOMENTS Logarithmic (ϕ)	MEAN $(\bar{x}_\phi)$:	5,586	6,178	3,992
	SORTING (σ_ϕ):	2,233	1,815	1,955
	SKEWNESS (Sk_ϕ):	0,198	0,602	1,452
	KURTOSIS (K_ϕ):	2,326	2,663	4,776
FOLK AND WARD METHOD (μm)	MEAN (M_G):	22,63	14,79	64,69
	SORTING (σ_G):	5,054	3,631	3,459
	SKEWNESS (Sk_G):	-0,049	-0,206	-0,591
	KURTOSIS (K_G):	0,933	0,945	1,426
FOLK AND WARD METHOD (ϕ)	MEAN (M_Z):	5,466	6,079	3,950
	SORTING (σ_I):	2,337	1,860	1,791
	SKEWNESS (Sk_I):	0,049	0,206	0,591
	KURTOSIS (K_G):	0,933	0,945	1,426
FOLK AND WARD METHOD (Description)	MEAN:	Coarse Silt	Medium Silt	Very Fine Sand
	SORTING:	Very Poorly Sorted	Poorly Sorted	Poorly Sorted
	SKEWNESS:	Symmetrical	Fine Skewed	Very Fine Skewed
	KURTOSIS:	Mesokurtic	Mesokurtic	Leptokurtic
	MODE 1 (μm):	26,17	28,73	127,8
	MODE 2 (μm):	223,6	60,59	
	MODE 3 (μm):	45,94	73,17	
	MODE 1 (ϕ):	5,258	5,123	2,970
	MODE 2 (ϕ):	2,163	4,046	
	MODE 3 (ϕ):	4,445	3,774	
	D_{10}(μm):	2,583	2,217	7,748
	D_{50}(μm):	22,75	16,65	101,5
	D_{90}(μm):	190,4	63,61	190,4
	(D_{90}/ D_{10}) (μm):	73,70	28,70	24,58
	(D_{90}- D_{10}) (μm):	187,8	61,40	182,7
	(D_{75}/ D_{25}) (μm):	9,539	6,085	3,479
	(D_{75}- D_{25}) (μm):	58,43	31,33	102,2
	D_{10}(ϕ):	2,393	3,975	2,393
	D_{50}(ϕ):	5,458	5,909	3,300
	D_{90}(ϕ):	8,597	8,817	7,012
	(D_{90}/ D_{10}) (ϕ):	3,592	2,218	2,930
	(D_{90}- D_{10}) (ϕ):	6,204	4,843	4,619
	(D_{75}/ D_{25}) (ϕ):	1,826	1,550	1,642
	(D_{75}- D_{25}) (ϕ):	3,254	2,605	1,799
	% GRAVEL:	0,0%	0,0%	0,0%
	% SAND:	25,8%	10,5%	69,1%
	% MUD:	74,2%	89,5%	30,9%
	% V COARSE GRAVEL:	0,0%	0,0%	0,0%
	% COARSE GRAVEL:	0,0%	0,0%	0,0%
	% MEDIUM GRAVEL:	0,0%	0,0%	0,0%
	% FINE GRAVEL:	0,0%	0,0%	0,0%
	% V FINE GRAVEL:	0,0%	0,0%	0,0%
	% V COARSE SAND:	0,0%	0,0%	0,1%
	% COARSE SAND:	0,0%	0,0%	1,0%
	% MEDIUM SAND:	3,4%	0,0%	3,5%
	% FINE SAND:	12,2%	0,0%	30,5%
	% V FINE SAND:	10,2%	10,5%	34,1%
	% V COARSE SILT:	15,4%	20,1%	8,8%
	% COARSE SILT:	16,8%	21,0%	6,3%
	% MEDIUM SILT:	14,1%	17,9%	5,7%
	% FINE SILT:	12,9%	13,8%	4,2%
	% V FINE SILT:	7,5%	7,8%	2,4%
	% CLAY:	7,5%	8,9%	3,5%

TAB. B.2 – Tableau représentant les paramètres statistiques en relation avec la granulométrie des échantillons sélectionnés dans l'étude (mts. arithmétiques et géométriques).

	SAMPLE STATISTICS	4	5	6
	SAMPLE TYPE:	Polymodal, Poorly Sorted	Polymodal, Very Poorly Sorted	Polymodal, Very Poorly Sorted
	TEXTURAL GROUP:	Mud	Sandy Mud	Sandy Mud
	SEDIMENT NAME:	Medium Silt	Very Fine Sandy Very Coarse Silt	Very Fine Sandy Very Coarse Silt
METHOD OF MOMENTS Arithmetic (μm)	MEAN $(\bar{x}_a)$:	17,48	76,42	64,33
	SORTING (σ_a):	14,39	97,58	78,13
	SKEWNESS (Sk_a):	1,361	2,709	2,726
	KURTOSIS (K_a):	4,514	13,74	13,56
METHOD OF MOMENTS Geometric (μm)	MEAN $(\bar{x}_g)$:	12,50	32,36	29,32
	SORTING (σ_g):	2,320	4,574	4,347
	SKEWNESS (Sk_g):	-0,039	-0,525	-0,635
	KURTOSIS (K_g):	2,108	2,674	2,830
METHOD OF MOMENTS Logarithmic (ϕ)	MEAN $(\bar{x}_\phi)$:	6,322	4,950	5,092
	SORTING (σ_ϕ):	1,214	2,193	2,120
	SKEWNESS (Sk_ϕ):	0,039	0,525	0,635
	KURTOSIS (K_ϕ):	2,108	2,674	2,830
FOLK AND WARD METHOD (μm)	MEAN (M_G):	12,47	33,63	30,63
	SORTING (σ_G):	2,400	4,609	4,295
	SKEWNESS (Sk_G):	-0,013	-0,204	-0,295
	KURTOSIS (K_G):	0,842	0,893	0,927
FOLK AND WARD METHOD (ϕ)	MEAN (M_Z):	6,325	4,894	5,029
	SORTING (σ_I):	1,263	2,204	2,103
	SKEWNESS (Sk_I):	0,013	0,204	0,295
	KURTOSIS (K_G):	0,842	0,893	0,927
FOLK AND WARD METHOD (Description)	MEAN :	Medium Silt	Very Coarse Silt	Coarse Silt
	SORTING :	Poorly Sorted	Very Poorly Sorted	Very Poorly Sorted
	SKEWNESS :	Symmetrical	Fine Skewed	Fine Skewed
	KURTOSIS :	Platykurtic	Platykurtic	Mesokurtic
	MODE 1 (μm):	21,72	127,8	73,17
	MODE 2 (μm):	9,381	73,17	38,01
	MODE 3 (μm):	11,31	60,59	31,54
	MODE 1 (ϕ):	5,526	2,970	3,774
	MODE 2 (ϕ):	6,738	3,774	4,719
	MODE 3 (ϕ):	6,468	4,046	4,988
	D_{10}(μm):	3,956	3,879	3,696
	D_{50}(μm):	12,57	39,89	39,68
	D_{90}(μm):	38,67	186,1	146,8
	(D_{90}/ D_{10}) (μm):	9,775	47,97	39,71
	(D_{90}- D_{10}) (μm):	34,71	182,2	143,1
	(D_{75}/ D_{25}) (μm):	3,772	9,547	8,243
	(D_{75}- D_{25}) (μm):	17,95	97,74	78,78
	D_{10}(ϕ):	4,693	2,426	2,768
	D_{50}(ϕ):	6,314	4,648	4,656
	D_{90}(ϕ):	7,982	8,010	8,080
	(D_{90}/ D_{10}) (ϕ):	1,701	3,302	2,919
	(D_{90}- D_{10}) (ϕ):	3,289	5,584	5,311
	(D_{75}/ D_{25}) (ϕ):	1,358	2,019	1,875
	(D_{75}- D_{25}) (ϕ):	1,915	3,255	3,043
	% GRAVEL:	0,0%	0,0%	0,0%
	% SAND:	1,1%	39,6%	38,0%
	% MUD:	98,9%	60,4%	62,0%
	% V COARSE GRAVEL:	0,0%	0,0%	0,0%
	% COARSE GRAVEL:	0,0%	0,0%	0,0%
	% MEDIUM GRAVEL:	0,0%	0,0%	0,0%
	% FINE GRAVEL:	0,0%	0,0%	0,0%
	% V FINE GRAVEL:	0,0%	0,0%	0,0%
	% V COARSE SAND:	0,0%	0,0%	0,0%
	% COARSE SAND:	0,0%	0,8%	0,4%
	% MEDIUM SAND:	0,0%	4,4%	2,8%
	% FINE SAND:	0,0%	15,8%	10,9%
	% V FINE SAND:	1,1%	18,6%	24,0%
	% V COARSE SILT:	15,0%	15,9%	17,1%
	% COARSE SILT:	26,0%	14,1%	13,5%
	% MEDIUM SILT:	26,0%	11,7%	11,8%
	% FINE SILT:	22,3%	8,7%	9,0%
	% V FINE SILT:	9,6%	4,8%	4,8%
	% CLAY:	0,1%	5,2%	5,7%

B.1.2 Courbes cumulatives

FIG. B.1 – Courbes granulométriques cumulatives des échantillons sélectionnés dans l'étude (c.f. chiffres). Les courbes sont représentés à la fois en échelle "phi" (à gauche) et en échelle "microns" (à droite).



B.2 Composition des constituants

B.2.1 Composition des échantillons étalons

TAB. B.3 – Tableau intégrant les compositions des divers constituants relatifs aux échantillons sélectionnés et faisant office d'étalons au cours des analyses. Les fractions minéralogiques résultent des analyses semi-quantitatives (%) par DRX. Les teneurs en carbonates (%, calcimétrie) et en matières organiques (%, perte au feu) sont également représentés.

FRACTION	TERRIGÈNE								CARBONATÉE			M.O.
Constituants	Quartz	Micas	Anorthose	Orthose	Microcline	Albite	Argile	Halite	Calcite	Dolomite	Teneur en Carbonates (%)	Teneur en Mat. Orga. (%)
1	77,62	0,72			0,99	0,54	0,45	3,65	2,16	13,83	18,32	0,90
2	88,75	0,67			0,50		1,40	3,40	2,40	2,85	14,20	4,0
3	50,56	4,45			0,46	0,74	0,42	2,07	3,74	26,05	11,90	5,30
4	81,27	1,38			1,27	1,23	0,30		13,36	2,44	26,30	2,60
5	59,38	3,86	0,01	0,02				8,97	17,35	10,37	12,11	4,10
6	85,66	3,78			0,30	0,35	0,38	1,86	4,41	3,23	19,39	3,23
7	77,45	0,73	8,73	3,93		0,71		2,37	2,80	3,24	26,36	7,10
					Feldspaths							

B.2.2 Diffraction des Rayons X

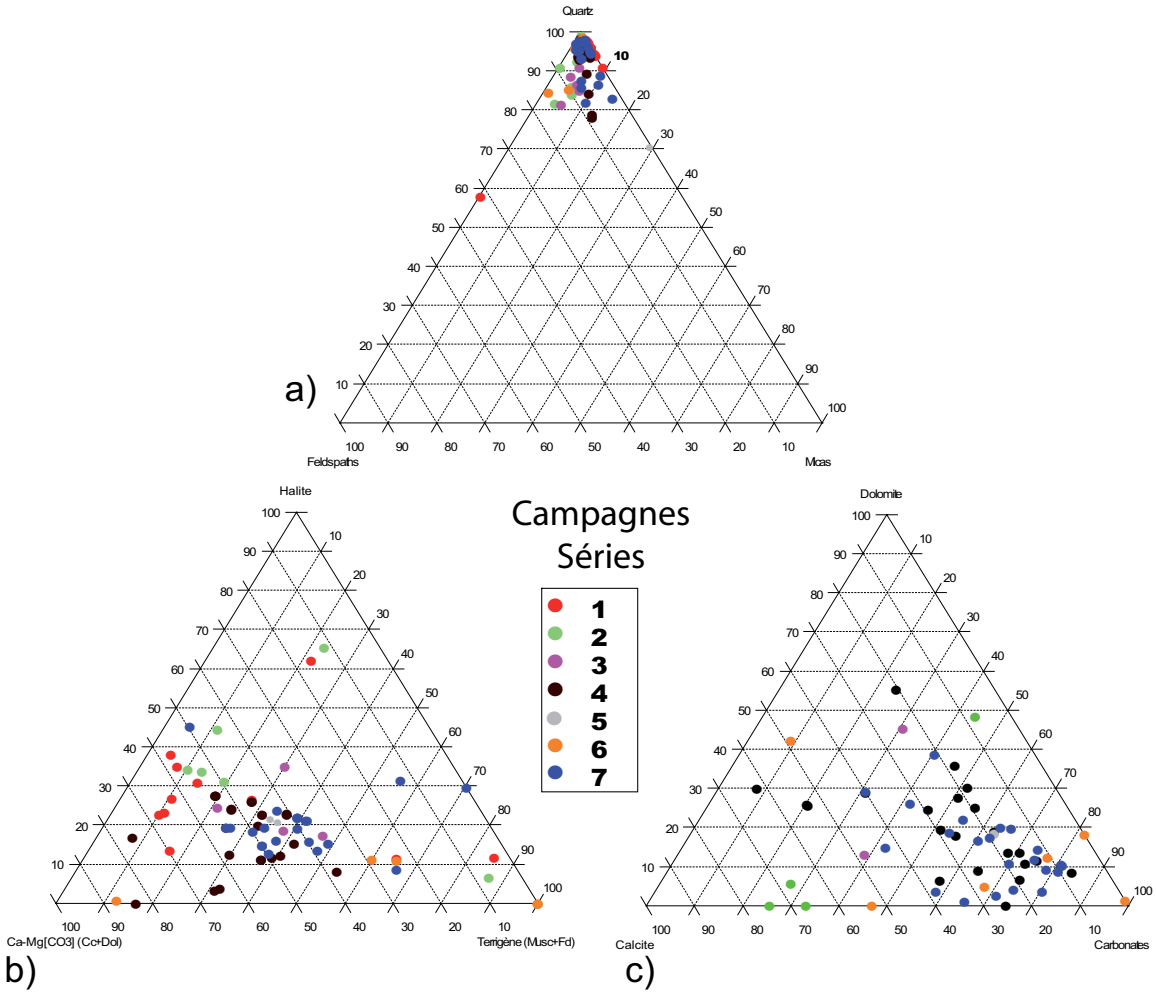


FIG. B.2 – Diagrammes triangulaires représentant les analayses DRX des sédiments superficiels prélevés (0-2 mm) sur la vasière de la baie de Bourgneuf ($n\sim$ 66-100 échantillons). L'analyse semi-quantitative est basée sur l'intensité des pics de chaque diffractogramme. a) -Quartz–Micas–Feldspaths- représentant les proportions des matériaux terrigènes. Dans le cortège minéralogique, la fraction en quartz domine très largement ($\approx$ 80-99 %). b) -Halite– Fraction terrigène (muscovite + feldspaths– Fraction Carbonatée (Calcite, Dolomite)- représentant les proportions des matériaux secondaires les plus représentatifs. c) -Dolomite–Calcite–Fraction Carbonatée (calcite, dolomite, coquilles)- représentant la proportion des minéraux carbonatés par rapport aux teneurs totales (coquilles comprises).

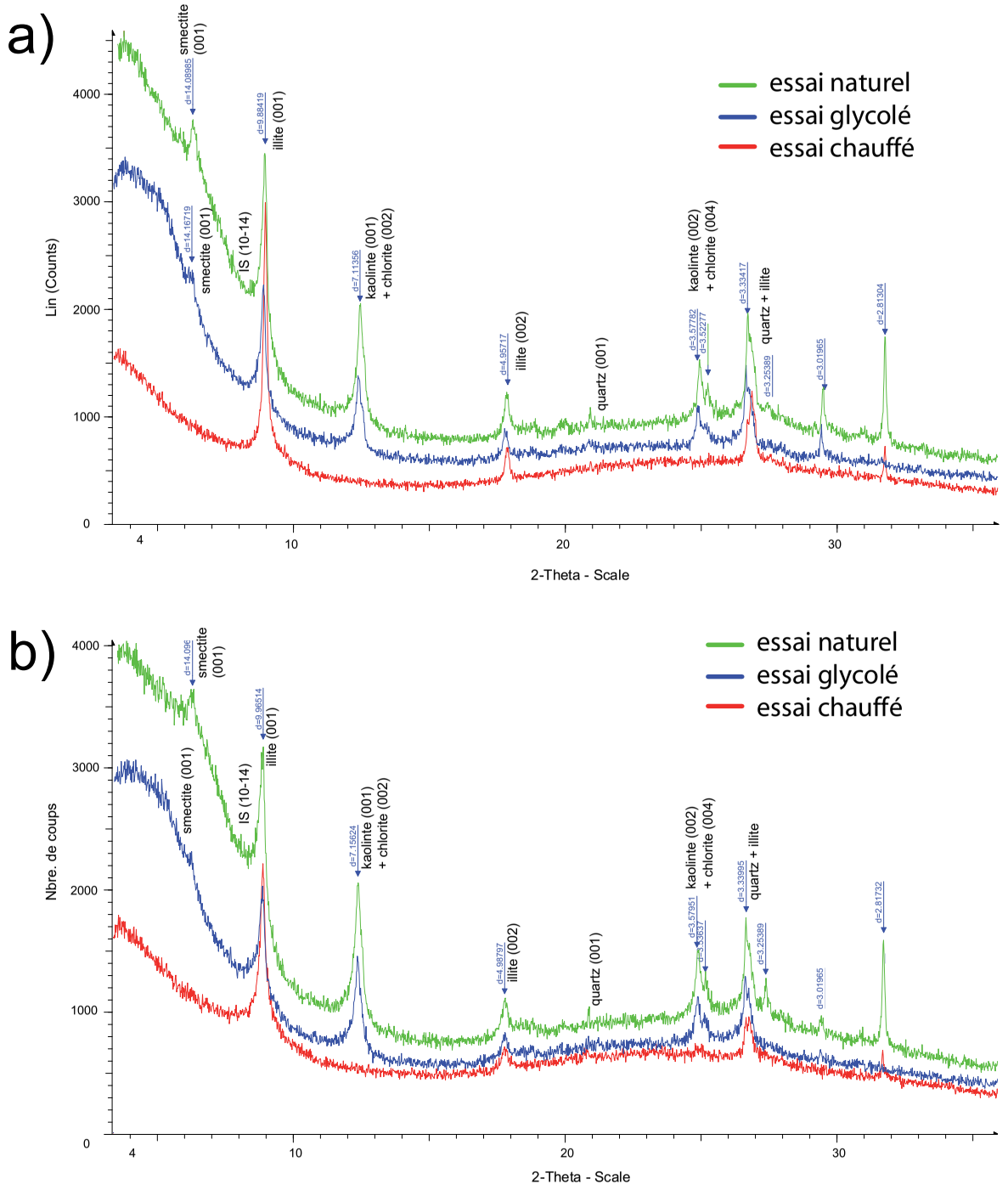


FIG. B.3 – Exemples de diffractogrammes caractéristiques de la fraction argileuse ($\leqslant$ 2 μm) de deux vases prélevées en baie de Bourgneuf : a) échantillon 6 ; b) échantillon 5. Les diffractogrammes de couleur verte, bleue et rouge correspondent respectivements aux essais naturels, glycolés, chauffés. Chaque pic est annoté par la position des réflexions basales.

B.3 Rigidité initiale d'une vase de la baie de Bourgneuf

Xiong, (2008) a montré expérimentalement sur 22 mesures que la concentration de la vase du Port du Collet pouvait atteindre 380 kg.m^3. Par ailleurs, les mesures effectuées au moyen du rhéomètre Brookfield LVT ont permis de déterminer la rigidité initiale du sédiment $\tau_y = 15N.m^{-2}$.

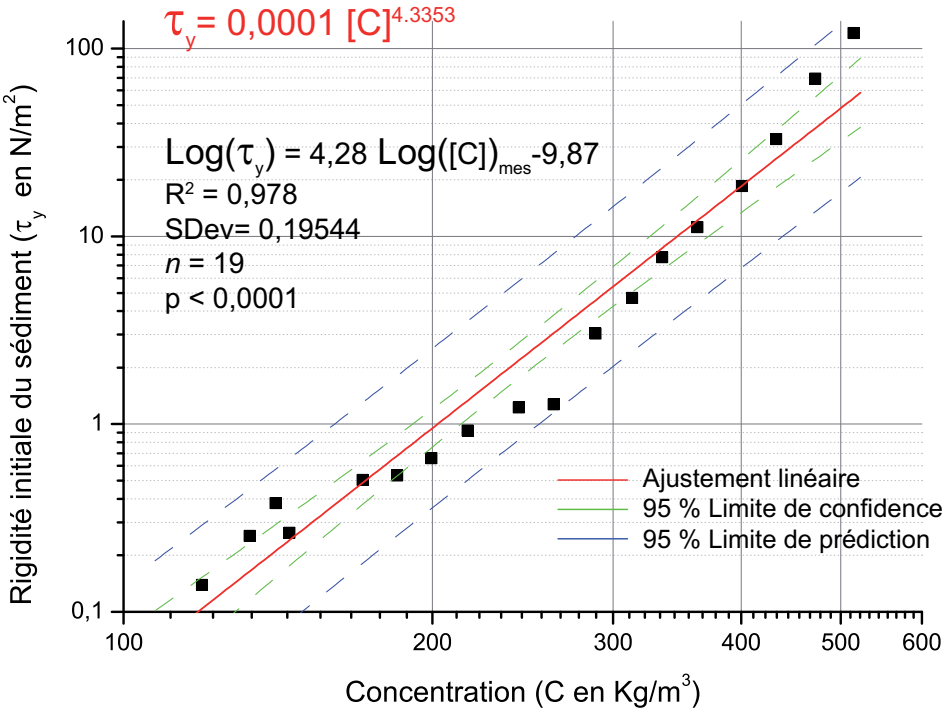


FIG. B.4 – Rigidité initiale τ_y d'un vase prélevée au niveau du port du Collet (Baie de Bourgneuf) en fonction de sa concentration (C) (source des donnés brutes : Xiong (2008)). Les grandeurs sont représentés en échelle double-logarithmique.

Annexe C

Les étapes du MGMA pour l’analyse d’une bibliothèque spectrale

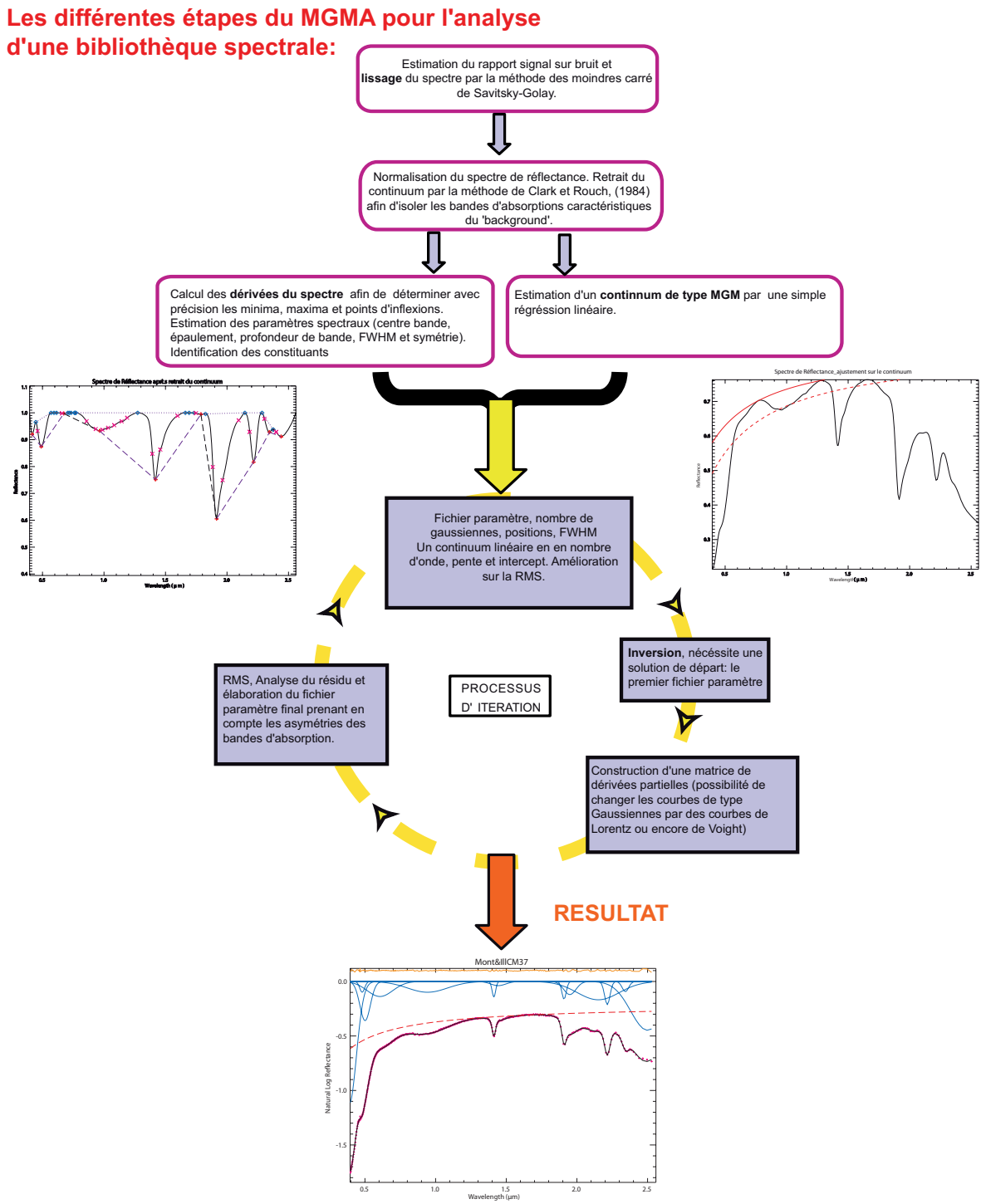


FIG. C.1 – Les différentes étapes du Modèle Gaussien Modifié Automatique (MGMA). Exemple de déconvolution d'un spectre de réfectance typique d'un mélange argileux montmorillonite-illite issu de la bibliothèque spectrale USGS (Verpoorter et al. 2007).

Bibliographie

Adam, S., Vitse, I., Johannsen, C., et Monbaliu, J. (2005). Sediment type unsupervised classification of the Molenplaat Westerschelde estuary, the Netherlands. *Proceedings of 3th EARSeL Workshop on Imaging Spectroscopy.*, 5, 146–159.

Adams, J. B. et Filice, A. L. (1967). Spectral reflectance 0.4 to 2.0 microns of silicate rock powders. *Journal of Geophysical Research*, 72(22), 5705–5715.

Adams, J. B., Smith, M. O., et Johnson, P. E. (1986). Spectral mixture modeling-A new analysis of rock and soil types at the Viking Lander 1 sites. *Journal of Geophysical Reserach*, 91, 8098–8112.

Angtröm, A. (1925). The albedo of various surfaces of ground. *Geograpfiske Anales*, 7, 323.

Antonov, L. (1997). Fourth derivative spectroscopy – a critical view. *Analytica Chimica Acta*, 349(1-3), 295–301.

Antonov, L. et Stoyanov, S. (1993a). Analysis of the Overlapping Bands in UV-Vis Absorption Spectroscopy. *Appl. Spectrosc.*, 47(7), 1030–1035.

Antonov, L. et Stoyanov, S. (1993b). Approach for Increased Information from the Second-Derivative Spectra in UV-Vis Absorption Spectroscopy. *Appl. Spectrosc.*, 47(10), 1712–1715.

Antonov, L. et Stoyanov, S. (1996). Noise reduction in second derivative UV-Vis spectroscopy. *Spectroscopy Letters*, 29(2), 231–9.

Arnfield, A. (1975). A note on the diurnal, latitudinal and seasonal variation of the surface reflection coefficients. *J. Appl. Meteorol.*, 14, 1603–1608.

Arthus-Bertrand, Y. (2005). *La Terre vue du ciel : Un portrait aérien de la planète*.

Asner, G. P. (1998). Biophysical and Biochemical Sources of Variability in Canopy Reflectance. *Remote Sensing of Environment*, 64(3), 234–253.

Asner, G. P. et Lobell, D. B. (2000). A Biogeophysical Approach for Automated SWIR Unmixing of Soils and Vegetation. *Remote Sensing of Environment*, 74(1), 99–112.

Bakker, W. et Schmidt, K. (2002). Hyperspectral edge filtering for measuring homogeneity of surface cover types. *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, 56(4), 246–256.

Balsam, W. L., Deaton, B. C., et Damuth, J. E. (1998). The effects of water content on diffuse reflectance spectrophotometry studies of deep-sea sediment cores. *Marine Geology*, 149(1-4), 177–189.

Banninger, P. F. H., D. Lehmann et J., T. (2005). Effect of water saturaton on radiative transfert. *Vadose Zone Journal*, 4, 1152–1160.

Barbaroux, G., L. Lavaux et Morel, Y. (1971). Essais de mise au point d'une méthode par traitement à l'ozone sur la destruction et le dosage de la matière organique dans les sédiments marins. *Bulletin de l'institut de géologie du bassin d'Aquitaine*, 11(2), 375–399.

Barillé, A. L., Haure, J., et Baud, J. P. (1997). L'ostréiculture en Baie de Bourgneuf. Relation entre la croissance des huîtres Crassostrea gigas et le milieu naturel : synthèse de 1986 à 1995. *Ifremer rapport interne DRV/RST/ 96-13*, p. 173.

Barillé, L., Méléder, V., Combe, J.-P., Launeau, P., Rincé, Y., Carrère, V., et Morançais, M. (2007).

Comparative analysis of field and laboratory spectral reflectances of benthic diatoms with a modified Gaussian model approach. *Journal of Experimental Marine Biology and Ecology*, 343(2), 197–209.

Bartholdy, J. et Folving, S. (1986). Sediment classification and surface type mapping in the Danish Wadden Sea by remote sensing. *Netherlands Journal of Sea Research*, 20(4), 337–345.

Bartlett (1982). In situ spectral reflectance studies of tidal wetland grasses. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, 47, 1695–1703.

Baumgardner, M., Silva, L., Biehl, L., et Stoner, E. (1985). Reflectance properties of soils. *Advances in Agronomy*, 38, 1–44.

Baumgardner, S. J. J. C. J., M.F. Kristof et Zachary, A. L. (1970). Effects of organic matter on multispectral properties of soils. *In Proceedings of the Indian Academy of Science*, 79, 413–422.

Bayvel, L. et Jonnes, A. (1981). Electromagnetic scattering and its applications. *Applied Science, London*.

Bedidi, A. et Cervelle (1993). Diffusion de la lumière par les particules minérales. *Cah. Orstom, sér. Pédol*, XXVIII (1), 7–14.

Bedidi, A., Cervelle., M. . J., and B., et Pouget, M. (1992). Moisture effects on visible spectral characteristics of lateritic soils. *Soil Sci.*, 153, 129–141.

Ben-Dor, E. (2002). Quantitative remote sensing of soil properties. pp. 173–243. Academic Press.

Ben Dor, E., Irons, J. R., et Eperma, G. (1999). Soil Reflectance. *In A. N. Rencz (Ed.), Remote sensing for Earth sciences : Manual of remote sensing. New York : Wiley*, pp. 111–188.

Ben-Dor, E., Levin, N., Singer, A., Karnieli, A., Braun, O., et Kidron, G. (2006). Quantitative mapping of the soil rubification process on sand dunes using an airborne hyperspectral sensor. *Geoderma*, 131(1-2), 1–21.

Berk, A., Anderson, G. P., Bernstein, L. S., Acharya, P. K., Dothe, H., Matthew, M. W., Adler-Golden, S. M., Chetwynd, J. H., Richtsmeier, S. C., Pukall, B., Allred, C. L., Jeaong, L. S., et Hoke, M. L. (1999). *MODTRAN 4 Radiative transfer modeling for atmospheric correction*. JPL publication 99-17 Summaries of the Eighth JPL Airborne Earth Science Workshop.

Bhargava, D. et Mariam, D. (1992). Cumulative effects of salinity and sediment concentration on reflectance measurements. *International Journal of Remote Sensing*, 13(11), 2151–2159.

Bishop, J. (1988). *The effects of water, octahedral cation substitution and exchangeable cation composition on the shortwave infrared reflectance spectrum of montmorilonite*. Ph.D. thesis, M. S. Thesis, Standford University, Standford, California.

Bishop, J., Pieters, C., et Edwards, J. (1994). Infrared spectroscopic analyses on the nature of water in montmorillonite. *Clays and clays minerals*, 42, 702–716.

Bishop, J. L., Koeberl, C., Kralik, C., Fröschl, H., Enolert, P. A., Andersen, D. W., Pieters, C. M., et Wharton, R. A., Jr. (1996). Reflectance spectroscopy and geochemical analyses of Lake Hoare sediments, Antarctica : Implications for remote sensing of the Earth and Mars. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 60(5), 765–785.

Blott, S. et Pye, K. (2001). GRADISTAT : a grain size distribution and statistics package for the analysis of unconsolidated sediments. *Earth Surf. Processes Landforms*, 26, 1237–1248.

Boardman, J. (1992). SIPS User's guide spectral image processing system V.1.2. *Center for the study of Earth from Space, Boulder, CO*, p. 88.

Boardman, J. (1994). Geometric mixture analysis of imaging spectrometry data. *International Geoscience and Remote Sensing Symposium, IGARSS '94 Surface and atmospheric remote sensing : technologies, data analysis and interpretation California USA*, IV, 2369–2371.

Boardman, J. W., Kruse, F. A., et Green, R. O. (1995). Mapping target signatures via partial un-

mixing of AVIRIS data. *In : Proceedings of the Fift JPL Airborne Earth Science Workshop, JPL publication*, 95(1), 23–26.

Bonn, F. et Rochon, G. (1993). *Précis de télédétection*. 485 p.

Bowers, S. A. et Hanks, R. J. (1965). Reflection of radiant energy from soils. *Soil Science*, 100(3), 130–138.

Bradley, W. K. et Gladimir, V. G. B. (2007). A novel approach for simulating light interaction with particulate materials : application to the modeling of sand spectra properties. *Optics Express*, 15(15).

Brotas, T. P. A., V. Cabrita, J., S., et Catarino, F. (1995). Spatio-temporal distribution of microphytobenthic biomass in interti fats of Tagus estuary (Portugal). *Hydrobiologia*, 300 :301, 93–104.

Brown, A. (2006). Spectral curve fitting for automatic hyperspectral data analysis. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 44(6), 1601–8.

Bryant, R. (1996). A preliminary investigation into the spectral characteristics of inter-tidal estuarine sediments. *International Journal of Remote Sensing*, 17(2), 405–412.

Buckingham, W. et Sommer, S. (1983). Mineralogical characterization of rock surfaces formed by hydrothermal alteration and weathering : Application to remote sensing. *Econ. Geol.*, 78, 664–674.

Burns, R. G. (1993). Mineralogical applications of crystal field theory. *Cambridge University Press, second edition*.

Cahoon, L., Nearhoff, J. E., et Tilton, C. L. (1999). Sediment grain size effect on benthic microalgal biomass in shallow aquatic ecosystems. *Estuaries*, 22, 735–741.

Carrère, V., Splitmont, N., et Davoult, D. (2002). Comparison of simple techniques for estimating chlorophyll a concentration in the intertidal zone using hight spectral-resolution field-spectrometer data. *Marine Ecology Progress Series*, 274, 31–40.

Cartaxana, P., Mendes, C. R., van Leeuwe, M. A., et Brotas, V. (2006). Comparative study of microphytobenthic pigments of muddy and sandy intertidal sediments of the Tagus estuary. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 66, 225–230.

Castaing, P. et Jouanneau, J. (1976). Les mécanismes de formation de la flèche sableuse de La Coubre à l'embouchure de la Gironde. *Bulletin de l'institut de géologie du bassin d'Aquitaine*, pp. 197–208.

Chabrillat, S. (1995). *Discrimination lithologique par spectro-imagerie visible-proche infrarouge aéroportée : application au massif péridotitique de Ronda (Espagne)*. Ph.D. thesis, Thèse de doctorat, Université de Toulouse, 178p.

Chabrillat, S., Goetz, A. F. H., Krosley, L., et Olsen, H. W. (2002). Use of hyperspectral images in the identification and mapping of expansive clay soils and the role of spatial resolution. *Remote Sensing of Environment*, 82(2-3), 431–445.

Chamley, H. (2000). *Bases de sédimentologie 2ème ed. 178p*.

Chauldry, F., Wu, C.-C., Liu, W., Chang, C.-I., et Plaza, A. (2006). Pixel purity index-based algorithms for endmember extraction from hyperspectral imagery. *Recent Advances in Hyperspectral Signal and Image Processing ISBN : 81-7895-218-1 Editor Chang C-I.*, pp. 29–62.

Chen, Y. et Inbar, Y. (1994). Chemical and spectroscopical analysis in organic matter transformation during compoting in relation to compost maturity. *In Science and engineering of composting : design, Environmental, Microbiology and Utilization Aspects*, pp. 551–600.

Cheng, R. T., Casulli, V., et Gartner, J. W. (1993). Tidal, residual, intertidal mudflat (TRIM) model and applications to San Franscisco Bay. *California. Estuar. Coast. Shelf Science*, 36, 235–280.

Choe, E., van der Meer, F., van Ruitenbeek, F., van der Werff, H., de Smeth, B., et Kim, K.-W. (2008). Mapping of heavy metal pollution in stream sediments using combined geochemistry, field spectro-

scopy, and hyperspectral remote sensing : A case study of the Rodalquilar mining area, SE Spain. *Remote Sensing of Environment*, 112(7), 3222–3233.

Cierniewsky, J. (1987). A model for soil surface roughness influence on the spectral response bare soils in the visible and near infrared range. *Remote Sensing Environnement*, 23, 97–115.

Cierniewsky, J. et Karnielli, A. (2002). Virtual surfaces simulating the bi-directional reflectance of semi-arid soils. *Int. J. Remote Sensing*, 23, 4019–4037.

Clark, R. (1981). Water frost and ice : the near-infrared spectral reflectance 0.65-2.5 μm. *Journal of Geophysical Research*, 86(B4), 3087–96.

Clark, R., Fanale, F., et Zent, A. (1983). Frost grain size metamorphism : implications for remote sensing of planetary surfaces. *Icarus*, 56(2), 233–45.

Clark, R. et Lucey, P. (1984). Spectral properties of ice-particulate mixtures and implications for remote sensing. I. Intimate mixtures. *Journal of Geophysical Research*, 89(B7), 6341–8.

Clark, R. N. (1999). *Spectroscopy of rocks and minerals, and principles of spectroscopy*. p3-58 Manuel of remote sensing. New York.

Clark, R. N. (2003). Imaging spectroscopy : Earth and planetary remote sensing with the USGS Tetracorder and expert systems. *Journal of Geophysical Research*, 108, E12,5–1.

Clark, R. N. (2004). Chapter 2 : Spectroscopy of rocks and minerals, and principles of spectroscopy. *Kingn, P.L., Ramsey, M.S. et Swayze, G. A. (Eds.), Infrared Spectroscopy in Geochemistry , Exploration and Remote Sensing, Short course series, Mineralogical Association of Canada, London, Ontario*, 33, 17–55.

Clark, R. N. et Roush, T. L. (1984). Reflectance spectroscopy : Quantitative analysis techniques for remote sensing applications. *Journal of Geophysical Research*, 89, 6329–6340.

Clark, R. N., Swayze, G. A., Wise, R., Livo, K. E., Hoefen, T. M., et Kokaly, S. J., R. F. et Sultley (2007). The U. S. Geological Survey, Digital Spectral Library Speclib06a. *U. S. Geological Survey Open File Report DLR-IB, Wessling, Germany*, pp. 93–592.

Clarke, R. (1986). The handbook of ecological monitoring. *Oxford : Clarendon Press.*

Cognie, B., Haure, J., et Barillé, L. (2006). Spatial distribution in a temperate coastal ecosystem of the wild tock of the farmed oyster Crassostrea (Thunberg). *Aquaculture*, 259, 249–259.

Colijn, F. et Dijkena, K. S. (1981). Species composition of benthic diatoms and distribution of chlorophyll a on an intertidal flat in Dutch Wadden Sea. *Mar. Ecol. Ser.*, 4, 9–21.

Collins, J. R. (1937). The Near Infrared Absorption Band of Liquid Water at 1.79 μm. *Phys. Rev.*, 52(2), 88–90.

Collins, J. R. (1939). A new infrared absorption band of liquid water at 2.52 μm. *Physical review*, 55, 470–472.

Collins, M. et Pattiaratchi, C. (1984). Identification of suspended sediment in coastal waters using airborne Thematic Mapper data. *International Journal of Remote Sensing*, 5(4), 635–657.

Combe, J.-P. (2005). *Etude des surfaces planétaires par télédétection visible-infrarouge hyperspectrale*. Ph.D. thesis, Thèse université de Nantes, 298p.

Combe, J.-P., Launeau, P., Carrère, V., Despan, D., Méléder, V., Barillé, L., et Sotin, C. (2005). Mapping microphytobenthos biomass by non-linear inversion of visible-infrared hyperspectral images. *Remote Sensing of Environment*, 98(4), 371–387.

Cooper, C. D. et Mustard, J. F. (1999). Effects of very fine particle size on reflectance spectra of smectite and palagonitic Soil. *Icarus*, 142(2), 557–570.

Coulson, K. et Reynolds, D. (1965). Optical reflection properties of natural surfaces. *Journal of Geophysical Research*, 70, 4601–4611.

Cracknell, A. (1999). Remote sensing techniques in estuaries and coatal zones-an update. *International*

Journal of Remote Sensing, 20(3), 485–496.

Crowley, J. et Vergo, N. (1988). Visible and Near Infrared (0.4-2.5 μm) reflectance spectra of selected mixed layer clay and related minerals. *The Sixth Thematic Conferance on Remote Sensing for Exploration Geology, Applications Technology Economics, Houston, Texas (ANn ARbor, MI : ERIM).*, pp. 597–606.

Crowley, J., Williams, D., Hammarstrom, J., Piatak, N., Chou, I.-M., et Mars, J. (2003). Spectral reflectance properties (0.4-2.5 μm) of secondary Fe-oxide, Fe-hydroxide, and Fe-slphate-hydrate minerals associated with sulfide. *Geochemistry : Exploration, Environment, Analysis*, 3(3), 219–228.

Crown, D. A. et Pieters, C. M. (1983). Spectral properties of plagioclases and pyroxene mixtures and the interpretation of lunar soil spectra. *Icarus*, 72(3), 492–506.

Curcio, J. A. et Petty, C. C. (1951). The near infrared absorption spectrum of liquid water. *Journal of the Optical Society of America*, 41(5), 302–304.

Curran, P. J., Dungan, J. L., Macler, B. A., et Plummer, S. E. (1991). The effect of a red leaf pigment on the relationship between red edge and chlorophyll concentration. *Remote Sensing of Environment*, 35(1), 69–76.

Dade, W. B., Davis, J. D., Nichols, P. D., Nowell, A. R. M., Thistle, D., Trexler, M. B., et White, D. C. (1990). Effects of bacterial exopolymer adhesion on the entrainement of sand. *Geomicrobiology Journal*, 8, 1–16.

De Boer, P. L. (1981). Mechanical effects of micro-organisms on intertidal bedform migration. *Sedimentology*, 28, 129–132.

de Carvalho, O. A. et Meneses, P. R. (2000). Spectral Correlation Mapper (SCM) : An improvement on the Spectral Angle Mapper (SAM). *Summaries of the 9th Airborne Earth Science Workshop. Pasadema, California : JPL publication*, pp. 00–18.

Decho, A. W. (2000). Microbials biofilm in intertidal systems : an overview. *Continental Shelf Research*, 20, 1257–1273.

Decho, A. W., Kawaguchi, T., Allison, M. A., Louchard, E. M., Pamela Reid, R., Carol Stephens, F., Voss, K. J., Wheatcroft, R. A., et Taylor, B. B. (2003). Sediment properties influencing upwelling spectral reflectance signatures : The "biofilm gel effect". *Limnology and Oceanography*, 48(1 II), 431–443.

Dedieu, J., Kerkache, R., Bornicchia, F., et Pella, H. (1997). Apport des informations de texture en télédétection pour l'étude de l'occupation des sols. *Revue de Géographie Alpine*, 3, 9–26.

Delanoë, A., Y. Dieucho et Gouleau, D. (1971). Structure et formations sédimentaires de la baie de Bourgneuf (Loire Atlantique) étudiées par sondage réflexion. *C. R. Acad. Sc. Paris,*, 272, 797–799.

Delanoë, B., Y. Gallenne et Marchand, J. (1974). Reconnaissance par carrotage sous-marin de la nature pétrographique des pointements rocheux de la baie de Bourgneuf (Bretagne méridionale). Extension des affleurements de "porphyroïdes", de gneiss catazonaux et de formations granitiques. *C. R. Acad. Sc. Paris*, 278, 1681–1684.

Demattê, J. A., Sousa, A. A., Alves, M. C., Nanni, M. R., Fiorio, P. R., et Campos, R. C. (2006). Determining soil water status and other soil characteristics by spectral proximal sensing. *Geoderma*, 135, 179–195.

Demetriades-Shah, T. H. Dteven, M. D., et Clark, J. A. (1990). Hight resolution derivative spectra in remote sensing. *Remote Sensing of Environment*, 33, 55–64.

Dennison, P. E. et Roberts, D. A. (2003). Endmember selection for multiple endmember spectral mixture analysis using endmember average RMSE. *Remote Sensing of Environment*, 87, 123–135.

Deronde, B., Houthuys, R., Debruyn, W., Fransaer, D., Lancker, V. V., et Henriet, J. P. (2006a). Use of

airborne hyperspectral data and laserscan data to study beach morphodynamics along the belgian cost. *Journal of Coastal Research*, 22(5), 1108–1117.

Deronde, B., Houthuys, R., Henriet, J.-P., et Van Lancker, V. (2008). Monitoring of the sediment dynamics along a sandy shoreline by means of airborne hyperspectral remote sensing and LIDAR : a case study in Belgium. *Earth Surface Processes and Landforms*, 33(2), 280–94.

Deronde, B., Kempeneers, P., et Forster, R. (2006b). Imaging spectroscopy as a tool to study sediment characteristics on a tidal sandbank in the Westerschelde. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 69(3-4), 580–590.

Deronde, B., Sterckx, S., Bertels, L., Knaeps, E., et Kempeneers, P. (2006c). Imaging spectroscopy and integrated coastal zone management : A promising marriage. 88, 327–339.

Doerffer, R. et Murphy, D. (1989). Factor analysis and classification of remotely sensed data for monitoring tidal flats. *Helgoländer Meeresuntersuchungen*, 43, 275–293.

Donoghue, D., Thomas, D., et Zong, Y. (1994). Mapping and monitoring the intertidal zone of the east coast of England using remote sensing techniques and a coastal monitoring GIS. *Marine Technology Society Journal*, 28(2), 19–29.

Doxaran, D., Froidefond, J.-M., et Castaing, P. (2003). Remote-Sensing Reflectance of Turbid Sediment-Dominated Waters. Reduction of Sediment Type Variations and Changing Illumination Conditions Effects by Use of Reflectance Ratios. *Appl. Opt.*, 42(15), 2623–2634.

Dubois, S., Barillé, L., Barillé, A. L., et Gruet, Y. (2003). Conditions de préservation des formations récifales à Sabellaria alveolata (L.) en baie de Bourgneuf. *Natura 2000*.

Eastwood, J., Yates, M., Thomson, A., et Fuller, R. (1997). The reliability of vegetation indices for monitoring saltmarsh vegetation cover. *International Journal of Remote Sensing*, 18(18), 3901–3907.

Eisenberg, D. et Kauzmann, W. (1969). The structure and properties of water. *Oxford, New York*.

El-Sayed, A. A. Y. et El-Salem, N. (2005). Recent development of derivative spectrophotometry and their analytical applications. *Analytical Sciences*, 21, 595–614.

Elachi, C. (1987). *Introduction to the pysics and techniques of remote sensing*. Wiley, New-York, 200p.

Ellis, J. W. (1931). Polymers and new infrared absorption bands of water. *Physical review*, 38, 693–698.

Elvidge, C. L. (1990). Visible and NIR reflectance characteristics of dry plant materials. *Int. J. Remote Sensing*, 2, 1755–1795.

Escadafal, R., Gouinaud, C., R., M., et Pouget, M. (1993). Le spectromètre de terrain : un outil de la télédétection et de la pédologie. *Cah. Orstom, sér. Pédol*, XXVIII(1), 15–29.

Estuaire, L. (2003). *Programme interregional Loire grandeur nature, Cellule de mesures et bilans Loire estuaire, Nantes*.

Farmer, V. C. (1974). *The infrared spectra of minerals*. London Mineralogcal Society p539.

Fischer, E. M. et Pieters, C. M. (1993). The continuum slope of Mars : Bidirectional reflectance investigations and applications to Olympus Mons. *Icarus*, 102, 185–202.

Fischer, U., Kulli, B., et Fluhler, H. (1998). Constitutive relationships and pore structure of undisturbed fracture zones samples with cohesionless fault gouge layers. *Water Resour.. Res.*, 34, 1695–1701.

Folk, R. (1954). The distinction between grain size and mineral composition in sedimentary-rock nomenclature. *Journal of Geology*, 62, 344–359.

Folk, R. et Ward, W. (1957). Brazos River bar : a study in the significance of grain size parameters. *Journal of Sedimentary Petrology*, 27, 3–26.

Forster, R. (2000). Ground-level spectral reflectance (NIOO). *Rapport HIMOM Book of protocols*, pp.

116–124.

Forster, R. M. et Jesus, B. (2006). Field spectroscopy of estuarine intertidal habitats. *International Journal of Remote Sensing*, 27(17), 3657–3669.

Froidefond, J.M. Doxaran, D., et Miller, P. (2003). Rapport final : acquisition et traitement d'images satellites. *Programme interregional Loire grandeur nature, Cellule de mesures et bilans Loire estuaire, Nantes*, 7, 174.

Gaffey, S. (1986). Spectral reflectance of carbonate minerals in the visible and near infrared (0.35-2.55 microns) : calcite, aragonite, and dolomite. *American Mineralogist*, 71(1-2), 151–162.

Gaffey, S. (1987). Spectral reflectance of carbon minerals in visibe and near infrared (0.3-2.55 μm) : Anhydrous carbon minerals. *J. Geophys. Res.*, 92, 142ç–1440.

Gaffey, S., McFadden, L. A., Nash, D., et C.M., P. (1993). Ultraviolet, visible, and near-infrared reflectance spectroscopy : laboratory spectra of geologic materials. *In Remote Geochemical Analysis : Elemental and Mineralogical Composition. C. M. Pieters and P.A. J. Englert, eds. Cambridge University Press*, pp. 43–78.

Gao, B.-c. (1996). NDWI–A normalized difference water index for remote sensing of vegetation liquid water from space. *Remote Sensing of Environment*, 58(3), 257–266.

Gendrin, A. (2004). *Minéralogie de Mars. L'expérience OMEGA*. Ph.D. thesis, Thèse de doctorat Université de Paris XI 183p.

Ghrefat, H. A., Goodell, P. C., Hubbard, B. E., Langford, R. P., et Aldouri, R. E. (2007). Modeling grain size variations of aeolian gypsum deposits at White Sands, New Mexico, using AVIRIS imagery. *Geomorphology*, 88(1-2), 57–68.

Gillespie, A. R., Smith, M. O., Adams, J. B., Willis, S. C., FisherIII, A. F., et Sablo, D. E. (1990). Interpretation of residual images : Spectral Mixture Analysis of AVIRIS images. *Proceedings of 2tnd Airborne Visible/infrared Imaging Spectrometer (AVIRIS) workshop (Green, R. O. Ed.). JPL publication*, 90-54, 243–270.

Goetz, A., Chabrillat, S., et Lu, Z. (2001). Field reflectance spectrometry for detection of swelling clays at construction sites. *Field Analytical Chemistry and Technology*, 5(3), 143–155.

Goetz, A. F. H. et Rowan, L. C. (1981). Geological Remote Sensing. *Science*, 211, 781–791.

Gouleau, D. (1968). *Etude hydrologique et sédimentologique de la baie de Bourgneuf*. Ph.D. thesis, Thèse de 3ème cycle, Université de Nantes, 185p.

Gouleau, D. (1971a). Le remplissage sédimentaire de la baie de Bourgneuf. *Extrait du bulletin du B.R.G.M.*, IV(1), 21–32.

Gouleau, D. (1971b). Le régime hydrodynamique de la baie de Bourgneuf et ses conséquences sur la sédimentation. *Cah. Océanogr.*, 13(7), 629–647.

Gouleau, D. (1975). *Les premiers stades de la sédimentation sur les vasières littorales Atlantiques rôle de l'émersion*. Ph.D. thesis, Thèse d'Etat, université de Nantes, 242 p+ annexes.

Gouleau, D., Jouanneau, J., Weber, O., et Sauriau, P. (2000). Short and long-term sedimentation on Montportail-Brouage intertidal mudflat, Marennes-Oleron Bay (France). *Continental Shelf Research*, 20, 1513–1530.

Green, A. A., Berman, M., Switzer, P., et Craig, M. D. (1988). A transformation for ordering multispectral data in terms of image quality with implications for noise removal. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 26, 65–74.

Grossel, H., Aujoulat, V., L'Yavanc, J., et G., R. (2001). "Pesca-Jalons-Pornic" Etude sédimentaire de l'estran conchylicole en baie de Bourgneuf. *Ifremer rapport / ouvrage4352*, p. 158 p.

Grove, C. I., Hook, S. J., et Paylor, E. D. (1992). Laboratory Reflectance Spectra of 160 Minerals, 0.4 to 2.5 micrometers). *JPL Publication, pasadema Jet Propulsion Laboratory*, 92-2.

Guarini, J.-M., Blanchard, G., Bacher, C., Gros, P., Riera, P., Richard, P., Gouleau, D., Galois, R., Prou, J., et Sauriau, P.-G. (1998). Dynamics of spatial patterns of microphytobenthic biomass : Inferences from a geostatistical analysis of two comprehensive surveys in Marennes-Oleron Bay (France). *Marine Ecology Progress Series*, 166, 131–141.

Guyot, G., Gu, X. F., Weiss, M., et Baret, F. (1996). Du signal satellitaire à la réflectance au sol : problèmes direct et inverse. *Photo interprétation*, 2, 119–137.

Hakvoort, J., Heineke, M., Heymann, K., kühl, H., Riethmüller, R., et Witte, G. (1998). Optical remote sensing of microphytobenthic biomass : A method to monitor tidal flat erodibility. *Senckenbergiana Maritima*, 29(1-6), 77–85.

Hapke, B. (1981). Bidirectional reflectance spectroscopy. I. Theory. *Journal of Geophysical Research*, 86, 3039 – 54.

Hapke, B. (1993). *Theory of Reflectance and Emittance Spectroscopy*. Cambridge Univ. Press, New York, 455pp.

Hapke, B. et Wells, E. (1981). Bidirectional reflectance spectroscopy. II. Experiments and observations. *Journal of Geophysical Research*, 86, 3055 – 60.

Hardisky, M., Smart, R., et Klemas, V. (1983). Seasonal spectral characteristics and aboveground biomass of the tidal marsh plant, Spartina alterniflora. *Photogrammetric Engineering & Remote Sensing*, 49(1), 85–92.

Haubrock, S., S. ; Chabrillat et Kaufmann, H. (2005). Application of hyperspectral imaging and laser scanning for the monitoring and assessment of soil erosion in a recultivation mining area. *Remote sensing & GIS for environmental studies.*, 113.

Haubrock, S.-N., Chabrillat, S., Lemmnitz, C., et Kaufmann, H. (2008). Surface soil moisture quantification models from reflectance data under field conditions. *International Journal of Remote Sensing*, 29(1)(1), 3–29.

Hauff, P. (2000). *Manual of applied reflectance spectroscopy with emphasis on data collection and data interpretation using the PIMA6II spectrometer*. Users manual, spectral international inc. Arvada, CO, USA.

Haure, e. a., J. (1996). Effets du vent sur la remise en suspension particulaire de la baie de Bourgneuf : conséquence sur la croissance de Crassostrea gigas. *J. R. Océanographique*, 11, 21–13.

Head, J. H. (1992). *Manual of soil laboratory testing (Volume I : Soil classification and comaction tests)*.

Hillel, D. (1998). Environnemental soil physics. *Academic Press, San Diego, CA*.

Hiroi, T. et Pieters, C. M. (1998). Modified Gaussian deconvolution of reflectance spectra of lunar soils. *Proceedings of the Lunar and Planetary Space Conference*.

Hiroi, T., Pieters, C. M., et Noble, S. K. (2000). Improved scheme of Modified Gaussian deconvolution for reflectance spectra for lunar soils. *Proceedings of Lunar and Planetary Science XXXI*, 1548.

Hjülström (1935). in the morphological activity of rivers as illustrated by the rivers Fyris. *Geol Inst Univ Uppsala Bull*, 25, 221–528.

Hoepffner, N. et Sathyendranath, S. (1991). Effect of pigments composition on absorption properties of phytoplankton. *Mar. Ecol. Prog. Ser.*, 73, 11–23.

Holland, A. F., Zingmark, N. K., et Dean, J. M. (1974). Quantitative evidence concerning the stabilization of sediments marine benthic diatoms. *Marine Biology*, 27, 191–196.

Holtzapffel, T. (1985). Les minéraux argileux. Préparation, analyse diffractométrique et détermination. *Société géologique du Nord*, 12, 1–136.

Holzwarth, S., Müller, A., Habermeyer, M., Richter, R., Hausold, A., Thiemann, S., et Strobl, P. (2003). HySens -DAIS 7915 / ROSIS Imaging Spectrometers at DLR. *3rd EARSeL Workshop on Imaging*

Spectroscopy, Herrsching, 16-13 May, pp. 3–14.

Hosseini, K. (1999). *Liaison entre la rigidité initiale et la cohésion dans les vases molles - Relation avec la dynamique sédimentaire*. Ph.D. thesis, Phd Thesis, Université de Nantes 167pp.

Huguenin, R. et Jones, J. (1986). Intelligent information extraction from reflectance spectra : absorption band positions. *Journal of Geophysical Research*, 91(B9), 9585–98.

Hunt, G. et Salisbury, J. (1970). Visible and near-infrared spectra of minerals and rocks. I. Silicate minerals. *Modern Geology*, 1, 283 – 300.

Hunt, G. et Salisbury, J. (1971). Visible and near-infrared spectra of minerals and rocks : II. Carbonates. *Modern Geology*, 2, 23 – 30.

Hunt, G. et Salisbury, J. (1976). Visible and near infrared spectra of minerals and rocks. XI. Sedimentary rocks. *Modern Geology*, 5, 211 – 17.

Hunt, G., Salisbury, J., et Lenhoff, C. (1971a). Visible and near-infrared spectra of minerals and rocks. III. Oxides and hydroxides. *Modern Geology*, 2, 195 – 205.

Hunt, G., Salisbury, J., et Lenhoff, C. (1972). Visible and near-infrared spectra of minerals and rocks : halites, phosphates, arsenates, vanadates and borates. *Modern Geology Hunt1972/05/*, 3, 121 – 32.

Hunt, G. R. et Salibury, J. W. (1970). Visible and infrared spectra of minerals and rocks. *Carbon Modern Geol.*, 2, 23–30.

Hyvarinen, T. et Lammasniemi, J. (1987). Infrared measurement of free-water content and grain size of snow. *Optical Engineering*, 26(4), 342–8.

Idso, S. B., Jackson., D., R., Reginato, R. J., Kimball., B. A., et Nakama, F. S. (1975). The dependence of bare soil albedo on soil water content. *J. Appl. Metorol.*, 14, 109–113.

Ishida, T., Ando, H., et Fukuhara, M. (1991). Estimation of complex refractive index of soil particles and its dependence on soil chemical properties. *Remote Sensing of Environment*, 38(3), 173–182.

Jacquemoud, S., Baret, F., et Hanocoq, J. F. (1991). Validation d'un modèle de reflectance spectrale et directionnelle de sol. *Proceedings of the 5th International Colloquium – Physical Measurements and signatures in remote Sensing, ESA*, SP-319, 427–430.

Johnson, P., Smith, M., et Adams, J. (1992). Simple algorithms for remote determination of mineral abundances and particle sizes from reflectance spectra. *Journal of Geophysical Research*, 97(E2), 2649–2657.

Jones, R. N. (1969). Computer programs for absorption spectrophotometry. *Applied Optics*, 8(3), 597–601.

Kanner, L. C., Mustard, J. F., et Gendrin, A. (2007). Assessing the limits of the Modified Gaussian Model for remote spectroscopic studies of pyroxenes on Mars. *Icarus*, 187(2), 442–456.

Kano, Y., McClure, W., et Skaggs, R. (1985). A near infrared reflectance soil moisture meter. *Trans. ASAE*, 28, 1852–1855.

Kariuki, P., Van Der Meer, F., et Verhoef, P. (2003). Cation Exchange Capacity (CEC) determination from spectroscopy. *International Journal of Remote Sensing*, 24(1), 161–167.

Kariuki, P. C. (2004). *Spectroscopy and swelling soils. An integrated approach*. Ph.D. thesis, Technische Universiteit Delf. P160.

Keshava, N. (2004). Distance metrics and band selection in hyperspectral processing with applications to material identification and spectral libraries. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 42(7), 1552–65.

Komar, P. (1977). Modeling of sand transport on beaches and the resulting shoreline evolution. In *The sea. Ideas and observations on progress in the study of the seas. Vol.6. Marine modeling*, pp. 499–513. Wiley, Oregon State Univ., Corvallis, OR, USA.

Kornman, B. A. et De Deckere, E. M. G. T. (1998). Temporal variation in sediment erodibility and

suspended sediment dynamics in the Dollard estuary. *Geological Society Special Publication*, (139), 231–241.

Krompkamp, J. C., Morris, E. P., Fosier, R., Honewill, C., Hagerthey, S., et Paterson, D. M. (2006). Relationship of intertidal surface of sediment chlorophyll concentration to hyperspectral reflectance and chlorophyll fluorescence. *Estuaries and Coasts*, 29(2), 183–196.

Krumbein, W. (1941). Measurement and geologicalsignificance of shape and roundness of sedimentary particles. *Journal of Sedimentary Petrology*, 11, 64–72.

Krumbein, W. et Pettijohn, F. (1938). Manual of Sedimentary Petrography. *Appleton-Century-Crofts, New York*.

Kruse, F. (1996). Identification and mapping of minerals in drill core using hyperspectral image analysis of infrared reflectance spectra. *International Journal of Remote Sensing*, 17(9), 1623–1632.

Kruse, F., Lefkoff, A., et Dietz, J. (1993). Expert system-based mineral mapping in northern Death Valley, California/Nevada, using the airborne visible/infrared imaging spectrometer (AVIRIS). *Remote Sensing of Environment*, 44(2-3), 309–336.

Kruse, F. A., Calvin, W. M., et Seznec, O. (1988). Automated extraction of absorption features from Airborne Visible / Infrared Imaging Spectrometer (AVIRIS) and Geophysical and Environmental Research Imaging Spectrometer (GERIS) data. *Performance Evaluation Workshop (SEE N89-2215415-43) ; United States.*, pp. 62–75.

Kuhl, M., Lassen, C., et Jorgensen, B. (1994). Light penetration and light intensity in sandy marine sediments measured with irradiance and scalar irradiance fiber-optic microprobes. *Marine Ecology Progress Series*, 105(1-2), 139–148.

Lau, Y. et Droppo, I. (2000). Influence of antecedent conditions on critical shear stress on bed sediments. *Water Res.*, 34(2), 663–667.

Lazure, P. (1992). *Etude de l'hydrodynamique de la baie de Bourgneuf*. Master's thesis, Rapport pour la préfecture de la région Pays de la Loire (SESGAR). Rapport interne IFREMER DEL/92-24, 20 p.

L.C.H.F., ed. (1987). *Catalogue sédimentologique des côtes françaises - Côtes de la manche et de l'Atlantique de la baie du Mont-Saint-Michel à la frontière espagnole.* Eyrolles N°65, Paris, 559 p.

Le Hir, P., Roberts, W., Cazaillet, O., Christie, M., Bassoulet, P., et Bacher, C. (2000). Characterization of intertidal flat hydrodynamics. *Continental Shelf Research*, 20, 1079–1097.

Leu, D. J. (1977). Visible and near – infrared reflectance of beach sands : A study on the spectral reflectance/ grain size relationship. *Remote Sensing of Environment*, 6(3), 169–182.

Lindberg, J. D. et Snyder, D. G. (1972). Diffuse reflectance spectra of several clay minerals. *American Mineralogist*, 57, 485–493.

Liu, W., Baret, F., Gu, X., Tong, Q., Zheng, L., et Zhang, B. (2002). Relating soil surface moisture to reflectance. *Remote Sensing of Environment*, 81(2-3), 238–246.

Lobell, D. N. et Asner, G. P. (2002). Moisture effects on soil reflectance. *Soil Sci. Soc. Am.*, 66, 722–727.

Loizeau, J.-L., Arbouille, D., Santiago, S., et Vernet, J.-P. (1994). Evaluation of a wide range laser diffraction grain size analyser for use with sediments. *Sedimentology*, 41(2), 353–361.

Lucey, P. (1998). Model near infraoptical constants of olivine and pyroxene as a function of iron content. *Journal of Geophysical Research*, 103, 1703–1713.

Lumme, J. H. (2004). Classification of vegetation and soil using imaging spectrometer data. *XXth ISPRS Congress, Istanbul Turkey International Society for Photogrammetry and Remote Sensing*, pp. 83–84.

Mabiala-Mabélé, R. J. A. (1989). *Influence de la position altimétrique des sédiments sur leurs proprié-*

tés dans les vasières latérales de l'estuaire de la Loire. Ph.D. thesis, Thèse de doctorat Université de Nantes, p200.

Mabounda, G. (1980). *Etude de quelques carottes de sédiment dans la baie de Bourgneuf. Passage du milieu marin au milieu continental*. Ph.D. thesis, Thèse de 3ème cycle, université de Nantes, 195 p.

MacArthur, A., MacLellan, C., et Malthus, T. (2007). The implications of non-uniformity in fields-of-view of commonly used field spectroradiometers. In *2007 IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium, IGARSS 2007*, pp. 2890–3. IEEE, Barcelona, Spain.

MacArthur, A., MacLellan, C., et Malthus, T. J. (2006). What does the spectroradiometer see ? *Proceedings of the Annual Conference of Remote Sensing and Photogrammetry Society. Cambridge, UK :Remote Sensing and Photogrammetry Society*.

MacKinney, G. (1941). Absorption of light by chlorophyll solutions. *Journal of Biological Chemistry*.

Malthus, T. J. et Mumby, P. J. (2003). Remote sensing of the coastal zone : An overview and priorities for future research. *International Journal of Remote Sensing*, 24(13), 2805–2815.

Mathews, H. L., Cunningham, R. L., et Petreson, G. W. (1973). Spectral reflectance of seected Pennsyvania soils. *Soil Sci Soc Am J*, 37, 421–424.

McCave, I., Manighetti, B., et Beveridge, N. (1995). Circulation in the glacial North Atlantic inferred from grain-size measurements. *Nature*, 374(6518), 149–52.

McCord, T. B., Clark, R. N., Hawke, B. R., McFadden, L. A., Owensby, P. D., Pieters, C. M., et Adams, J. B. (1981). Moon -Near-infrared reflectance, a first good look. *Journal of Geophysical Research*, 86, 10883–10892.

McMorrow, J., Cutler, M., Evans, M., et Al-Roichdi, A. (2004). Hyperspectral indices for characterizing upland peat composition. *International Journal of Remote Sensing*, 25(2), 313–325.

Metternicht, G. I. et Zinck, J. A. (2003). Remote sensing of soil salinity : potentials and constraints. *Remote Sensing of Environment*, 85(1), 1–20.

Michelian, K. H. et Friesen, W. I. (1991). Diffuse reflectance infrared spectra in kaolinite/alkali halide mixtures. Curve fitting of the OH stretching region. *Canadian Journal of Chemistry*, 69, 1786–1790.

Migniot, C. (1968). Etude des propriétés physiques de différents sédiments très fins et leur comportement sous des actions hydrodynamiques. *La Houille Blanche*, 7, 591–620.

Migniot, C. (1989). Tassement et rhéologie des vases. *La Houille Blanche*, 1 et2, 11–29 et 95–11.

Miliken, R. E. et Mustard, J. F. (2005). Quantifying absolute water content of minerals using near-infrared reflectance spectroscopy. *Journal of Geophysical Research*, 110.

Miller, J. R., Hare, E. W., et Wu, J. (1990). Quantitative characterization of the vegetation red edge reflectance : 1. An inverted-Gaussian reflectance model. *International Journal of Remote Sensing*, 11, 1755–1773.

Millership, J., Parker, C., et Donnelly, D. (2005). Ratio spectra derivative spectrophotometry for the determination of furosemide and spironolactone in a capsule formulation. *Il Farmaco*, 60(4), 333–338.

Milton, E. J., Schaepman, M. E., Anderson, K., Kneubühler, M., et Fox, N. (2007). Progress in field spectroscopy. *Rem. Sens. Rev.*, In. press.

Minnaert, M. (1941). The reciprocity principle in lunar photometry. *Journal of Astrophysics*, 93, 403–410.

Méléder, V. (2003). *Etude de la structure des peuplements intertidaux du microphytobenthos : Apport de la télédétection visible-infrarouge*. Ph.D. thesis, Thèse de doctorat, Université de Nantes 196p.

Méléder, V., Barillé, L., Launeau, P., Carrère, V., et Rincé, Y. (2003). Spectrometric constraint in

analysis of benthic diatom biomass using monospecific cultures. *Remote Sensing of Environment*, 88(4), 386–400.

Müller, R., Lehner, M., Müller, R. P., Ra., Schroeder, M., et Vollmer, B. (2002). A program for direct georeferencing of airborne and spaceborne line scanner images. *In procceedings of ISPRS Commision I Mid-Term Symposium "Intergrated Remote Sensing at the Global, Regional and Local Scale", Denver, USA*, XXXIV part I.

Montgomery, O. L. (1976). *An investigation of the relationship between spectral reflectance and the chemical, physical and genetic characteristics of soils.* Ph.D. thesis, Ph. D. Thesis, Purdue University, West Lafayette, IN (Libr. Cong. no 79-32236).

Mounes, J. (1974). *Le marais breton et ses marges. Etude de géomorphologie et de sédimentologie.* Ph.D. thesis, Thèse de 3ème cycle, Géographie Nantes, Ronéo 345p.

Muller, E. et Décamps, H. (2001). Modeling soil moisture-reflectance. *Remote Sensing of Environment*, 76(2), 173–180.

Murillo, J. A., Lemus, J. M., et Garcia, L. F. (1993). Application fo the ratio spectra derivative spectrophotometry to the analysis of cephradine and clavulanic acid in binary mixtures. *J. of Anal. Chem.*, 347, 114–118.

Mustard, J. et Sunshine, J. (1995). Seeing through the dust : martian crustal heterogeneity and links to the SNC meteorites. *Science*, 267(5204), 1623–6.

Mustard, J. F. et Hays, J. E. (1997). Effect of hyperfine particules on reflectance spectra from 0.3 to 25 μm. *Icarus*, 125, 143–163.

Mustard, J. F., Poulet, F., Gendrin, A., Bibring, J.-P., Y., L., Gondet, B., Mangold, N., Bellucci, G., et Altieri, F. (2005). Olivine and Pyroxene diversity in the crust of Mars. *Science*, 5715, 1594–1597.

Nanni, M. R. et Demattê, J. A. M. (2006). Spectral reflectance methodology in comparison to traditional analysis. *Soil Sci. Soc. Am.*, 70, 393–407.

Neema, D. L., Shah, A., et Patel, A. N. (1987). A statical optical model for light reflection and penetration through sand. *International Journal of Remote Sensing*, 8(8), 1209–1217.

Neumann, A. C., Gebelein, C. D., et Scoffin, T. P. (1970). The composition, structure, and erodability of subtidal mats, Abaco, Bahamas. *Journal of Sedimentary Petrology*, 40, 274–397.

Nolin, A. W. et Dozier, J. (1993). Estimating snow grain size using AVIRIS data. *Remote Sensing of Environment*, 44(2-3), 231–238.

Nolin, A. W. et Dozier, J. (2000). A Hyperspectral Method for Remotely Sensing the Grain Size of Snow. *Remote Sensing of Environment*, 74(2), 207–216.

O'Havers, T. C. (1982). Derivative spectroscopy and its applications in analysis derivative spectroscopy : theoretical aspects. *Plenary Lecture. Anal. Proc.*, 54, 22–18.

Okin, G. S. et Painter, T. H. (2004). Effect of grain size on remotely sensed spectral reflectance of sandy desert surfaces. *Remote Sensing of Environment*, 89(3), 272–280.

Ottmann, F. (1978). *Résumé des conditions hydrologiques et caractéristiques des eaux dans l'estuaire de la Loire*. Ph.D. thesis, Université de Nantes, 63p.

Painter, T. H., Dozier, J., Roberts, D. A., Davis, R. E., et Green, R. O. (2003). Retrieval of subpixel snow-covered area and grain size from imaging spectrometer data. *Remote Sensing of Environment*, 85(1), 64–77.

Painter, T. H., Roberts, D. A., Green, R. O., et Dozier, J. (1998). The effect of grain size on spectral mixture analysis of snow-covered area from AVIRIS Data. *Remote Sensing of Environment*, 65(3), 320–332.

Paisley, E. C., Lancaster, N., Gaddis, L. R., et Greeley, R. (1991). Discrimination of active and inactive sand from remote sensing : Kelso dunes, Mojave desert, California. *Remote Sensing of Environ-*

ment, 37(3), 153–166.

Partheniades, E. (1965). Erosion and deposition of cohesive soils. *ASCE Journal of the hydraulic Division*, 91(HY1), 105–139.

Paterson, D. M. (1988). The influence of epipelic diatoms on the erodability of an artificial sediment. *Proceedings of the tenth international symposium on living and fossils diatom. Joensuu, Koenigstein, Finland.*, pp. 345–355.

Paterson, D. M. (1989). Short-term changes in the erodability of intertidal cohesive sediments related to the migratory behavior of epipelic diatoms. *Limnology and Oceanography*, 34, 223–234.

Paterson, D. M. (1994). Spatial variability in sediments erodibility on the island of Texel. *IN : Krulbein, W et al. (Eds.), Biostabilisation of Sediments. Odenburg, Munich.*, pp. 107–120.

Paterson, D. M., Wiltshire, K. H., Miles, A., Blackburn, J., et Davidson, I. (1998). Micobiological mediation of spectral reflectance from intertidal cohesive sediments. *Limnology and Oceanography*, 43(6), 1207–1221.

Pengra, B. W., Johnston, C. A., et Loveland, T. R. (2007). Mapping an invasive plant, Phragmites australis, in coastal wetlands using the EO-1 Hyperion hyperspectral sensor. *Remote Sensing of Environment*, 108(1), 74–81.

Penuelas, J., Filella, I., Biel, C., Serrano, L., et Save, R. (1993). The reflectance at the 950-970 nm region as an indicator of plant water status. *International Journal of Remote Sensing*, 14(10), 1887–1905.

Penuelas, J., Pinol, J., Ogaya, R., et Filella, I. (1997). Estimation of plant water concentration by the reflectance Water Index WI (R900/R970). *International Journal of Remote Sensing*, 18(13), 2869–2875.

Perkins, R. G., Honeywill, C., Consalvey, M., Austin, H. A., Tolhurst, T. J., et Paterson, D. M. (2003). Changes in microphytobenthic chlorophyll a and EPS resulting from sediment compaction due to de-watering : opposing patterns in concentration and content. *Continental Shelf Research*, 23(6), 575–586.

Petrov, V., Antonov, L., Ehara, H., et Harada, N. (2000). Step by step filter based program for calculations of highly informative derivative curves. *Computers and Chemistry*, 24(5), 561–9.

Phinn, S. R., Menges, G. J. E., C.and Hill, et Stanford, M. (2000). Optimizing Remotely Sensed Solutions for Monitoring, Modeling, and Managing Coastal Environments. *Remote Sensing of Environment*, 73(2), 117–132.

Pierce, J., Diaz-Barrios, M., Pinzon, J., Ustin, S., Shih, P., Tournois, S., Zarco-Tejada, P., Vanderbilt, V., et Perry, G. (2002). Using support vector machines to automatically extract open water signatures from POLDER multi-angle data over boreal regions. In *2002 IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium. 24th Canadian Symposium on Remote Sensing. Proceedings (Cat. No.02CH37380)*, volume vol.4, pp. 2349–50. IEEE, Toronto, Ont., Canada.

Pieters, C. (1983). Strength of mineral absorption features in the transmitted component of near-infrared light : first results from RELAB. *Journal of Geophysical Research*, 88(11), 9534–9544.

Pinty, B., Verstraete, M., et Dickinson, R. (1989). A physical model for predicting bidirectional reflectances over bare soil. *Remote Sensing of Environment*, 27(3), 273–88.

Pirie, A., Singh, B., et Islam, K. (2005). Ultra-violet, visible, near-infrared, and mid-infrared diffuse reflectance spectroscopic techniques to predict several soil properties. *Australian Journal of Soil Research*, 43(6), 713–721.

Planet, W. G. (1970). Some comments on reflectance measurements of wet soils. *Remote Sensing of Environment*, 1(2), 127–129.

Populus, J., Moreau, F., Coquelet, D., et Xavier, J. P. (1995). An assessment of environmental sensi-

tivity to marine pollutions : solutions with remote sensing and Geographical Information Systems (GIS). *Int. J. Remote Sensing*, 16, 3–15.

Poulos, S. (2001). The contributiuon of near-bed currents to modern sedimentation processes in deep water of the Hellenic Arc-Trench system, eastern Meditteranean. *Geo Mar. Lett.*, 20, 201–208.

Pudil, P., Novovicova, J. K., et Somol, P. (2002). Feature selection toolbox software package. *Pattern Recognition Letters*, 23, 487–492.

Rainey, M., Tyler, A., Bryant, R., Gilvear, D., et McDonald, P. (2000). The influence of surface and interstitial moisture on the spectral characteristics of intertidal sediments : Implications for airborne image acquisition and processing. *International Journal of Remote Sensing*, 21(16), 3025–3038.

Rainey, M., Tyler, A., Gilvear, D., Bryant, R., et McDonald, P. (2003). Mapping intertidal estuarine sediment grain size distributions through airborne remote sensing. *Remote Sensing of Environment*, 86(4), 480–90.

Reise, K. (1989). Monitoring the Wadden Sea. An Introduction. *Helgoländer Meeressuntersuchungen*, 43, 259–262.

Richter, R. (1996). Atmospheric correction of DAIS hyperspectral image data. *Computers and Geosciences*, 22(7), 785–796.

Richter, R. (1999). Atmospheric / Topographic correction for wide FOV airborne imagery : Model ATCOR4. *Report DLR-IB, Wessling, Germany*, 552-05.

Riethmüller, R., Hakvoort, J., Heineke, M., Heymann, K., Kühl, H., et Witte, G. (1998). Relating erosion shear stress to tidal flat surface colour. *Geological Society Special Publication*, (139), 283–293.

Riethmüller, R., Heineke, M., Kühl, H., et Keuker-Rüdiger, R. (2000). Chlorophyll a concentration as an index of sediment surface stabilisation by microphytobenthos ? *Continental Shelf Research*, 20(10-11), 1351–1372.

Riley, N. (1941). Projection Sphericity. *Journal of Sedimentary Petrology*, 11, 94–95.

Roberts, J., Jepsen, R., Gotthard, D., et Linck, W. (1998). Effects of particle size and bulk density on erosion of quartz particles. *J. Hydr. Eng.*, 124(12), 1261–1267.

Robin, A. (1999). *Utilisation d'image spot en sédimentologie littorale. Traitement et étalonnage sur le terrain (spectroradiométrie et sédimentologie). L'exemple de la baie d'Authie.* Master's thesis, Université de Lille1.

Robin, M. (1993). *Télédétection*. Nathan Université, Fac Géographie, 318 p.

Roy, R. (2007). *Influence des altérations de surface naturelle sur la reconnaissance des roches par télédétection V-IR : application à la cartographie de l'ophiolite d'Oman et au programme d'étude des nouvelles AOC des Muscadet de la région nantaise*. Ph.D. thesis, Thèse de doctorat, Université de Nantes, 475p.

Ruitenbeek, F. A., Debba, P., van der Meer, T., F. D. andCudahy, van der Meijde, M., et Hale, M. (2006). Mapping white micas and their absorption wavelengths using hyperspectral band ratios. *Remote Sensing Environnement*, 102, 211–222.

Ryu, J.-H., Na, Y.-H., Won, J.-S., et Doerffer, R. (2004). A critical grain size for Landsat ETM+ investigations into intertidal sediments : A case study of the Gomso tidal flats, Korea. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 60(3), 491–502.

Sakai, T. et Nakamura, A. M. (2004). Effect of roughness on visible reflectance spectra of planetary surface. *Lunar and Planetary Science XXXV*, 1731.

Salinas, F., Nevado, J. J. B., et Mansilla, A. E. (1990). A new spectrophotometric method for quantitative multicomponent analysis resolution of mixtures of salicylic and salicyluric acids. *Talanta*, 37(3), 347–351.

Salisbury, J. W. et Eastes, J. W. (1985). The effect of particle size and porosity on spectral contrast in the mid-infrared. *Icarus*, 64(3), 586–588.

Salomon, J. et Lazure, P. (1988). Etude par le modèle mathématique de quelques aspects de la circulation marine entre Quiberon et Noirmoutier. *Rapport Interne IFREMER DERO 88-26/DEL-Brest*, p. 104.

Sanchez, M. et Levacher, D. (2008). Erosion d'une vase de l'estuaire de la Loire sous l'action du courant. *Bull. Eng. Geol. Environ*, 67, 597–605.

Schaepman-Strub, G., Schaepman, M. E., Painter, T. H., Dangel, S., et Martonchik, J. V. (2006). Reflectance quantities in optical remote sensing definitions and case studies. *Remote Sensing Environnement*, 103(1), 27–42.

Schläpfer, D., Schaepman, M., et Itten, K. (1998). PARGE : Parametric Geocoding Based on CGP-Calibrated auxiliary data. *SPIE Int. Symp. on Opt. Sc, Eng. and Instr., San Diego 'CA)*, pp. 334–344.

Schmidt, F. (2007). *Classification de la surface de Mars par imagerie hyperspectrale OMEGA . Suivi spatio-temporel et étude des dépôts saisonniers de CO2 et H2O*. Ph.D. thesis, Thèse, université de Grenoble I, 254 p.

Segelstein, D. (1981). *The complex refractive index of water*. Ph.D. thesis, M. S. thesis, Univ. of Mo. at Kansas City.

Selige, T., Böhner, J., et Schmidhalter, U. (2006). High resolution topsoil mapping using hyperspectral image and field data in multivariate regression modeling procedures. *Geoderma*, 136(1-2), 235–244.

Seshadri, K. S. et Jones, R. N. (1963). The shapes and intensities of infrared absorption bands–A review. *Spectrochimica Acta*, 19(6), 1013–1085.

Settle, J. et Drake, N. (1993). Linear mixing and the estimation of ground cover proportions. *International Journal of Remote Sensing*, 14(6), 1159–1177.

Shepard, F. P. et Inman, D. I. (1950). Nearshore water circulation related to bottom topography and wave refraction. *Trans. Amer. Geophys. Union*, 31, 196–212.

Shields, A. (1936). Anwendung der Ähnlichkeits-Mechanik und der Turbulenzforschung auf die Geschiebebewegung. *PreuB Versuchsanstalt Wasserbau Schifffahrt Berlin Miteil 2 b*.

Shipman, H. et Adams, J. (1987). Detectability of minerals on desert alluvial fans using reflectance spectra. *Journal of Geophysical Research*, 92, 10391–10402.

Shkuratov, D. P. et Gruynko, Y. S. (2005). Light scattering by media composed of semitransparent particles of different shapes in ray optics approximation : consequences for spectroscopy, photometry, and polarimetry of planetary regoliths. *Icarus*, 173, 16–28.

Shoshany, M. (1993). Roughness–Reflectance relationship of bare desert terrain : An empirical study. *Remote Sensing of Environment*, 45(1), 15–27.

Shrestha, D. P., Margate, D. E., van der Meer, F., et Anh, H. V. (2005). Analysis and classification of hyperspectral data for mapping land degradation : An application in southern Spain. *Applied Earth Observation and Geoinformation*, 7, 85–96.

Smith, G., Thomson, A., Mileller, I., et Kromkamp, J. (2004a). Using hyperspectral imaging for the assessment of mudflat surface stability. *Journal of Coastal Research*, 20(4), 1165–1175.

Smith, G., Thomson, A., Miller, I., et Kromkamp, J. (2004b). Using hyperspectral imaging for the assessment of mudflat surface stability. *Journal of Coastal Research*, 20(4), 1165–1175.

Smith, G., Thomson, A., Möller, I., et Kromkamp, J. (2003a). Hyperspectral imaging for mapping sediment characteristics. *Proceedings of the 3th EARSeL worshop on Imaging Spectroscopy, Herrsching, Germany*, 13-16, 439–445.

Smith, G., Thomson, A., Möller, I., et Kromkamp, J. (2003b). Potential of hyperspectral imaging to

assess the stability of mudflat surfaces by mapping sediment characteristics. In *Proc. SPIE - Int. Soc. Opt. Eng. (USA)*, volume 4886, pp. 330–41. SPIE-Int. Soc. Opt. Eng, Agia Pelagia, Crete, Greece.

Smith, G., Thomson, A., Möller, I., et Kromkamp, J. (2004c). Using hyperspectral imaging for the assessment of mudflat surface stability. *Journal of Coastal Research*, 20(4), 1165–1175.

Smith, K. L., Steven, M. D., et Colls, J. J. (2004d). Use of hyperspectral derivative ratios in the red-edge region to identify plant stress responses to gas leaks. *Remote Sensing of Environment*, 92(2), 207–217.

Smith, M. O., Johnson, P. E., et Adams, J. B. (1985). Quantitative determination of mineral types and abundances from reflectance spectra using Principle Component Analysis. *15th Proceedings of the lunear Planet Science Conference (Washington : American Geophysical Union)*, 2, 797–804.

Sonnenschein, J. T., R., M., V., et Werner, W. (2005). Spectral determintion of plant water content. *Proceedings of 4th EARSeL Workshop on Imaging Spectroscopy. New quality in environemental studies*.

Sornin, J. (1981). *Processus sédimentaire et biodéposition liés à différents modes de conchyliculture. Baie de Cancale, Anse de l'Aiguillon et Bassin de Marennes-Oléron.* Ph.D. thesis, Thèse de doctorat de ème cyvle, université de Nantes, sédimentologie marine, 188p.

Soulsby, R. L. (1997). Dynamics of marine sands : a manual for practical applications. *Thomas Telford Publications, London, HR Wallingford Rep SR 466*.

Soulsby, R. L. et Whitehouse, R. (1997). Threshold of sediment motion in coastal environments. *In : Proc Pacific Coasts and Ports Conf1, University of Canterbury, Christchurch, New Zealand*, pp. 149–154.

Sterckx, S., Knaeps, E., Bollen, M., Trouw, K., et Houthuys, R. (2007). Retrieval of suspended sediment from advanced hyperspectral sensor data in the Scheldt estuary at different stages in the tidal cycle. *Marine Geodesy*, 30(1-2), 97–108.

Strobl, P., Schötz, P., et Fries, J. (2003). Calibration of airborne optical sensors at DLR -Facilities and Methods-. *3rd EARSeL Workshop on Imaging Spectroscopy, Herrsching, 16-13 May*, pp. 36–49.

Sullivan, D. G., Shaw, J. N., Rickman, D., Mask, P. L., et Luvall, J. C. (2005). Using remote sensing data to evaluate surface soil properties in Alabama ultisols. *Soil Science*, 170(12), 954–968.

Sunborg, A. (1956). The river Klarävalgen : a study in fluvial processes. *Geogr Ann Stockholm*, 38, 125–316.

Sunshine, J. et Pieters, C. (1993). Estimating modal abundances from the spectra of natural and laboratory pyroxene mixtures using the modified Gaussian model. *Journal of Geophysical Research*, 98(E5), 9075–87.

Sunshine, J., Pieters, C., et Pratt, S. (1990). Deconvolution of mineral absorption bands : an improved approach. *Journal of Geophysical Research*, 95(B5), 6955–66.

Sözgen, K. et Tütem, E. (2001). Simultaneous second derivative spectrophotometric determination of Fe2+ and Fe3+ with 2-(5-Bromo-2-pyridylazo)-5 diethylaminophenol. *Analytical Sciences*, 17.

Talsky, G. (1994). *Derivative spectrophotometry. Low and higher order*. VCH Publishers, Inc, New York, NY (USA).

Tarantola, A. et Valette, B. (1982). Generalized non-linear inverse problems solved using the least squares criterion. *Rev. Geophys.*, 20, 219–232.

Ters, M. (1961). La Vendée littorale, étude géomorphologique. *Thèse de 3ème cycle, université de Rennes, Oberthur 578 p.*, p. 578.

Thiemann, S. et Bartsch, I. (2005). Biotope mapping of the intertidal zone of Heligoland (North Sea) using hyperspectral remote sensing images. *Proceedings of 8th international conference on remote*

sensing for marine and coastal environments . Halifax, Nova Scotia.

Thomson, A., Eastwood, J., Yates, M., Fuller, R., Wadsworth, R., et Cox, R. (1998a). Airborne remote sensing of intertidal biotopes : BIOTA I. *Marine Pollution Bulletin*, 37(3-7), 164–172.

Thomson, A., Fuller, R., et Eastwood, J. (1998b). Supervised versus unsupervised methods for classification of coasts and river corridors from airborne remote sensing. *International Journal of Remote Sensing*, 19(17), 3423–3431.

Thomson, A., Fuller, R., Sparks, T., Yates, M., et Eastwood, J. (1998c). Ground and airborne radiometry over intertidal surfaces : waveband selection for cover classification. *International Journal of Remote Sensing*, 19(6), 1189–1205.

Tolhurst, T. J., Black, K. S., Paterson, D. M., Mitchener, H. J., Termaat, G. R., et Shayler, S. A. (2000). A comparison and measurement standardisation of four in situ devices for determining the erosion shear stress of intertidal sediments. *Continental Shelf Research*, 20, 1397–1418.

Tolhurst, T. J., Black, K. S., Shayler, S. A., Mather, S., Black, I., Baker, K., et Paterson, D. M. (1999). Measuring the in situ Erosion Shear Stress of Intertidal Sediments with the Cohesive Strength Meter (CSM). *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 49(2), 281–294.

Trentesaux, A., Recourt, P., Bout-Roumazeilles, V., et Tribovillard, N. (2001). Carbonate grain-size distribution in hemipelagic sediments from a laser particle sizer. *Journal of sedimentary research*, 71(5), 858–862.

Tsai, F. et Philpot, W. (1997). Derivative analysis of hyperspectral data for detecting spectral features. In *IGARSS'97. 1997 International Geoscience and Remote Sensing Symposium. Remote Sensing - A Scientific Vision for Sustainable Development (Cat. No.97CH36042)*, volume vol.3, pp. 1243–5. IEEE, Singapore.

Tsai, F. et Philpot, W. (1998). Derivative analysis of hyperspectral data. *Remote Sensing of Environment*, 66(1), 41–51.

Tsai, F. et Philpot, W. (2002). A derivative-aided hyperspectral image analysis system for land-cover classification. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 40(2), 416–25.

Twomey, S., Bohren, C., et Mergenthaler, J. (1986). Reflectance and albedo differences between wet and dry surfaces. *Applied Optics*, 25(3), 431–7.

Tyler, S. D. C., A.N., Scott, E. M., et Allyson, J. D. (1996). Accounting for spatial variability and fields of view in environmental gamma ray spectrometry. *Journal of Environmental Radioactivity*, 33, 213–235.

Udden, J. (1914). Mechanical composition of clastic sediments. *Bulletin of the Geological Society of America*, 25, 655–744.

Ueda, Y., Hiroi, C. M., T. Pieters, et Mitayamoto, M. (2002). Expanding the Modified Gaussian Model to include space weathering effects : estimation of the weathering degrees of pulsar-laser treated olivine samples. *Proceedings of the Lunar and Plannetary Space Conference 33rd.*

Underwood, E. et Smith, D. J. (1998). Prdicting epipelic diatom exopolymer concentration in intertidal sediments from sediment chlorophyll a. *Microbial Ecology*, 35, 116–125.

Underwood, G. J. C. et Paterson, D. M. (1993a). Recovery of intertidal benthic diatoms after biocide treatment and associated sediment dynamics. *J. mar. bio. UK*, 73, 25–45.

Underwood, G. J. C. et Paterson, D. M. (1993b). Seasonal changes in diaton biomass, sediment stability and biogenic stabilisation in the Severn Estuary. *J. mar. bio. UK*, 73, 871–887.

Unsöld, G. et Walger, E. (1987). Entrainment conditions of sediment transport. *In : Rumohr J, Walger E, Zeitzchele B (eds) Seawater-sediment interactions in coastal waters, an interdiciplinary approach. Springer, Berlin Heidelberg New York, Lectures notes on Coastal and Estuarine Studies*, pp. 210–219.

Ustin, S., DiPietro, D., Olmstead, K., Underwood, E., et Scheer, G. (2002). Hyperspectral remote sensing for invasive species detection and mapping. In *2002 IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium. 24th Canadian Symposium on Remote Sensing. Proceedings (Cat. No.02CH37380)*, volume vol.3, pp. 1658–60. IEEE, Toronto, Ont., Canada.

Ustin, S. L., Smith, M. O., Jacquemond, S., Verstaere, M., et Govaerts, Y. (1997). Geobotany : Vegetation mapping in Earth Sciences. *In Rem. Sens.for Earth Sciences (Rentcz, A. E., ed.) John Wiley, New York*, pp. 189–248.

Van de Koppel, J., Herman, P., Thoolen, P., et Heip, C. (2001). Do alternate stable states occur in natural ecosystems ? Evidence from a tidal flat. *Ecology*, 82(12), 3449–3461.

Van der Meer, F. (1995). Spectral reflectance of carbonate mineral mixture and bidirectional reflectance theory : Quantitative analysis techniques for application in remote sensing. *Rem. Sens. Rev.*, 13, 67–94.

Van der Meer, F. (2006). The effectiveness of spectral similarity measures for the analysis of hyperspectral imagery. *Int. J. of Applied Earth Observation and Geoinformation*, 8, 3–17.

Van der Meer, F. et Bakker, W. (1997). CCSM : Cross Correlogram Spectral Matching. *International Journal of Remote Sensing*, 18(5), 1197–1201.

Van der Meer, F. D. (2004). Analysis of spectral absorption features in hyperspectral imagery. *Inter. .J. of Applied Earth Observation and Geoinformation*, 5, 55–68.

Van der Wal, D. et Herman, P. (2007). Regression-based synergy of optical, shortwave infrared and microwave remote sensing for monitoring the grain-size of intertidal sediments. *Remote Sensing of Environment*, 111(1), 89–106.

Van Rijn, L. C. (1993). Principles of sediment transport in rivers. *Estuaries and Coastal Seas, Oldenmark, Aqua, The Netherlands Journal of Sea Research*, 7, 41–43.

Vanney, J. (1977). *Géomorphologie de la marge continentale sud armoricaine*. Ph.D. thesis, Société d'édition d'enseignement supérieur, Paris 473 p.

Verger, F. (1983). *Marais et Wadden du Littoral Français*.

Verger, M. F. (1957). Recherches morphologiques sur la baie de Bourgneuf. *Bull. Assoc. Géographes français*, 267-268, 40–47.

Vermote, E., Tandré, D., Dreuzé, J.-M., Herman, M., et Mocrette, J.-J. (1997). Second simulation of the Satellite Signal in the Solar Spectrum (6S) : An overview. *IEEE Transactions on Geosciences and Remote Sensing*, 35(3), 675–686.

Verpoorter, C., Carrère, V., et Combe, J.-P. (2009). Sediment characterization in the intertidal zone of the Bourgneuf Bay (France) using the Automated Modified Gaussian Model (AMGM). *Proceedings of the 6th EARSeL SIG Imaging Spectroscopy workshop. Tel-Aviv, Israel*, p. 6.

Verpoorter, C., Carrère, V., et Robin, M. (2007). Retrieval of physical properties of mudflat sediments from hyperspectral data using the Modified Gaussian Model and spectral curve fitting. *Proceedings of the 5th EARSeL SIG IS workshop on Imaging Spectroscopy. Bruges, Belgium*, p. 10.

Vincent, R. et Hunt, G. R. (1968). Infrared reflectance from mat surfaces. *Appl. Opt.*, 7(1).

Viscarra Rossel, R., Walvoort, D., McBratney, A., Janik, L., et Skjemstad, J. (2006). Visible, near infrared, mid infrared or combined diffuse reflectance spectroscopy for simultaneous assessment of various soil properties. *Geoderma*, 131(1-2), 59–75.

Warren, S. et Wiscombe, W. (1980). A model for the spectral albedo of snow. II. Snow containing atmospheric aerosols. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 37(12), 2734–45.

Weidner, V. et Hsia, J. (1981). Reflection of pressed polytetraflouroethylene powder. *J. Opt. Soc. Am.*, 71, 856–861.

Weiss, E. et Frock, H. (1976). Rapid analyse of particle-size distributions by laser light scattering.

Powder Technol, 14, 287–293.

Wheatcroft, R. A. (2002). In situ measurements of near-surface porosity in shallow water marine sands. *IEEE Journal of Oceanic Engineering*, 27, 561–570.

Whitehouse, R., Bassoulet, P., Dyer, K., Mitchener, H. J., et Roberts, W. (2000). The influence of bedforms on flows and sedimentation transport over intertidal mudflats. *Continental Shelf Research*, 20, 1099–1124.

Whiting, M. L., Li, L., et Ustin, S. L. (2004). Predicting water content using Gaussian model on soil spectra. *Remote Sensing of Environment*, 89(4), 535–552.

Widdows, B. P. N. S. F. J. L. C. H., J. M. D. (2000). Influence of biota on spatial and temporal variation in sediment erodability and material flux on a tidal flat (Westerschelde, The Netherlands). *Marine Ecology Progress Series*, 194, 23–37.

Wiscombe, W. et Warren, S. (1980). A model for the spectral albedo of snow. I : pure snow. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 37(12), 2712–2733.

Wood, E. F. (1967). Microbiology of oceans and estuaries. *Elsevier Oceanography series*, 3.

Wood, R. et Widdows, J. (2002). A model of sediment transport over an intertidal transect, comparing the influences of biological and physical factors. *Limnology and Oceanography*, 47(3), 848–855.

Xie, Y., Yang, P., Gao, B.-C., Kattawar, G. W., et Mishchenko, M. I. (2006). Effect of ice crystal shape and effective size on snow bidirectional reflectance. *Journal of Quantitative Spectroscopy and Radiative Transfer*, 100(1-3), 457–469.

Xiong, Y. (2008). *Etude du régime hydro-sédimentaire de la baie de Bourgneuf*. Master's thesis, Mémoire de recherche, Université de Nantes, 50pp.

Yates, M., Jones, A., McGrorty, S., et Goss-Custard, J. (1993). The use of satellite imagery to determine the distribution of intertidal surface sediments of The Wash, England. *Estuarine, Coastal & Shelf Science*, 36(4), 333–344.

Zanke, U. (1977). Neuer ansatz zur Berechnung des Transportbeginns von Sedimenten unter Strömungseinfluss. *Mietteil Franzius Inst Univ Hannover*, 46, 156–178.

Zhang, H. et Voss, K. (2005). Comparison of bidirectional reflectance distribution function measurements on prepared particulate surfaces and radiative-transfer models. *Applied Optics*, 44(4), 597–610.

Zhang, R., Warrick, A., et Myers, D. (1992). Improvement of the prediction of soil particle size fractions using spectral properties. *Geoderma*, 52(3-4), 223–234.

Télédétection hyperspectrale et cartographie des faciès sédimentaires en zone intertidale : application à la Baie de Bourgneuf

Le domaine intertidal de la Baie de Bourgneuf (SO France) représente un environnement important tant sur le plan écologique que physique. La mobilité des sédiments s'avère une problématique importante pour la dynamique côtière (zone d'engraissement, zone d'érosion) et le développement de la production conchylicole ou biologique en général. Elle est contrôlée à la fois par des processus hydrodynamiques, des processus éoliens et par le comportement cohésif des sédiments. Le phénomène de cohésion est lui-même gouverné par les propriétés physiques intrinsèques aux sédiments. La télédétection hyperspectrale aéroportée est utilisée pour fournir des cartes synoptiques précises de la distribution et de la nature des sédiments de la zone littorale.
L'objectif principal de cette thèse est d'obtenir une cartographie des paramètres sédimentaires à partir des images hyperspectrales DAIS et ROSIS. Cela nécessite de caractériser précisément les comportements et les évolutions spectrales en liaison avec les propriétés inhérentes des faciès sédimentaires (granulométrie, contenu en eau, composition). Dans cette perspective, l'utilisation du Modèle Gaussien Modifié [MGM] semble être un outil adapté à l'extraction des propriétés bio-géophysiques. A l'instar de nombreux algorithmes capables de reconnaître les formes spectrales, le MGM permet de déconvoluer un spectre de réflectance en une somme de gaussiennes et d'un 'continuum', permettant ainsi une estimation respective des effets d'absorption (*e.g.* Chl-a ; H_2O) et de diffusion (*e.g.* taille des particules). Le travail a nécessité la mise en œuvre de nouvelles méthodologies en télédétection hyperspectrale visant à automatiser le MGM. Ce document contient en outre les mesures radiométriques (ASD Fieldspec3) et les analyses sédimentologiques (Granulométrie Laser, calcimétrie, DRX, MEB) ayant servi à élaborer les relations entre les absorptions, le continuum et les propriétés physiques des sédiments. Il contient également une description détaillée du comportement spectral des sédiments en réponse à la déshydratation. Les analyses ont également permis de montrer que le continuum MGM pouvait être utilisé comme proxy du contenu en eau et de la granulométrie. Par la suite, nous avons appliqué cette méthode d'extraction automatique [MGMA] des paramètres spectraux aux données hyperspectrales DAIS et ROSIS. Des cartes de fractions granulométriques, du contenu en eau et de la biomasse ont été obtenues avec une grande précision.

Mot-Clefs : imagerie hyperspectrale ; spectroscopie ; visible-infrarouge ; modélisation ; continuum ; faciès sédimentaires ; Baie de Bourgneuf ; environnement.

Hyperspectral remote sensing and sedimentary facies mapping of an intertidal zone : application to Bourgneuf Bay

The intertidal mudflat of the Bourgneuf Bay (SW France) is an important physical and ecological environment. Generally, sediment mobility is an important problem for both coastal dynamics (nourishment areas, erosion areas) and the development of shellfish or biological production. It is controlled by hydrodynamics, eolian processes as well as the cohesive sedimentary behaviour. The cohesive phenomenon is itself controlled by the physical properties of sediments. Hyperspectral imaging is an effective tool for sustainable management of complex coastal systems from regional to global scales. Airborne remote sensing images have the potential to provide synoptic maps of the intertidal sediments' distributions.
The main objective of this thesis is to map parameters relevant to the understanding of the sediments' dynamics from hyperspectral remote sensing data DAIS and ROSIS. These parameters include sediment grain size, moisture content and mineralogy, as well as the presence or absence of biofilm, all having an influence on the sediment cohesiveness/erodability. With this purpose in mind, we performed the Modified Gaussian Model [MGM] to extract bio-geophysical properties from reflectance spectra from each pixel of the image mudflat. The MGM algorithm is a powerful tool to deconvolve spectra into two components, firstly Gaussian curves for the absorptions bands (Chl-a, H_2O), and secondly a straight line in wavenumber range for the continuum (scattering, grain size). New methodologies in hyperspectral remote sensing have been developed and implemented during this study, such as the Automated MGM approach [AMGM]. This work also contains the analysis of laboratory spectra (ASD Fieldspec3) and sedimentological analysis (laser grain size analysis, XRD, SEM, calcimetry, *etc.*) that allowed us to find the relationship between the specific absorptions (*e.g.* chlorophyll-a; H2O), the components of the continuum (*e.g.* grain size) and the physical properties. It also contains a detailed description of the sediments spectral behaviour with respect to dehydration. Laboratory analyses enabled us to test whether the MGM continuum is a good proxy for water content and grain size estimation. Finally, we applied the AMGM method to DAIS and ROSIS images. We obtained very precise maps of grain size, water content and biomass parameters.

Key-words : hyperspectral imagery ; spectroscopy ; visible-infrared ; modelling ; continuum ; sedimentary facies ; Bourgneuf Bay ; environment.

Discipline : Sciences de la Terre et de l'Univers

N° :