



HAL
open science

Complémentarité des images optiques et radars pour la connaissance des littoraux

Jérôme Bijaoui

► **To cite this version:**

Jérôme Bijaoui. Complémentarité des images optiques et radars pour la connaissance des littoraux. Interfaces continentales, environnement. Université de Nice Sophia-Antipolis, 1995. Français. NNT : . pastel-00979423

HAL Id: pastel-00979423

<https://pastel.hal.science/pastel-00979423v1>

Submitted on 16 Apr 2014

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.

THÈSE de DOCTORAT

Présentée à l'Université de Nice-Sophia Antipolis

pour obtenir le titre de

Docteur en Sciences de l'Ingénieur

Complémentarité des images optiques et radars
pour la connaissance des littoraux

par

Jérôme BIJAOU

Soutenue à l'École des Mines de Paris le 4 décembre 1995,

devant le jury composé de :

L. Alberotanza	ISDGM	Rapporteur
F. Cauneau	École des Mines de Paris	Examineur
J.-F. Dervieux	Société Total	Invité
Ph. Forget	LSEET	Examineur
R. Manière	Université de Marseille	Rapporteur
A. Papiernik	Laboratoire d'Électronique	Président
C. Pénicand	DGA-DRET, CEGN	Invité
J.-P. Rudant	Université de Paris VII	Examineur
L. Wald	École des Mines de Paris	Directeur de Thèse

THÈSE de DOCTORAT

*Présentée à l'Université de Nice-Sophia Antipolis
pour obtenir le titre de
Docteur en Sciences de l'Ingénieur*

Complémentarité des images optiques et radars
pour la connaissance des littoraux

par

Jérôme BIJAOU

*Soutenue à l'École des Mines de Paris le 4 décembre 1995,
devant le jury composé de :*

L. Alberotanza	ISDGM	Rapporteur
F. Cauneau	École des Mines de Paris	Examineur
J.-F. Dervieux	Société Total	Invité
Ph. Forget	LSEET	Examineur
R. Manière	Université de Marseille	Rapporteur
A. Papiernik	Laboratoire d'Électronique	Président
C. Pénicand	DGA-DRET, CEGN	Invité
J.-P. Rudant	Université de Paris VII	Examineur
L. Wald	École des Mines de Paris	Directeur de Thèse

Résumé

En raison du nombre croissant des populations vivant sur les littoraux, il devient capital de caractériser ces milieux ainsi que leurs évolutions. De part sa diversité instrumentale, la télédétection spatiale présente des possibilités exceptionnelles pour analyser les caractéristiques des littoraux. Ce travail porte sur l'étude de certaines propriétés du littoral à l'aide des images de télédétection.

Le trait de côte caractérise la position du rivage. Sous certaines conditions (tempêtes, raz de marée...), ce dernier peut évoluer rapidement et dans des proportions importantes. À l'aide des radars imageurs, il est possible d'observer les littoraux dans de telles situations. Pour extraire le trait de côte, nous proposons une méthode exploitant la texture de ces images. Cette méthode est évaluée en la comparant avec d'autres méthodes sur un site étalonné, ainsi que sur d'autres sites et avec des instruments différents.

Ce travail porte aussi sur l'analyse du milieu côtier à l'aide d'instruments optiques. Nous montrons que les méthodes usuelles d'analyse permettent, en général, de ne traiter qu'une seule caractéristique parmi l'ensemble. Cette façon d'opérer nous a conduit à définir une méthode plus générale pour analyser les caractéristiques optiques du milieu marin non plus séparément mais ensemble. Basée sur une modélisation du transfert radiatif dans les eaux côtières, cette méthode offre des informations sur les natures de l'eau, des fonds marins et sur la profondeur. Cette méthode est évaluée à l'aide de simulations numériques. Elle est ensuite appliquée sur des images acquises avec un spectromètre aéroporté et avec un radiomètre spatial. Ces exemples montrent que cette méthode offre des résultats prometteurs pour l'étude des eaux côtières.

Cette étude montre la complémentarité des instruments spatiaux pour l'étude du littoral. Pour obtenir des cartes riches et précises, nous montrons qu'il faut tenir compte d'images acquises à des dates distinctes et avec des instruments différents.

Mots clefs : Images de télédétection – Environnement – Littoral – Génie côtier – Radiomètres – Spectromètres – Radars – Trait de côte – Transfert radiatif – Classifications – Méthodes inverses – Bathymétrie – Qualité de l'eau.

Remerciements

Il est toujours difficile de citer sur une seule page toutes les personnes que l'on souhaiterait remercier. En effet, pendant trois ans j'ai cotoyé beaucoup monde qui s'est intéressé à mon travail. Aussi, je souhaite dès maintenant remercier tous ceux qui, de près ou de loin, m'ont encouragé.

Plus particulièrement, je commencerais par remercier M. Albert Papiernik pour m'avoir permis d'effectuer ma thèse dans son école doctorale et pour avoir accepté de présider de mon jury.

Je remercie M. Lucien Wald, mon directeur de thèse pour m'avoir proposé un sujet de recherche au sein de son équipe, et pour les remarques et suggestions judicieuses qu'il m'a apportées tout au long de ma thèse. Je remercie aussi M. François Cauneau pour son encadrement et les fructueux moments de travail.

Je témoigne ma gratitude à M. Luigi Alberotanza pour avoir aimablement consenti à être mon rapporteur malgré le peu de temps libre dont il dispose.

Je remercie aussi M. Roger Manière pour avoir accepté d'être rapporteur de ma thèse et pour l'intérêt qu'il a témoigné à son égard.

Je remercie aussi M. Philippe Forget, pour l'intérêt qu'il a régulièrement porté à mes travaux ainsi que pour ses remarques judicieuses. Je remercie M. Jean-François Dervieux, avec qui j'ai eu l'occasion de travailler, M. Claude Pénicand, qui a témoigné un vif intérêt à mon travail, ainsi que M. Jean-Paul Rudant, avec lequel j'ai collaboré pour l'encadrement pédagogique d'un stagiaire. Je remercie également ces personnes pour avoir accepté de participer à mon jury.

J'exprime également mes remerciements à M. Michel Albuissou pour ses précieux conseils portant à la fois sur les méthodes statistiques de classification et sur l'informatique, ainsi que pour son indulgence concernant les quotas de disques régulièrement dépassés.

Merci à Mlle Luce Castagnas, ma collègue de bureau, pour avoir eu le privilège de discuter avec elle de beaucoup de choses, notamment de la fonction $\arcsin()$. J'ai aussi une pensée pour M. Olivier Bauer, également collègue de bureau, qui vient juste de terminer son service militaire et à qui je souhaite beaucoup de courage et de volonté pour reprendre et terminer sa thèse.

Je remercie aussi Mlle Séverine Jullien et M. Hervé Pichon qui ont eu l'occasion de travailler avec moi. Je pense aussi à tous les thésards, stagiaires et personnels de l'École des Mines de Paris qui ont travaillé ou qui travaillent encore dans le laboratoire, participant à la vie du groupe Télédétection & Modélisation : Mlle Sophie Nérot (un peu "turbulente" ...), M. Lionel Ménard (expert Web), Thierry Ranchin, Valérie Billat, Hans Georg Beyer, Brice Anselme...

Merci enfin à ma famille, aux ruthénois et à mes amis pour leur soutien constant et pour leur intérêt sincère à l'égard de mon travail.

Je ne pourrais sereinement délivrer mon mémoire qu'après avoir témoigné à Sandrine mes plus vifs et sincères remerciements pour avoir supporté naturellement mes week-ends et mes soirées à travailler à l'École des Mines.

Sommaire

Introduction	1
1. Contextes	1
2. Les objectifs	2
3. Les moyens	2
4. Organisation de l'étude : plan du mémoire	3
1.Détection du trait de côte	5
1.1. La transition terre-mer et le trait de côte	5
1.2. Les moyens d'observation d'un littoral	6
1.3. Étude d'un littoral type : présentation du contexte expérimental	7
1.4. État de l'art des méthodes de détermination d'un trait de côte par télédétection : application au contexte expérimental	10
1.5. Notre méthode de détermination du trait de côte	20
1.5.1. Considérations physiques	20
1.5.2. Présentation et description de notre méthode de détermination du trait de côte	21
1.6. Ajustement de la méthode	24
1.6.1. Présentation des paramètres du modèle	24
1.6.2. Résultats d'applications	29
1.6.3. Discussion	36
1.7. Conclusion	38
2.Classification des littoraux par méthode inverse du transfert radiatif	39
2.1. Problématique de la frange littorale	39
2.2. État de l'art des méthodes d'analyse des littoraux	40
2.2.1. Transfert radiatif dans le milieu marin	41
2.2.1.1.Description des eaux côtières	44
2.2.1.2.Bathymétrie et morphologie des fonds littoraux	47
2.2.1.3.La nature des fonds	50

2.2.2. Conclusion sur l'état de l'art	51
2.3. Méthode inverse à données synthétiques	51
2.3.1. Principe	51
2.3.2. Les données utilisées	52
2.3.3. Description de la méthode	54
2.3.4. Les erreurs de classification	57
2.4. Évaluation sur des cas simulés	58
2.4.1. Description des données synthétiques	58
2.4.2. Analyse de la sensibilité du modèle	60
2.5. Analyse de sites	68
2.6. Conclusion et perspectives	80
3.Exemple de complémentarité instrumentale pour l'étude du littoral	83
3.1. Complémentarité des instruments optiques et radars pour localiser le trait de côte	83
3.2. Conclusion	86
Conclusion	89
Annexes	91
A.Les imageurs optiques	91
A.1. Introduction	91
A.2. Observation de la terre	91
A.3. Relation entre les objets au sol et le signal produit par les capteurs	92
A.4. Corrections atmosphériques	93
A.5. Le dioptré air-eau	94
A.6. Signature spectrale, réflectance et albédo des corps	95
A.7. Caractéristiques instrumentales	95
A.8. Un exemple de radiomètre imageur : Landsat TM 5	96

B. Les radars imageurs	99
B.1. Présentation	99
B.2. Principe de l'imagerie radar	99
B.3. Les radars à ouverture réelle	100
B.3.1. L'empreinte au sol de l'instrument	100
B.3.2. La résolution au sol	101
B.4. Les radars à ouverture synthétique	101
B.5. L'équation radar	102
B.6. Les bandes de fréquence	103
B.7. Effets de polarisation et d'angle d'incidence	103
B.8. Le phénomène de <i>fading</i> et le <i>speckle</i>	103
B.9. Réduction de <i>speckle</i> par visée multiple	105
B.10. Un exemple : le radar à ouverture synthétique d'ERS-1	106
Bathymétrie sur une image de spectromètre aéroporté	107
Bibliographie	113

Introduction

1. Contextes

L'aménagement du territoire est l'une des principales préoccupations nationales. Gérer notre environnement tout aussi bien que les populations, sont des objectifs délicats à percevoir pour notre avenir en raison du nombre de facteurs y participant. Aussi, des études du territoire des plus complexes tentent-elles d'apporter des éléments de réponses quant à leur gestion. Est-il besoin de rappeler les problèmes engendrés par les concentrations humaines sans cesse croissantes dans les grandes villes ?

Tout naturellement, les littoraux sont l'objet d'études d'aménagement du territoire [Lozato-Giotart 1993]. Que ce soit pour des constructions navales ou portuaires (digues, mousoirs...), pour des constructions d'extensions d'aéroports sur les eaux, ou pour des constructions de ponts sur des estuaires, la connaissance physique des sites ainsi que de leur évolution dans le temps sont indispensables. Par exemple, choisir des zones d'aquaculture nécessite une bonne connaissance des sites au préalable : proche des rivages dont les eaux répondent à des critères requis, une profondeur acceptable...

Nous percevons donc l'importance d'améliorer la connaissance du littoral. Une étude trop sommaire d'un site implique souvent des effets fâcheux : constructions détruites ou endommagées, digues arrachées impliquant des coûts de réparations élevés...

Hormis ces considérations économiques, il est nécessaire de relever régulièrement la position et la nature des rivages puisque ceux-ci, en raison des actions conjuguées de la mer et des vents, peuvent parfois évoluer rapidement dans des proportions importantes. De tels littoraux doivent donc être cartographiés fréquemment.

L'analyse et la surveillance de l'évolution des littoraux peuvent être réalisées à l'aide de nombreux moyens. Est-il besoin de rappeler le rôle des équipes de géomètres ou de géologues qui se déplacent sur les sites, effectuent des mesures et prélèvent des échantillons pour les caractériser ? Ces façons d'opérer comportent plusieurs inconvénients : les données sont d'un coût élevé et réalisées uniquement en certains points. Par contre, leur qualité est souvent excellente. D'autres moyens d'analyse des littoraux sont recherchés, notamment ceux exploitant des images provenant d'instruments aéroportés ou spatiaux. Ces images offrent une information globale sur un littoral, à la différence des données *in situ*. La qualité des instruments embarqués nous permet souvent de considérer leurs images comme des champs de mesures physiques. Il est alors possible de coupler ces informations avec des vérités terrains pour les étalonner.

2. Les objectifs

L'étude d'un littoral couvre un vaste domaine de connaissances, portant sur l'eau et sa composition, les rivages, leur morphologie, leur évolution, les diverses causes impliquant ces évolutions... Notre travail s'attache à apporter des méthodes pour obtenir un maximum d'informations de ce type, grâce aux instruments spatiaux. L'étude du littoral que nous proposons, s'organise de deux façons complémentaires : l'analyse de l'évolution de la transition entre la terre et la mer et l'analyse thématique du littoral. La transition entre la terre et la mer est une information cartographiée à l'aide du trait de côte. Cet objet cartographique peut être utile pour décrire les évolutions des littoraux. Les informations thématiques peuvent apporter des renseignements sur les raisons de l'évolution du trait de côte. Elles correspondent à des classifications sur la nature des rivages comme le couvert végétal, rocheux, sableux... sur l'étendue de ces classes, sur la qualité de l'eau (turbidité, eutrophisme, pollution...) et sur la profondeur des fonds et sur leur couverture. Ultérieurement, ces informations peuvent être mises en forme de façon plus appropriées aux besoins opérationnels, dans des bases de données, dans des systèmes d'information géographique, sous forme de cartes...

3. Les moyens

La télédétection met à notre disposition un large éventail de possibilités pour observer les zones côtières. Les instruments embarqués sont conçus de façon à avoir des performances adaptées à l'étude des rivages et les eaux côtières. Nous disposons maintenant d'archives importantes d'images, desquelles nous pouvons extraire des indications diverses, portant par exemple sur l'évolution d'un littoral, sur les constructions réalisées et à réaliser. Les instruments actuels offrent aussi des possibilités intéressantes, comme par exemple la programmation quasi immédiate des acquisitions. Cette possibilité est utilisée essentiellement lors de gestion de situations de catastrophes.

Pour extraire certaines informations sur un littoral, nous devons sélectionner uniquement certaines données adaptées. Comme il existe de nombreux instruments de mécanismes d'acquisition différents, nous avons accès à des informations pouvant être à la fois distinctes et complémentaires. Notre intérêt s'est porté sur les radiomètres et spectromètres imageurs, ainsi que sur les radars imageurs. Les spectromètres et les radiomètres imageurs permettent la détermination de la transition entre la terre et la mer et permettent aussi de caractériser les rivages. Les radars imageurs offrent la possibilité d'obtenir des informations sur un site lorsque les instruments optiques ne le permettent pas, par exemple sur la ceinture tropicale et les régions polaires où les nuages recouvrent constamment la surface de la Terre. Il est possible aussi d'observer l'évolution d'un littoral, notamment lorsque certaines circonstances exceptionnelles sont réalisées : tempêtes, catastrophes...

Une fois que l'on dispose des informations souhaitées, il faut les rassembler, les synthétiser et les rendre exploitables aux experts, de façon à leur offrir un maximum

d'éléments lorsqu'ils analysent un site.

4. Organisation de l'étude : plan du mémoire

Nous venons de préciser les deux axes d'orientation de notre travail : la localisation spatiale du trait de côte et la classification de la zone littorale. En complément, nous montrons sur un exemple qu'une perspective globale de cette étude porte sur l'exploitation de plusieurs sources d'informations, pour décrire un littoral.

Le premier chapitre présente nos travaux sur la localisation spatiale de la transition entre la terre et la mer. Après avoir évoqué les motivations de cette étude, nous présentons rapidement un état de l'art des méthodes disponibles pour localiser spatialement la transition entre la terre et la mer à partir d'images de radiomètres et spectromètres imageurs et de radars imageurs. Nous donnons les raisons pour lesquelles ces méthodes ne conviennent pas toujours, ce qui nous conduit à présenter la méthode que nous avons développée. Le dernier point de ce chapitre est une synthèse des résultats obtenus. Sur une zone que l'on connaît bien *a priori* grâce à des cartes récentes, nous comparons les différentes lignes de frontière entre la terre et la mer obtenus par différents instruments et techniques. Nous concluons sur les avantages et inconvénients de notre méthode, en s'appuyant sur des exemples.

Le deuxième chapitre porte sur la classification des littoraux. Nous montrons que l'étude des rivages exondés s'effectue aisément en utilisant des méthodes usuelles de classification. Nous nous intéressons alors à l'analyse des eaux côtières. Un état de l'art montre les méthodes existantes pour retrouver les caractéristiques des eaux côtières. Nous expliquons les raisons pour lesquelles ces méthodes ne sont pas toujours adaptées. Nous introduisons notre méthode qui caractérise les eaux côtières, les fonds marins et la bathymétrie. En outre, elle propose aussi un facteur de qualité sur la classification de ces paramètres. Cette méthode, basée sur une modélisation du transfert radiatif est décrite, des données nécessaires jusqu'aux résultats. Des simulations et des cas d'applications montrent les capacités de cette méthode dans des cas synthétiques et réels.

Au cours des chapitres précédents, nous avons remarqué que certaines caractéristiques littorales peuvent être analysées à l'aide de plusieurs instruments via des méthodes différentes. En prenant appui sur les résultats exposés dans les chapitres précédents, nous soulignons au travers d'un exemple la complémentarité des instruments de télédétection spatiale pour analyser certaines caractéristiques littorales.

Chapitre 1

Détection du trait de côte

L'objectif de ce chapitre est de présenter des méthodes de détermination de l'élément cartographique "trait de côte" grâce aux images de télédétection. Après une présentation des techniques existantes, nous montrons notre méthode qui utilise les images radars. Des comparaisons sont effectuées avec des méthodes classiques sur plusieurs sites.

1.1. La transition terre-mer et le trait de côte

La transition physique entre la terre et la mer peut être représenté sur des cartes par un trait nommé "trait de côte". Cependant, on ne peut localiser avec une précision infinie cette limite ; elle dépend à la fois de la nature des rivages et des mouvements continuels de l'eau. Par exemple, pour reprendre le cas d'un trait de côte parfaitement défini sur une étendue marine statique, Mandelbrot en reprenant la théorie de Richardson montre que la longueur d'un trait de côte n'a de sens qu'à une échelle de représentation donnée [Mandelbrot 1991]. Plus l'échelle s'affine, plus on apporte des détails qui vont augmenter la longueur du trait de côte, et donc modifier son aspect et sa position sur le fond de carte.

Pour des échelles assez fines utilisées en cartographie, de l'ordre du 1/25 000^{ème} ou du 1/10 000^{ème}, il arrive souvent que la frontière entre la mer parfaitement calme et la terre ne peut être définie de façon précise, par exemple à cause de rochers affleurants, de zones marécageuses, des plages avec une très faible déclivité...

La transition entre la terre et la mer se déplace aussi à chaque instant, à cause de la physique des milieux marin et terrestre. Par exemple, en de très faibles intervalles de temps, le ressac de la mer provoque un déplacement de la transition entre la terre et la mer de quelques mètres sur certaines plages. Sur une durée plus importante, les marées produisent, en certains lieux, des déplacements de la transition entre la terre et la mer beaucoup plus importantes, de l'ordre de quelques centaines de mètres. Sur de plus longues échelles de temps, les phénomènes d'érosion et de sédimentation peuvent déplacer la zone de transition entre la terre et la mer sur des distances encore plus importantes [Rudant *et al.* 1992]. À très long terme, des changements climatiques ou les mouvements tectoniques peuvent impliquer à grande échelle des déplacements importants de la limite entre la terre et la mer. Pensons à la ville d'Éphèse, édifiée en Asie Mineure dans l'Antiquité, qui était une ville vivant essentiellement du commerce de la mer grâce à son port. Actuellement, ce dernier est éloigné de plusieurs kilomètres de la côte.

Pour préciser la définition du trait de côte, nous devons donc introduire une notion temporelle, une durée pendant laquelle le trait de côte cartographié peut être considéré comme valide [Pestre, Verger 1980]. Cette durée dépend de l'échelle de la carte de représentation du trait de côte : plus elle s'améliore, plus sa durée de validité est courte. Pour contourner ce problème et afin de produire des cartes précises pour des échelles supérieures au 1/50 000^{ème} et exploitables pendant plusieurs années, l'IGN porte sur ses

cartes les variations régulières du trait de côte, produites par exemple par les marées. Pour de plus faibles échelles, les variations régulières ne sont en général pas reportées.

Lors d'événements météorologiques exceptionnels, comme les tempêtes, les pluies diluviennes, les ouragans, les raz de marée, de telles cartes ne peuvent plus être utilisées en raison des variations instantanées du niveau de l'eau, et donc de la position de la frontière entre la terre et la mer, surtout sur des rivages de très faible déclivité. De plus, l'acquisition des images de télédétection s'effectuant sur de courtes durées, de l'ordre de quelques secondes, à l'aide d'une seule image, il n'est pas envisageable d'extraire des informations générales, répondant à différentes situations météorologiques. Dans le chapitre 3, nous montrons comment exploiter plusieurs images de télédétection pour extraire un trait de côte, ou plus généralement une caractéristique littorale. Les seules informations que l'on peut déduire d'une seule image sont donc valables uniquement pendant la durée de l'acquisition. Pour positionner la limite entre la terre et la mer pendant des événements exceptionnels, nous voyons que les images de télédétection sont bien adaptées.

1.2. Les moyens d'observation d'un littoral

Pour dresser des cartes sur lesquelles sont reportées des événements naturels réguliers, il existe un grand nombre de moyens. Citons tout d'abord les mesures *in situ*, qui reviennent en général assez chères pour les utilisateurs, puisqu'il est nécessaire d'envoyer du personnel équipé pour relever ces informations. De plus en plus, ces données sont combinées avec des images, car elles permettent de définir des champs de mesures physiques à partir de ces images, qui sont un support riche d'informations mais ne possédant pas toujours une qualité suffisante par elles-mêmes. Les images traitées sont soit des photographies aériennes, soit des images numériques obtenues avec des radiomètres ou des spectromètres imageurs. La tendance actuelle est l'exploitation d'images satellitaires en raison de leur coût avantageux. Bien évidemment, les résolutions spatiales sont en rapport ; elles évoluent de dix à vingt mètres pour SPOT-HRV, à trente mètres pour Landsat-TM, alors qu'elles peuvent être métriques voire décimétriques pour des images aéroportées. Cependant, il n'est pas envisageable d'établir la position d'un trait de côte à une précision inférieure à une dizaine de mètres, en raison des phénomènes naturels, réguliers et rapides qui affectent dans ces proportions la position du rivage. Nous ne pouvons pas définir de préférences entre les instruments aéroportés et spatiaux. Les premiers ont la possibilité d'acquérir des images dans des délais très courts, de l'ordre de quelques heures sous d'importantes couvertures nuageuses, alors que les seconds impliquent une inertie de programmation des missions pouvant se réduire à quelques jours. Il faut compter plus d'une quinzaine de jours pour pouvoir disposer d'images spatiales pour les traiter. Cependant, lors de circonstances météorologiques exceptionnelles, il n'est pas envisageable de programmer des missions aéroportées, en raison des vents et des orages pouvant être violents. Par télédétection spatiale, quoiqu'il ne soit pas envisageable d'acquérir à l'aide d'instruments optiques, les radars permettent d'observer la Terre lors de telles circonstances.

Pour cartographier des informations pendant des conditions météorologiques exceptionnelles, il est souvent difficile voire impossible d'envoyer du personnel effectuer des mesures. De plus, il n'est pas envisageable de déterminer une information pendant

ces situations à partir de radiomètres embarqués, à cause du couvert nuageux fréquent pendant ces situations. Certaines informations peuvent être également recherchées de nuit pour observer, par exemple, la rapide évolution des crues dans des embouchures de fleuves ou sur des zones humides. Nous devons donc chercher d'autres sources d'informations qui permettent une observation dans ces situations. Les radars répondent parfaitement à ces besoins, car les ondes électromagnétiques utilisées traversent les plus épaisses couches nuageuses. En outre, ils offrent la possibilité d'observer de nuit comme de jour. La communauté scientifique les considère ainsi avec un intérêt croissant. Néanmoins, cette possibilité d'observation dite "tout temps" se paie par des difficultés d'interprétation des images : elles sont peu lisibles en raison d'un phénomène physique produit par le déphasage des impulsions électromagnétiques lors du contact avec la surface terrestre. On considère cet effet comme un bruit multiplicatif, impliquant un affaiblissement important du rapport signal-bruit, se traduisant par une granulosité sur les images. On perçoit alors les problèmes rencontrés lorsque l'on désire déterminer la position d'un rivage à la résolution nominale de l'instrument sur de telles images. Le développement de certains algorithmes parfois complexes, devient indispensable.

1.3. Étude d'un littoral type : présentation du contexte expérimental

Avant de présenter plus en détail l'état de l'art des méthodes de détermination du trait de côte ainsi que notre méthode, nous présentons le contexte expérimental qui va nous servir de support tout au long de ce chapitre. Il se traduit par l'ensemble d'une image acquise avec le radar à ouverture synthétique d'ERS-1, une carte IGN au 1/25 000^{ème}, une image acquise par Landsat TM sur le même site, des photographies de reconnaissance du terrain et des renseignements météorologiques. D'autres images ont été utilisées de façon à compléter notre validation et nos hypothèses. Nous suggérons au lecteur peu familier avec les images radars de se reporter à l'annexe B, dans laquelle sont décrites des propriétés propres à cette catégorie d'images.

L'image de test a été acquise dans le cadre d'un projet international GLOBESAR'93 [Forget 1994], traitant des potentialités des radars à ouverture synthétique pour l'analyse du milieu marin. La campagne de mesures représente un volume important de données (mesures *in situ*, images aéroportées, spatiales...), dont en particulier une image acquise avec le radar à ouverture synthétique d'ERS-1. La région observée se situe sur la pointe de la Bretagne occidentale. L'image a été acquise le 13 septembre 1993 à 11:07 (orbite 11304, scène 2637). L'image que nous traitons correspond à une sous-scène de $1\,024 \times 1\,024$ pixels de l'image initiale acquise en mode *PRecision Image*, de $8\,000 \times 8\,121$ pixels. Les résolutions spatiales azimutale et radiale sont ramenées à 12.5 m. La superficie de la scène étudiée est d'environ 13×13 km². La figure 1-1 montre cette image. Pour éviter des erreurs de classifications produites par le géocodage, les traitements adaptés sont effectués sur cette image. Les images de résultats sont alors géocodées dans un même repère cartographique pour être analysées et comparées.

La terre se situe sur la partie sombre et haute de l'image. Au centre de l'image, nous distinguons des zones claires correspondant à des zones urbaines, localisées sur la ville d'Audierne et sur le littoral. Nous distinguons aussi un tracé sombre qui remonte vers le

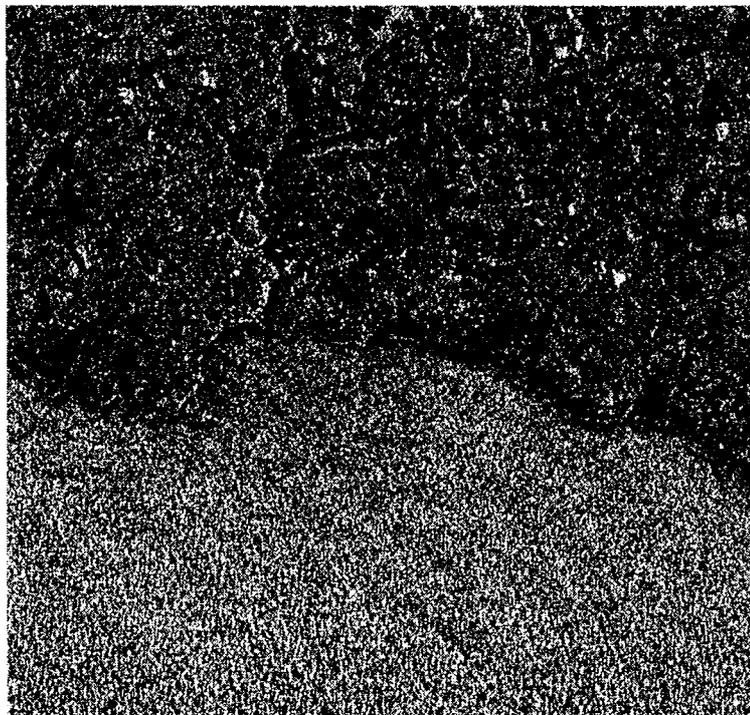


Figure 1-1. Image de test localisée sur la baie d'Audierne. L'image est représentée avec 247 niveaux de gris, proportionnellement à l'écho radar. Le nord géographique se situe approximativement vers le coin haut et gauche de l'image. La terre correspond à la partie haute et sombre de l'image et la mer à la partie basse et claire.

côté haut et droit de l'image : c'est la vallée du Goyen. Comme l'écho radar dépend de l'agitation de la surface marine en raison de l'effet "Bragg" [Alpers *et al.* 1981], au bas de cette image, la mer paraît fortement agitée car son écho radar est important. Lors de l'acquisition de l'image, une forte tempête agitait la mer dans cette région. Sur la scène complète, il est possible de distinguer deux phénomènes. Le premier correspond à un lignage oblique presque vertical se répétant toutes les centaines de mètres, produit par la houle. Le second phénomène s'apparente à de larges bandes sombres de direction nord-ouest, sud-est dans la baie. Ce phénomène semble produit par des rafales de vent soufflant en pronance de la terre. Aux abords des rivages, la mer présente une agitation différente sur les zones abritées du vent par les collines ; sur les images la radiométrie est donc modifiée.

Nous avons déterminé l'histogramme de l'image, comme le montre la figure 1-2. Nous constatons que la distribution des pixels de l'image ne met pas en évidence deux modes correspondant l'un à la mer et l'autre à la terre. Cette distribution ne dépend donc aucunement du milieu observé. Il n'est donc pas envisageable de séparer la terre de la mer

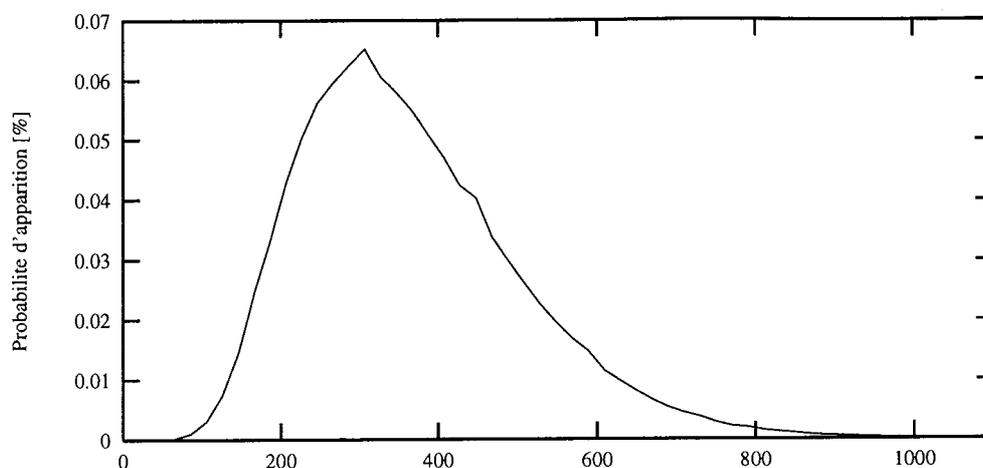


Figure 1-2. Histogramme de l'image originale. La distribution des pixels s'organise sur un seul mode, commun pour les pixels terrestres et marins. Il n'est donc pas possible de discriminer les deux milieux sur cette image, sans la traiter au préalable.

sur cette image sans effectuer au préalable des traitements spécifiques.

Sur l'image, on remarque en certaines parties du rivage des traits assez clairs, correspondant à des échos radars élevés. Des photographies (fig. 1-3) prises sur le site montre qu'il s'agit de rochers.

À l'opposé de ce phénomène, nous remarquons aussi certaines zones sombres sur le rivage. Il s'agit probablement de zones de déferlement de grandes étendues comme le montre l'image de la figure 1-4. Il semblerait que pendant la tempête, toute la superficie de la zone soit blanche d'écume, impliquant une forte atténuation des impulsions radars.

Afin de compléter et de comparer nos travaux, nous avons numérisé une carte IGN à 1/25 000^{ème} centrée sur Audierne, carte TOP 25 0419-ET, datant de 1993 [Pichon 1995]. Les éléments cartographiques qui y sont portés ont été relevés entre 1967 et 1970. La dernière mise à jour date de 1991. Cette carte a été numérisée à une résolution comparable à celle de l'image soit environ à 12,5 m. De cette carte, nous avons extrait quatre informations qui vont servir de vérités terrains : le niveau à 0 m, les traits des hautes et basses eaux et l'isobathe à 5 m. Nous en déduisons quatre classes, permettant de classer tous les pixels de l'image, comme le montre la carte de la figure 1-5.

Nous terminerons cette présentation du contexte expérimental avec une autre image localisée sur la même région. Cette scène a été acquise avec le radiomètre *Thematic Mapper* de Landsat 5 le 21 septembre 1991 à 10:21. L'image complète de 5 760 × 6 920 pixels recouvre une grande superficie. Pour nos besoins, nous avons extrait une scène de 512 × 512 pixels, localisée sur la ville d'Audierne, comme le montre la figure 1-6. La résolution spatiale est de 28,5 m, et la couverture spatiale de 14,5 × 14,5 km². On remarque les plages en sable, localisées aux mêmes endroits que les zones sombres observables sur



Figure 1-3. Photographie de rochers à l'est d'Audierne. Leur surface étant humidifiée par les embruns, ils se comportent souvent comme des réflecteurs avec un écho radar élevé.

l'image radar. De façon similaire, les rivages clairs et ligniformes sur l'image d'ERS-1 sont localisés aux endroits où l'on n'observe pas de grandes plages. Il semblerait qu'ils correspondent à des rivages abrupts.

1.4. État de l'art des méthodes de détermination d'un trait de côte par télédétection : application au contexte expérimental

Sans parler de localisation du trait de côte, il existe un grand nombre de méthodes qui permettent de discriminer des éléments naturels, tels que la terre et l'eau. Le trait de côte n'est que la frontière entre les deux classes déterminées. Nous présentons quatre méthodes pour classifier la terre et la mer, dont la première est adaptée à l'utilisation d'images d'instruments optiques et les trois autres aux images radars.

Pour distinguer deux milieux naturels, les méthodes utilisant des images optiques sont basées essentiellement sur des différences de radiométrie entre ces deux milieux. Dans le domaine spectral proche infrarouge, compris entre $0,8 \mu\text{m}$ et $2 \mu\text{m}$, les réponses spectrales de ces deux milieux sont distinctes [Prud'Homme *et al.* 1994]. Des eaux peu sédimentaires



Figure 1-4. Photographie d'une zone de déferlement à l'est d'Audierne. Quoique la mer n'était pas levée lors de cette photographie, nous observons cependant de larges bandes blanches d'écume. Durant une tempête, ces zones de déferlement doivent être fortement recouvertes d'écume. Cette dernière, atténuant les ondes électromagnétiques envoyées par le radar, implique des rivages sombres sur les images.

présentent une réflectance très faible car elles absorbent les ondes électromagnétiques dans ce domaine, alors que les sols des rivages ont une réflectance nettement plus importante puisqu'ils sont diffusants dans ces longueurs d'ondes. Le schéma de la figure 1-7 montre les signatures spectrales de ces milieux naturels observables sur un rivage [Justus 1987]. La réflectance de l'eau est négligeable au delà de $0,8 \mu\text{m}$, alors qu'elle devient importante pour les autres milieux considérés, à savoir les sables ou les végétaux. Il est important que les eaux soient peu sédimentaires. Dans des cas inverses, il est possible de confondre les deux milieux. Lorsque les eaux sont particulièrement brassées sur des zones sableuses, ou dans des embouchures de fleuves, il est possible de mal localiser la transition entre la mer et la terre. Nous avons rencontré des telles situations, sur une scène localisée à l'embouchure de la Magdalena en Colombie, qui charriait des eaux à forte concentration sédimentaire. La réponse spectrale de l'eau est loin d'être négligeable, y compris dans le domaine proche infrarouge.

La technique exploitant des images optiques acquises dans l'infrarouge est simple à



Figure 1-5. Les quatre classes : T, H-B, B-5, 5-M. T (blanc) correspond à la classe des pixels terrestres, H-B (gris clair) à la classe de pixels compris entre la limite des hautes et basses eaux, B-5 (gris foncé) à la classe des profondeurs comprises entre les basses eaux et la profondeur de 5 m, 5-M (noir) à la classe des profondeurs supérieures à cinq mètres.

mettre en œuvre et offre des résultats satisfaisants. La précision de localisation du trait de côte dépend de plusieurs facteurs, comme par exemple la nature des sols, le rapport signal-bruit des instruments, la concentration sédimentaire de l'eau...

À titre d'exemple, la figure 1-8 présente le trait de côte établi à partir de l'image *Thematic Mapper* prise dans le domaine spectral infrarouge allant de $1,5 \mu\text{m}$ à $1,75 \mu\text{m}$. En gris est tracé le trait de côte déduit de la carte IGN pour une profondeur moyenne nulle. Le trait de côte blanc représente celui obtenu par seuillage radiométrique. Cette frontière suit assez finement la réalité, quoiqu'il soit possible d'observer quelques écarts. Au sud-est d'Audierne, le trait de côte produit par seuillage est supposé passer dans l'eau en se référant au trait de côte de l'IGN. De tels écarts n'excèdent pas 150 m et sont probablement produits sur les zones de déferlement par une concentration sédimentaire de l'eau élevée.

L'application de méthodes plus complexes, telles que les méthodes de segmentations et les méthodes de classifications donnent des résultats analogues. Pour cette raison, nous



Figure 1-6. Composition colorée d'Audierne : Landsat TM 1, TM 2 et TM 3. On n'observe aucune signature sur la mer, même à l'approche du littoral. Nous remarquons en certains endroits de grandes plages, comme celle de la figure 1-4. Nous voyons aussi le fleuve Goyen, dont sa source est au coin haut et droit de l'image et son embouchure à Audierne, au centre de l'image.

ne présentons pas de résultats provenant de ces techniques.

S'il ne faut pas sous-estimer les capacités des instruments optiques, il faut les relativiser lors d'études en des conditions météorologiques exceptionnelles. Ne permettant pas d'observer la surface de la terre avec la présence de nuages, ni d'acquérir pendant la nuit, ces instruments se trouvent mal adaptés à de telles études. Par contre, les radars imageurs offrent des informations dans de telles situations au prix d'efforts d'analyse plus poussés. Le déphasage des ondes électromagnétiques lors du contact avec la surface terrestre ou marine engendre sur les images du *speckle* (cf. annexe B), réduisant notablement la lisibilité des images (cf. image 1-1). Cette lisibilité s'améliore lorsque l'on diminue la résolution spatiale de l'image en moyennant des pixels voisins. Dans le cas où l'on souhaite conserver la résolution nominale de l'image brute, il est nécessaire d'utiliser des méthodes spécifiques pouvant être complexes, pour déterminer les éléments cartographiques souhaités, dans notre cas le trait de côte.

La radiométrie des images radars correspond à la section efficace de rétrodiffusion

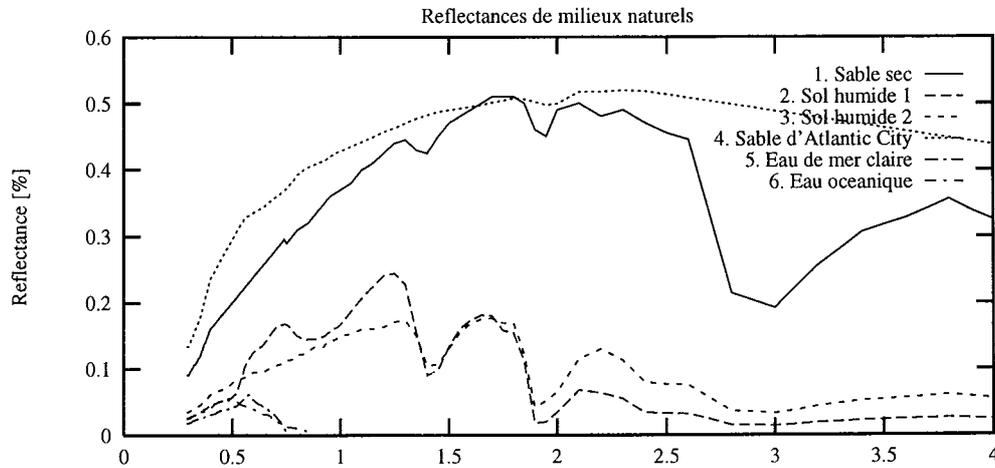


Figure 1-7. Réponses spectrales de sols et d'eaux. En abscisse est reportée la longueur d'onde, en μm . Les eaux présentent de faibles signatures spectrales à partir du domaine infrarouge, alors que les sols sont fortement réfléchissants dans cette zone (d'après [Justus 1987]).

(cf. annexe B) de la surface terrestre ou marine, notée σ° . Sur mer, cette radiométrie dépend essentiellement de l'agitation de sa surface. Si la surface marine est calme, elle peut être considérée comme un miroir plan pour les impulsions radars. Puisque les radars visent de façon latérale, les impulsions sont alors perdues, la mer apparaissant sur les images comme un corps non rétro-diffusant. Lorsque l'agitation de la surface marine croît, l'effet de miroir plan diminue car les vagues renvoient une partie des impulsions vers l'instrument. L'écho radar augmente, ainsi que le coefficient de rétro-diffusion, impliquant une signature plus importante de la mer sur les images. Lorsque la mer présente une section efficace de rétrodiffusion moyenne différente de celle de la terre, il est possible de déterminer le trait de côte à l'aide de méthodes basées partiellement, voire complètement, sur la différence de radiométrie [Lee, Jurkevich 1990]. Un point important réside dans la nécessité que la surface marine soit agitée d'une façon homogène sur la région d'étude. Quoique restrictive, cette hypothèse peut être remplie, notamment si la zone est de faible extension. Néanmoins, en fonction de certaines conditions physiques, comme par exemple des vents localement différents, des circulations des ondes internes, des modifications des houles... il est possible que la surface marine présente une section efficace de rétrodiffusion hétérogène, ou semblable à celle de la terre. La radiométrie ne peut alors être considérée comme un facteur discriminant. Nous voyons donc la nécessité de faire appel à d'autres notions décrivant mieux les informations des images radars.

On admet généralement qu'une technique de seuillage radiométrique appliquée sur une image acquise avec un instrument optique est suffisante pour discriminer la terre de la mer. Ceci est possible grâce au rapport signal-bruit élevé de cette catégorie d'instruments, de l'ordre de quelques dizaines de décibels. Malheureusement, le rapport signal-bruit des



Figure 1-8. Trait de côte défini par seuillage radiométrique sur l'image optique, acquise par Landsat-TM. On constate une bonne détermination du trait de côte, même s'il existe quelques écarts, notamment sur les plages et à l'est de l'image.

images radars est beaucoup plus faible, de l'ordre de quelques décibels. Sur une surface homogène, des pixels voisins présentent une variance très importante. Dans ces conditions, une classification de la terre et de la mer n'est pas aisée, même si globalement les coefficients de rétrodiffusion des deux milieux sont différents. Une segmentation peut être envisagée en lissant l'image, mais en dégradant ainsi la résolution spatiale initiale, de façon à supprimer la granulosité du *speckle*. Sachant que cette granulosité s'observe sur des distances de deux à huit pixels, il faut lisser les images de façon à supprimer les fréquences correspondantes. Ce lissage peut être effectué par transformation de Fourier [Pratt 1982], ou plus simplement par transformation en ondelettes [Meyer 1990]. Une simple moyenne glissante sur une image ne peut être envisagée en raison du recouvrement du spectre [Bracewell 1965]. Pour notre étude, nous avons choisi la transformation en ondelettes à trous [Starck 1992], pour ses propriétés d'isotropie et pour la qualité des images transformées.

À titre d'exemple nous présentons le résultat de cette méthode appliquée sur l'image d'Audierne. Le *speckle* n'existe pratiquement plus sur l'image lissée correspondante. L'histogramme (cf. fig. 1-9) met en évidence la différence de radiométrie entre les milieux terrestres et marins. Le trait de côte correspondant est obtenu par seuillage, en fixant

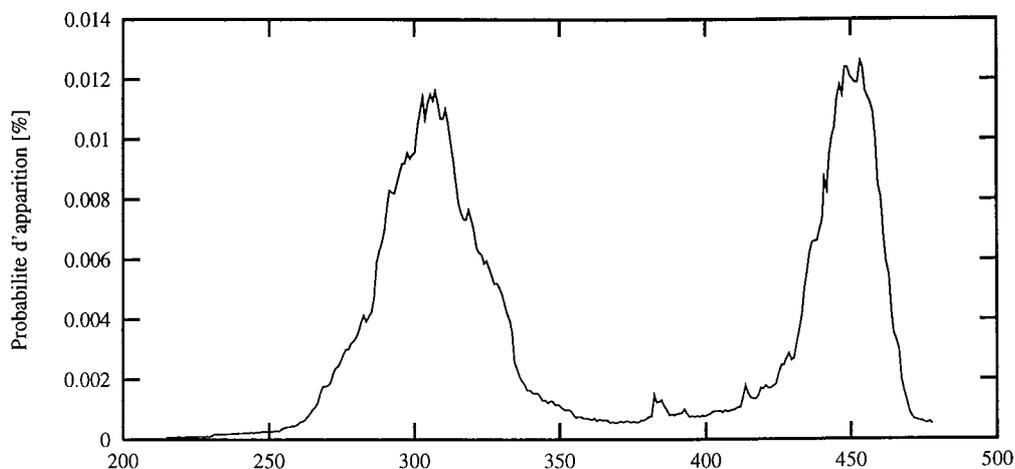


Figure 1-9. Histogramme de l'image radar d'Audierne lissée. Le mode de gauche correspond aux pixels terrestres, celui de droite aux pixels marins. Remarquons que le mode terrestre est plus étalé que celui de la mer. Ces étalements traduisent à la fois la haute variabilité de la radiométrie terrestre, et l'homogénéité de l'état de surface de la mer.

un seuil entre les deux modes. Lorsque les deux modes sont parfaitement distincts, il est possible de classifier les deux milieux sans erreur. Dans notre cas, comme ces modes ne sont pas parfaitement séparés, il existe des ambiguïtés importantes autour de ce seuil, sa valeur étant fixée au préalable. La figure 1-10 illustre le trait de côte issu de ce seuillage.

La courbe grise correspond au trait de côte, pour le niveau 0 m, provenant de la carte IGN, considéré comme référence. Nous constatons que la segmentation ne présente aucune erreur sur la haute mer, mais quelques-unes sur terre, situées sur des zones urbaines. Sur la côte, la frontière de segmentation suit grossièrement le trait de côte IGN. Cet écart est essentiellement produit par la dégradation de la résolution spatiale produite par le lissage. Remarquons aussi quelques zones terrestres urbaines reconnues comme de la mer. La radiométrie de ces zones est indentique à celle de la mer.

Afin d'évaluer les performances de méthodes réputées, mettant en œuvre des algorithmes plus complexes de segmentation d'image, nous utilisons des méthodes suivantes : la coalescence des centroïdes locaux, la croissance de régions et l'exploitation des variances locales.

La méthode des centroïdes locaux est toujours basée sur une différence de radiométrie entre la terre et la mer. Le principe de l'algorithme est simple [Kunt 1993] : une première phase consiste à dresser une pyramide de résolution de l'image. Pour passer d'une échelle à une autre, on moyenne successivement des groupes de quatre pixels voisins. Dégrader la résolution d'une image par moyennes successives permet d'éliminer le bruit de l'image et donc de faire ressortir les modes radiométriques. La deuxième phase sépare ces modes principaux appelés centroïdes, de l'histogramme de l'image de la plus basse résolution ; on

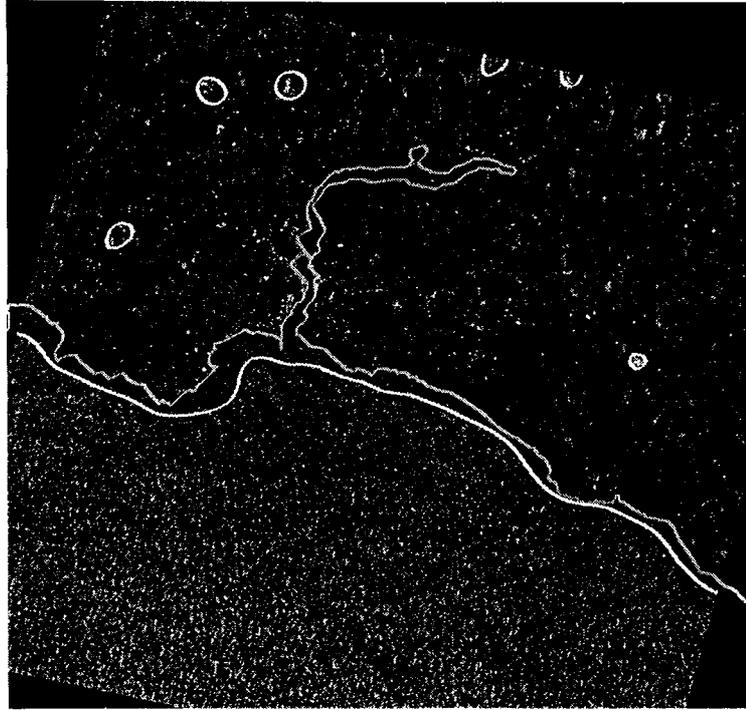


Figure 1-10. Trait de côte obtenue par seuillage radiométrique sur image radar. Nous remarquons certains écarts entre ce trait de côte et celui de la carte IGN. Ces écarts sont importants dans la baie de la ville d'Audierne, au centre de l'image, pouvant atteindre plus de 500 m dans cette zone. Remarquons la forme très lissée du trait de côte.

obtient ainsi une première classification. La troisième et dernière phase consiste à revenir à l'image initiale, en ne classant que les bandes de pixels frontières entre les deux classes. On utilise pour cela un filtre dont les coefficients dépendent du rapport signal-bruit de l'image. Nous voyons la limite d'une telle méthode : les images radars présentant un faible rapport signal-bruit, la classification des pixels reste peu fiable. La figure 1-11 illustre l'efficacité de cette méthode sur l'image de la baie d'Audierne.

Par rapport à la méthode précédente, elle aboutit à des résultats plus proches du trait de côte de référence, la limite restant néanmoins peu précise, de l'ordre d'une centaine de mètres en certains points. On remarque aussi deux zones urbaines considérées comme de la mer. Il est important de se rappeler que cette méthode est basée sur une différence de radiométrie : elle cherche les deux modes principaux de l'histogramme de l'image la plus dégradée en résolution. Elle ne peut donc être exploitée lorsque la mer présente une radiométrie identique à celle de la terre. De plus, pour des structures assez petites et isolées, comme des îles ou des brisants, si la décimation employée est trop importante, ces structures seront perdues. À l'inverse, si le lissage obtenu par décimation n'est pas

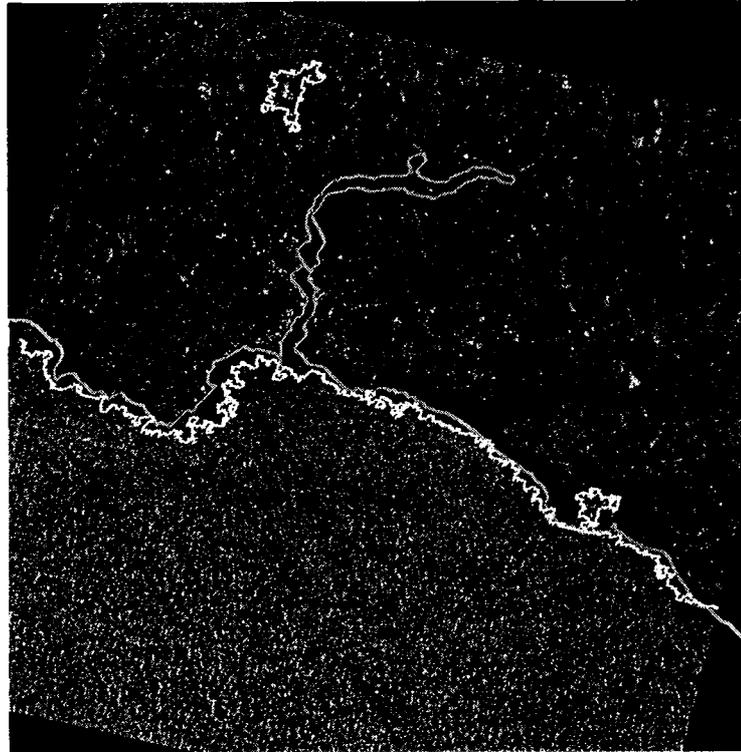


Figure 1-11. Classification terre-mer par l'algorithme des centroïdes locaux. La position du trait de côte suit assez bien celui de référence IGN ; les écarts entre les deux traits de côtes sont moins importants qu'avec la méthode précédente. Néanmoins, remarquons l'aspect dentelé du trait de côte.

suffisant, on observera sur la segmentation résultante des artefacts provenant du *speckle*.

Nous avons voulu aussi évaluer l'une des méthodes des plus récentes, celle de C. Lopez [Lopez 1993]. Son principe réside dans la croissance de régions homogènes, sous une contrainte d'optimisation entre l'énergie calculée sur chaque région et la longueur de frontière des classes. Nous avons appliqué cette méthode sur l'image d'Audierne. Le résultat de cette classification sur l'image d'Audierne est présenté figure 1-12.

Cette méthode aboutit à un trait de côte satisfaisant. Le paramétrage complexe de cette méthode fait qu'elle a tendance à diverger rapidement si les coefficients à définir sont choisis trop approximatifs. En outre, des considérations informatiques font que cet algorithme ne peut être utilisé sur de grandes images. Il nécessite beaucoup d'espace mémoire et de temps de calcul, de l'ordre de plusieurs heures sur un ordinateur à 100 MIPS, pour une image de 256×256 pixels. Il est ainsi difficile de traiter des images dont les dimensions excèdent 500×500 pixels. À titre indicatif, nous avons dû réduire les dimensions de l'image test à 256×256 pixels alors que sa dimension réelle est de 1024×1024 pixels. Cette opération de dégradation de la résolution spatiale fausse aussi l'efficacité de cet



Figure 1-12. Classification terre-mer par l'algorithme de croissance de régions. Le trait de côte paraît continu et assez lisse car nous avons interpolé ce trait à partir de celui obtenu sur l'image 256×256 pixels, pour obtenir une image de $1\,024 \times 1\,024$ pixels.

algorithme, car comme nous avons déjà précisé, la qualité de l'image augmente lorsque l'on moyenne des pixels ; l'effet du *speckle* diminue.

La classification par variances locales est originale puisqu'elle n'utilise pas directement l'information radiométrique (la moyenne locale) de l'image. Nous déterminons en chaque point une variance locale calculée sur une fenêtre dont la dimension est obtenue par essais successifs, pour obtenir la meilleure classification. La figure 1-13 montre l'histogramme calculé avec une fenêtre de 21×21 pixels. Nous remarquons bien deux modes, mais mal séparés. Un seuillage de cet histogramme ne permettra pas une séparation précise des deux milieux puisque les deux modes se chevauchent.

Cette méthode se révèle peu fiable, même pour des zones terrestres et marines éloignées du rivage (cf. fig. 1-14). L'aspect du trait de côte paraît peu satisfaisant. Remarquons toutefois, que cet algorithme est le seul à avoir détecté les eaux libres dans l'estuaire du fleuve Goyen. La variance est donc un mauvais outil pour discriminer les milieux terrestres et marins.

Si nous ne tenons pas compte de la méthode de détection du trait de côte par variances

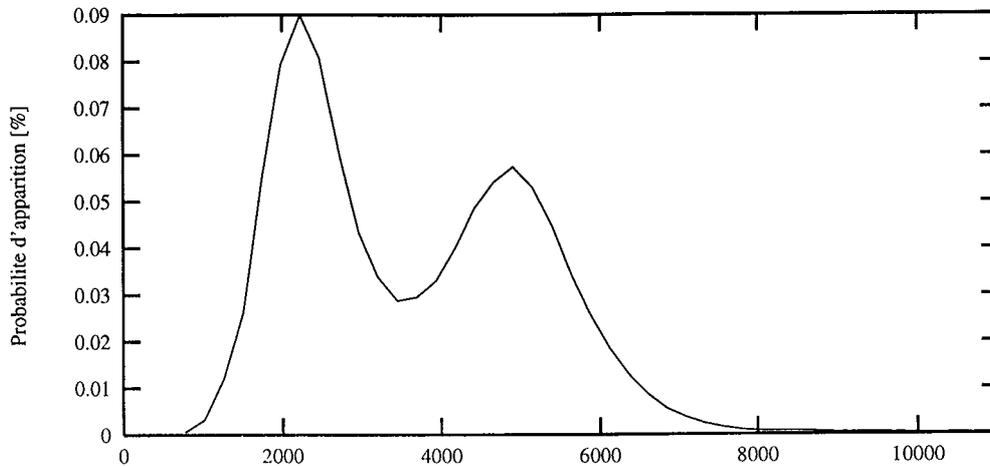


Figure 1-13. Histogramme des variances locales pour une fenêtre de 21×21 pixels. Les modes terrestre et marin se chevauchent de façon importante. La variance locale ne permet donc pas de discriminer les deux milieux.

locales qui est inefficace, les trois autres méthodes permettent de localiser le trait de côte sur des images radars, avec une précision inférieure au kilomètre. Néanmoins, dans le cas où la mer et la terre présentent des signatures semblables, ces méthodes ne peuvent être utilisées, puisqu'elles sont basées sur une différence de radiométrie entre ces milieux. Nous voyons donc la nécessité de développer une méthode spécifique pour extraire le trait de côte des images radars, basée sur d'autres critères que la moyenne locale et la variance locale.

1.5. Notre méthode de détermination du trait de côte

1.5.1. Considérations physiques

De nature interférométrique, le phénomène de *fading* engendre sur les images radars du bruit appelé *speckle* (cf. annexe B). Cette granulosité fait que les images peuvent être analysées de deux façons complémentaires, soit avec les moments statistiques des coefficients de section efficace de rétrodiffusion σ^0 , soit avec la texture. Dans le paragraphe précédent, nous avons montré que la moyenne locale et la variance locale sont en général insuffisants pour déterminer précisément la transition entre la terre et la mer. Nous nous proposons donc d'aborder cette analyse en exploitant l'information texturale de cette granulosité. Nous montrons que le *speckle* est une information exploitable pour ce type d'étude. Des classifications de la terre ferme à l'aide de méthodes basées sur la texture des images radars ont déjà été abordées [Ceccarelli *et al.* 1994], et montrent des perspectives prometteuses pour la détermination du trait de côte.

L'annexe B présente les propriétés statistiques des images radars et en particulier

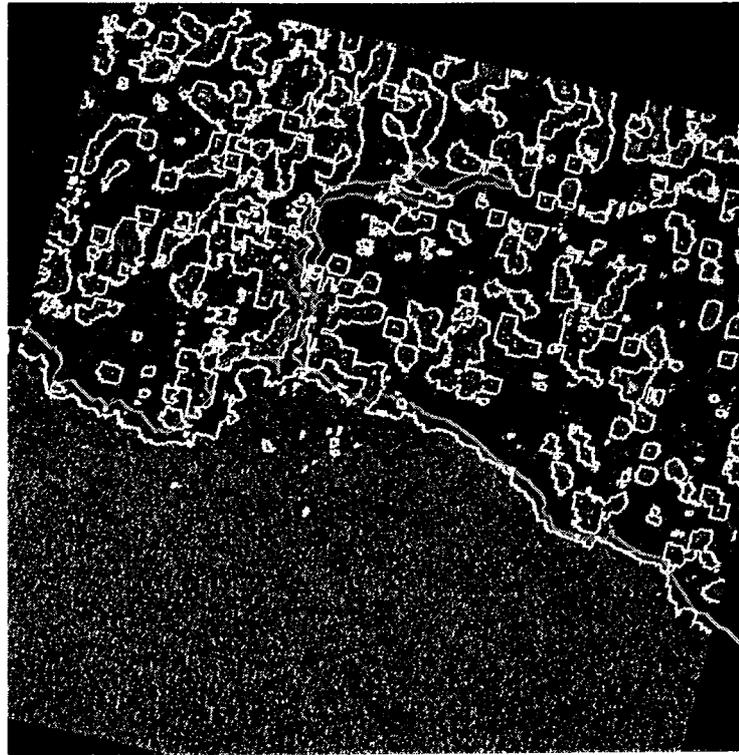


Figure 1-14. Classification terre-mer par variances locales. Il n'est pas envisageable de détecter une frontière continue entre la terre et la mer.

celles du *speckle*. Ce bruit n'est pas aléatoire comme un bruit thermique, mais il dépend de l'intensité de l'écho radar (cf. annexe B). Le terme de "bruit" que l'on attribue au *speckle* par abus de langage n'est donc pas exact. Nous allons donc tenter de discriminer ces deux milieux à l'aide d'autres outils descriptifs, exploitant la granulosité des images.

1.5.2. Présentation et description de notre méthode de détermination du trait de côte

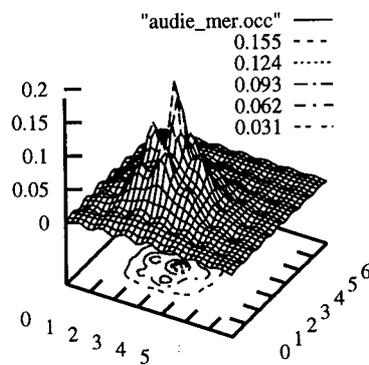
Nous avons défini une méthode exploitant la texture du *speckle*. Généralement, les signatures de la terre et la mer sont différentes sur les images radars. Pour montrer que la texture du *speckle* permet une séparation de ces deux milieux sans tenir compte du signal de l'image, nous séparons le signal du *speckle* à l'aide d'un filtre passe-haut. Le filtre utilisé est isotrope de façon à ne privilégier ni négliger aucune direction du *speckle* dans l'image. Ce filtrage est effectué grâce à la transformation en ondelettes à trous [Starck 1992]. Le premier niveau de décomposition, appelé plan d'ondelettes, correspond aux hautes fréquences de l'image. Il est composé de structures liées au *speckle* et aux détails très fins comme les contours, les routes... C'est uniquement à l'aide de ce plan d'ondelettes que nous allons discriminer la terre et la mer.

Il est difficile de trouver une définition précise de la texture. Généralement, on

s'accorde à dire que la texture d'une zone correspond à une répartition particulière des fréquences des pixels de cette zone [Pratt 1982]. Plusieurs approches tentent de caractériser la texture [Wang 1994]. Notre choix s'est porté sur les matrices de co-occurrences, outil à la fois simple et performant. Certaines études montrent les capacités des matrices de co-occurrences pour déterminer des contours d'objets dans des images bruitées [Park *et al.* 1994]. Des comparaisons avec d'autres outils tels que les variogrammes [Matheron 1970] ou les matrices d'autocorrelation ont confirmé notre choix.

Une matrice de co-occurrences [Pratt 1982] [Haralick, Shanmugan 1973] [Jain 1989] correspond à un histogramme croisé, composé des fréquences des couples, de valeurs a et b , rencontrés simultanément sur une zone d'image de dimension $Z \times Z$ pixels. Ce couple a et b est défini par une direction r et un angle θ . Pour rappeler ces caractéristiques, on note le deuxième point $b(r, \theta)$. Pour nos applications, nous avons choisi arbitrairement $r = 5$ et $\theta = 0^\circ$; les deux pixels sont ainsi prélevés simultanément sur une même ligne. Nous avons cependant testé l'algorithme avec d'autres valeurs et constaté des résultats semblables, s'expliquant par la faible distance de corrélation du *speckle* sur les images PRI d'ERS-1 [Cauneau, Ranchin 1993]. La figure 1-15 montre deux matrices de co-occurrences déterminées sur l'image des hautes fréquences de l'image d'Audierne, sur terre et sur mer.

matrice de co-occurrence calculée sur mer (a)



matrice de co-occurrence calculée sur terre (b)

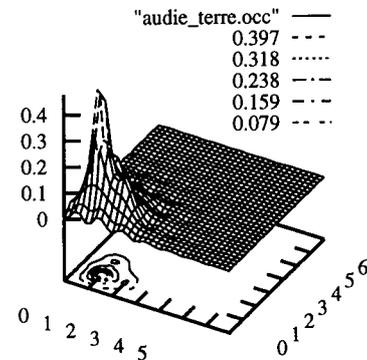


Figure 1-15. Matrices de co-occurrence prélevées sur terre et sur mer.

Nous avons utilisé l'image d'ondelettes obtenue avec l'algorithme en ondelettes à trous. Les comptes de fréquences affectés sont différents pour la terre et la mer.

Dans une matrice de co-occurrences, les colonnes sont utilisées pour classer les valeurs de a , et les lignes pour classer les valeurs de $b(r, \theta)$. Afin de réduire les dimensions des matrices, on quantifie sur N niveaux les valeurs des pixels entre des bornes minimale et maximale déterminées au préalable sur toute l'image. N dépend essentiellement de la statistique de l'image. Chaque élément de la matrice M_{ab} correspond à la fréquence

d'apparition, ou la probabilité d'apparition si les valeurs sont normalisées, d'avoir la valeur $b(r, \theta)$ pour le deuxième pixel alors le premier vaut a . Pour cet élément, on note :

$$M_{ab} = P(b(r, \theta)/a).$$

Une fois les valeurs de r , θ , N et Z fixées, on détermine la matrice de co-occurrences correspondant à chaque pixel de l'image.

La discrimination de texture, s'effectue en faisant appel à un algorithme décisionnel [Tou, Gonzalez 1979]. Notre algorithme réside dans une classification supervisée ; il s'articule donc en deux phases. La première phase correspond à un apprentissage consistant à choisir une zone de référence représentative de la surface marine, pour construire une matrice de co-occurrences de référence R . En seconde phase, on compare la matrice de référence à une matrice courante M déterminée dans un voisinage centrée sur chaque pixel de l'image. Le diagramme de la figure 1-16 montre l'espace de solution de cet algorithme pour la discrimination de la terre et de la mer. Ω correspond à l'ensemble de toutes les matrices de co-occurrences calculées sur l'image, ω_{mer} à l'ensemble de toutes les matrices acceptées jusqu'à une distance de rejet d_{rejet} : les pixels correspondants sont alors classés en tant que mer.

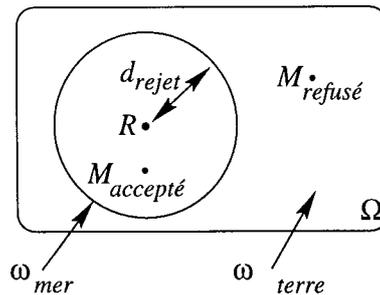


Figure 1-16. Espace de solution et critère de rejet.

La règle de décision est simple : l'algorithme affecte les pixels soit dans la classe d'acceptation correspondant à la mer, soit dans la classe de rejet correspondant à la terre, ce qui se formalise par :

$$\hat{\omega}(M) = \begin{cases} \omega_{mer}, & \text{si } d < d_{rejet} ; \\ \omega_{rejet}, & \text{autrement.} \end{cases}$$

Pour chaque pixel de l'image, on calcule une distance euclidienne d entre la matrice de référence R et celle déterminée en chaque point M , de la façon suivante :

$$d^2 = \frac{1}{N^2} \sum_{i=1}^N \sum_{j=1}^N (M_{ij} - R_{ij})^2,$$

où M_{ij} et R_{ij} correspondent à des éléments des matrices M et R . La distance de rejet d_{rejet} est déterminée au préalable, en analysant la dispersion de distances calculées uniquement

sur mer. Dans le cas où celle-ci présente un état de surface homogène, nous réduisons au maximum la distance de rejet, de façon à offrir une classification la plus précise possible. Dans le cas contraire, nous prenons une distance de rejet plus importante. Il faut s'attendre alors à des erreurs de classification plus importantes, que ce soit sur terre ou sur mer.

1.6. Ajustement de la méthode

Cet algorithme a été appliqué sur l'image de test d'Audierne pour différentes configurations des paramètres. L'objectif de ce paragraphe est de montrer qu'il est possible d'ajuster ces paramètres de façon à obtenir une meilleure classification et donc d'obtenir précisément le trait de côte.

1.6.1. Présentation des paramètres du modèle

Le principe de l'algorithme revient à discriminer les distances des modes terrestre et marin sur l'histogramme des distances. Ces matrices ont un bon pouvoir de discrimination entre la terre et la mer, comme le montre l'histogramme de la figure 1-17. Il suffit de se reporter aux histogrammes des méthodes précédentes et aussi à celui de l'image initiale (cf. figure 1-2) pour remarquer les performances de notre méthode.

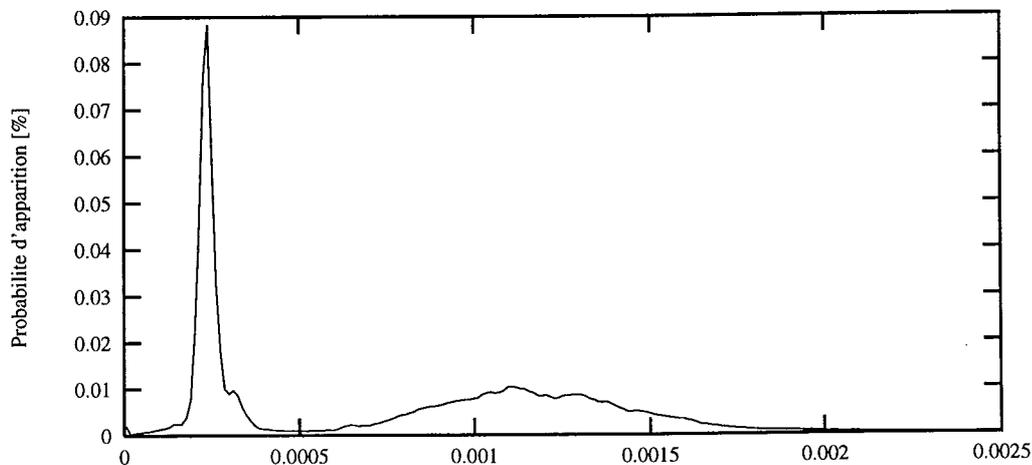


Figure 1-17. Histogramme des distances pour $Z = 100$ et $N = 40$. Le pic au centré à $2,510^{-4}$ correspond aux distances déterminées sur mer. Ces distances sont assez faibles et peu dispersées, car dans notre exemple la surface de la mer est homogène sur toute l'image. Les distances calculées sur terre présentent une distribution très étalée, en raison de la nature hétérogène des diffuseurs sur terre.

Comme nous l'avons déjà mentionné, si les deux modes terrestre et marin de l'histogramme sont complètement séparés, on obtient une classification fiable et précise de ces deux milieux, car nous définissons la distance de rejet sans ambiguïté. Cela

signifierait que l'eau présente une signature parfaitement distincte de celle de la terre. Pour l'exemple de l'histogramme ci-dessus, quoique nous ayons des distributions globalement bien séparées, il existe une zone de recouvrement. Cette zone se traduit sur l'image par des régions pour lesquelles on ne peut donner une information fiable. Ces zones d'ambiguïtés s'observent essentiellement dans la région proche de la transition entre la terre et la mer. Plus on se rapproche de la limite physique entre la terre et la mer, plus l'ambiguïté devient importante. De manière à obtenir des classifications les plus précises possibles, il faut réduire l'étendue de cette zone d'ambiguïté. Elle peut être contrôlée en ajustant quatre paramètres de l'algorithme : la distance de rejet d_{rejet} , la dimension de la matrice de co-occurrences N , la dimension de la zone d'échantillon Z et la position sur l'image de la zone de référence sur mer. La distance de rejet est déterminé à l'aide de l'histogramme des distances ; elle correspond à la valeur minimale entre les deux distributions terre et mer. Ce paramètre dépend de N et de Z et intervient après le calcul de toutes les distances. Pour ces raisons nous n'en parlons donc pas davantage par la suite. Les paramètres importants de cet algorithme sont donc N et Z et la position de la zone d'échantillon pour définir la matrice de référence.

La matrice de co-occurrences représente la distribution simultanée de deux pixels sur une zone d'image. Le nombre de classes de cet histogramme est important pour cette représentation : un nombre trop faible produit une estimation peu représentative des variations de l'image, alors qu'un nombre trop important de classes permet une représentation fine et précise de la distribution locale des pixels, mais augmente alors d'une manière importante le temps de calcul. Nous utilisons des matrices dont les dimensions sont suffisamment importantes pour bien représenter les distributions et pour lesquelles les temps de calcul restent acceptables. Il existe cependant des limites pour ces paramètres au delà desquelles les résultats ne sont plus améliorés, mais dégradés.

Pour déterminer la dimension optimale des matrices de co-occurrences, nous avons fixé la dimension de la zone d'échantillonnage à 40×40 pixels. Nous verrons ultérieurement l'ajustement de ce paramètre, mais précisons dès à présent que cette valeur correspond à une bonne configuration de ce paramètre. Nous présentons un ensemble de tableaux montrant l'évolution de la fiabilité des classifications des pixels de l'image dans les différentes classes de la carte IGN, lorsque N varie. Notons qu'il faut lire $P(m/5-M)$ comme la probabilité d'indiquer la mer sachant que d'après la carte IGN, nous avons des eaux de profondeurs supérieures à 5 m. Le tableau 1-1 ne présente des probabilités que pour l'indication de mer : $P(m/...)$. Pour obtenir les indications de terre, il suffit de soustraire à 1 les probabilités correspondantes à chaque classe. Par exemple, pour $N = 40$, si nous souhaitons connaître la probabilité de classer des pixels en terre, sachant que d'après la carte IGN, ils représentent la classe entre les hautes et basses eaux :

$$P(t/H - B) = 1 - P(t/H - B) = 94,4 \%$$

Probabilités d'indiquer la mer				
$P_{\%}(m/...)$	T	H-B	B-5	5-M
$N = 5$	0,08	2,94	57,8	99,15
$N = 8$	0,87	4,17	63	99,4
$N = 20$	0,6	4,3	63,6	99,3
$N = 40$	0,9	5,6	64,4	99,4
$N = 60$	0,8	4,3	64,2	99,3
$N = 100$	0,7	4,89	65,6	99,2

Tableau 1-1. Évolution des probabilités de confusions pour classer la mer lorsque N varie. T représente la Terre, H-B la zone entre les basses et les hautes eaux, B-5 la zone entre les basses eaux et l'isobathe à 5 m, et 5-M la haute mer à partir de 5 mètres. Les valeurs sont données en pourcentages.

Du tableau 1-1, nous pouvons tirer plusieurs conclusions pour le classement des pixels marins et terrestres. Les probabilités $P(m/T)$ et $P(m/5-M)$ restent relativement constantes en fonction des différentes valeurs de N . La probabilité conditionnelle de bon choix $P(m/5-M)$ est élevée et reste relativement stable. À l'inverse, les probabilités conditionnelles correspondant à de mauvaises affectations restent faibles. Les matrices de la pleine mer et de la terre sont donc très différentes et éloignées dans l'espace des solutions. Nous en déduisons également que ces deux classes sont peu ambiguës. Les classes présentant le plus d'ambiguïtés sont celles de la zone de transition entre la terre et la mer, soit H-B et B-5. Pour ces classes, nous remarquons un maximum de variation de la fiabilité lorsque N varie : plus nous choisissons une dimension de matrice importante, plus l'algorithme offre une séparation précise entre la terre et la mer. À cause de la marée, il nous est pas possible de connaître la position de la limite entre la terre et la mer. Pour cette raison, il n'est pas envisageable de tirer des conclusions à partir de $P(m/H-B)$. Par contre, nous savons que les pixels répertoriés *a priori* dans la classe B-5 appartiennent forcément à la mer. Il est donc important d'observer son évolution lorsque la dimension de la matrice de co-occurrences varie. Plus $P(m/B-5)$ augmente, plus la classification est exacte. Nous voyons que plus la dimension de la matrice augmente, plus $P(m/B-5)$ augmente, de près de 8 %. Pour donner des ordres de grandeurs, en dimensions physiques, lorsque la dimension de la matrice croît de 5 à 100, nous gagnons près 4,3 km² de mer le long de la côte.

Analysons plus en détail l'évolution de $P(m/B-5)$ lorsque N augmente. Le diagramme de la figure 1-18 illustre cette évolution. Les données sont ajustées pour le modèle polynomial :

$$f(N) = 99,1 + 1,35 \cdot 10^{-2}N - 1,76 \cdot 10^{-4}N^2 + 5,03 \cdot 10^{-7}N^3.$$

Quoique les changements de $P(m/5-M)$ soient particulièrement faibles, il semble que $P(m/5-M)$ présente une valeur maximale pour $N \simeq 40$. Il y a donc un extremum pour le choix de la dimension de la matrice. Des tests basés sur d'autres Z montrent aussi une évolution semblable. Nous verrons (cf. figure 1-20) que cette dimension N dépend de la dimension de zones d'échantillons Z .

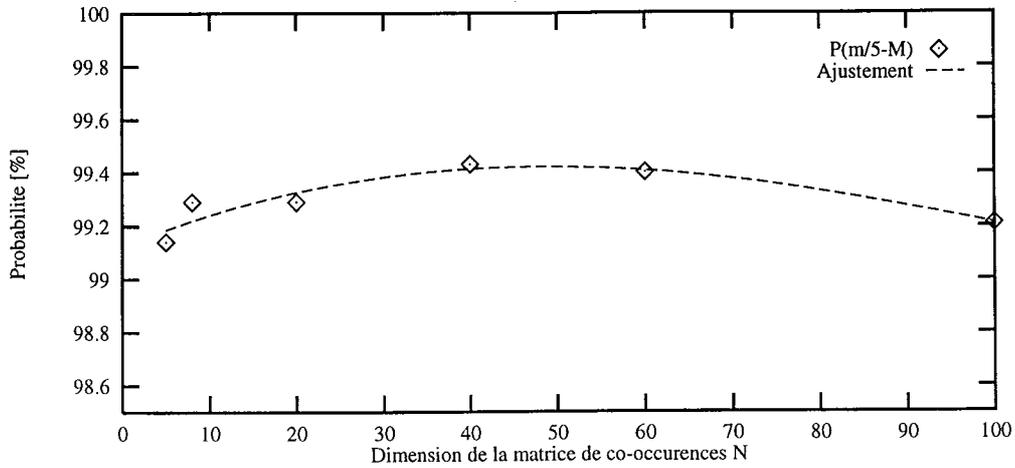


Figure 1-18. Évolution de $P(m/5-M)$ en fonction de N . Quoique les variations soient faibles, cette probabilité est maximale pour $N = 40$. Nous utilisons cette valeur de N pour la suite des tests.

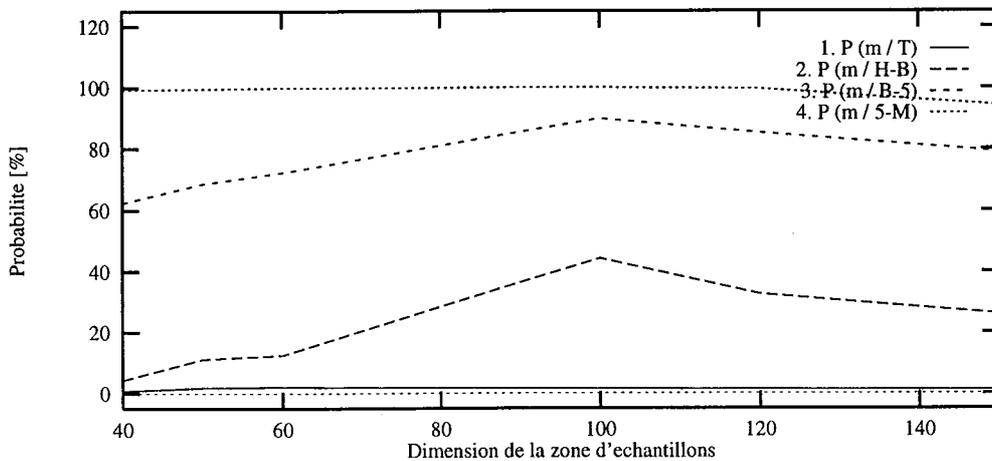


Figure 1-19. Probabilités de classer des pixels en tant que mer en fonction de Z . Nous remarquons que $P(m/H-B)$ est la zone la plus sensible à la dimension de la zone d'échantillons : la transition entre la terre et la mer se situe dans cette zone.

La dimension de la zone d'échantillons servant à construire les matrices de co-occurrences est le deuxième paramètre permettant de jouer sur la discrimination des textures marines et terrestres. La figure 1-19 montre l'évolution des probabilités d'indiquer la mer en fonction des situations : T, H-B, B-5 et 5-M. Les évolutions les plus importantes

s'observent pour $P(m/H-B)$ et $P(m/B-5)$ (courbes 2 et 3), traduisant par là un maximum d'ambiguïté sur la position du trait de côte. $P(m/H-B)$ et $P(m/B-5)$ atteignent un maximum de probabilité pour $Z = 100$, pour $N = 40$. $P(m/B-5)$ augmente de façon sensible, réduisant ainsi l'ambiguïté sur l'affectation des pixels de cette classe, alors que les pixels de la classe H-B sont affectés en majeure partie à la terre bien que l'ambiguïté sur leur appartenance augmente à plus de 40 %, pour $Z = 100$.

Remarquons que la dimension de la zone d'échantillons peut être estimée à partir de la dimension de la matrice de co-occurrences. La figure 1-20 présente cette relation observée entre ces deux paramètres pour plusieurs valeurs de N et de Z . Nous avons ajusté les observations avec une régression exponentielle, d'expression :

$$Z(N) = 100 (1 - e^{-0,072N}).$$

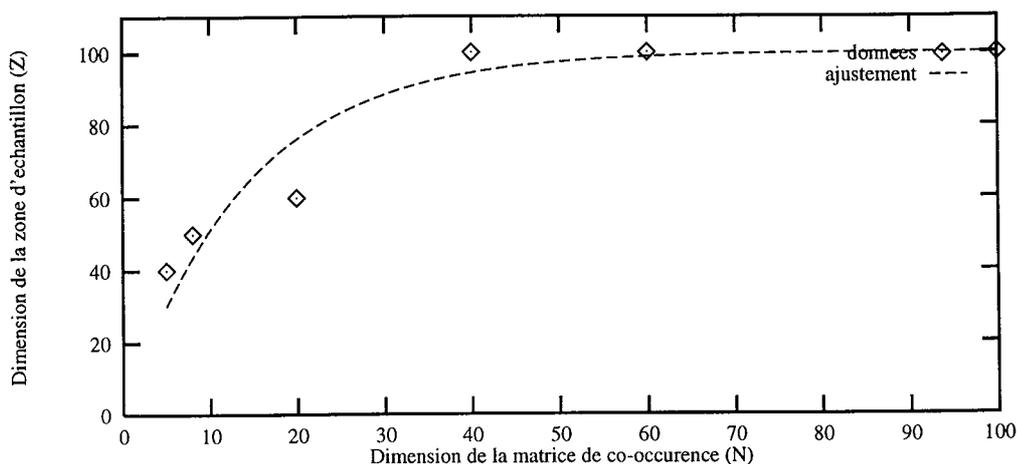


Figure 1-20. Relation entre N et Z pour une classification optimale. Nous constatons un comportement asymptotique. Il n'est donc pas utile de choisir des dimensions de Z et de N trop importantes pour obtenir des classifications acceptables.

Cette relation montre que si l'on souhaite définir une texture à l'aide d'une matrice de co-occurrences d'une certaine dimension, il est nécessaire d'utiliser des zones d'échantillons adaptées. Plus la dimension de la matrice est importante, plus il est nécessaire d'avoir des zones importantes d'échantillons, quoique des limites maximales puissent être définies. En effet, si nous choisissons des zones trop importantes, nous observons une dégradation des classifications, car les matrices calculées ne représentent plus une information locale placée au centre de la zone, mais sur une grande surface. À l'inverse, il est important d'avoir des zones d'échantillons suffisamment étendues pour construire des matrices de co-occurrences correspondant bien à la texture de l'image. Ces considérations statistiques de dépendance

entre la dimension des matrices N et de la taille des zones d'échantillons Z expliquent le graphe de la figure 1-20.

Probabilité d'identifier la mer				
$P_{\%}(m/...)$	T	H-B	B-5	5-M
Pos. A	0,2	25,9	88,8	99,8
Pos. B	0,9	9,2	73,9	99,3
Pos. C	0	1,7	57,9	96,6

Tableau 1-2. Probabilités d'identifier la mer en fonction de différentes zones de références. Les dimensions de la zone A sont de 100×100 pixels, celles de la zone B sont de 150×150 pixels, et celles la zone C sont de 150×100 pixels. D'après les probabilités $P(m/T)$ et $P(m/5-M)$ pour lesquelles il n'y a aucune ambiguïté d'appartenance des pixels, nous constatons que pour une matrice de co-occurrences de 40×40 pixels, la zone A est la mieux adaptée.

La position et la dimension de la zone d'échantillon jouent un rôle majeur dans la qualité de classification pour construire la matrice de co-occurrences de référence. Nous avons choisi trois positions sur mer de cette zone d'échantillon, de façon à observer l'évolution des classifications. La figure 1-21 montre l'emplacement sur l'image radar des trois positions. Le tableau 1-2 montre les différentes probabilités d'identifier la mer en fonction des quatre classes provenant de la carte IGN.

Des trois positions tests, la meilleure matrice de référence obtenue est celle déterminée sur la zone A, car elle prend en compte de tous les états de mer présents sur l'image, celui de la pleine mer et celui proche du rivage, modifié par les effets simultanés du vent et des fonds marins. La dimension de cette zone est de 100×100 pixels. La zone B, se trouve placée au même endroit, mais ses dimensions sont plus importantes : 150×150 pixels. Nous voyons que des dimensions trop importantes de zones peuvent conduire à des classifications moins satisfaisantes. Si elles décrivent la pleine mer, elles décrivent aussi les zones proches du rivage pour lesquelles la surface de l'eau n'est plus homogène avec la haute mer. Ces zones sont sur-représentées, ce qui implique des classifications mal effectuées. La matrice de référence correspondant à la zone C représente bien l'état de surface de la pleine mer. Par contre, la zone du rivage est nettement moins bien classée, car la matrice de référence ne représente pas l'état de surface de la mer dans cette zone. Pour l'ensemble des tests effectués pour analyser le rôle de N et de Z nous avons utilisé la zone d'échantillon A pour déterminer la matrice de référence.

1.6.2. Résultats d'applications

Nous venons d'exposer le principe de notre méthode en prenant appui sur l'image de la baie d'Audierne, acquise avec le radar à ouverture synthétique d'ERS-1, en bande C (cf. Annexe B). Cette image était prétraitée en mode PRI. L'image de la figure 1-22 montre le trait de côte calculé par notre méthode, pour $N = 40$ et $Z = 100$, avec l'utilisation de la zone d'apprentissage A. Nous constatons que la méthode donne un trait de côte assez lisse présentant, comme les autres méthodes, un écart permanent de plus d'une dizaine de pixels (130 m) par rapport à la côte IGN. La surface de la mer n'est donc

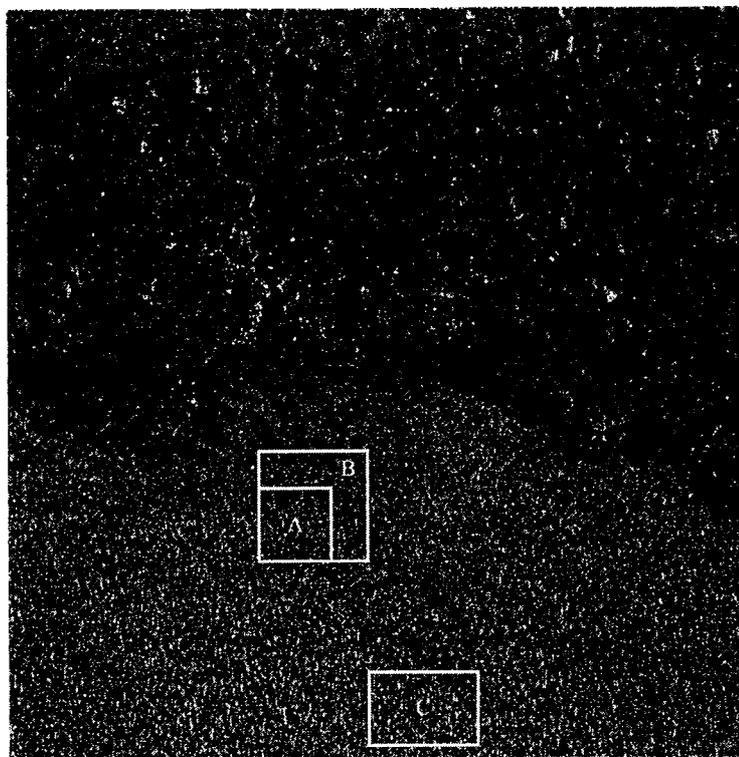


Figure 1-21. Zones d'échantillon pour construire la matrice de co-occurrences de référence. La zone A donne les meilleurs résultats, car elle tient compte à la fois de l'état de surface du large et des zones pour lesquelles il existe des modifications de l'écho radar produites par l'action du vent et du fond marin.

plus homogène sur l'eau proche du rivage, en raison des modifications apportées par le vent et par l'action importante du fond et des rivages, à cause des rochers et des zones de déferlement. Si l'on compare ce trait de côte à celui obtenu par un lissage (fig. 1-10) nous constatons peu de différences. Il est vrai que sur cette image, il est assez aisé de discriminer les deux milieux puisque les radiométries terrestres et marines sont nettement distinctes. Néanmoins, lorsque les deux milieux présentent des signatures semblables, nous sommes obligés d'utiliser des méthodes basées sur d'autres notions que la radiométrie, comme la nôtre.

Afin d'évaluer la robustesse de notre méthode, nous l'avons appliquée sur d'autres images obtenues dans des circonstances différentes et avec d'autres instruments. Nous interprétons visuellement ces classifications. Pour cela, les traits de côte déterminés sont présentés sur les images radars, de façon à mettre en évidence les concordances et les écarts avec la limite physique de la terre et la mer. Nous rappelons que les paramètres de l'algorithme sont adaptés à chaque cas, pour obtenir les meilleurs résultats.

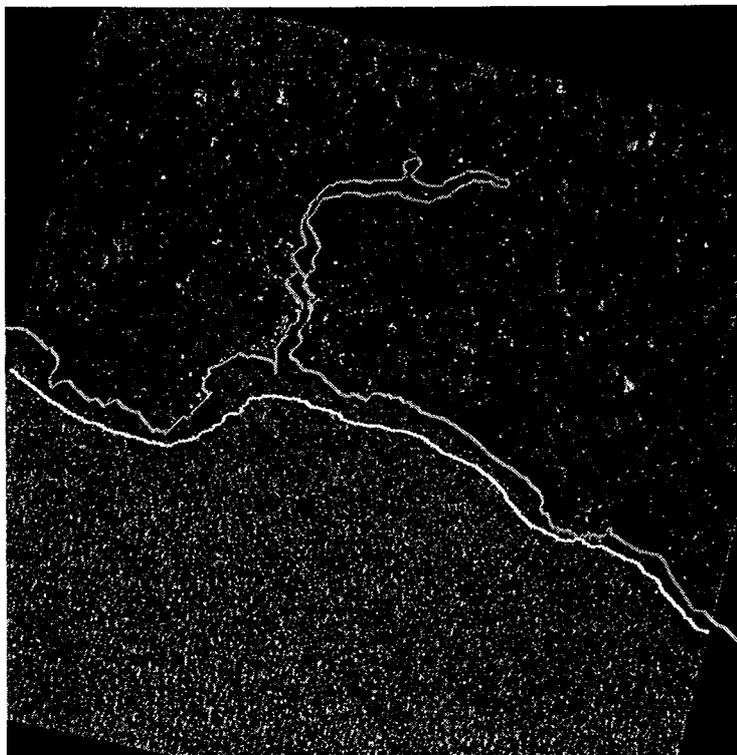


Figure 1-22. Classification par comparaisons de matrices de co-occurrences. Le trait de côte est déplacé sur mer en raison de la modification de l'écho radar produite par le fond marin et par les zones cachées du vent. Notons que les écarts les plus importants sont localisés dans la zone d'Audierne.

La deuxième scène que nous avons traitée est acquise avec le radar à ouverture synthétique d'ERS-1. L'acquisition a été effectuée en 1993 au nord de la mer Caspienne, sur la ville de Gouriev localisée à l'embouchure de l'Oural (figure 1-23). L'image que nous traitons correspond à une scène d'approximativement $13 \times 13 \text{ km}^2$, au format PRI. La partie basse et claire de l'image représente la mer ; on perçoit bien la terre sur la partie haute de l'image, notamment la péninsule de l'Oural. Un vent important soufflait d'une façon homogène en provenance du sud-est. Le trait blanc correspond au trait de côte déterminé par notre algorithme. Globalement, la discrimination de la terre et de la mer s'apparente fortement à la limite que l'on observe visuellement. Nous remarquons quelques écarts en certains endroits, n'excédant pas une centaine de mètres, par exemple sur la partie ouest de la péninsule, car cette zone était protégée du vent, impliquant une signature radar différente de la surface des eaux. Nous concluons de façon positive sur cette application, en précisant que notre méthode de détermination du trait de côte est efficace sur cette image.

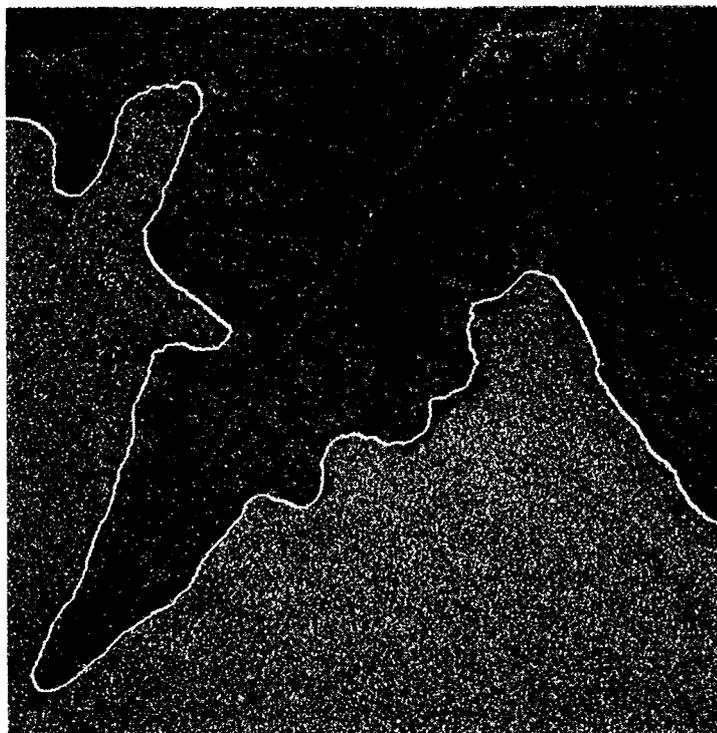


Figure 1-23. Image PRI, sur la région de Gouriev. Le nord de la scène se situe approximativement vers le bord haut de l'image. Le trait de côte suit assez précisément la transition de la terre et de la mer observée visuellement. Sur la partie ouest de la péninsule de l'Oural, nous constatons des écarts constants de près de 300 m, car la surface de la mer était abritée du vent venant du sud-est.

L'image des îles Galapagos est intéressante du fait que l'on utilise un instrument autre que le radar à ouverture synthétique d'ERS-1, celui du *Shuttle Imaging Radar-C* (SIR-C) embarqué sur la navette spatiale. L'acquisition date du 15 avril 1994, alors que le volcan de l'île était actif. Acquis en bande L ($\lambda = 24$ cm) avec une polarisation HH, la scène que l'on traite se situe au sud de l'île Isabella (cf. fig. 1-24). Elle provient d'une plus grande image incluant complètement cette île ainsi qu'une partie de l'île Fernandina. Sur cette image, nous repérons visuellement la limite entre la terre et les eaux. Le trait blanc correspond au trait de côte déterminé par notre méthode. Il suit assez grossièrement la limite visuelle, mais avec des écarts pouvant être assez importants. Dans l'angle haut et gauche de l'image, nous remarquons une erreur de classification, la mer n'étant présente qu'au bas de la scène. Le trait de côte au haut de la scène ne correspond donc à aucune structure. Au centre de l'image, dans la baie, il existe un décalage de près de deux kilomètres entre la limite observable visuellement et le trait de côte calculé. Dans cet endroit, la texture de la mer est fortement différente de celle de référence (déterminée au centre de l'image). Les

actions naturelles du fond et des vents, décrites pour l'image test d'Audierne, modifient probablement l'état de surface de la mer. Notons aussi l'erreur de localisation du trait de côte au bas de l'image à droite. Quoique la moyenne locale de la terre et la mer soient différentes et que visuellement on distingue la limite entre la terre et la mer, les textures correspondant à ces deux milieux sont suffisamment ressemblantes pour être confondues.

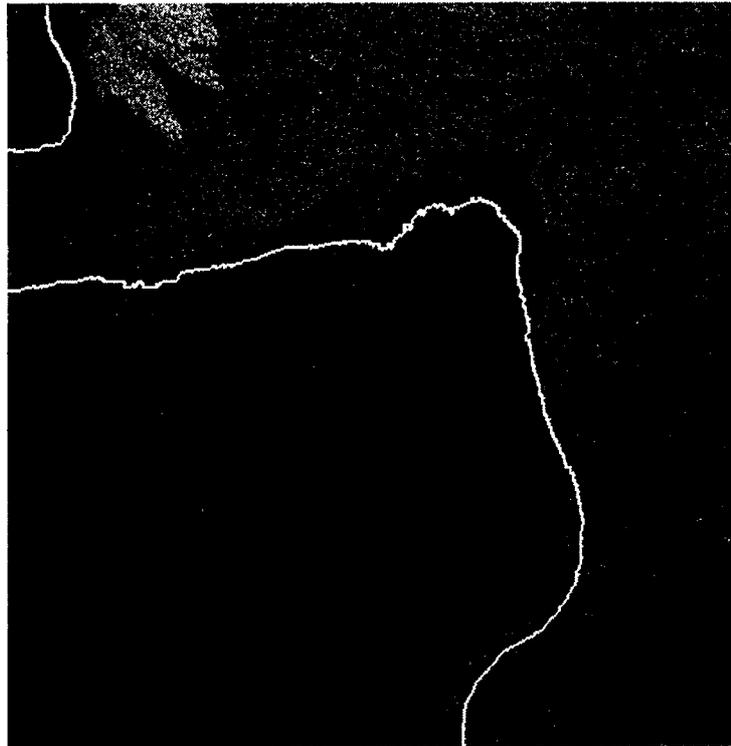


Figure 1-24. Scène de $27 \text{ km} \times 31 \text{ km}$ de SIR-C, localisée sur les îles Galapagos. Nous distinguons l'île en clair sur l'image et la mer en sombre. Celle-ci a une radiométrie variée sur la scène. À l'aide de la moyenne locale ou de la variance locale nous n'aurions pu classer la mer dans une seule et même classe. Cette remarque montre que les moments statistiques ne décrivent pas toute l'information de l'image. La texture est un indicateur donnant des renseignements complémentaires. Le trait de côte construit à l'aide de cette méthode semble être cohérent, malgré erreurs grossières, pour certaines appuyant notre remarque. Par exemple, au bas de l'image, le trait de côte déterminé se trouve décalé de plus d'un kilomètre sur la terre par rapport à la limite que l'on observe bien visuellement. Sur cette zone de mauvais classement, la texture de la mer est identique à celle de la terre, alors qu'avec les moyennes locales on distingue une excellente frontière.

Nous venons de présenter des scènes sur lesquelles notre méthode donne des résultats

cohérents. Nous l'avons aussi appliquée sur des images pour lesquelles nous n'obtenons pas de trait de côte pertinent. L'image suivante correspond à une scène acquise sur le golfe de Fréjus (cf. fig. 1-25), avec le radar à ouverture synthétique d'ERS-1. Le mode d'observation de cette image est de deux visées dans la direction azimutale. Nous observons visuellement la terre sur la partie gauche de l'image et la mer sur la partie droite. Le trait de côte dessiné en blanc correspond à la frontière déterminée par notre méthode. Cette frontière ne correspond pas à la réalité physique entre les deux milieux marin et terrestre. La raison de cette mauvaise détection est probablement une surface marine peu homogène, dont la signature radar est trop variable sur toute son étendue.



Figure 1-25. Image ERS-1 en deux visées, localisée au sud de Fréjus. La zone d'échantillons pour construire la matrice de référence se situe au bas de l'image. Quoique la mer semble présenter un coefficient de section efficace de rétro-diffusion homogène, l'algorithme détermine un trait de côte aberrant. La mer présente probablement un état de surface modulé sur de petites échelles, suffisantes pour rendre sa texture très variable à radiométrie constante. En outre, nous constatons des aberrations sur la terre, dans les montagnes.

La dernière application est originale car l'image a été acquise avec le radar à ouverture synthétique de Seasat au dessus du golfe de Messine. Ce radar opère en bande L, à

$\lambda = 23,5$ cm, avec une polarisation HH. Visuellement, nous remarquons la terre sur la droite de l'image et la mer sur la partie gauche et basse (cf. figure 1-26). L'application de notre méthode donne un trait de côte incorrect à cause de l'état de la surface très hétérogène de la mer. En effet, nous voyons de grandes structures produites par des ondes internes qui modifient l'état de surface de la mer. Le littoral fortement urbanisé est classé en mer : les textures doivent être fortement semblables.

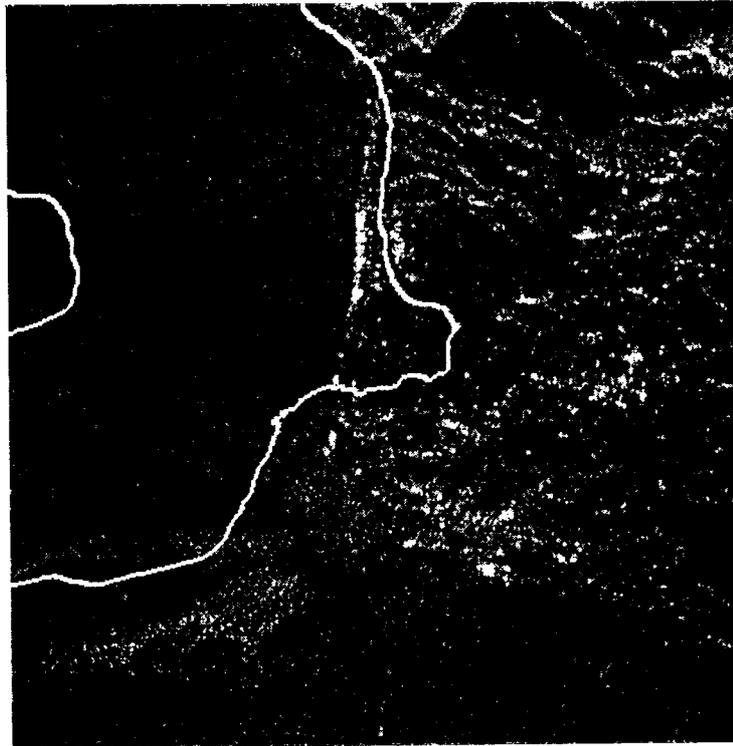


Figure 1-26. Image acquise par Seasat, sur la région de Messine. La terre est située sur la droite de l'image. Nous y observons un urbanisme important, notamment sur le littoral. Visuellement, il est possible de distinguer la terre et la mer, alors que la texture ne permet pas, sur cette image de discriminer les deux milieux.

1.6.3. Discussion

De ces applications, nous pouvons déduire certaines remarques générales. Pour obtenir des traits de côte valables à quelques centaines de mètres près, il est important que la signature de la mer présente un état de surface homogène. Sur les images tests, nous avons remarqué les influences importantes des modulations du vent, des fonds marins proches des rivages et des ondes internes de la mer. Plus généralement, il faut tenir compte de toutes les actions qui composent l'état de surface de la mer : courants marins, fonds marins, vents de surface, surfactants... Si ces actions sont homogènes sur les images lors de leur acquisition, la méthode que nous avons développée est efficace pour discriminer la terre de la mer en utilisant uniquement l'information texturale des images radars. Nous montrons que l'information texturale présente bien une information dépendant fortement de la nature de la surface observée, comme l'a montré Whitt sur d'autres milieux naturels [Whitt, Ulaby 1994], et indépendante des moments statistiques de l'image.

Comme nous venons de le préciser, la contrainte la plus importante de notre algorithme réside dans la nécessité d'avoir une surface marine présentant une même signature radar sur la mer où l'on recherche à localiser le trait de côte. La mer doit donc présenter une surface agitée de façon homogène. Sur des zones de faibles extensions, cette hypothèse n'est pas trop contraignante. Par contre, notre méthode n'est plus valable sur des zones littorales pour lesquelles l'eau présente une signature radar modifiée à cause de certains phénomènes physiques (action des fonds marins, modification du vent impliquant une altération spécifique de l'état de surface de l'eau) par rapport à celle éloignée des rivages, dont les actions des fonds et des zones d'abris sont négligeables.

Notre méthode est une classification supervisée, nécessitant le choix d'une classe *a priori* déjà reconnue comme mer. Nous avons évoqué l'importance du choix de cette zone de référence. Une amélioration envisageable de cette méthode serait de définir d'autres classes de références complémentaires, permettant ainsi une classification plus fine et prenant en compte un nombre de facteurs plus importants. La zone de transition entre la terre et la mer est souvent de faible écho radar, soit à cause des zones de déferlement, soit à cause des eaux abritées du vent. Nous pourrions ainsi définir à la fois la localisation du trait de côte et des renseignements sur la nature du rivage : rochers ou plages par exemple.

Notre méthode de localisation du trait de côte présente nombreux paramètres. À l'instar des autres méthodes présentées ci-dessus, il est ainsi possible d'adapter la méthode à un grand nombre de scènes, présentant chacune d'elles des configurations marines et terrestres différentes. L'inconvénient de cette méthode réside dans la difficulté de trouver rapidement les valeurs optimales de chaque coefficient.

Mis à part la méthode utilisant les variances locales, les méthodes discriminent convenablement les deux milieux sur les zones éloignées du littoral. Par contre, les frontières détectées ne sont pas très précises sur la zone de transition. Dans tous les cas, les zones de déferlement ont tendance à augmenter l'écart entre le trait de côte calculé et la limite cartographiée ou visuelle des deux milieux. Afin de comparer les méthodes proposées, le tableau 1-3 montre les différentes probabilités d'identifier la mer en fonction des quatre classes prédéfinies pour le site d'Audierne. Rappelons que pour construire ce tableau, les méthodes utilisent des paramètres avec des valeurs optimales.

Comparaisons des méthodes				
P _% (m/...)	T	H-B	B-5	5-M
Colaescence centroïde	0,46	18,6	80,39	99,9
Variance locale	14	16,9	68,6	99,7
Co-occurrence	0,7	4,9	65,6	99,2
Lissage + Seuillage	0	2,5	58,7	99,3

Tableau 1-3. Probabilités d'identifier la mer en fonction des quatre classes provenant de la carte IGN. Les résultats sont présentés dans l'ordre décroissant des probabilités de reconnaître la mer sachant que les pixels font réellement partie de la classe 5-M. Nous ne présentons pas les résultats de la méthode de croissances de régions à cause des changements de dimensions rencontrés lors du calcul sur l'image d'Audierne.

Pour classer les algorithmes par ordre d'efficacité, nous tenons compte la classe B-5, présentant des ambiguïtés importantes, mais pour laquelle on est certain que les pixels sont acquis réellement sur l'eau, grâce à la carte IGN, à la différence de la classe H-B où l'on ignore la position de la limite entre la terre et la mer à cause de la marée. L'algorithme de coalescence des centroïdes locaux donne les meilleures classifications, car nous avons plus de 80 % des pixels bien classés. Rappelons cependant l'allure dentelée du trait de côte, que l'on voit sur la figure 1-11, auquel nous n'accordons que peu de crédit. Le deuxième algorithme présentant un bon classement est celui calculant les variances locales, classant correctement à plus de 68 % les pixels de cette même classe. Cependant, les pixels de mer sont souvent identifiés à de la terre, à plus de 14 %, ce qui est une erreur élevée. L'algorithme de co-occurrences offre un bon compromis entre la qualité du trait de côte et la classification. Il identifie correctement à plus de 65 % la classe de mer, et les erreurs sur les autres paramètres restent faibles. On n'observe pas de zones d'erreurs sur la pleine mer et sur la terre. L'algorithme basé sur un lissage puis un seuillage radiométrique n'offre que des résultats médiocres comparés aux autres. La probabilité d'identifier la mer sur l'image sachant que les pixels appartiennent à la classe B-5, est inférieure à 59 %. Notons que le seuil que nous avons choisi évite toute identification de terre lorsque l'on a de la mer.

Certes l'algorithme des centroïdes locaux offre le meilleur trait de côte si l'on considère le nombre de pixels bien classés. Cependant, en raison de son aspect dentelé, cet algorithme ne peut convenir aux utilisateurs. L'algorithme de co-occurrences fait partie des algorithmes disponibles et utilisables pour extraire un trait de côte continu et suffisamment précis à partir d'une image radar. La seule contrainte qu'il nécessite, comme les autres algorithmes, réside dans un état de mer homogène. À la différence des autres algorithmes, comme il est basé sur une différence de texture existant entre la mer et la terre, il n'est donc pas nécessaire que ces deux milieux présentent une signature différente, traduisant par là des moments statistiques distincts.

Les méthodes présentées dans ce chapitre donnent des traits de côte déterminés à l'aide d'une seule caractéristique des images. Afin de répondre à davantage de situations, pour mieux prendre en compte la variabilité de l'état de surface, il serait possible d'en combiner plusieurs, comme par exemple la texture et la moyenne locale.

1.7. Conclusion

La détermination de la position de la ligne de transition entre la terre et la mer est un préoccupation importante, que ce soit pour des études ponctuelles dans le temps ou pour des cartographies régulières. Dans le premier cas, nous devons extraire des informations sur le littoral lors de situations météorologiques exceptionnelles, pour analyser rapidement les évolutions. Dans le second cas, il faut pouvoir cartographier des littoraux continuellement recouverts de nuages, par exemple dans les régions équatoriales, les régions polaires... Dans les deux cas, les images radars apportent des informations capitales, en raison de leurs possibilités d'acquisition tout temps.

Le renseignement essentiel extrait de ces images est le trait de côte, notion cartographique très utile pour mettre en évidence une évolution ou pour caractériser un littoral. Nous avons remarqué que la précision de localisation du trait de côte obtenue sur les méthodes présentées ne peut être précisée, car elle dépend de l'homogénéité de l'état de surface de la mer. Dans des cas positifs, nous pouvons localiser le trait de côte à une précision largement inférieure au kilomètre. Néanmoins, avec les techniques actuelles il n'est pas envisageable d'avoir en moyenne des traits de côte localisés à une précision inférieure à une centaine de mètres. Nous sommes donc encore loin des limites de précision que l'on peut attendre des images radars, étant de 1/100 000^{ème} voire, dans certains cas au 1/50 000^{ème} [Pénicand *et al.* 1995]. La détermination du trait de côte peut se faire dans de telles échelles lorsque les textures terrestres et marines sont fortement différentes. De plus, nous avons passé sous silence la possibilité de déterminer cet objet cartographique sur des rivages autres que ceux des mers ou des océans. Les lacs, ainsi que quelques fleuves larges ou rivières, peuvent être aussi considérés. Le meilleur exemple justificatif est la mer Caspienne qui n'est autre qu'un grand lac salé, sur lequel nous avons localisé le trait de côte.

Nous avons présenté des méthodes pour extraire le trait de côte d'images radars. Elles sont essentiellement basées sur des différences de radiométries entre la terre et la mer. Lorsque ces différences sont faibles, il n'est pas envisageable d'extraire cet objet cartographique à l'aide de ces méthodes. La texture du *speckle* peut permettre alors de résoudre ce problème. Les exemples qui illustrent ce chapitre montrent que notre méthode peut être efficace lorsque la mer présente un écho radar homogène sur toute son étendue. Ils montrent aussi que la détermination de la position du trait de côte est souvent biaisée, en raison de modifications de la signature de la mer produite par diverses causes : action des fonds marins dans les zones de déferlements, rochers affleurants... La description d'un littoral ne peut alors se résumer qu'à un simple trait de côte. Elle nécessite d'autres informations, comme par exemple, leur nature, celle des eaux, des fonds, la morphologie des rivages... Avec ces informations, il devient alors possible d'interpréter et de comprendre les raisons des évolutions. L'objet du deuxième chapitre est d'extraire ces informations en utilisant des images de radiomètres et de spectromètres imageurs.

Chapitre 2

Classification des littoraux

par méthode inverse

du transfert radiatif

Nous présentons des méthodes d'analyse du littoral et des phénomènes marins observables dans les eaux côtières. Après avoir rappelé que l'analyse de la partie émergée du littoral peut être effectuée grâce à des méthodes de classification usuelles, nous parcourons l'ensemble des techniques actuelles permettant l'étude de la partie immergée. Nous précisons pour quelles raisons ces techniques se révèlent peu adaptées aux eaux côtières. Nous exposons une méthode dont l'avantage est d'offrir une information à la fois sur la nature des eaux et des fonds ainsi que sur la profondeur. Cette méthode donne aussi des informations concernant la qualité de classification. Des simulations, suivies de tests sur des images d'instruments optiques sont menées afin d'évaluer son efficacité.

2.1. Problématique de la frange littorale

Le chapitre précédent constitue l'étude du littoral par sa représentation cartographique la plus simple : le trait de côte. Nous avons vu que cette limite entre la terre et la mer est sujette à des évolutions à plus ou moins long terme. Nous avons aussi évoqué les problèmes rencontrés lorsque la terre et la mer ne sont pas séparables par une simple limite. Les lagons, les lagunes, les mangroves... sont autant de zones de transition pour lesquelles le trait de côte n'est pas aisé à définir. Pour traiter de tels littoraux, nous devons considérer le trait de côte comme indissociable de la nature de côte qu'il décrit, et par là introduire la notion de frange littorale, bande de terre et de mer où ces deux milieux interagissent.

Les natures des rivages émergés peuvent être aussi des sources de renseignements sur le littoral. Savoir qu'un rivage est composé de montagnes plongeant à pic dans l'eau ou de grandes étendues sableuses sont des renseignements susceptibles d'expliquer ses évolutions. Une étude conjointe sur le trait de côte et son contexte paraît donc nécessaire.

L'analyse des littoraux s'attache à décrire l'état du littoral ainsi que l'action des phénomènes géologiques, océanologiques, météorologiques et humains influençant le milieu côtier. En génie côtier, lorsque l'on prévoit des constructions, il est indispensable de connaître les phénomènes marins, météorologiques et terrestres qui auront un impact : houle, courant, écosystème, nature des sols... L'ensemble de ces sources d'actions est alors considéré pour les constructions, afin d'éviter toute erreur de décision. Pour détecter et analyser les phénomènes agissant sur un littoral, nous ne devons négliger aucun moyen. Les

mesures *in situ* sont actuellement les plus utilisées pour déterminer des effets spécifiques en des endroits particuliers. Cependant, la télédétection met à notre disposition des instruments optiques et radars pour détecter et analyser une partie de ces phénomènes. Les images d'instruments optiques tels que les radiomètres et spectromètres imageurs révèlent des propriétés du littoral par l'intermédiaire de leur signature spectrale. Les images radars peuvent également offrir des indications sur l'état de mer et indirectement sur les raisons de son état de surface. Ne passons pas sous silence les photographies aériennes qui peuvent apporter des informations suffisantes aux photos interprètes.

Nous effectuons un état de l'art des propriétés des eaux observables sur des images de télédétection spatiale. Pour celles-ci, des méthodes d'analyse classiques pour extraire des informations quant à la nature des phénomènes observés sont présentées. Nous montrons que la majeure partie des méthodes actuelles est inadaptée à l'étude des eaux côtières, ce qui nous a conduit à en définir une nouvelle, exploitable avec des images de radiomètres et spectromètres imageurs. L'annexe A rappelle les propriétés communes et différentes entre les radiomètres et spectromètres imageurs.

2.2. État de l'art des méthodes d'analyse des littoraux

La télédétection permet l'observation d'un grand nombre de propriétés des milieux marins et terrestres. À partir de ces images, il est possible d'apporter des informations sur ces propriétés. Nous présentons les potentialités de la télédétection, afin de connaître ces propriétés permettant de comprendre les facteurs naturels ou les phénomènes observables sur les rivages émergés ou dans les eaux côtières.

À l'aide des méthodes de classification usuelles, il est aisé de déduire des informations utiles pour analyser les littoraux, notamment sur la nature des sols et leurs répartitions. Nous pouvons donc analyser rapidement un rivage sans avoir pour autant de méthode spécifique à développer. On pensera aux méthodes existantes pour recenser les surfaces agricoles, les forêts, les activités anthropiques, l'urbanisme...

Pour cet usage, on utilise principalement des instruments optiques et plus particulièrement les radiomètres imageurs de préférence aux spectromètres imageurs, ceci en raison de leur meilleure résolution spatiale. Des méthodes statistiques [Benzécri 1973] basées sur les méthodes de Bayes, d'analyse en composantes principales, d'analyse factorielle discriminante... donnent des résultats satisfaisants sur les terres émergées [Mathieu 1994] [Girard, Girard 1989].

Avec l'arrivée des radars imageurs, de nouvelles techniques de classification sont développées [Ceccarelli 1994]. On pensera aux réseaux de neurones [Davallo 1990] [Mangolini 1994], offrant des résultats prometteurs, même si leur implantation informatique est parfois délicate.

Nous ne présentons pas davantage le contexte des rivages émergés, car comme nous venons de l'écrire, les méthodes d'analyse de ces milieux sortent de notre domaine de travail. Nous nous attachons à analyser le milieu côtier immergé, zone délicate à modéliser de par le nombre important de facteurs intervenants. Certains d'entre eux sont peut-être décrit à l'aide des images de télédétection.

2.2.1. Transfert radiatif dans le milieu marin

La majeure partie des études de la mer et des eaux côtières par télédétection exploite des images de radiomètres et de spectromètres imageurs. Afin de bien comprendre les concepts utilisés ainsi que les propriétés optiques que nous présentons, nous introduisons la théorie du transfert radiatif dans le milieu des eaux côtières. À titre introductif, nous pouvons nous reporter à la thèse de L. Prieur [Prieur 1976] qui présente la théorie du transfert radiatif dans des eaux profondes, afin d'analyser les concentrations des différentes substances présentes dans l'eau.

Dans la suite de ce chapitre, nous utilisons des termes spécifiques à l'étude spectrale des ondes électromagnétiques. L'annexe A décrit quelques termes utilisés. D'autres informations peuvent être trouvées dans les ouvrages [Lillesand 1994] [Elachi 1987].

En télédétection spatiale, un instrument optique embarqué sur un satellite d'observation de la Terre, reçoit un rayonnement électromagnétique provenant des différents éléments présents sur la surface de la Terre, dans les domaines du visible et du proche-infrarouge. Ce rayonnement provenant du soleil est diffusé de plusieurs façons, à la fois par l'atmosphère et par la surface terrestre observée (cf. Annexe A). Dans le cas où l'on observe des eaux côtières, l'instrument mesure un rayonnement issu de la surface de l'eau, réfléchi par le fond marin si la profondeur est faible. Le but de ce paragraphe est de présenter la théorie du transfert radiatif dans ce milieu côtier. Généralement, l'acquisition s'effectue au nadir, de façon à éviter les rayonnements ne provenant pas de l'eau et donc perturbants. Pour simplifier notre présentation, nous nous plaçons dans le cadre d'une atmosphère sans diffusion de façon à négliger sa contribution. Nous reviendrons ultérieurement sur ce point. Le rayonnement électromagnétique acquis au dessus de la surface de l'eau dépend principalement de :

- l'absorption et la diffusion par l'eau et des substances présentes dans l'eau. La somme de ces deux facteurs donne le coefficient d'atténuation [Ivanoff 1975]. Pour l'eau claire, l'absorption est le phénomène principal, qui implique une atténuation importante dans le domaine de l'infrarouge ;

- la profondeur de l'eau. En raison du phénomène d'atténuation, le rayonnement électromagnétique issu de l'eau diminue rapidement lorsque la profondeur croît ;

- la nature des fonds décrite par leur réflectance. L'eau est considérée de faible profondeur lorsque le rayonnement électromagnétique issu de la surface de l'eau provient en partie du fond marin.

Le rayonnement électromagnétique issu de la surface de l'eau peut donc être décrit en tenant compte de ces propriétés. Chandrasekhar [Chandrasekhar 1960] proposa dans le cas général la théorie du transfert radiatif. Cette théorie peut être exploitée dans tout milieu dont les propriétés optiques sont connues, comme le milieu marin. Nous pouvons donc construire un modèle, prenant en compte les propriétés que l'on vient de mentionner. Pour comprendre chaque terme de ce modèle, nous donnons les différentes étapes qui permettent de l'établir.

Soit ζ la direction verticale descendante. Un rayonnement (flux) électromagnétique ($W/m^2/str$) de longueur d'onde λ traversant une couche d'épaisseur élémentaire $d\zeta$, subit

une atténuation et une émission $E(\lambda)$ dans cette même longueur d'onde. À la position ζ , la couche possède un facteur d'absorption $a(\lambda, \zeta)$ et un facteur émissivité $\epsilon(\lambda)$, comme le montre la figure 2-1. En sortie de cette couche, ce rayonnement électromagnétique F est modifié de la façon suivante :

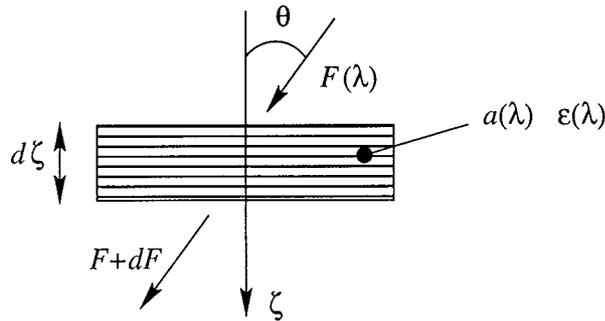


Figure 2-1. Transfert radiatif dans une couche d'épaisseur élémentaire $d\zeta$. Dans le cadre de corps terrestres naturels, cette émissivité est négligeable dans les domaines du visible et du proche infrarouge.

$$dF(\lambda) = -\frac{a(\lambda, \zeta)F(\lambda)}{\cos(\theta)}d\zeta + E(\lambda).$$

Le terme $-\frac{a(\lambda, \zeta)F(\lambda)}{\cos(\theta)}d\zeta$ correspond au rayonnement absorbé dans le milieu. La relation de Planck décrit le lien entre le rayonnement émis $E(\lambda)$ et le pouvoir émissif du milieu $\epsilon(\lambda)$. Pour les corps naturels, ce pouvoir est faible dans les longueurs d'ondes du visible et du proche infrarouge. Le terme $E(\lambda)$ est donc négligé dans la suite de l'étude. Nous pouvons donc écrire :

$$dF(\lambda) = -\frac{a(\lambda, \zeta)F(\lambda)}{\cos(\theta)}d\zeta.$$

La variation relative du rayonnement issu de la couche élémentaire, d'épaisseur $d\zeta$ s'exprime par :

$$\frac{dF(\lambda)}{F(\lambda)} = -\frac{a(\lambda, \zeta)}{\cos(\theta)}d\zeta.$$

Si l'on considère $F_e(\lambda)$ et $F_s(\lambda)$ comme les rayonnements entrant et sortant de la couche d'épaisseur z avec un angle d'incidence θ (cf. figure 2-1), nous pouvons intégrer cette équation :

$$\int_{F_e(\lambda)}^{F_s(\lambda)} \frac{dF(\lambda)}{F(\lambda)} = \int_0^{\frac{z}{\cos(\theta)}} -a(\lambda, \zeta) d\zeta.$$

Le rapport entre les rayonnements entrant et sortant devient alors :

$$\frac{F_s(\lambda)}{F_e(\lambda)} = e^{\int_0^{\frac{z}{\cos(\theta)}} -a(\lambda, \zeta) d\zeta}.$$

Lorsque l'on observe la Terre, on s'intéresse à connaître la réflectance des corps, c'est à dire leur pouvoir de réfléchir un rayonnement dans une longueur d'onde et une direction données. On peut considérer ce facteur R comme le rapport entre le rayonnement F_s renvoyé par la surface du corps et celui y arrivant F_e . On définit la réflectance globale de l'eau en tenant compte des différents facteurs optiques intervenants. Pour la suite, nous ne parlons plus qu'en termes de réflectances. Le schéma de la figure 2-2 les présente. Dans le cas général d'acquisition d'images spatiales ou aéroportées, nous avons :

- θ_s : angle d'incidence du rayonnement solaire ;
- θ_{se} : angle du rayonnement solaire réfracté à l'interface air-eau ;
- θ_c : angle du rayonnement issu du fond et réfracté à l'interface air-eau ;
- θ_{ce} : angle du rayonnement réfléchi par le fond à l'interface air-eau.

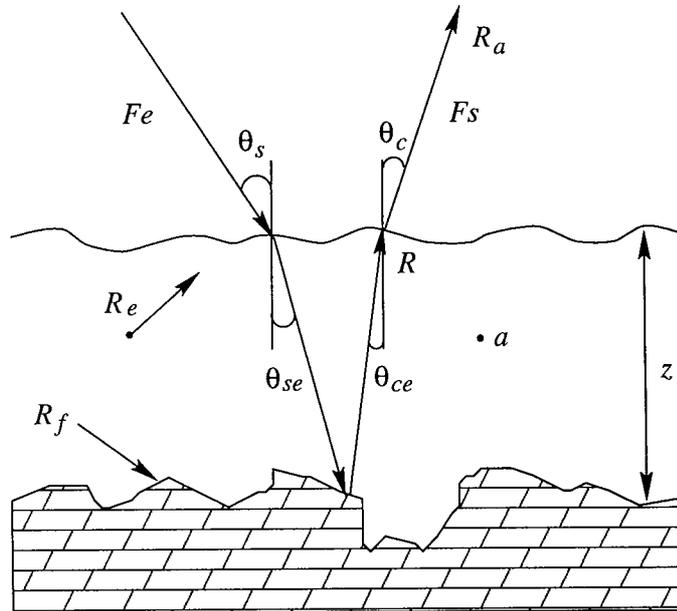


Figure 2-2. Trajet optique du rayonnement issu de la surface marine.
Dans un premier temps, nous ne tenons pas compte des effets atmosphériques.

Si z est la profondeur, la longueur complète h du trajet parcouru par les photons dans l'eau s'écrit :

$$h = \left(\frac{1}{\cos \theta_{se}} + \frac{1}{\cos \theta_{ce}} \right) z.$$

Pour la suite, l'accroissement du trajet optique par les effets d'inclinaison se note d . Nous avons donc $h = d \times z$. Nous pouvons écrire le modèle de transfert radiatif dans l'eau :

$$R_w(\lambda) = R_f(\lambda) e^{\int_0^h -a(\lambda, \zeta) d\zeta} + R_e(\lambda),$$

où $R_e(\lambda)$ correspond à la réflectance propre à la colonne d'eau, $a(\lambda, \zeta)$ à son atténuation et $R_f(\lambda)$ à la réflectance du fond. Supposons que l'atténuation de l'eau soit constante en profondeur. Avec cette hypothèse nous avons souvent des résultats acceptables pour les eaux côtières de faibles profondeurs, où les remous continuels sont suffisants pour brasser régulièrement les eaux, qu'elles soient en surface ou en profondeur. Il n'est pas envisageable d'effectuer une telle supposition pour des eaux peu agitées ou stagnantes, en raison de la stratification de la répartition des substances dans l'eau. Dans ce dernier cas, il faudrait estimer le profil vertical de ce coefficient à l'aide de sondages verticaux, impossibles à réaliser à l'heure actuelle avec des instruments spatiaux. Néanmoins, cette supposition donne des approximations assez réalistes dans la majeure partie des études littorales. Dans le cas qui nous intéresse, on peut donc exprimer la réflectance de l'eau par [Nordman *et al.* 1990] :

$$R(\lambda) = R_f(\lambda) e^{-da(\lambda)z} + R_e(\lambda).$$

Ce modèle décrit la réflectance de l'eau pour un observateur placé juste au dessous de la surface de la mer. En se plaçant au dessus de cette surface, on doit tenir compte du dioptre air-eau (cf. annexe A). La réflectance totale de l'eau observée juste au dessus de la surface marine s'exprime alors par :

$$R_a(\lambda) = \frac{n^2}{1 - \chi} \left[R_f(\lambda) e^{-da(\lambda)z} + R_e(\lambda) \right],$$

où n est l'indice de réfraction de l'eau et χ la réflectivité de Fresnel. Dans l'analyse des eaux du large, $R_e(\lambda)$ est le terme principal, puisque l'on considère une profondeur très grande, en pratique supérieure à une centaine de mètres. Pour l'étude des littoraux, nous considérons à l'inverse le terme $R_f(\lambda) e^{-da(\lambda)z}$ prépondérant par rapport à $R_e(\lambda)$, notamment pour des profondeurs ne dépassant pas quelques dizaines de mètres.

2.2.1.1. Description des eaux côtières

L'étude des substances présentes dans l'eau s'effectue à l'aide de radiomètres et spectromètres imageurs. Ces observations sont effectuées dans des eaux éloignées du littoral, de façon à éviter la réflectance $R_f(\lambda) e^{-da(\lambda)z}$. Ces études sont aussi valables pour les eaux côtières. Les deux paramètres optiques de l'eau, sa réflectance R_e et son coefficient d'atténuation $a(\lambda)$ se déduisent des coefficients d'absorption et de diffusion, ou de rétrodiffusion dans notre géométrie d'acquisition d'image. Ils dépendent essentiellement des éléments présents dans l'eau, de leurs concentrations et de leurs géométries [Ivanoff 1975]. Le coefficient d'atténuation $a(\lambda)$ s'écrit :

$$a(\lambda) = c_{abs}(\lambda) + c_{dif}(\lambda),$$

avec :

$$c_{abs}(\lambda) = c_{abs}(eau, \lambda) + \sum_{i=1}^N c_{abs}(i, \lambda),$$

et :

$$c_{dif}(\lambda) = c_{dif}(eau, \lambda) + \sum_{i=1}^N c_{dif}(i, \lambda),$$

où $c_{abs}(eau, \lambda)$ et $c_{dif}(eau, \lambda)$ sont les coefficients d'absorption et de diffusion de l'eau pure. $c_{abs}(i, \lambda)$ et $c_{dif}(i, \lambda)$ sont les coefficients d'absorption et de diffusion des N substances présentes dans l'eau. Le terme de réflectance est plus complexe à déterminer. Plusieurs modèles sont donnés, dont le plus simple est [Gordon, Morel 1983] :

$$R \simeq \frac{1}{2} \frac{c_{dif}}{c_{abs}}.$$

Mentionnons aussi le modèle de Prieur et Morel [Prieur, Morel 1975] :

$$R = 0,33 \frac{c_{dif}}{c_{abs}} (1 + \Delta),$$

où Δ est un coefficient n'excédant pas 5 %. Ces modèles sont déterminés pour des eaux éloignées des littoraux, de façon à n'observer aucune participation des fonds marins.

À partir de la réflectance de l'eau (R_e), des modèles essentiellement statistiques ont été développés pour déterminer les concentrations d'éléments présents dans l'eau. Pour simplifier les modèles, Morel et Gordon définissent deux classes d'eaux : les eaux à prépondérance sédimentaire, pour lesquelles il faut tenir compte des substances dissoutes et les eaux à prépondérance chlorophyllienne. La classe des eaux du large peut être subdivisée en deux sous classes : elles sont soit limpides, avec peu voire pas de pigments chlorophylliens et de sédiments, soit chlorophylliennes. Il est plus difficile de classer les eaux côtières. La nature de l'eau littorale dépend de trois concentrations distinctes : des sédiments, des chlorophylliens et des substances jaunes (produits organiques dissouts). Les modèles déterminant ces concentrations à l'aide d'images d'instruments optiques sont sensiblement identiques. Pour cette raison nous ne présentons que les méthodes déterminant un seul facteur : la concentration sédimentaire. Cette concentration traduit la teneur de l'eau en éléments non-organiques et non dissouts ; on ne tient pas compte des substances jaunes, ni des substances organiques.

Du fait des nombreuses études effectuées, il existe un grand nombre de méthodes pour déterminer la concentration sédimentaire à partir d'images satellitaires. Curran et Novo [Curran, Novo 1988] ont rassemblé un ensemble de relations entre la réflectance et cette concentration. La base de ces modèles est la proportionnalité exponentielle entre la concentration sédimentaire et la radiométrie correspondante sur les images. Le modèle le

plus simple donnant des approximations acceptables est un ajustement d'un rapport de bandes spectrales [Gordon, Morel 1983] :

$$S = \alpha \left(\frac{R_e(\lambda_i)}{R_e(\lambda_j)} \right)^\beta,$$

où S est la concentration sédimentaire (en mg/m^3), α et β des paramètres d'ajustement. Plus complexe et plus précis, le modèle de Rimmer [Rimmer *et al.* 1987] est aussi un modèle exponentiel, basé non plus sur deux bandes spectrales mais sur trois :

$$\ln S = \alpha + \beta_1 R(\lambda_1) + \beta_2 R(\lambda_2) + \beta_3 R(\lambda_3).$$

Plus récemment, Li Xia [Xia 1993] a montré que la plupart des modèles peuvent être représentés par un seul modèle plus global :

$$R = \alpha + \frac{S}{\beta \cdot S} (1 - \gamma e^{-\delta \cdot S}),$$

où α , β , γ et δ sont des coefficients d'ajustement. Les études menées avec ces modèles montrent qu'il existe de fortes corrélations entre les observations satellitaires et les mesures *in situ*.

Nous avons présenté des méthodes existantes de détermination de la concentration sédimentaire de l'eau grâce aux images obtenues avec des radiomètres et des spectromètres imageurs. Ces méthodes sont essentiellement empiriques, basées sur des relations exponentielles observables entre les concentrations sédimentaires et les valeurs radiométriques des images satellitaires. Notons également l'existence de méthodes plus poussées séparant plus en détails les divers éléments présents dans l'eau [Ramsey III *et al.* 1992] [Forster *et al.* 1993] : chlorophylle a, chlorophylle b, concentration sédimentaire... Ces méthodes nécessitent cependant des données *in situ* pour permettre un bon étalonnage des images.

Les ondes électromagnétiques des radars ne pénètrent pas dans l'eau. Il n'est donc pas envisageable d'obtenir directement des informations sur les substances présentes avec ces instruments. Seules, les substances en suspension à la surface de l'eau, comme les nappes de surfactants, de planctons chlorophylliens, d'hydrocarbures modifient l'état de surface de la mer. Il est donc possible de les observer sur les images radars. Notons cependant, que la détection de la nappe d'un surfactant ne signifie pas pour autant son identification, sa provenance, et encore moins d'en quantifier sa concentration ou son volume. Pour l'instant, il n'existe pas de méthode reconnue donnant ces informations.

Nous venons de présenter quelques méthodes d'analyse des substances présentes dans l'eau. Globalement, les auteurs précités se sont attachés à déterminer spécifiquement certaines concentrations, à partir de réflectances obtenues avec des radiomètres et spectromètres imageurs. S'ils ont rencontrés des problèmes avec les autres propriétés des eaux côtières (profondeur et réflectance du fond marin), ils n'ont toutefois pas réalisés d'étude prenant en compte simultanément ces propriétés.

2.2.1.2. Bathymétrie et morphologie des fonds littoraux

La bathymétrie et la détermination morphologique des fonds marins à partir d'images de télédétection sont des études fréquemment abordées. En fonction des conditions d'observations, météorologie, nature du littoral, présence de houle... différentes techniques peuvent offrir des cartes de bathymétrie et de morphologie des fonds.

La morphologie des fonds littoraux peut être parfois établie à l'aide des radars imageurs [Vesecky, Stewart 1982]. Quoique les ondes électromagnétiques des radars ne pénètrent pas dans l'eau, on observe sur la surface marine la structure morphologique des fonds. Le phénomène mis en jeu se réalise lorsqu'un courant suffisamment important, typiquement supérieur à 1 m/s, est perturbé par des obstacles sur le fond de la mer, comme des bancs de sable, des plateaux, des récifs... Ce phénomène se traduit sur les images radars par des zones claires ou sombres, dépendant de la direction du courant. Le coefficient de rétro-diffusion σ° subit ainsi une modulation, décrite par l'expression [Alpers, Hennings 1984] :

$$\frac{\partial \sigma^\circ}{\sigma^\circ} = -\frac{4 + \gamma}{\mu} \frac{\partial V_x}{\partial x}.$$

$\frac{\partial \sigma^\circ}{\sigma^\circ}$ correspond à la variation relative de σ° , γ et μ sont des constantes prenant en compte les temps de relaxation pour les ondes de gravité et les risées. V_x représente la vitesse du courant perpendiculairement à l'obstacle. Notons que cette vitesse est supposée constante entre le fond de la mer et la surface. Le schéma de la figure 2-3 illustre une évolution du σ° en fonction de la profondeur. Remarquons que cette variation dépend de la vitesse d'écoulement du courant marin, de la célérité des vagues capillaires participant à l'écho radar et de la morphologie des fonds. L'image de la figure 2-4 montre de telles signatures.

P. Forget [Forget, 1995] montre qu'il est possible d'estimer la profondeur de la mer à partir de la longueur d'onde de la houle observée sur des images radars. En effet, la relation de dispersion lie ces deux propriétés, lorsque l'on se trouve dans des eaux côtières [Lacombe 1965, p. 309 et 221] :

$$z(\Lambda) = \frac{\Lambda}{2\pi} \operatorname{arctanh} \frac{\Lambda}{\Lambda_\infty},$$

où Λ correspond à la longueur d'onde de la houle, Λ_∞ à la longueur d'onde cette même houle en eaux profondes et z à la profondeur. Le domaine de validité de cette relation dépend de la longueur d'onde la houle au large, mais on peut considérer qu'entre 200 m et 50 m de profondeur, cette relation offre de bonnes estimations de l'ordre de quelques dizaines de pour-cent, précision dépend des mesures des longueurs d'onde de la houle. De plus, cette relation suppose qu'il n'existe pas de courants marins, ceux-ci modifiant la longueur d'onde et la direction de la houle. Dans le cas pratique, il existe souvent des courants côtiers, de marées, de houle... modifiant la longueur d'onde de la houle. Lorsqu'il n'existe pas ou peu de courant marin, il semblerait que cette méthode offre de bonnes estimations, ne serait-ce que pour déterminer le profil des fonds. À l'heure actuelle, ces méthodes ne sont pas encore réellement exploitées dans un cadre opérationnel.

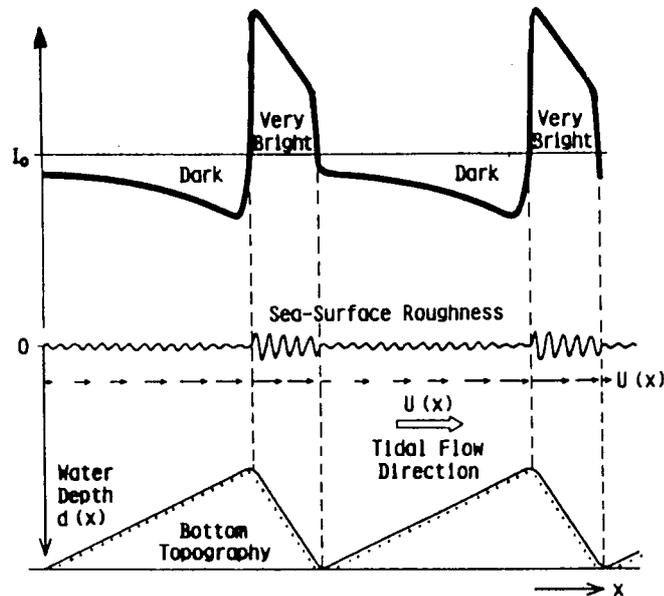


Figure 2-3. État de surface de la mer en fonction de la variation des fonds, en présence d'un courant (d'après [Ulaby 1982]). Notons la modification des ondes capillaires à la surface de la mer, lors du changement de profondeur. L'écho radar étant produit par ces vagues, ce changement brutal de profondeur sera ainsi visible sur les images.

La plupart des études de la profondeur des eaux côtières exploitent des images acquises avec des radiomètres ou des spectromètres optiques. Le domaine de validité de ces méthodes n'excède pas une soixantaine de mètres lorsque les eaux sont particulièrement claires. Ces méthodes, souvent empiriques, ont l'avantage d'offrir de bonnes estimations de la bathymétrie, pouvant atteindre une précision de 10 % à une vingtaine de mètres de profondeur [Loubersac 1994]. Cependant, l'application de ces méthodes nécessite des conditions sur le milieu à analyser souvent trop rigoureuses. Il est nécessaire, soit d'avoir des eaux particulièrement claires, soit de connaître parfaitement le profil vertical de l'atténuation. De plus, la réflectance du fond marin doit être connue. Notons que nous devons disposer non seulement d'images acquises avec des radiomètres ou des spectromètres optiques mais aussi des données *in situ* de bonne qualité.

Un des premiers algorithmes définis pour extraire une information (on devrait davantage parler d'indication) de profondeur a été proposé dès 1969 par Polcyn [Polcyn 1969]. Le principe de cette méthode réside dans la modélisation du transfert radiatif dans le milieu marin. L'idée originale de Polcyn porte sur l'utilisation d'un rapport de bandes spectrales, afin de réduire l'influence des autres facteurs. La bathymétrie z s'exprime alors par :

$$z = \frac{1}{d(a(\lambda_1) - a(\lambda_2))} \ln \frac{R(\lambda_1) - R_e(\lambda_1)}{R(\lambda_2) - R_e(\lambda_2)} \cdot \frac{R_f(\lambda_2)}{R_f(\lambda_1)}$$

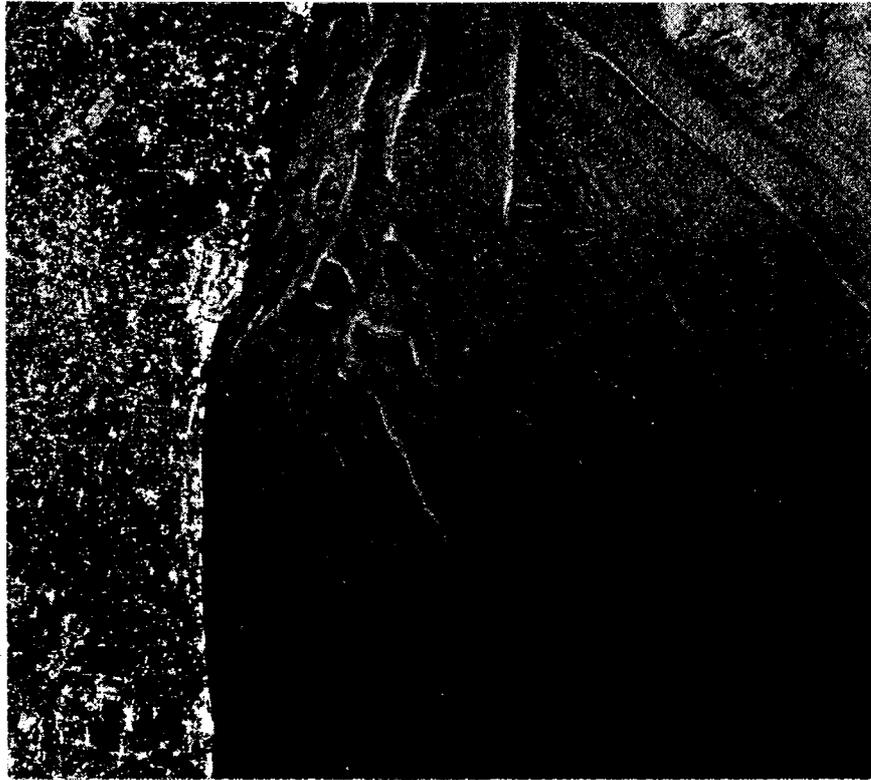


Figure 2-4. Signature des fonds marins sur une image radar. L'image a été acquise avec le radar à ouverture synthétique de SEASAT sur la Manche (d'après [Fu, Holt 1982]).

Ce modèle n'utilise que deux bandes spectrales. Lorsque l'on pense aux instruments offrant un nombre plus important de bandes spectrales, il serait souhaitable de les utiliser au maximum, pour augmenter la qualité des indications de profondeurs. En 1978, Lyzenga [Lyzenga 1978] présenta une méthode tenant compte d'un nombre quelconque de bandes spectrales. Cette méthode est une extension de celle de Polcyn. En factorisant l'expression de la profondeur sur plusieurs bandes spectrales, on obtient :

$$z = \alpha_0 + \alpha_1 \ln(R(\lambda_1) - R_e(\lambda_1)) + \alpha_2 \ln(R(\lambda_2) - R_e(\lambda_2)) + \dots + \alpha_n \ln(R(\lambda_n) - R_e(\lambda_n)).$$

Les coefficients α_i du modèle sont définis en appliquant une régression entre des vérités terrains et les réflectances déterminées à partir des images. Il faut donc disposer de mesures *in situ* coïncidentes de la bathymétrie et de la réflectance de la colonne d'eau.

Les techniques actuelles de mesure de la profondeur de la mer à l'aide d'instruments optiques sont encore basées sur cette méthode ; aucune nouvelle méthode originale n'a vu le

jour. Quant à la bathymétrie par radars imageurs, aucune technique basée sur un principe autre que ceux décrits précédemment n'existe actuellement. Notons que pour de grandes superficies et à de bien plus grandes échelles, des méthodes basées sur la déformation du géopotential existent [Elachi 1987] mais dépassent largement le cadre littoral que nous nous sommes fixé.

2.2.1.3. La nature des fonds

Les instruments optiques permettent la détermination de cartes sur la nature des milieux benthiques. Pour cela, nous utilisons le modèle de transfert radiatif, exprimé en termes de réflectances, que nous avons déjà exprimé par :

$$R(\lambda) = R_f(\lambda)e^{-da(\lambda)z} + R_e(\lambda).$$

Cette expression montre la relation linéaire entre la réflectance du fond R_f et la réflectance observée juste sous la surface de la mer R , corrigée de la réflectance intrinsèque de la colonne d'eau R_e . L'ensemble des méthodes d'identification des fonds est basé sur ce modèle. Lyzenga [Lyzenga 1981] propose une méthode utilisant un indicateur Y_i , répondant au modèle prédéfini, s'exprimant par :

$$Y_i = \alpha + \frac{a(\lambda_2) \ln R_f(\lambda_1) - a(\lambda_1) \ln R_f(\lambda_2)}{\sqrt{a^2(\lambda_1) + a^2(\lambda_2)}}.$$

La majeure partie des algorithmes de classification des milieux benthiques est basée sur l'utilisation de cette technique. D'autres approches abordent de façon différente ce problème, comme celle de Bierwirth [Bierwirth *et al.* 1993] basée sur l'exploitation simultanée de N bandes spectrales. Il s'en dégage deux phases. La première consiste à déterminer une bathymétrie moyenne Z calculée sur toutes les bandes spectrales, de la façon suivante :

$$Z = \frac{1}{N} \sum_{\lambda=1}^N \frac{\ln [R(\lambda_i) - R_e(\lambda_i)]}{-da(\lambda_i)}.$$

La deuxième phase est une application du modèle inverse de transfert radiatif, pour déterminer la réflectance du fond :

$$R_f(\lambda_i) = [R(\lambda_i) - R_e(\lambda_i)] e^{da(\lambda_i)z}.$$

Cette méthode, ainsi que celle de Lyzenga nécessite des mesures *in situ* portant sur les paramètres $a(\lambda_i)$, $R_e(\lambda_i)$ et $R_f(\lambda_i)$, pour étalonner la méthode.

Il existe d'autres méthodes pour déterminer la réflectance du fond à partir d'images d'instruments optiques, mais ce sont souvent des variantes des méthodes que nous venons de décrire. Précisons que ces méthodes donnent des cartes de réflectance du fond marin et que l'utilisateur doit les interpréter pour savoir à quels milieux correspondent les différentes classes. Une interprétation simple de ces réflectances peut être effectuée en utilisant des tables de correspondances entre des noms de milieux benthiques et leurs réflectances correspondantes.

2.2.2. Conclusion sur l'état de l'art

L'avantage indéniable des méthodes que nous venons de présenter et plus particulièrement de celles basées sur les images optiques réside dans leur simplicité de mise en œuvre. Une fois effectuée la conversion des comptes numériques des images en données physiques, on détermine les paramètres souhaités. En principe, ces méthodes ne nécessitent que peu de mesures *in situ* pour l'étalonnage. Leur inconvénient majeur réside dans la considération exclusive d'un seul paramètre optique intervenant dans le transfert radiatif. Certains auteurs, tels que Tassan [Tassan 1992] ont effectué une approche plus globale de ce problème en considérant par exemple simultanément deux facteurs : la nature du fond et le type d'eau.

Nous avons vu que la signature spectrale d'une eau littorale sur une image de radiomètre ou de spectromètre s'explique par la combinaison de trois caractéristiques : les substances présentes dans l'eau, la profondeur et la nature du fond. Si la majeure partie des algorithmes donnent des solutions sur un seul paramètre en considérant les variations des autres comme négligeables, ces simplifications sont souvent injustifiées pour des eaux littorales. En effet, la profondeur est rarement constante sur une zone littorale, les milieux benthiques étant souvent variés en raison de l'écosystème propre au littoral. De plus, il existe un grand nombre de phénomènes hydrodynamiques dans ce milieu, comme les courants marins, le déversement des fleuves, les marées... impliquant des propriétés optiques des eaux variables sur une scène. Si l'on souhaite ainsi obtenir des informations pertinentes, il est indispensable d'analyser ces trois caractéristiques optiques simultanément. L'objectif de la suite de ce chapitre est de présenter notre méthode, qui tente d'apporter une solution globale à ce problème.

2.3. Méthode inverse à données synthétiques

2.3.1. Principe

La méthode que nous avons développée pour analyser des eaux côtières grâce à leurs propriétés optiques est basée sur la théorie du transfert radiatif appliquée dans ce milieu. Ce problème, qui consiste à retrouver des paramètres décrivant un élément à partir de sa signature électromagnétique, fait partie des problèmes inverses. La restitution des caractéristiques optiques décrivant un littoral peut faire appel aux techniques dites d'inversion du transfert radiatif. De telles méthodes peuvent s'appuyer sur des données décrivant les caractéristiques littorales. C'est le principe des algorithmes à données synthétiques. Ces méthodes sont assez peu utilisées dans le domaine de la télédétection appliquée aux études marines, quoique l'on note Morel [Morel 1975] en 1975 qui proposa un problème inverse pour caractériser les différentes substances présentes dans l'eau, à partir d'images acquises dans plusieurs bandes spectrales. Ce type d'approche reste cependant anecdotique, dans le cadre du domaine littoral. Dans la suite du mémoire, nous parlons de "méthode inverse du transfert radiatif". Le principe en est simple, comme le montre la figure 2-5.

Les données synthétiques déterminées par des modèles ou des mesures, sont appliquées au modèle transfert radiatif, afin de les comparer aux observations. Nous retenons la valeur

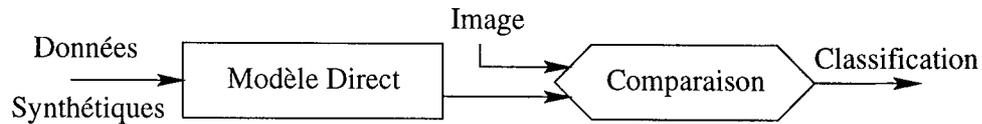


Figure 2-5. Principe d'une méthode inverse à données synthétiques, dans le cadre de l'analyse des propriétés optiques des eaux côtières. La première phase consiste à simuler les propriétés optiques du milieu considéré en utilisant le modèle de transfert radiatif et des données *a priori* dites synthétiques. La deuxième phase consiste à comparer les images aux données simulées.

synthétique correspondant au mieux à l'observation. Le modèle de transfert radiatif que nous utilisons est celui que nous avons déjà présenté, à savoir :

$$R(\lambda) = R_f(\lambda)e^{-da(\lambda)z} + R_e(\lambda).$$

2.3.2. Les données utilisées

Nous savons que la réflectance observée juste au dessous de la surface marine provient de l'action de trois contributions de natures différentes : l'atténuation et la réflectance de l'eau et des différentes concentrations des substances présentes, la profondeur et la réflectance du fond marin. Ces trois contributions peuvent être évaluées en exploitant des images acquises dans le domaine optique. Avec des instruments embarqués, en raison des limitations atmosphériques, il n'est pas envisageable d'acquérir des images spatiales dans des longueurs d'ondes précédant le bleu comme l'ultraviolet et le violet. C'est malheureusement dans ces longueurs d'onde que le rayonnement électromagnétique pénètre le mieux dans l'eau. De l'autre côté du domaine optique, le rayonnement infrarouge est fortement absorbé par l'eau. À titre indicatif, à $\lambda = 0,85 \mu\text{m}$, dans 10 cm d'eau, seulement 2,5 % du rayonnement ressortira de la mer [Prud'Homme *et al.* 1994]. À cause de ces raisons, la fenêtre disponible pour analyser des scènes marines avec des instruments spatiaux est donc comprise entre $0,4 \mu\text{m}$ et $1,5 \mu\text{m}$. Pour caractériser précisément chaque propriété, il est nécessaire de disposer de bandes spectrales de faibles largeurs et en nombre suffisant. Quoique les spectromètres soient des instruments les mieux adaptés dans ce but, l'utilisation de radiomètres est aussi envisagée, plus pour donner des indications sur les caractéristiques que pour donner des valeurs précises et quantitatives ; leur apport résidant essentiellement dans une résolution spatiale plus fine.

Les pixels des images de spectromètres et de radiomètres sont codées sur des comptes numériques dont la dynamique est de 256 ou 65 536 niveaux. Ces comptes sont convertis en réflectances et corrigés des effets atmosphériques et du dioptre air-eau. Précisons dès à présent, que pour ces prétraitements, nous avons appliqué le modèle de Sturm [Sturm 1975], développé à l'origine pour traiter les images de CZCS. Nous reviendrons de façon sommaire sur ces corrections lors des applications du modèle sur des images. Une étude

approfondie en serait trop longue et dépasserait du cadre de cette étude.

Le principe de notre algorithme réside dans une comparaison des réflectances acquises par les instruments de télédétection, avec un ensemble de réflectances calculées à partir de données synthétiques, décrivant au mieux l'ensemble des propriétés optiques rencontrées sur le site d'étude. Si l'on applique le modèle de transfert radiatif sur ces données, on obtient des réflectances dites "synthétiques". Si l'indice \star représente une donnée synthétique, les réflectances synthétiques s'expriment par :

$$R^{\star}(\lambda) = R_f^{\star}(\lambda)e^{-da^{\star}(\lambda)z^{\star}} + R_e^{\star}(\lambda).$$

Nous devons disposer de données synthétiques portant sur les trois contributions optiques, du fond marin $R_f^{\star}(\lambda)$, de la composition d'eau $R_e^{\star}(\lambda)$ et $a^{\star}(\lambda)$, et de la profondeur z^{\star} . *A priori*, nous disposons de deux possibilités pour construire des tables possédant ces données. La première possibilité consiste à déterminer ces caractéristiques optiques sur chaque site. Nous obtenons ainsi des classifications précises et représentatives. De telles campagnes de mesures ne sont pas souvent effectuées en raison à la fois de coûts élevés, et de besoins qui ne se sont pas fait sentir ; jusqu'à présent, il n'existait pas de méthode inverse à données synthétiques portant sur l'analyse des eaux côtières. La seconde possibilité consiste donc à utiliser des données provenant de campagnes de mesures effectuées sur d'autres sites et en d'autres circonstances. C'est de cette façon que nous avons testé notre méthode. Comme elles ne décrivent pas exactement le site, il est possible d'observer des erreurs de classification parfois grossières. Cependant, effectuer ces classifications sur des sites différents de ceux utilisés pour déterminer les données synthétiques, est aussi un signe de robustesse de la méthode. Nous montrons par là qu'en définissant des classes typiques pour décrire l'eau, les fonds ou les profondeurs, il est possible d'effectuer des classifications pertinentes de la mer. Ces classes sont choisies de façon à explorer au maximum la diversité de chaque caractéristique. Leur choix ainsi que leur nombre sont conditionnés par la précision des images de réflectances, par le nombre de bandes spectrales disponibles et par leur largeur.

Les classes de bathymétrie z^{\star} sont les plus simples à déterminer. Elles sont choisies entre le niveau zéro et au maximum une vingtaine de mètres pour des eaux très claires. Ces classes doivent être établies en fonction de la qualité de l'eau et de la réflectance des fonds. Par exemple, si une eau est turbide, certaines profondeurs ne pourront être retenues. De plus, si la réflectance du fond est faible, il n'est pas possible d'en déduire une quelconque information.

Les classes de réflectances de fond $R_f^{\star}(\lambda)$ sont déterminées en choisissant les réflectances des herbiers, des sols sablonneux, rocheux... La figure 2-6 montre quelques réflectances typiques de fonds marins. En raison du manque de données, nous avons utilisé des réflectances de sols naturels normalement émergées, en conditions humides.

Les réflectances $R_e^{\star}(\lambda)$ et les atténuations $a^{\star}(\lambda)$ de la colonne d'eau sont couplées, puisqu'elles caractérisent toutes deux une qualité intrinsèque de l'eau. Elles peuvent être déterminées par les méthodes décrites dans l'état de l'art. Par exemple, si l'on connaît les coefficients d'absorption et de rétro-diffusion de l'eau, il est possible d'en déduire à la fois le coefficient d'atténuation et de réflectance.

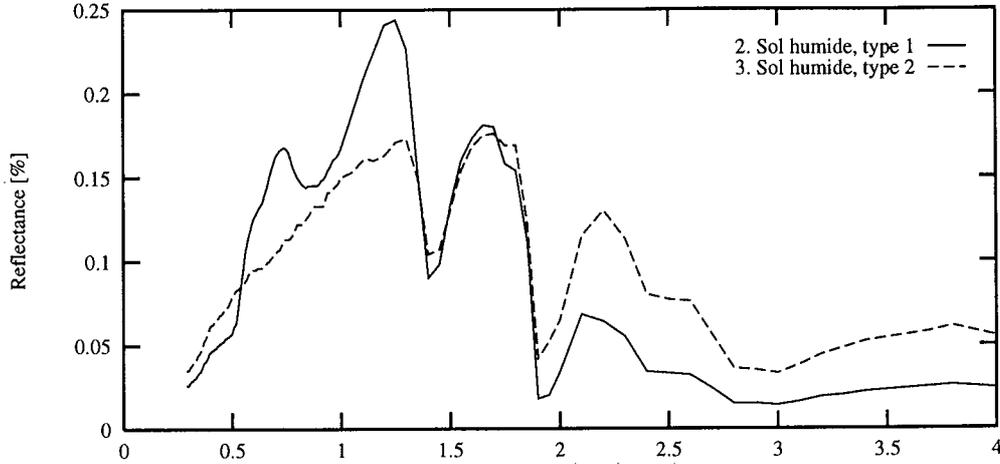


Figure 2-6. Réflectances de sols humides.

2.3.3. Description de la méthode

Le principe de notre méthode est simple : le modèle de transfert radiatif est appliqué sur l'ensemble des données synthétiques et nous choisissons la réflectance synthétique la plus proche de celle de l'image. Nous considérons alors que le milieu marin est décrit au mieux par les données correspondant à cette réflectance synthétique.

L'organigramme de la figure 2-7 récapitule les principales étapes de l'algorithme. Cette méthode s'organise en trois phases : une phase d'initialisation des données, une phase de recherche de la solution optimale et une phase de validation de la solution choisie.

-a. Calcul des réflectances synthétiques.

À partir des tables de $a^*(\lambda)$, de $R_f^*(\lambda)$, de z^* et de $R_e^*(\lambda)$, nous construisons la liste de toutes les réflectances synthétiques $R^*(\lambda)$, en appliquant le modèle :

$$R^*(\lambda) = R_f^*(\lambda)e^{-da^*(\lambda)z^*} + R_e^*(\lambda).$$

Ces réflectances sont déterminées pour les N bandes spectrales utilisées d'un instrument optique.

-b. Recherche de la solution optimale.

Un pixel d'image est considéré comme un vecteur spectral $R(\lambda)$ de dimension N . Chaque vecteur est comparé à toutes les réflectances synthétiques $R^*(\lambda)$. L'algorithme cherche la réflectance synthétique $R_o^*(\lambda)$, la plus proche du vecteur spectral de l'image, selon un critère de distance. Ce critère est défini par minimisation de la quantité :

$$d_{min} = \min_i \sum_{\lambda=1}^n (R_i^*(\lambda) - R(\lambda))^2.$$

-c. Tests de la solution.

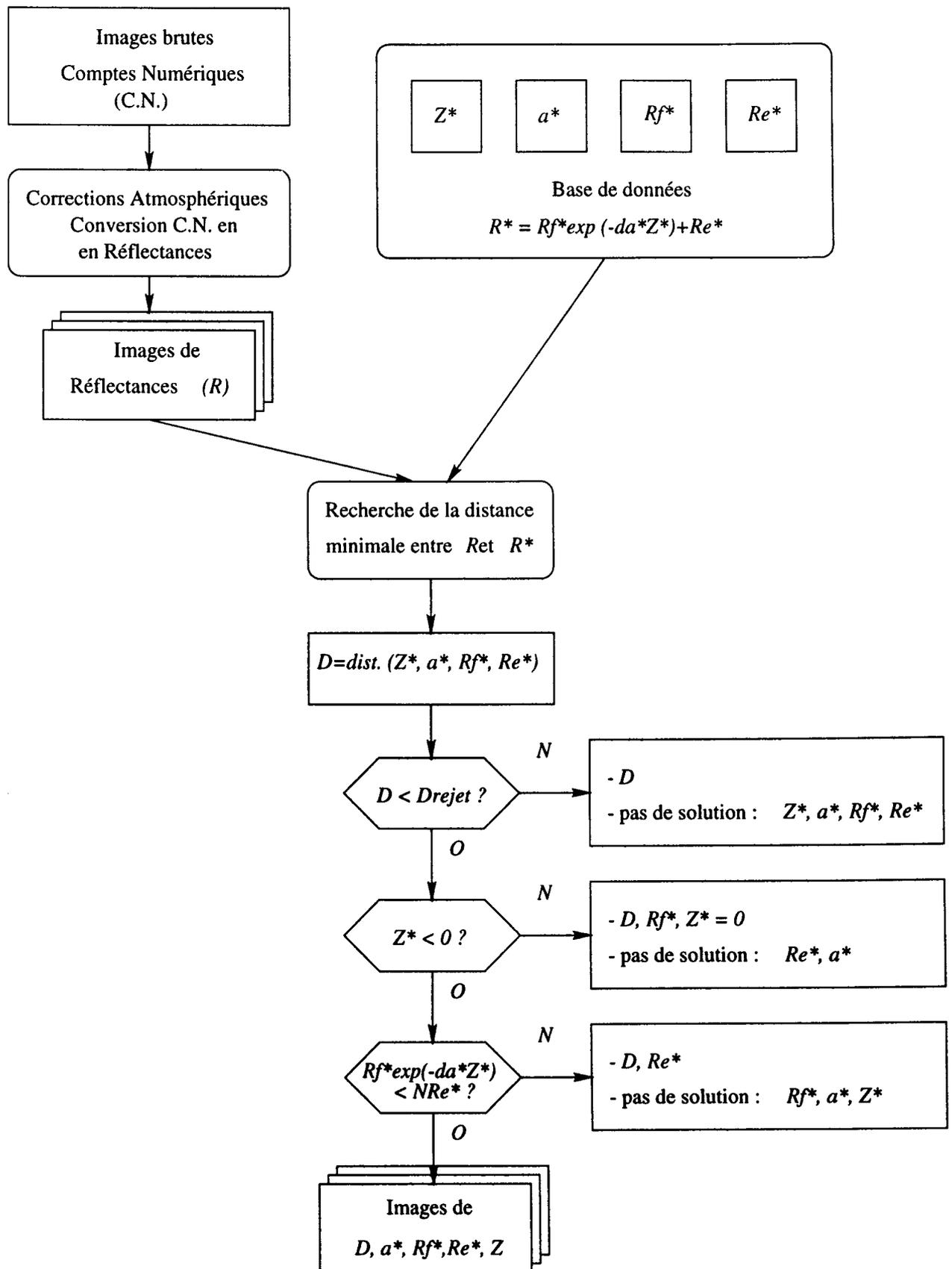


Figure 2-7. Organigramme de la méthode inverse du transfert radiatif. Remarquons les étapes d'initialisation, de recherche de la meilleure solution et des comparaisons.

Nous considérons que la zone marine correspondant au pixel analysé est décrite par les paramètres optiques $a^*(\lambda)$, $R_e^*(\lambda)$, $R_f^*(\lambda)$ et z^* qui ont donné la réflectance synthétique $R_o^*(\lambda)$, correspondant au mieux à l'observation. Cependant, en raison des approximations et des imprécisions des images et des données synthétiques, il est possible que la solution retenue soit aberrante. Par exemple, une réflectance de solution provenant d'une réflectance d'eau très sédimentaire, d'atténuation d'eau chlorophyllienne, d'une profondeur de 20 m et d'un fond marin de roches sombres est optiquement impossible. C'est à ce niveau que nous rejetons cette solution. La méthode peut être optimisée en plaçant ce test dans la première phase de l'algorithme, juste après le calcul des réflectances synthétiques, de façon à réduire l'espace de solution dès le départ.

Afin de réduire le nombre d'erreurs de classification produites par des attributions incohérentes, nous appliquons trois tests sur la réflectance synthétique optimale $R_o^*(\lambda)$. Le premier compare la distance de la solution d_{min} avec une distance de rejet d_r fixée au préalable. Si cette distance est trop importante $d_{min} \gg d_r$, cela signifie que $R_o^*(\lambda)$ représente assez mal l'observation, par exemple à cause de données synthétiques pas assez représentatives du milieu considéré, ou d'observations peu précises. Dans ce cas, on rejette la solution, et l'on ne donne pas de solution pour les a , z , R_e et R_f de ce pixel.

Le deuxième test considère la profondeur. Si celle-ci est nulle, les coefficients a et R_e sont rejetés et la réflectance du fond marin R_f est prise comme celle d'une terre émergée. Des méthodes plus adaptées de classification des sols émergés peuvent être alors envisagées pour traiter ces pixels.

Avec le troisième test, nous cherchons à savoir si la réflectance de l'eau est prépondérante. Dans ce cas, il n'est pas envisageable de retenir les autres caractéristiques optiques. Ce test permet d'éviter des solutions aberrantes, composées par exemple de réflectances d'eau profondes avec une réflectance de l'eau importante. Analytiquement, ce test s'écrit :

$$\sum_{\lambda=1}^N \left(R_f(\lambda) e^{-da(\lambda)z} \right)^2 \ll \sum_{\lambda=1}^N R_e^2(\lambda).$$

Si la réflectance synthétique R_o^* correspondant au mieux à l'observation subit avec succès ces trois tests, nous considérons que R_e^* , R_f^* , a^* et z^* , représentent au mieux le pixel analysé de la scène suivant notre modèle de transfert radiatif.

La complexité algorithmique (le nombre d'opérations en nombres réels) de cette méthode dépend de deux facteurs : du nombre de bandes spectrales N et du nombre de réflectances synthétiques L , correspondant au nombre de combinaisons possibles de a^* , z^* , R_e^* et R_f^* . Si $nb()$ est une fonction donnant le nombre d'éléments dans une classe, nous avons :

$$L = nb(R^*) = nb(R_e^*) \times nb(R_f^*) \times nb(a^*) \times nb(z^*).$$

Sachant que les réflectances synthétiques sont déterminées au début du programme, la majeure partie des opérations porte sur les calculs des distances de chaque pixel, entre la réflectance de l'observation R et les réflectances synthétiques R_i^* . Pour une réflectance synthétique R_i^* , nous avons la distance $d(i)$ à calculer :

$$d(i) = \sum_{\lambda=1}^N (R_i^*(\lambda) - R(\lambda))^2.$$

Cette opération est calculée L fois pour chaque pixel. Il faut tenir compte du troisième test puisqu'il correspond aussi à un calcul d'une distance. L'algorithme effectue donc $L + 1$ calculs de distances en chaque pixel. En termes d'opérations en nombres réels, si l'on traite des réflectances sur N bandes spectrales, l'ordinateur calcule $N(L + 1)$ sommations, soustractions et élévations au carré. La complexité de cet algorithme dépend linéairement du nombre de bandes spectrales et du nombre de données synthétiques.

Comme exemple, prenons les données synthétiques que nous avons utilisées dans nos tests. Nous avons cinq réflectances du fond marin, cinq réflectances de la colonne d'eau, quatre atténuations de l'eau et sept classes de profondeur. La dimension de la base de données est donc de sept cents classes. Sachant que l'on travaille sur quatre bandes spectrales, nous avons donc 2804 sommations, soustractions et élévations au carré à effectuer en chaque pixel. Si l'on désire traiter des images de 1000×1000 pixels, l'ordinateur doit effectuer près de huit milliards et demi d'opérations en nombres réels, ce qui est important. Il faut donc savoir que considérer des données synthétiques supplémentaires accroît de façon importante la durée de traitement d'une image.

2.3.4. Les erreurs de classification

Cette méthode inverse du modèle de transfert radiatif conduit à un espace de solution de $3N + 1$ dimensions, composé de trois variables multispectrales a , R_e , R_f et une variable monodimensionnelle z . Cet espace est à $3N + 1$ dimensions et donc difficile à représenter. De faibles erreurs de modélisation ou d'acquisition provoquent des erreurs pouvant avoir une implication importante. On pense aux sources d'erreurs liées à l'acquisition de l'image par l'instrument, à des données synthétiques mal adaptées au site. De plus, un nombre important de données synthétiques rend le modèle sensible aux légers écarts de réflectances, car il est impossible de décrire précisément toutes les signatures spectrales avec quelques bandes spectrales, grossières si l'on utilise un radiomètre. Des données trop semblables, comme par exemple des corps ayant des réflectances comparables, sont mal représentées avec les bandes spectrales d'un instrument spatial, dont la précision radiométrique n'est pas suffisante.

Nous pouvons éviter certaines erreurs, en définissant des contraintes supplémentaires lors de la classification. Nous venons de présenter les tests effectués pour limiter les classifications erronées. Il est possible d'en définir d'autres plus poussés, utilisant des contraintes spatiales, optiques, physiques... À la base de ces notions, nous trouvons des contraintes d'homogénéité que l'on rencontre sur une zone littorale. Par exemple, il est assez rare qu'au milieu d'une aire à une profondeur particulière, l'on rencontre une profondeur nettement différente. De la même manière, il n'est pas envisageable de trouver des pixels d'eau dont l'activité chlorophyllienne est importante alors qu'autour l'eau est très claire. En un pixel donné, il serait donc possible d'utiliser des critères de voisinage.

2.4. Évaluation sur des cas simulés

À cause de la complexité de ce modèle, les moyens mathématiques usuels n'en permettent pas une analyse. Des simulations numériques permettent alors d'analyser l'évolution des solutions de ce modèle en fonction de petites variations appliquées sur chaque paramètre. De façon à contrôler la robustesse du modèle, nous utilisons des réflectances synthétiques dont on connaît parfaitement les quatre paramètres qui les composent. Pour établir la sensibilité du modèle, nous effectuons trois classes de simulations :

- l'analyse des classifications et du rang de la vraie solution pour de petites variations de la réflectance $R^*(\lambda)$;
- l'analyse des classifications en fonction du nombre de bandes spectrales n ;
- l'analyse des classifications lorsque le nombre de classes l varie.

2.4.1. Description des données synthétiques

Avant de montrer les résultats de l'analyse de sensibilité, décrivons les données synthétiques utilisées dans cette étude. Les données multispectrales a , R_e et R_f sont localisées spectralement sur les quatre premières bandes spectrales de Landsat 5-TM (cf. annexe A). Ce choix permet de nous placer dans des cas typiques d'analyses avec des images d'instruments spatiaux. Les données et plus particulièrement celles décrivant l'eau, sont difficiles à estimer. Le nombre de substances et leurs concentrations réciproques peuvent être très diverses. La réflectance et l'atténuation de l'eau sont donc modifiées dans des proportions pouvant être importantes. Nous nous sommes donc limité à des classes d'eaux et de fonds très typiques pour représenter au mieux l'ensemble de solutions possibles. Nous préférons effectuer des classifications grossières mais fiables avec un petit nombre de classes, plutôt que des classifications fines pouvant être incertaines. De plus, les propriétés optiques des eaux et des fonds marins sont rarement décrites par les coefficients de réflectance et d'atténuation ; il n'existe pas de bases d'informations dans lesquelles on peut trouver ces informations, même pour des eaux et des fonds typiques. Nous nous sommes ainsi inspiré de données provenant d'études de sites publiés dans des articles, pour lesquels les propriétés optiques recherchées étaient décrites.

Nous disposons de vingt et une données synthétiques pour décrire les quatre paramètres du modèle de transfert radiatif. La table d'atténuation $a^*(\lambda)$ se compose de quatre classes, la table de réflectances de l'eau $R_e^*(\lambda)$ de cinq coefficients, la table de réflectances de fonds $R_f^*(\lambda)$ de cinq classes et la table de profondeurs de sept classes. Le tableau 2-1 présente les quatre classes d'atténuation pour les longueurs d'ondes correspondant à TM-1, TM-2, TM-3 et TM-4. Nous constatons qu'à $0,484 \mu\text{m}$ nous pouvons nettement mieux discriminer ce coefficient qu'à $0,83 \mu\text{m}$, hormis pour les eaux sédimentaires.

Coefficients d'atténuation $a^*(\lambda)$				
λ	0,485 μm	0,56 μm	0,66 μm	0,83 μm
Eau pure	0,0206	0,0808	0,41043	3,50016
Eau + chlorophylle a	0,0462	0,0893	0,42493	3,50056
Eau + sédiments	0,0506	0,1028	0,43843	4,12016
Eau + substances jaunes	0,1486	0,1208	0,42143	3,50106

Tableau 2-1. Table des quatre classes d'atténuation de la colonne d'eau.

La table des cinq classes de réflectances de l'eau est donnée sur le tableau 2-2. Nous remarquons que TM-4 ne permet pas de discriminer les réflectances de l'eau. Ce sont essentiellement les canaux TM-1 et TM-2 qui sont porteurs d'informations sur cette réflectance.

Réflectances de la colonne d'eau $R_e^*(\lambda)$				
λ	0,485 μm	0,56 μm	0,66 μm	0,83 μm
Eau claire	0,1	0,08	0	0
Mer	0,08	0,03	0,02	0
Très turbide	0,15	0,15	0,03	0
Faiblement chloro. ($< 0,1 \text{ mg/m}^3$)	0,035	0,012	0,001	0
Très chloro. (3 mg/m^3)	0,013	0,012	0,04	0

Tableau 2-2. Table des cinq classes de réflectance de la colonne d'eau.

Le tableau 2-3 présente les classes de réflectance du fond marins. Tous les canaux offrent des informations utiles pour discriminer la nature des fonds marins.

Réflectances du fond $R_f^*(\lambda)$				
λ	0,485 μm	0,56 μm	0,66 μm	0,83 μm
Algues	0,05	0,075	0,05	0,4
Sable	0,08	0,09	0,13	0,16
Sable rouge	0,03	0,04	0,16	0,23
Alluvions brun clair	0,03	0,04	0,12	0,21
Sol gris bleu	0,02	0,02	0,04	0,07

Tableau 2-3. Table des classes de réflectances des fonds marins.

Le tableau 2-4 montre les classes de profondeur utilisées dans les simulations. D'autres tableaux de profondeurs seront présentés ultérieurement, pour des tests particuliers. En raison de l'absorption et de la diffusion de l'eau et des particules en suspension, dans une eau littorale, il n'est pas envisageable d'analyser des fonds marins à plus d'une vingtaine de mètres de profondeur. Nous nous limitons donc à des profondeurs de l'ordre d'une dizaine de mètres au maximum.

Profondeurs z^*						
0 m	1 m	2 m	3 m	5 m	7 m	10 m

Tableau 2-4. Table des classes de profondeur.

Ces données synthétiques sont utilisées à la fois pour les simulations et pour les applications numériques.

2.4.2. Analyse de la sensibilité du modèle

Ces données synthétiques sont utilisées dans les simulations et dans les applications pour construire les réflectances synthétiques R^* . Pour simuler le bruit additif des images, par exemple un bruit thermique, nous ajoutons à ces réflectances un terme d'erreur $\Delta_{R^*} R^*$, où Δ_{R^*} est une valeur comprise entre 0 et 1. L'algorithme compare alors la réflectance synthétique "bruitée", notée R_b^* avec la table des réflectances synthétiques (ici il y en a sept cents). Lorsqu'aucune erreur n'est appliquée, l'algorithme retrouve systématiquement la bonne réflectance synthétique et donc les classes qui l'ont construite.

La première simulation analyse le rang de la réflectance de référence R_r^* utilisée pour construire R_b^* , parmi les sept cents autres R^* . La réflectance synthétique "bruitée" s'exprime alors par :

$$R_b^* = R_r^* + \Delta_{R^*} R_r^*.$$

La solution retenue R_1^* correspond à la réflectance synthétique R^* donnant la plus faible distance avec la réflectance bruitée R_b^* . Cette solution est de premier rang car la distance est minimale. À cause de l'erreur que l'on ajoute sur R_r^* , cette réflectance ne présente pas forcément la plus faible distance et par conséquent n'est pas toujours au premier rang. L'algorithme ne garde que la réflectance synthétique R^* de norme la plus proche de R_b^* , au sens des moindre carrés.

La figure 2-8 montre l'évolution du rang occupé par la réflectance de référence synthétique R_r^* en fonction de l'évolution de l'erreur bruitée. Ce rang moyen est calculé pour les sept cents réflectances synthétiques. Δ_{R^*} varie entre -30% et $+30\%$ par pas de $2,5\%$. Le rang moyen de la bonne solution est nettement moins acceptable lorsque l'erreur simulée est négative. Sur une image cet effet correspondrait à sous estimer la réflectance de la scène observée, par exemple à cause de corrections radiométriques trop importantes. Il semble que l'algorithme soit perturbé par des réflectances synthétiques très voisines. À l'inverse, lorsque le terme additionnel est positif, le rang de la vraie réflectance synthétique est meilleur, plus proche de 1. Sur ce même graphe, nous avons représenté aussi les écarts types du rang de la vraie réflectance. Tout comme le rang moyen, nous constatons que l'écart type du rang est nettement plus important lorsque l'erreur simulée est négative.

De cette simulation, remarquons aussi que la vraie réflectance se place dans les cent cinquante premières places parmi les sept cents. Cette remarque montre qu'avec des erreurs simulées importantes, supérieures à 20% , le choix des classes est loin d'être un simple tirage aléatoire : il est contrôlé par l'algorithme. Pour les tests suivants, nous nous rendrons compte aussi du rôle de l'algorithme lorsque les erreurs simulées sont importantes.

Nous pouvons conclure sur cette simulation qu'il est préférable de traiter des images de réflectances dont les corrections radiométriques (atmosphériques) sont sous-estimées, de

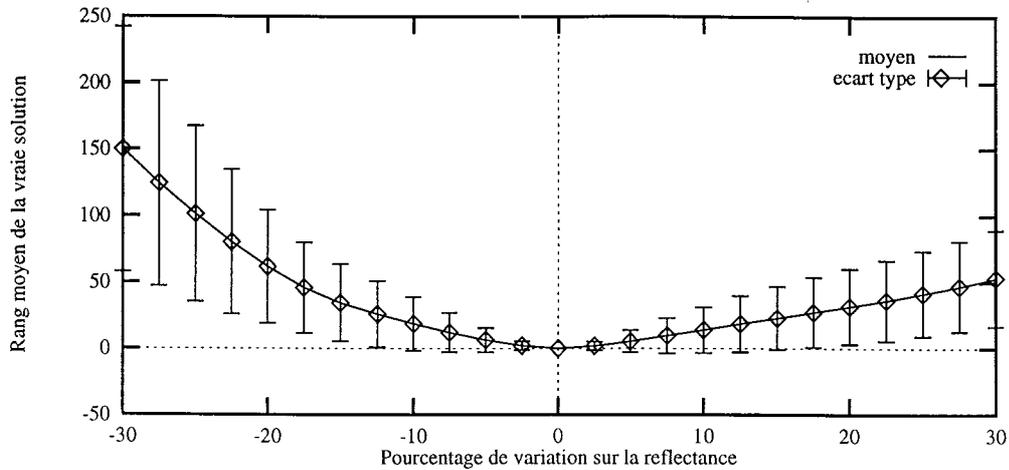


Figure 2-8. Rang de la réflectance synthétique de référence parmi les autres. Dans cet exemple de simulation ainsi que dans les autres, la réflectance bruitée subit une erreur comprise entre -30 % et 30 %, par pas de 2,5 %. Lorsque le bruit est positif, le rang moyen est meilleur et l'écart-type plus faible.

façon à avoir une erreur positive. Cependant, notons que si la réflectance correspondant au mieux à celle de l'image n'est pas au premier rang, il est possible que l'algorithme choisisse une réflectance synthétique dont les propriétés optiques soient totalement incohérentes comparées à celles de la réflectance de référence. Dans l'algorithme, si la première réflectance présente une distance trop importante, nous rejetons cette solution.

La deuxième simulation consiste à estimer le nombre moyen de classes convenablement reconnues, lorsque l'on utilise les réflectances synthétiques R^* avec une erreur simulée variant de -30 % à +30 %. D'une part, nous étudions la probabilité de retrouver la réflectance de référence R_r^* à partir de la réflectance bruitée R_b^* . Dans ces circonstances, les quatre paramètres optiques du milieu sont reconnus. D'autre part, on considère séparément les quatre paramètres optiques, pour déduire la probabilité de bon classement de chaque paramètre, en fonction de l'erreur simulée.

La figure 2-9 montre la probabilité de retrouver les réflectances de référence. Sur une image, cela correspond à trouver les propriétés optiques les plus vraisemblables du milieu : la profondeur, l'atténuation, la réflectance de l'eau et du fond. Nous remarquons ce pourcentage décroît très rapidement ; si $|\Delta R^*| > 10\%$, nous pouvons dire que toute réflectance R_r^* présente au moins un paramètre mal classé. Ceci illustre la difficulté d'effectuer une classification complète avec des données synthétiques inadaptées ou avec des images dont la radiométrie est mal corrigée.

La probabilité de bon classement de chaque paramètre optique met en valeur la qualité de classification de l'algorithme. Nous présentons sur la figure 2-10 les quatre abaques correspondant aux paramètres optiques du modèle de transfert radiatif. Ces abaques

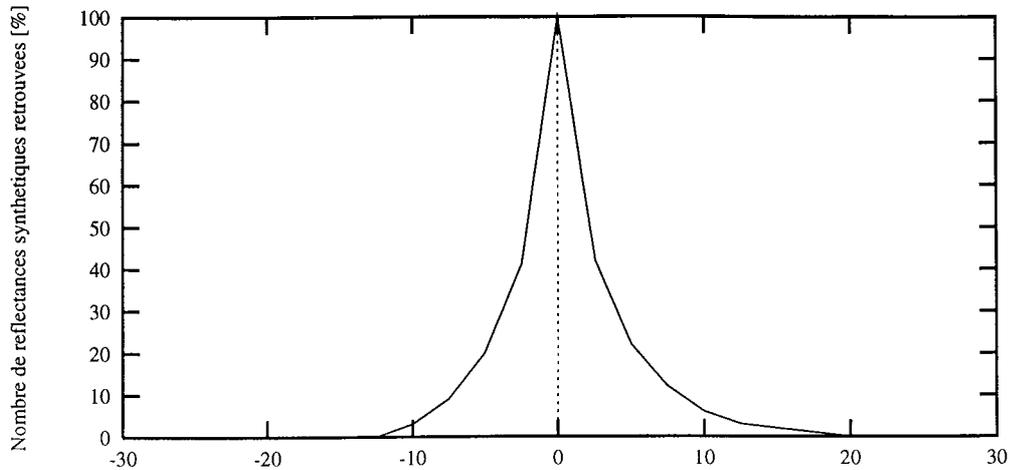


Figure 2-9. Probabilité de retrouver les réflectances synthétiques. L'erreur simulée doit être largement inférieure en valeur absolue à 10 % pour avoir une probabilité de bon classement suffisamment importante.

représentent la probabilité moyennée sur les sept cents réflectances synthétiques, d'avoir chaque paramètre bien classé, en simulant une erreur sur les réflectances synthétiques. Nous remarquons que les probabilités décroissent plus lentement que pour le cas général. En effet, pour celui-ci, il suffit d'un seul paramètre mal classé pour que le classement général le devienne. La classification sur le coefficient d'atténuation est de loin la plus sensible, alors que la classification de la réflectance de l'eau reste assez fiable. Lorsque l'erreur simulée est négative, pour les classements de la profondeur et de la réflectance de l'eau, nous remarquons une asymétrie importante de la proportion de bons classements, en faveur d'une erreur simulée positive. Cette remarque corrobore celle évoquée sur cette asymétrie lorsque nous avons examiné le rang de la réflectance de référence, précisant qu'il est préférable de sous-estimer la correction radiométrique des images, afin d'avoir une erreur positive, à défaut d'être nulle.

Lorsque l'erreur croît, que ce soit positivement ou négativement, chaque courbe présente une convergence plus ou moins prononcée vers une limite non nulle, aisée à déterminer. Dans le cas le plus défavorable, l'algorithme se comporte vis à vis des paramètres comme un simple tirage aléatoire uniforme : pour chaque paramètre optique, il choisit une classe aléatoirement. Si pour l'un nous avons n classes, la probabilité de retenir une classe particulière i est :

$$P(\text{classe}_i) = \frac{1}{n}.$$

Lorsque le terme Δ_{R^*} augmente, on s'éloigne de l'espace de solution, entraînant ainsi un choix beaucoup moins contrôlé par le modèle et donc beaucoup plus hasardeux. Pour un paramètre, lorsque Δ_{R^*} croît, le pourcentage de classes bien retrouvées converge vers $\frac{1}{n}$. Hormis la réflectance de la colonne d'eau dont la probabilité de bon classement reste

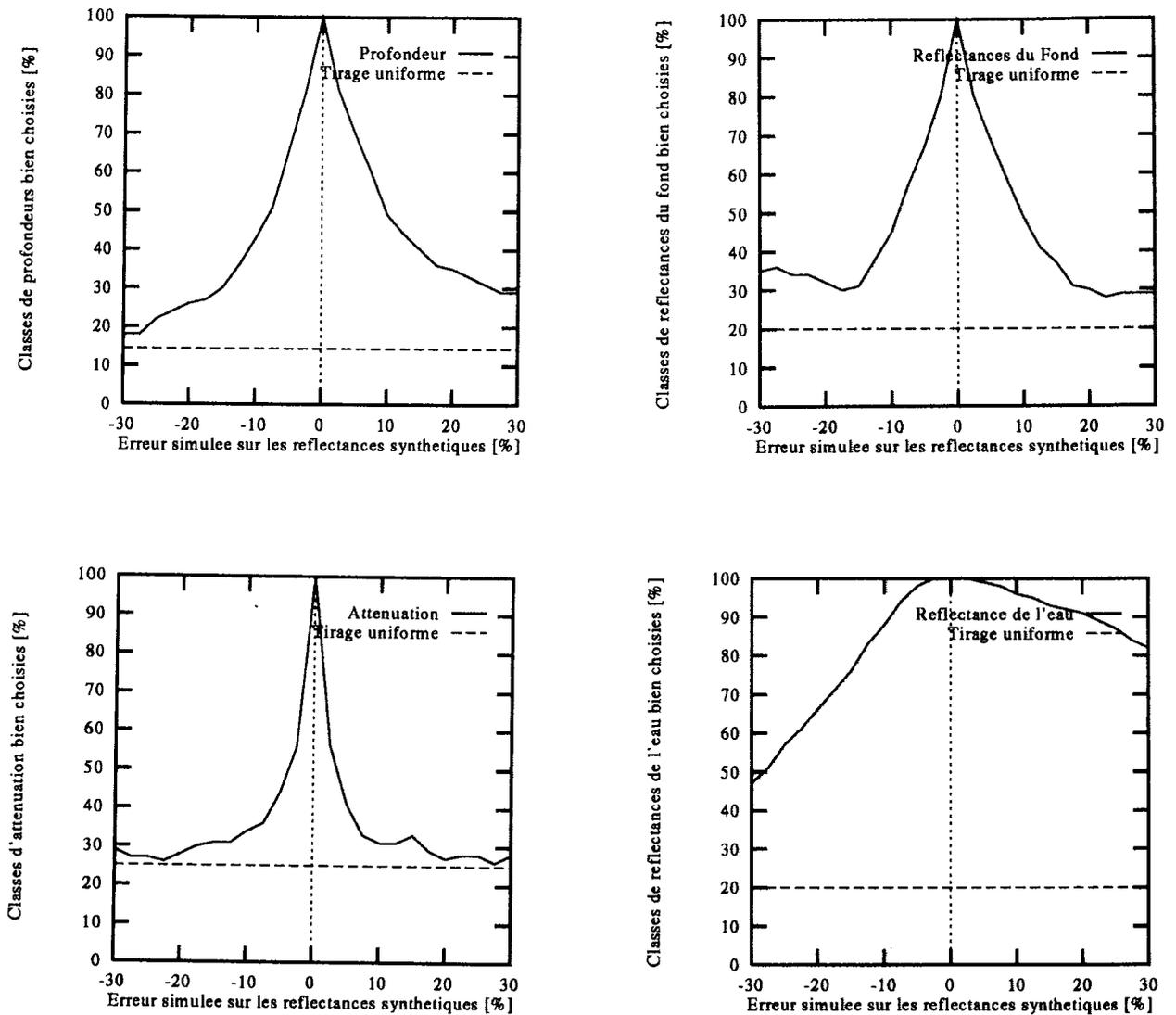


Figure 2-10. Probabilités de classer convenablement et séparément les quatre paramètres optiques du modèle. En pointillés sont représentés les limites lorsque l'algorithme choisit de façon aléatoire et uniforme une solution. Nous voyons que les choix pour chaque paramètre convergent vers ces limites lorsque l'erreur est particulièrement importante.

élevée, les probabilités des autres paramètres convergent vers cette limite, à partir de $|15|$ %. L'atténuation de l'eau est le paramètre le plus sensible du modèle.

Cette sensibilité de l'algorithme s'explique par l'influence du choix des données synthétiques. Si elles se ressemblent trop, l'algorithme diverge d'autant plus que le contexte est bruité. Réciproquement, si les données présentent des signatures spectrales distinctes, peu ressemblantes, même dans un contexte fortement bruité, il lui sera possible de retrouver les paramètres les plus vraisemblables. Dans notre ensemble de données synthétiques,

les coefficients d'atténuation doivent avoir une signature spectrale proche, alors que les réflectances de l'eau, qui restent globalement bien classées, doivent présenter des signatures spectrales particulièrement distinctes.

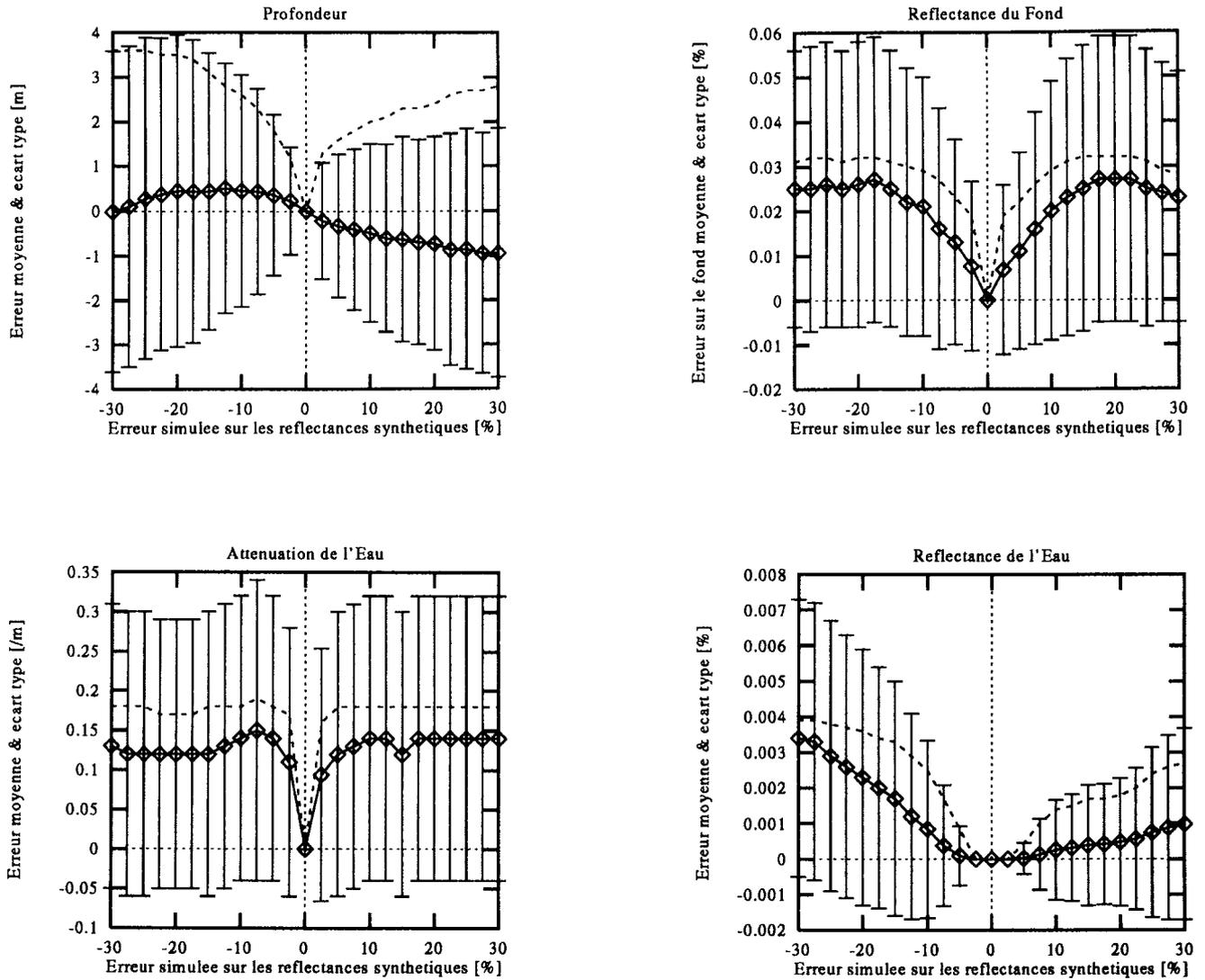


Figure 2-11. Biais de chaque paramètre optique du modèle. Les barres d'erreurs correspondent à l'écart type correspondant. Cet écart type est aussi tracé avec des traits en pointillés. Remarquons l'asymétrie importante du biais et de l'écart type pour la réflectance de l'eau.

La troisième simulation réside dans la quantification de l'erreur commise lorsqu'une réflectance synthétique R_o^* est choisie alors que la réflectance de référence est R_r^* . La figure 2-11 présente les biais rencontrés sur chaque paramètre. Les erreurs moyennes

sont représentées en traits continus, les écart types en traits pointillés. Ces derniers sont aussi portés sur le tracé du biais par des barres d'erreurs. Pour les trois paramètres multispectraux, le biais et l'écart type sont donnés pour la norme de ces paramètres. Nous voyons qu'ils présentent tous un biais entre ceux choisis et ceux de la réflectance de référence R_r^* . Lorsque l'erreur est nulle, ce biais devient inexistant pour tous les paramètres. Nous constatons que le paramètre optique le moins sensible est la réflectance de l'eau, ce qui conforte notre remarque précédente. Comme les classes de chaque paramètre multispectral présentent des normes sensiblement identiques, il est difficile de déduire des indications rigoureuses de ces tableaux. Par contre, la profondeur, paramètre uni-dimensionnel, permet une interprétation plus poussée de la qualité de l'algorithme.

Sur le graphe correspondant à la profondeur, nous observons un biais assez faible, inférieur au mètre, entre les classes de profondeur choisies et celles utilisées dans le calcul de la réflectance de référence. La courbe montre que cette erreur est plus importante lorsque l'erreur simulée est positive. Lorsqu'elle est négative, le biais présente un extremum à $\Delta_{R^*} \simeq -12,5 \%$. L'inflexion de cette courbe est une conséquence de la grande dispersion des données, qui se traduit par des erreurs élevées, de l'ordre de quatre mètres, lorsque l'erreur en valeur absolue est supérieure à 10 %. Dans ces circonstances, le biais correspondant à la valeur moyenne de la profondeur, est peu représentatif de la statistique des valeurs observées.

En supposant que les différences entre les classes de profondeurs de références et celles choisies, sont distribuées suivant une loi normale, nous avons 95 % des réflectances comprises entre deux fois l'écart-type. Si l'on souhaite obtenir une profondeur avec une telle fiabilité et une erreur de 10 %, il faut considérer une tolérance de 8 m, ce qui est particulièrement élevé. Néanmoins, si l'on considère une image comme un champ de mesures statistiquement aléatoires, sur une fenêtre de 30×30 pixels, d'après ces interprétations, nous pouvons considérer la bathymétrie comme peu biaisée sur cette fenêtre ; la résolution spatiale étant alors dégradée. Nous voyons donc apparaître un dilemme important entre la fiabilité des classifications et la résolution spatiale. Il est donc possible d'avoir une estimation de la profondeur assez représentative, tout en se rappelant qu'elle sera biaisée. Cette remarque concerne aussi les trois paramètres multispectraux pour lesquels il est possible de réduire la dispersion des valeurs, mais en conservant toujours un biais important.

Les simulations que nous avons effectuées traitent les mêmes sept cents réflectances, produites par les quatre coefficients d'atténuations, les cinq réflectances de fond, les cinq réflectances de la colonne d'eau et les sept classes de profondeur. Afin de connaître la sensibilité du modèle aux changements de ces données, nous avons effectué des simulations avec d'autres séries de profondeurs. Ces profondeurs changent à la fois en nombre et en valeurs. Le tableau 2-5 montre les quatre autres séries de profondeurs. La deuxième série est composée uniquement de quatre classes dont les valeurs sont plus regroupées que celles de la série originale. La troisième série couvre un large domaine de profondeurs et présente des classes assez profondes, allant de 20 m à 30 m. La quatrième classe de profondeurs couvre le même domaine que celui de la première série, compris entre 0 m et 10 m mais de façon plus fine, à l'inverse de la cinquième série.

Classes de profondeur, série 2						
0 m	0,25 m	0,5 m	0,75 m	1 m	1,25 m	1,5 m
Classes de profondeur, série 3						
0 m	1,5 m	2 m	2,5 m	3 m	4 m	5 m
7 m	9 m	12 m	15 m	17 m	20 m	25 m
30 m						
Classes de profondeur, série 4						
0 m	0,5 m	1 m	1,5 m	2 m	2,5 m	3 m
3,5 m	4 m	5 m	6 m	7 m	8 m	9 m
10 m						
Classe de profondeur, série 5						
0 m	3 m	6 m	10 m			

Tableau 2-5. Les quatre nouvelles séries de classes de profondeur.

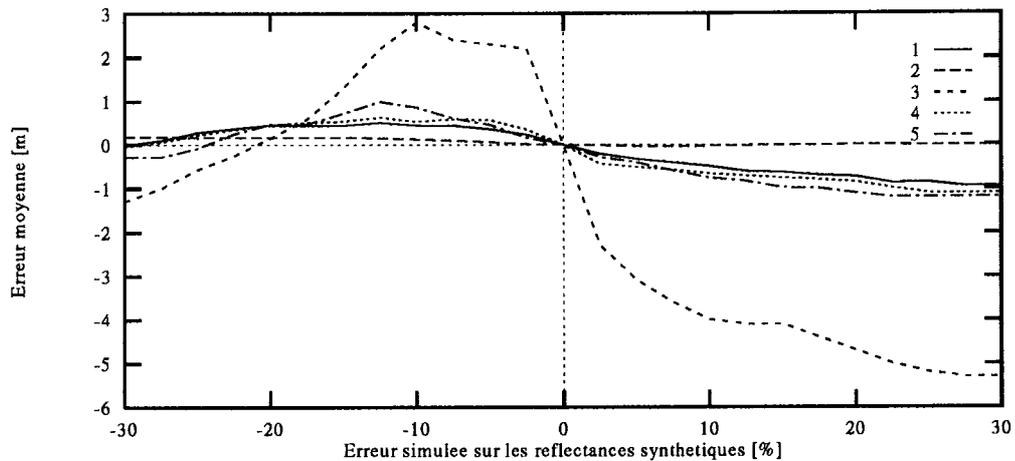


Figure 2-12. Erreur moyenne de classification des profondeurs. La deuxième série offre la plus faible erreur, mais ne couvre pas un grand domaine de profondeur. La troisième série diverge fortement. À noter le profil du biais lorsque l'erreur est négative.

La figure 2-12 présente les biais moyens sur la profondeur obtenus en utilisant successivement ces cinq séries avec les mêmes données multispectrales. Nous remarquons que les biais restent sensiblement identiques, hormis pour la simulation utilisant la troisième série qui donne un biais particulièrement élevé. Cette série est composée de classes éloignées les unes des autres, couvrant un grand domaine de profondeurs, de 0 m à 30 m. Dès que l'on modifie les vraies réflectances synthétiques R_r^* avec Δ_{R^*} , l'algorithme retrouve rarement les classes initiales.

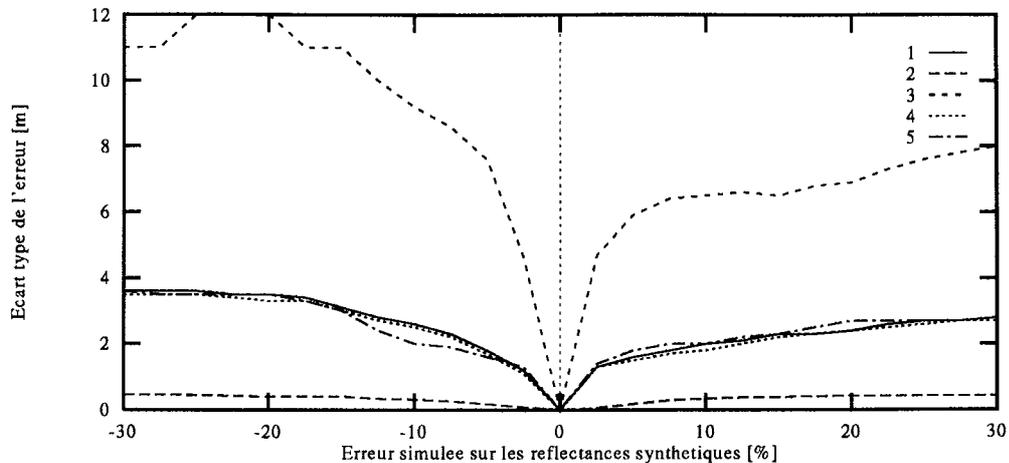


Figure 2-13. Ecart type de l'erreur de classification des profondeurs.
Les remarques sont les mêmes que pour l'illustration précédente.

La figure 2-13 illustre la dispersion de l'erreur de classification des profondeurs. Nous obtenons des dispersions très importantes de classification avec la troisième série, ce qui conforte notre remarque précédente. D'un autre côté, la quatrième série offre des résultats analogues à ceux de la série originale des classes de profondeurs. La deuxième série permet d'effectuer des classifications avec peu de biais et une dispersion de données très faible. Cette simulation met en évidence l'importance du choix des classes. Pour une meilleure classification, il est donc préférable d'avoir à sa disposition des classes représentatives du milieu analysé. Cette remarque rappelle la suggestion que nous avons faites lors de la présentation des données, concernant leur origine.

De ces trois simulations, nous déduisons que notre méthode propose des classifications pertinentes uniquement si les images sont acquises avec des capteurs de grande précision et dont la radiométrie est bien corrigée des effets atmosphériques. Dans le cas réel, si l'on considère des images acquises avec le radiomètre Landsat-TM, dont la sensibilité est de 10 %, nous avons déjà une erreur élevée, pouvant impliquer un écart de profondeur de plus de 4 m en chaque pixel. Actuellement, les spectromètres aéroportés sont les seuls instruments présentant à la fois des résolutions spatiale et spectrale suffisantes. Nous voyons que la sensibilité du capteur et la qualité des corrections atmosphériques sont des points à connaître lorsque l'on souhaite utiliser cet algorithme.

Nous remarquons également le rôle important du choix des données synthétiques, que ce soit pour la profondeur ou pour tout autre paramètre optique du modèle de transfert radiatif. Nous soulignons l'importance d'utiliser des données adaptées au lieu étudié. Malheureusement, ces données sont difficiles à obtenir.

2.5. Analyse de sites

Nous avons appliqué notre méthode inverse à données synthétiques sur des images acquises sur deux sites différents, l'une avec un spectromètre imageur aéroporté, l'autre avec un radiomètre imageur spatial. Nous présentons les résultats de l'application de notre algorithme sur ces deux sites.

La première analyse de site concerne une partie de la lagune de Venise [Jullien 1994]. L'image a été acquise à l'aide d'un spectromètre aéroporté, nommé *Geophysical Environmental Research Instrument (GER Instrument)*, dans le cadre du projet réalisé en 1989 *European Imaging Spectroscopy Campaign (EISAC'89)* pour l'analyse des eaux côtières. En complément de cette image, nous disposons aussi de données *in situ* relevées pendant la période d'acquisition de l'image [Maracci 1989]. Ces données portent notamment sur certaines concentrations de substances présentes dans l'eau : chlorophylliennes, sestons... et sur l'atténuation de l'eau estimée à l'aide des profondeurs de visée des disques de Secchi. Elles comportent enfin une carte bathymétrique précise de la même région, utilisée pour évaluer la qualité de notre méthode. Le site correspond parfaitement à ce que nous recherchons : eaux peu profondes, parfois turbides et dans lesquelles il existe une forte activité eutrophique, typique des lagunes.

Le modèle de transfert radiatif que nous avons utilisé est légèrement différent de celui présenté ci-dessus ; la réflectance de l'eau est supposée négligeable. Ce modèle s'exprime par :

$$R(\lambda) = R_f(\lambda)e^{-da(\lambda)z}.$$

Dans l'annexe C, nous présentons les résultats de cette étude. Cette annexe correspond à notre communication [Bijaoui *et al.* 1994] du quatorzième colloque EARSel "*Sensors and Environmental Applications of Remote Sensing*". Lors des cas simulés, nous analysons la sensibilité du modèle avec la configuration de sept cents classes, quatre paramètres libres et quatre bandes spectrales. Cette application à une image de spectromètre aéroporté est nettement plus avantageuse puisque nous disposons uniquement que de trois classes de réflectances de fonds, de trois classes du coefficient d'atténuation de l'eau et de cinq classes de profondeurs. L'espace de solution se réduit ainsi uniquement à quarante cinq combinaisons de ces coefficients. En outre, nous exploitons trente et une bandes spectrales pour décrire les trois paramètres libres du modèle. Notons aussi que la précision radiométrique de cet instrument est excellente, puisqu'elle est inférieure à 1 %, et que les corrections atmosphériques sont minimales puisque l'avion navigue à une altitude de 6 km. L'ensemble de ces considérations nous laisse supposer des classifications de qualité meilleure que celles observées pendant les simulations, pour une précision radiométrique identique, que l'on peut estimer à quelques pour-cent.

La méthode ne détecte pas d'eau claire, mais uniquement des eaux à fortes concentrations de pigments chlorophylliens et des eaux turbides, notamment vers les écoulements provenant des terres. Dans ces zones, l'algorithme détecte aussi des fonds recouverts de boues. Ces résultats semblent concorder avec les vérités terrains. En

complément des mesures *in situ*, il est souligné que les eaux de la lagune de Venise présente une eutrophisation particulièrement importante. Les classifications de la profondeur s'effectuent seulement sur deux classes, une pour les faibles profondeurs de [0, 3 m; 0, 6 m] et une autre pour les profondeurs plus importantes [1 m; 2 m]. Notons que la classe des faibles profondeurs est choisie uniquement pour des eaux très turbides. Quoique la classification de la profondeur suive le profil indiqué sur la carte bathymétrique, on observe quelques erreurs en certains endroits. Néanmoins, la précision de classification est inférieure au mètre en général, sauf pour les chenaux, qui sont nettement plus profonds que la classe indiquée, de plus d'une dizaine de mètres par endroits, malgré la disponibilité de classes plus profondes [2 m; 3 m].

De cet exemple, nous voyons qu'il est possible d'extraire des informations sur la nature de l'eau, des fonds et de la profondeur. Les spectromètres aéroportés, grâce à leur grande qualité radiométrique et de la faible action de l'atmosphère sont donc des instruments particulièrement bien adaptés à notre méthode.

La seconde analyse de site porte sur une image acquise avec un radiomètre optique spatial. L'image est une scène acquise sur la mer Caspienne avec le radiomètre *Thematic Mapper* de Landsat 5. Cette image fait partie d'une étude réalisée pour le compte de la société Total.

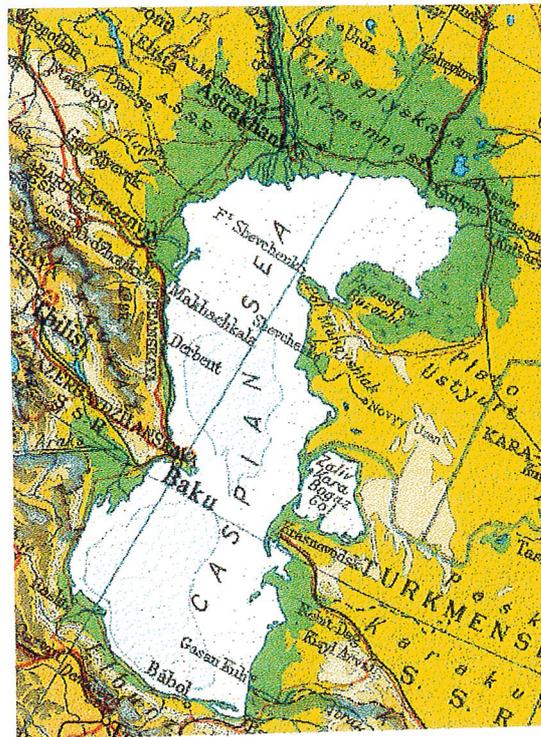


Figure 2-14. La mer Caspienne. On distingue deux zones à cause de la profondeur : la zone nord et la zone sud (d'après [Anonyme 1975]).

La mer Caspienne est le plus grand lac salé du monde. Elle se situe approximativement

à 28 m au dessous du niveau des océans. La figure 2-14 montre la forme de cette mer fermée. On la considère souvent divisée en deux bassins, la limite se situant vers la pointe sur le côté droit en haut de la mer, sur laquelle il existe un fort nommé Shevchenko. Ces deux bassins présentent deux milieux assez différents. La partie sud de la mer Caspienne est profonde, atteignant dans certaines fosses plus de 1 000 m. Les eaux sont salées et chaudes, car le climat est chaud et sec [Mainguet 1995]. Elles se déversent dans le golfe du Kara-Bogaz où elles s'évaporent car les eaux y sont stagnantes et fortement réchauffées. Actuellement, ce golfe est en cours d'assèchement. Le bassin nord est de faible profondeur, typiquement inférieure à une vingtaine de mètres. Soumises à un climat tempéré, les eaux s'évaporent peu à l'inverse des eaux du sud. De plus, les fleuves Volga et Oural s'y déversent diminuant ainsi la salinité des eaux. Ces fleuves véhiculent des eaux sédimentaires, créant des zones à forte sédimentation. Le climat est rude en hiver et les eaux gèlent en certains endroits jusqu'au fond. Cette région est fortement industrialisée car c'est une zone riche en pétrole et en minerais. Il existe aussi une agriculture importante, avec des zones de polders.

La morphologie de cette mer évolue fortement. Depuis un siècle, il a été constaté des évolutions de plus de 150 km dans certaines régions de la mer, comme par exemple au nord-est. L'action principale modifiant cette mer réside probablement dans la tectonique des plaques, faisant monter la partie nord-est du bassin et baisser la partie nord-ouest. Il existe des zones de sédimentation et d'érosion (invisibles sur la carte), par exemple vers Guriev ou dans la paléo-baie au dessus de la pointe de Shevchenko. Le niveau de l'eau peut aussi fluctuer au printemps pendant les fontes de neiges, ou sur des durées nettement courtes avec des ondes de seiches produites par les vents des steppes ; le niveau peut alors varier de plusieurs mètres en quelques jours. À ce sujet, notons que ce phénomène induit des déplacements de la côte rapides et importants pouvant atteindre plusieurs kilomètres dans le bassin nord, où les plaines présentent des rivages à faibles déclivités.

L'image de test a été acquise avec le radiomètre *Thematic Mapper* de Landsat 5. Certaines caractéristiques de cet instrument sont décrites dans l'annexe A. Le centre de la scène est localisée géographiquement à la latitude de 46°42'30" nord et à la longitude de 52°09'50" est. L'image couvre une superficie approximative de 180 × 180 km². Les dimensions de l'image sont de 5 965 lignes pour 6 967 colonnes. Pour des commodités de traitements, les dimensions de l'image ont été réduites par décimations à 2 000 × 2 000 pixels. Cette image a été recalée dans le repère cartographique des cartes correspondant une projection de Gauss. L'acquisition a été réalisée le matin du 30 juin 1991. L'angle zénithal était de 32°.

La figure 2-15 montre la scène Landsat TM, en composition colorée, avec les canaux TM1, TM3 et TM4. Nous remarquons en orange et en blanc les terres émergées au haut, à droite et au bas de l'image. Ces terres doivent être probablement recouvertes de végétations, leur signature dans l'infrarouge (TM-4) étant élevée. Au bas de l'image, nous remarquons des zones cultivées ; ce sont des polders. À pleine échelle et avec l'aide des cartes, il est possible de distinguer des routes et des voies ferrées. Dans l'angle bas et droit de l'image, nous voyons une embouchure : c'est une paléo-baie, dans laquelle il ne coule aucun fleuve, mais où l'on note la présence d'une circulation produite essentiellement par les ondes de seiches.

Nous avons déjà évoqué que sur cette zone, les profondeurs de la mer Caspienne sont

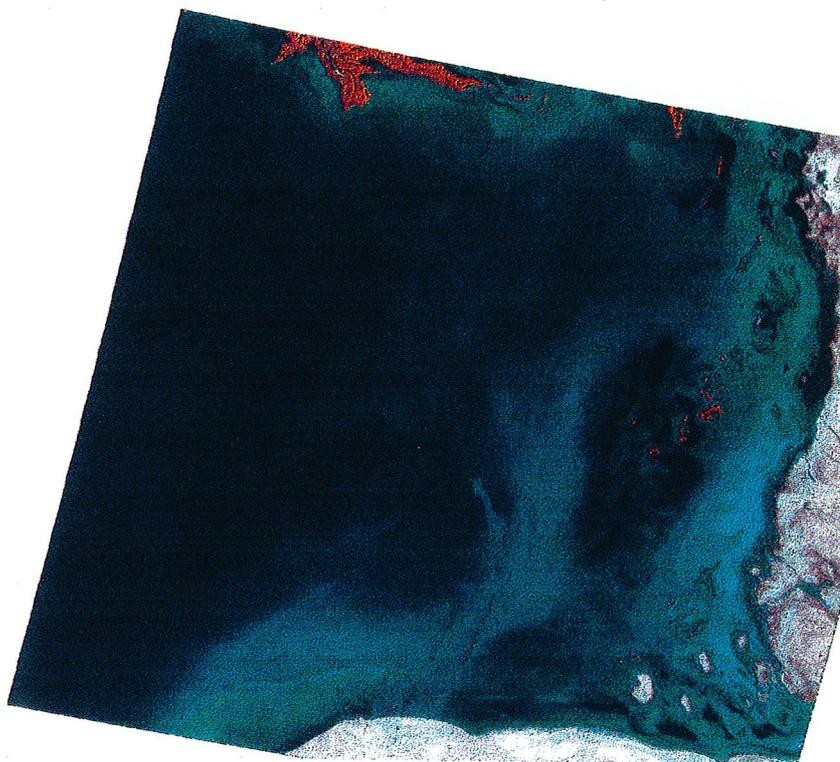


Figure 2-15. Scène acquise avec Landsat 5-TM. Composition colorée réalisée à partir des canaux TM-1, TM-3 et TM-4. On distingue nettement les terres émergées au haut de l'image, la péninsule de l'Oural où est localisée la ville de Guriev, et les polders au bas de l'image. Le nord géographique se situe vers le haut de l'image.

faibles de l'ordre d'une dizaine de mètres, dans les zones éloignées des rivages. Sur toute la scène, il est donc possible d'observer à la fois les fonds marins et les substances présentes dans l'eau. Le canal TM-6, sensible à l'infrarouge thermique met en évidence un nuage en forme de fourche sur la partie basse de l'image. Il existe aussi des brumes côtières sur les rivages, notamment sur la droite et au bas de l'image. Ces informations sont importantes puisque si nous ne pouvons pas corriger les réflectances des pixels concernés, nous savons que ces valeurs vont être peu précises. On préfère donc les masquer.

Nous disposons aussi d'une carte bathymétrique de la région, numérisée à partir de cartes russes publiées dans les années 1980 et dont certains relevés dataient déjà de quelques décennies. La figure 2-16 montre cette carte à une échelle approximative de $1/2\,000\,000^{\text{ème}}$. Les zones colorées en jaune décrivent des surfaces fortement chlorophylliennes, comme les bancs de roseaux, très fréquents dans cette région. La morphologie de la mer Caspienne a fortement évolué entre la construction des cartes datant des années 1980 et l'acquisition de l'image en 1991. Ne serait-ce qu'en comparant cette carte avec l'image 2-15, nous constatons des déplacements importants du trait de côte, pouvant atteindre par exemple

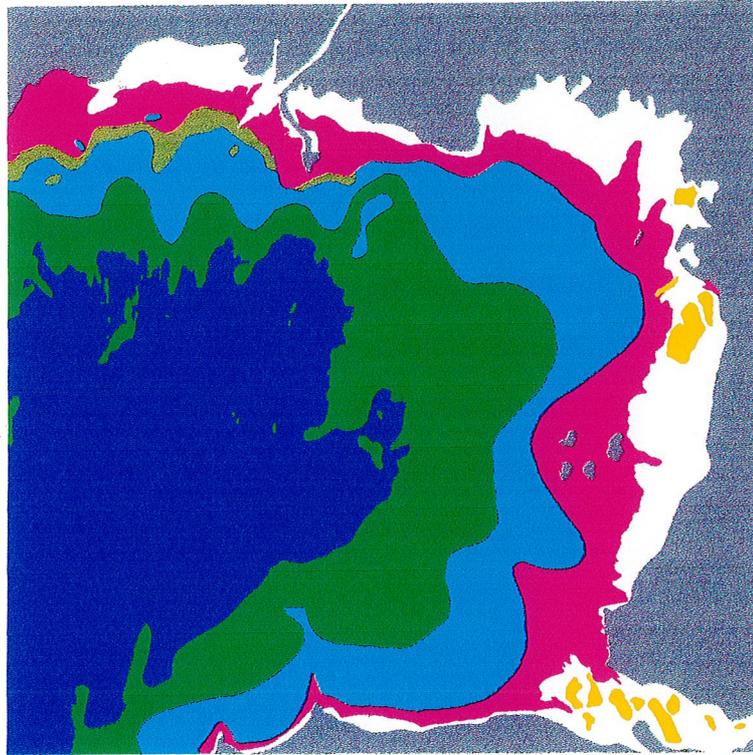


Figure 2-16. Carte bathymétrique du nord de la mer Caspienne. Les couleurs signifient : la terre ferme en gris, les marais en blanc, les profondeurs comprises entre 0 m et 1 m en magenta, entre 1 m et 2 m en vert olive, entre 2 m et 3 m en cyan, entre 3 m et 5 m en vert et les profondeurs supérieures à cinq mètres en bleu foncé.

plus de vingt kilomètres dans la paléo-baie.

Avant d'appliquer les méthodes de classification, cette image a été prétraitée. Les opérations effectuées portent sur la conversion des comptes numériques de l'image en réflectances, sur la correction du dioptrisme air-eau et sur la correction atmosphérique. Cette dernière opération a été réalisée par la méthode de Sturm [Sturm 1975]. Des simulations à l'aide du logiciel de simulations atmosphériques 6S [Vermote *et al.* 1994] nous ont confirmé ces corrections.

La première classification effectuée sur cette image est une bathymétrie par la méthode de Bierwirth, définie à l'origine pour déterminer la réflectance des fonds marins. Le résultat de cette classification est présenté figure 2-17. Les classes de profondeurs sont identiques à celles de la carte de bathymétrie. Nous avons aussi conservé les mêmes codes de couleurs. Les terres émergées ont été masquées et sont représentées en vert foncé, de même que les nuages qui sont représentés en bleu foncé. Nous avons aussi reporté les frontières entre les différentes classes de la carte de bathymétrie.

De cette classification, il ressort que si l'on retrouve globalement les classes de

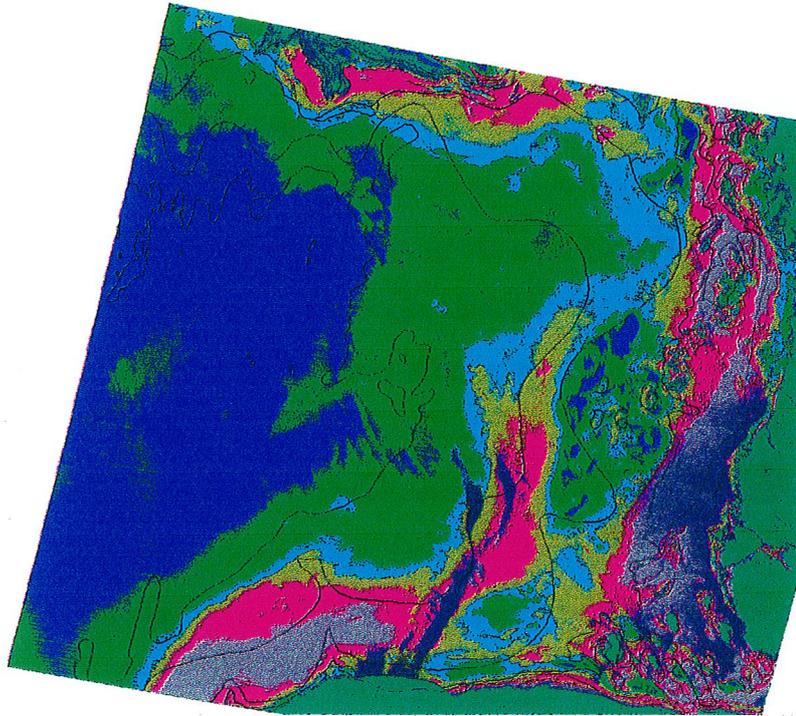


Figure 2-17. Bathymétrie de la mer Caspienne par la méthode de Bierwirth. Les classes de profondeurs sont identiques à celles de la carte bathymétrique. Les terres émergées sont masquées en vert foncé et les nuages en bleu foncé. Nous remarquons la progression de la profondeur vers le côté gauche de l'image.

profondeurs et notamment celles supérieures à 3 m, nous distinguons néanmoins des différences importantes aux abords des rivages. Nous pouvons supposer que les eaux côtières ont une atténuation et une réflectance plus importantes qu'au large. Dans de telles eaux, les classifications sont alors mal réalisées. Sur la partie haute de l'image à droite de la péninsule de l'Oural, nous remarquons une évolution importante. Il est possible qu'il s'agisse d'une zone de sédimentation. À l'inverse, la paléo-baie s'est particulièrement ouverte. Cette forte érosion montre l'importance des courants probablement présents dans cette baie, lorsqu'ils en ressortent. Appuyant cette interprétation, une analyse détaillée de cette classification montre le déplacement vers le large des groupes de roseaux.

L'avantage essentiel de cette méthode réside à la fois dans sa facilité de mise en œuvre et dans sa simplicité d'utilisation. Cependant, elle nécessite au préalable des renseignements sur les propriétés optiques des eaux et des fonds marins. Pour réaliser cette carte de classification, nous avons supposé que l'eau et le fond marin présentaient des propriétés optiques homogènes sur toute la surface de la mer. Cette hypothèse est probablement peu réaliste en raison de la grande étendue de la mer notamment sur le

littoral.

La seconde classification de cette image a été réalisée à l'aide de notre méthode. Avant de passer en revue les résultats de cette classification, il est important de rappeler les simulations portant sur les probabilités de retrouver les classes de références, pour une précision radiométrique donnée (cf figure 2-10). Sachant que celle des images Landsat 5-TM est de l'ordre de 10 %, nous en déduisons que la probabilité de retrouver une classe de profondeur correspondant au mieux à la réalité est de l'ordre de 40 %, ce qui est faible. Les probabilités de bons classements des autres paramètres optiques restent dans les mêmes ordres de grandeur, hormis pour la réflectance de l'eau qui est nettement plus importante, plus de 80 %. Nous voyons ainsi que les classifications obtenues avec notre méthode seront peu précises. Si les classes choisies ne sont pas les mieux adaptées, nous pouvons cependant obtenir des classifications, dont certaines classes choisies sont proches de la réalité. Pendant les simulations, nous avons effectivement remarqué qu'avec des données bruitées, notre méthode provoque des biais, comme le montre la figure 2-11. Si l'on se place dans le cas d'une précision radiométrique de 10 %, nous considérons que le biais sur la profondeur est inférieur à 1 m, ce qui est acceptable, et que 95 % des pixels seront classés dans un intervalle de 4 m. Nous n'avons pas évoqué la prise en compte de la précision de la correction atmosphérique, jouant un rôle aussi important que la précision radiométrique de l'instrument. Comme nous l'avons déjà évoqué, le problème principal de ces corrections réside dans l'impossibilité de connaître l'ensemble des paramètres optiques de l'atmosphère, comme par exemple la concentration d'aérosols. Dans notre exemple, on peut supposer que la précision de cette correction est de l'ordre de 10 % de la radiométrie des images. La précision totale des images de réflectance serait alors d'une vingtaine de pour-cent, ce qui est particulièrement important. Dans cette situation, moins d'une profondeur sur trois sera bien classée, mais l'écart moyen de profondeur sera inférieur à un mètre. Statistiquement, 95 % des profondeurs seront classées dans un intervalle de six mètres. La précision avec laquelle nous obtenons des images de réflectances joue donc un rôle capital pour notre méthode. Comme la précision radiométrique du radiomètre et de la correction atmosphérique sont faibles, probablement supérieures à une dizaine de pour-cent pour chacune d'elles, nous devons considérer les résultats de classification, plus comme des indications qualitatives que des informations quantitatives.

La figure 2-18 illustre le résultat de la classification de la profondeur par notre méthode. Nous remarquons que l'algorithme détecte bien les terres émergées, au nord, au sud et à l'est de la scène. Nous distinguons aussi des îles dans l'estuaire de la paléo-baie. Ces îles correspondent aux zones de roseaux représentées en jaune sur la carte bathymétrique. Sur la mer, nous observons une progression des profondeurs, allant de la terre vers des profondeurs plus importantes, de l'ordre de trois à cinq mètres dans la partie ouest de la mer. Si l'on compare ces profondeurs avec celles de la carte (cf. fig. 2-16) ou de la classification précédente (cf. fig. 2-17), nous constatons que notre méthode sous-estime fortement la profondeur. Nous restons cependant dans l'intervalle des six mètres précédemment donné.

La classification des fonds marins et de la nature des sols émergés est présentée sur la figure 2-19. Les terres émergées sont reconnues comme du sable, probablement plus par erreur que par réalité, notamment sur les polders ou sur les îles de la paléo-baie,

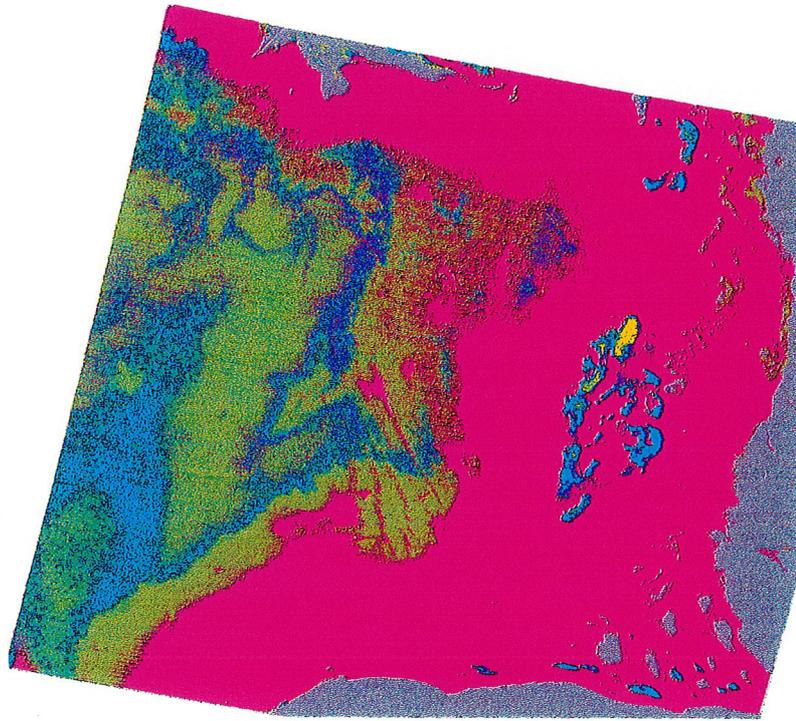


Figure 2-18. Classification de la profondeur de la mer Caspienne. Le code des couleurs est le suivant : les terres émergées sont représentées en gris, les profondeurs d'un mètre en magenta, de deux mètres en cyan, de cinq mètres en vert clair, de sept mètres en bleu foncé et de dix mètres en jaune. De la même façon que sur la carte ou sur la classification précédente, nous constatons bien une progression de la profondeur vers le large, situé sur le côté gauche de l'image. Néanmoins, il semble que les profondeurs soient sous-estimées par rapport à la réalité.

qui correspondent à des zones particulièrement chlorophylliennes : ce sont des bancs de roseaux. La méthode ainsi que les données synthétiques ne sont pas établies pour traiter les terres émergées. Dans la mer, on note la présence de quelques herbiers dont la rareté pourrait s'expliquer par l'impossibilité de résister au gel en hiver. L'algorithme en détecte toutefois quelques zones, surtout au bas de l'image. Ceci s'explique peut-être par des eaux salées plus chaudes remontant depuis le bassin sud. Au nord de la scène sur la région de Guriev, la méthode classe des zones d'alluvions brun clair affleurantes (en bleu). Il est possible qu'elles correspondent à des zones naturelles de sédimentations. Depuis l'établissement de la carte bathymétrique dans les années 1980, nous constatons visuellement une forte évolution de cette zone.

Les cartes de classification des propriétés d'atténuation et de réflectance de l'eau doivent être interprétées ensembles, puisque ces deux propriétés décrivent l'eau. La figure

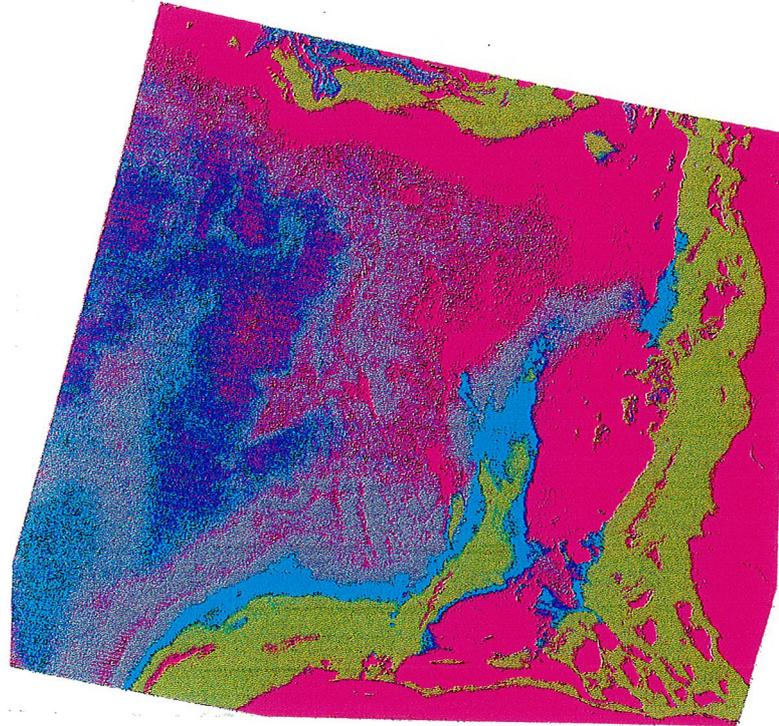


Figure 2-19. Classification des fonds marins. La couleur grise représente un herbier, le rose du sable, le vert olive un sol sableux rouge et le cyan des alluvions brun clair. Le fond marin est composé essentiellement de sable, de sols sableux rouges et d'alluvion brun clair et de quelques herbiers.

2-20 présente la classification de l'atténuation et la figure 2-21 celle de la réflectance de l'eau. Nous constatons des différences importantes entre ces deux cartes, qui devraient normalement présenter des répartitions des classes analogues. Lors des simulations (cf. figure 2-10), nous avons remarqué qu'avec des réflectances peu précises, la mesure de l'atténuation de l'eau est nettement plus sensible au bruit que la mesure de la réflectance. Il est donc préférable de tenir compte des classifications de la réflectance. Entre ces deux paramètres nous remarquons parfois des écarts importants ; il n'est donc pas possible de se prononcer sur la nature des eaux rencontrées. Par exemple, sur la droite de l'image à l'endroit où nous observons une profondeur importante, à l'aide de la classification du coefficient d'atténuation nous déduisons que l'eau est claire, alors que la classification de la réflectance montre des eaux très chlorophylliennes. Néanmoins, par endroits nous observons quelques similitudes, par exemple sur la bande chlorophyllienne (en rose) que l'on trouve sur la classification de l'atténuation. Pour la réflectance de l'eau, la méthode classe cette zone comme des eaux légèrement chlorophylliennes.

La dernière remarque sur la classification de la réflectance de l'eau, porte sur une zone importante grise au bas de la carte correspondant à de l'eau claire. Cette classification

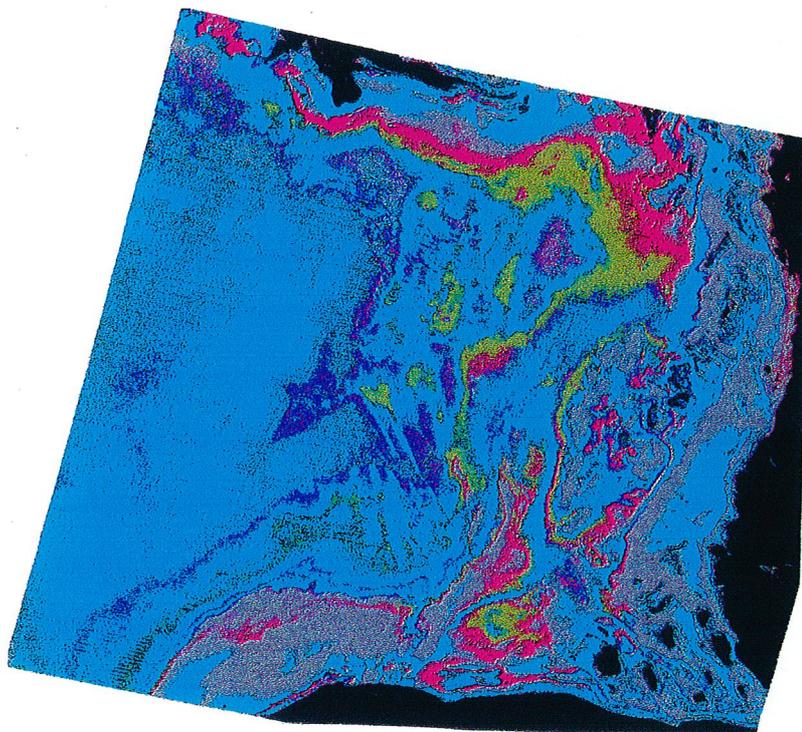


Figure 2-20. Classification de l'atténuation de l'eau. Nous y avons représenté en noir les terres émergées. Le gris correspond à de l'eau pure, le rose à de l'eau chlorophyllienne, le vert à de l'eau sédimentaire et le bleu à de l'eau turbide.

doit être probablement erronée à cause d'une couverture brumeuse. Nous reviendrons sur cette zone dans la suite de ce paragraphe. Juste à son côté, en rose est détectée de l'eau de mer coïncidant avec le fond classé comme un herbier.

Les cartes de classification résultant de notre algorithme présentent pour chacune d'elles des répartitions assez distinctes et différentes. Les informations représentées sont donc fortement décorréélées d'entre elles. Nous pouvons déduire que l'algorithme est efficace pour donner des renseignements généraux sur un site, mais à l'heure actuelle, en raison de la trop faible précision radiométrique des images de réflectances, il n'est pas envisageable d'extraire des informations quantitatives sur les paramètres optiques du milieu.

Lors de la description de la méthode, nous avons montré que pour classifier un pixel, la réflectance synthétique retenue correspond à celle dont la distance est la plus faible avec l'observation ; c'est la solution de premier rang. La figure 2-22 montre la carte de toutes ces distances. La classification des terres émergées s'effectue loin de l'espace de solution donné par les réflectances synthétiques, puisque les distances sont particulièrement élevées. Cela s'explique très bien, car la méthode et les données synthétiques ne sont pas conçues pour décrire ces milieux. En vert, nous observons des erreurs qui sont loin d'être négligeables,

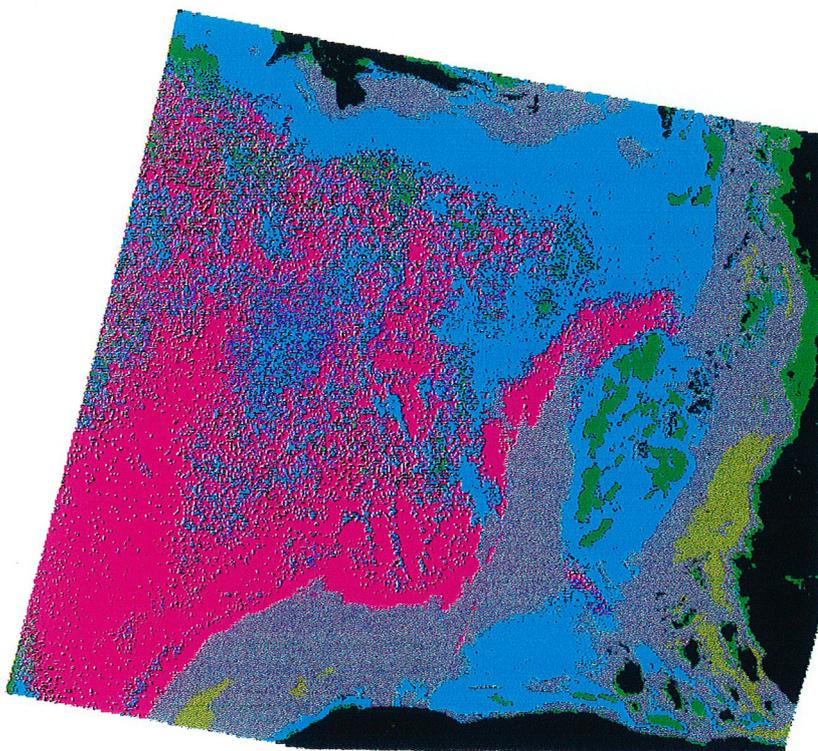


Figure 2-21. Classification de la réflectance de l'eau. La couleur noir représente les terres émergées. La couleur grise correspond à de l'eau claire, le rose à de l'eau de mer, le vert olive à de l'eau très turbide, le cyan à de l'eau légèrement chlorophyllienne, dont la concentration est inférieure à $0,1 \text{ mg/m}^3$ et le vert saturé à de l'eau très chlorophyllienne, dont la concentration est de 3 mg/m^3 .

par exemple le long des rivages, sur la droite et au bas de l'image. Ce sont probablement des brumes qui modifient fortement les réflectances de la mer acquises par le radiomètre et qui induisent de mauvaises classifications.

Cette application de notre méthode à l'image acquise sur la mer Caspienne à l'aide du radiomètre optique *Thematic Mapper* de Landsat 5 est intéressante, car elle montre les limitations et les capacités de notre méthode dans des circonstances défavorables. Nous pouvons dénombrer quatre causes d'erreur. La première porte sur les images et les données synthétiques qui sont décrites dans un trop faible ensemble de bandes spectrales : TM-1, TM-2, TM-3 et TM-4. La description des eaux côtières est donc très grossière et ne permet pas de discriminer distinctement chaque propriété optique. La deuxième cause d'erreur est la qualité radiométrique des images. Par exemple, celle de Landsat 5-TM est faible, de l'ordre de 10 %. Si l'on se reporte aux simulations et plus particulièrement aux figures 2-9 et 2-10, nous voyons que le nombre de pixels bien classés est très faible pour une telle précision.

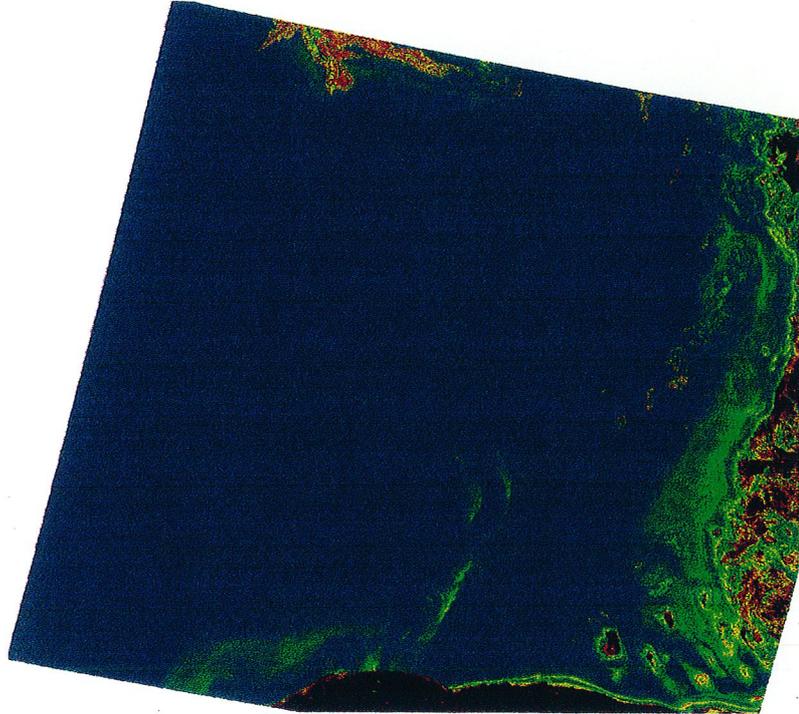


Figure 2-22. Carte des écarts entre les images de réflectances et les données synthétiques. Par ordre de distances croissantes, les couleurs débutent par le bleu foncé, passe par le vert, l'orange, le rouge puis terminent avec le noir pour les plus grandes distances. Pour celles-ci, les propriétés optiques choisies parmi les données synthétiques sont peu représentatives de l'observation. Cela provient, soit des images de réflectances qui sont mal déterminées, soit des données synthétiques qui sont peu représentatives du site.

La troisième circonstance défavorable touche encore la précision des images de réflectance, mais cette fois en considérant les corrections atmosphériques. Ces dernières ne peuvent être parfaitement établies en raison de certains paramètres inaccessibles pendant l'acquisition de l'image. Cette source d'erreur est difficile à estimer, mais on peut la supposer supérieure à 10 % pour des images acquises avec des instruments spatiaux. La quatrième circonstance défavorable porte sur les données synthétiques. Afin de caractériser au mieux un milieu côtier, nous devrions choisir les données synthétiques sur le site même d'étude, c'est à dire avec des propriétés optiques le décrivant bien. Cette condition n'est malheureusement pas remplie, car l'acquisition de cette image ne faisait pas partie d'une étude portant sur ce point. L'ensemble de ces circonstances défavorables doit être pris en compte lors de l'interprétation des classifications. Nous devons donc savoir que les classifications effectuées seront peu précises. Par exemple, lors des simulations, pour la profondeur de la mer, nous

avons tablé sur un biais d'un mètre, mais en réalité il faut considérer des erreurs nettement plus importantes, de l'ordre de trois à cinq mètres. Néanmoins, pour une précision des réflectances que l'on peut estimer à une vingtaine de pour-cent, ces écarts de classification rentrent dans le domaine de validité prévu, de l'ordre de six mètres.

Les cartes de classification réalisées offrent des résultats intéressants, notamment sur la profondeur, même si elle est particulièrement sous-estimée. Sur les autres cartes de classification, nous distinguons certains renseignements pour lesquels nous pouvons toujours effectuer des conjectures, mais pour lesquels il est difficile de s'avancer de façon formelle. Nous n'avons pas de vérité terrain pour savoir si les classifications sont réalistes ; certaines semblent irréalisables, d'autres paraissent plus vraisemblables. La carte de bathymétrie est la seule carte que nous avons traitée en détail, puisque nous disposons d'une carte bathymétrique de la même scène. Remarquons que cette dernière n'étant pas très récente, nous avons noté des changements, ne serait-ce que sur le trait de côte. Pour conclure sur cette application, nous dirons que la méthode permet n'offre sur cette scène que des classifications qualitatives.

2.6. Conclusion et perspectives

Afin de caractériser au mieux un littoral, nous devons tenir compte d'un maximum d'informations. Dans ce chapitre, nous avons montré les possibilités de la télédétection spatiale et aéroportée pour l'étude des littoraux et plus particulièrement des eaux côtières. Nous avons passé en revue les caractéristiques optiques détectables par télédétection, ainsi que les méthodes pour les analyser. Pour la plupart d'entre elles, ces méthodes sont empiriques, voire semi-empiriques, par exemple basées sur la relation entre la radiométrie des pixels et la concentration de substances présentes dans l'eau. Elles sont donc simples à mettre en œuvre et peuvent offrir des résultats précis. L'inconvénient majeur de ces méthodes réside dans l'obligation de disposer de vérités terrains pour étalonner les mesures. De plus, ces méthodes traitent uniquement qu'une seule caractéristique particulière des eaux côtières, alors que si l'on traite des images optiques, le rayonnement électromagnétique issu des eaux dépend de trois contributions, à savoir le type d'eau, la profondeur de la mer et le type de fond marin. Si l'on souhaite caractériser convenablement ces paramètres, il n'est pas envisageable de le faire de façon séparée à l'aide de trois algorithmes distincts, empiriques ou semi-empiriques.

Pour permettre une caractérisation complète du littoral, nous avons défini une méthode décrivant simultanément les trois propriétés optiques des eaux côtières. Cette méthode fait partie de la classe des méthodes inverses, s'appuyant sur des données synthétiques pour effectuer des classifications. Nous l'avons nommée "modèle inverse de transfert radiatif", car elle est basée sur la modélisation de la théorie du transfert radiatif dans les eaux côtières et que son principe est basé sur la résolution des problèmes inverses. Cette méthode exploite la connaissance *a priori* que l'on a de ces eaux, en définissant au préalable des classes pour chaque propriété optique rencontrée. Un autre avantage de cette méthode porte sur la possibilité qu'elle offre de connaître la qualité de classification de chaque pixel. Nous avons vu qu'il est possible de savoir si la scène observée peut être décrite par les données synthétiques. Nous avons souligné les inconvénients importants de

cette méthode. Retenons que des données *in situ* mal choisies ainsi qu'une qualité trop faible des images, provoquent des classifications peu précises. Cette caractérisation est particulièrement novatrice, car comme nous venons de le montrer, il n'existait pas jusqu'à présent de méthode inverse à données synthétiques pour retrouver ces propriétés.

De ces deux exemples, nous constatons qu'il n'est pas envisageable d'extraire des informations quantitatives sur les littoraux avec des images spatiales sans l'aide de vérités terrains. La raison principale à cela est l'effet atmosphérique qui est corrigé avec une faible précision. Associés aux instruments spatiaux, il serait donc souhaitable de disposer de sondeur de l'atmosphère permettant d'établir son profil vertical et de permettre la correction des images avec des paramètres adaptés. Néanmoins, avec les résultats obtenus sur la lagune de Venise avec un spectromètre aéroporté, nous attendons avec intérêt les générations futures de spectromètres imageurs spatiaux comme Meris.

Pour diminuer la sensibilité de la méthode, il serait souhaitable de tenir compte de trois remarques. La première concerne la répartition spatiale des propriétés optiques du milieu. Actuellement, nous ne prenons en compte aucune contrainte spatiale sur la classification des pixels : chaque un pixel est classé indépendamment de son entourage. Il serait possible d'ajouter des contraintes de voisinage, en supposant par exemple que pour classer un pixel il faut tenir compte de l'état de ses voisins. La solution retenue pour ce pixel serait d'un rang inférieur, mais les propriétés attribuées correspondraient davantage à celles du voisinage. La deuxième idée revient à supprimer certaines solutions n'ayant aucun sens physique, par exemple un pixel dont les propriétés choisies sont une atténuation de l'eau pure, une réflectance d'eau très turbide, un fond sombre et une profondeur de vingt mètres. Pour de telles solutions, il serait possible de contraindre l'algorithme à choisir une solution de rang inférieur mais plus réaliste. Il serait même envisageable de supprimer ces solutions avant d'effectuer les classifications, de façon à diminuer le nombre de distances à calculer. La troisième idée est de contraindre l'algorithme à choisir l'atténuation et la réflectance de l'eau pour des types donnés d'eaux : eau sédimentaire, eau chlorophyllienne, eau avec substances dissoutes... Dans l'état de l'art, nous avons rappelé que les propriétés d'atténuation et de réflectance de l'eau sont décrites à l'aide des deux propriétés optiques de l'eau, à savoir l'absorption et la diffusion. Les coefficients d'atténuation et de réflectance de l'eau sont donc dépendants. Nous pourrions même utiliser ces propriétés élémentaires de l'eau dans l'algorithme, si l'on dispose de ces renseignements pour certains types d'eaux. Dans ces conditions, le modèle ne présenterait alors plus que trois paramètres libres, correspondant à trois propriétés indépendantes et distinctes du milieu. Ces contraintes permettent de restreindre le nombre de solutions de l'algorithme pour trouver celles cohérentes avec la réalité. Elles ouvrent ainsi de nouvelles perspectives à notre algorithme.

Dans les chapitres 1 et 2, nous avons présenté des méthodes pour caractériser les littoraux à des dates précises, celles des acquisitions des images. Afin d'augmenter la robustesse des informations retenues sur un site, il est nécessaire d'exploiter des images à plusieurs dates et acquises dans des circonstances différentes. L'objet du chapitre suivant est de montrer sur un exemple, la richesse qu'apporte l'exploitation de plusieurs images pour analyser les évolutions spatiales d'un littoral.

Chapitre 3

Exemple de complémentarité instrumentale pour l'étude du littoral

L'objectif de ce chapitre est de montrer un exemple de synergie entre les différents instruments spatiaux pour analyser des caractéristiques littorales. Cet exemple porte sur l'exploitation d'instruments optiques et radars pour cartographier le trait de côte. Cet exemple simple et appliqué met en évidence les intérêts majeurs à utiliser des instruments spatiaux complémentaires.

3.1. Complémentarité des instruments optiques et radars pour localiser le trait de côte

Nous présentons une synergie des instruments optiques et radar pour localiser le trait de côte d'un littoral. Nous considérons deux images d'instruments spatiaux : l'une acquise avec un radiomètre optique et l'autre acquise avec un instrument radar.

Au chapitre 1, nous avons évoqué la possibilité d'extraire un trait de côte à partir d'une image acquise avec un radiomètre. Il faut que l'eau soit claire et que le ciel soit dégagé lors de l'acquisition. Les écarts que l'on observe entre le trait de côte déterminé par des méthodes de classifications sur les images optiques et la transition entre la terre et la mer, sont nettement influencés par l'agitation de l'eau. Sur un littoral sableux, ou présentant des alluvions diverses, les eaux proches du rivage chargées d'éléments en suspension peuvent avoir des signatures suffisamment semblables à celles de la terre pour qu'on les confonde. Dans cet exemple, nous supposons être en possession d'une image de radiomètre acquise dans des conditions météorologiques acceptables.

À l'aide de méthodes spécifiques, l'élément cartographique "trait de côte" peut être aussi reconnu sur des images radars, comme nous l'avons montré au Chapitre 1. Il existe deux avantages à exploiter de tels instruments par rapport à ceux optiques. Le premier réside dans la possibilité d'analyser les rivages lors de circonstances exceptionnelles, comme les tempêtes, les raz de marée... Le second étant la possibilité d'acquérir des images de la terre et de la mer en des lieux recouverts en permanence de nuages. Pour l'exemple, nous supposons disposer d'une image acquise avec un radar. De plus, nous possédons les renseignements auxiliaires, notamment sur la date et sur les conditions météorologiques lors de l'acquisition. Pour simplifier, l'exemple ne porte pas sur les effets de marée.

En raison de la complémentarité des instruments et des circonstances d'observation, l'information "trait de côte" ne peut être simplement déterminée. Par exemple, il est nécessaire de connaître la qualité de localisation, savoir si l'acquisition des images correspond à des situations exceptionnelles. Pour des raisons de lisibilité, il n'est pas envisageable de reporter toutes ces informations sur une seule carte. Les bases d'informations sont des outils à la fois puissants et efficaces pour rassembler des

informations, puisqu'elles permettent à tout moment la consultation d'informations spécifiques parmi un ensemble pouvant être important. Dans notre cas, celle-ci est composée de cinq renseignements :

- une carte du trait de côte lors de conditions normales. Cette carte est sensée fournir des informations sur la position de la transition entre la terre et la mer, lorsqu'elle est agitée de façon normale.

- une carte de la qualité de ce trait de côte ;

- une carte représentant l'évolution du trait de côte. En chaque point du rivage, il peut être utile de savoir si l'on observe une évolution, de combien de mètres, à quelle vitesse... Cette carte peut avoir trois états, soit *stable* précisant que le littoral n'évolue pas, soit *évolution* indiquant que le trait de côte se déplace, soit *inconnu* si l'on ne peut donner aucune indication sur l'évolution. Ce cas est réalisé lorsque les acquisitions des images sont proches.

- une carte du trait de côte observable lors de conditions exceptionnelles. Elle peut être importante pour estimer à l'avance des travaux lors de prospections d'aménagement du littoral, par exemple, pour éviter que des routes proches du littoral soient affectées, voire détruites, par les vagues lors de tempêtes, ou pour placer des ports dans des zones qui ne s'ensablent pas. Cette carte met en valeur les zones de risques naturels.

- une carte numérique de la qualité de ce trait de côte. On peut parler en terme de probabilité qu'un événement exceptionnel se réalise, comme par exemple une possibilité pour deux mille jours.

La notion temporelle est importante, pour estimer les évolutions et pour mettre en valeur les zones de risques. De plus, notons que pour permettre des comparaisons avec des cartes antérieures, il est indispensable de gérer des archives.

La figure 3-1 illustre cet exemple de synergie d'images d'instruments optiques et radars pour déterminer le trait de côte d'un littoral. Sur ce graphe, les ellipses correspondent à des données brutes ou traitées, les doubles ellipses à la base d'informations et les rectangles à des méthodes. Les losanges représentent les conditions que doivent remplir les informations pour bien être interprétées dans la base. Puisqu'il est possible de déterminer le trait de côte dans des conditions normales à l'aide des optique et radar, cet exemple montre qu'il est possible d'obtenir des conflits dans les deux traits de côte déterminés. Ce sont alors les cartes de qualité qui permettent de lever ces conflits : le trait de côte retenu sera celui de meilleure qualité. Cet exemple montre huit solutions pour caractériser le trait de côte. Par exemple, si l'image radar est acquise lors d'une tempête et que l'on n'observe aucune évolution significative du trait de côte, seuls les renseignements sur le trait de côte en conditions normales sont confirmés ; les autres renseignements ne sont pas touchés. Si l'on considère l'exemple d'une image radar acquise par temps clément, les dates d'acquisitions sont comparées ; si elles sont éloignées et que les traits de côtes sont semblables, nous considérons que le littoral n'évolue pas. La base d'informations est donc modifiée uniquement sur le trait de côte observé dans des conditions normales et sur sa fiabilité.

Cet exemple de synergie d'images spatiales est simple, puisqu'il ne met en œuvre que deux images et que quelques tests rudimentaires. Il est possible d'enrichir cette fusion en impliquant d'autres opérations et d'autres conditions. Cet exemple ne met pas en œuvre

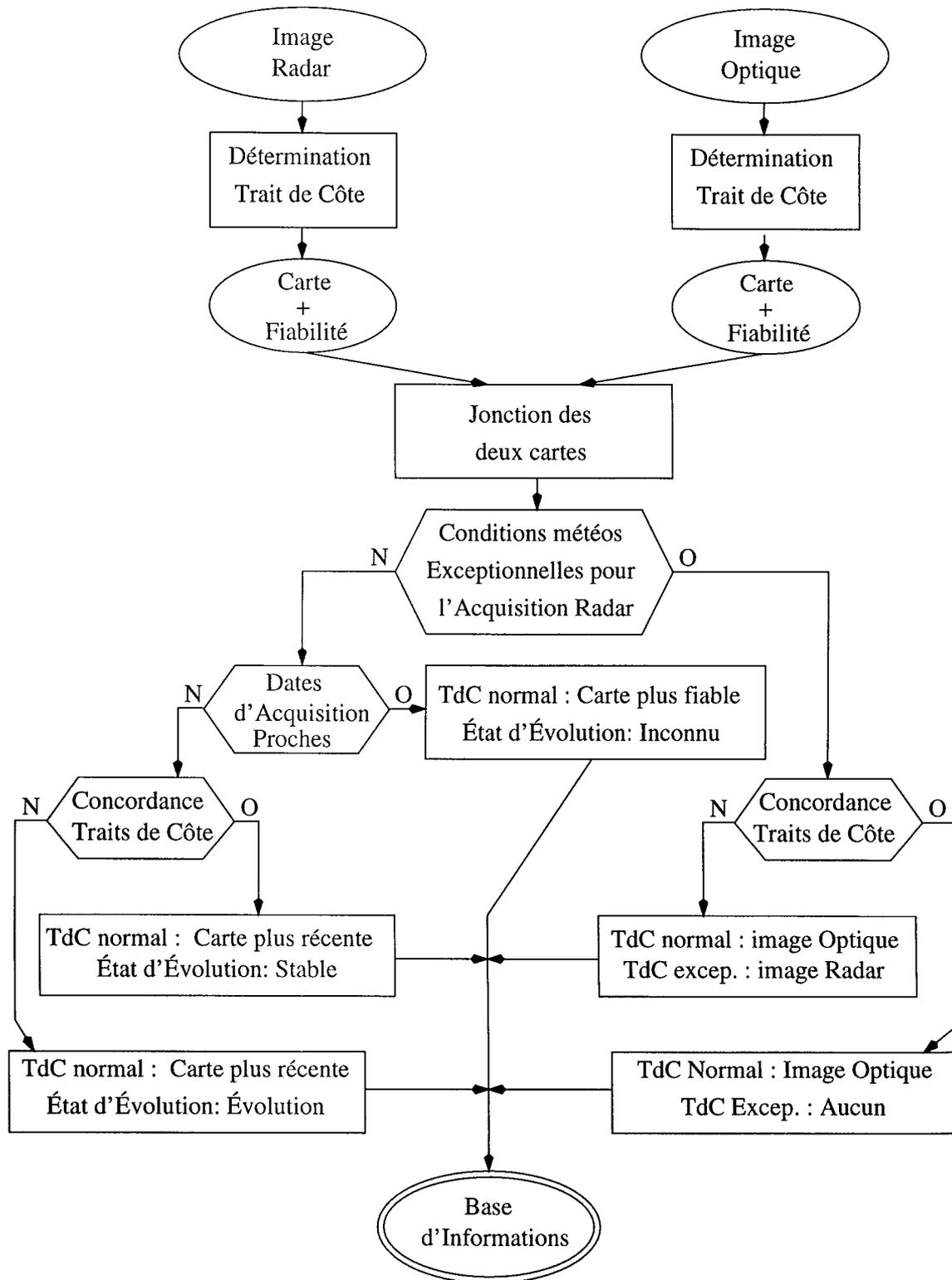


Figure 3-1. Exemple de synergie d'images de radiomètres et spectromètres spatiaux pour déterminer le trait de côte d'un littoral. L'acronyme TdC signifie Trait de Côte. Nous supposons rechercher les traits de côte pour construire une base d'informations.

de rejet de données. Dans un cas réel de telles possibilités seraient envisageables, lorsque par exemple, la qualité des cartes est très insuffisante. De plus, dans cet exemple, nous ne prenons en compte uniquement la météorologie, les dates d'acquisition, la qualité des traits de côte et leurs concordances spatiales. Nous aurions pu aussi exploiter la résolution spatiale des images, le rapport signal-bruit des images, des propriétés du littoral comme la déclivité du rivage, des phénomènes météorologiques comme les inondations, ou des phénomènes marins comme les marées.

À titre d'exemple, nous proposons une application simple de cette méthode. Dans le premier chapitre, nous disposons d'un ensemble de données sur la ville d'Audierne. Nous avons à notre disposition une image acquise avec le radiomètre *Thematic Mapper* de Landsat 5, acquise par jour de beau temps, avec un couvert nuageux inexistant. En outre, nous disposons d'une autre image, acquise avec le radar à ouverture synthétique d'ERS-1. Nous savons que les conditions météorologiques d'observation de cette scène n'étaient pas bonnes : on observait une tempête dans la baie d'Audierne. Nous complétons nos images grâce à une carte récente IGN de la région au 1/25 000^{ème}, de laquelle nous avons extrait le trait de côte. Nous pouvons donc extraire trois traits de côte : celui donné par l'IGN (niveau 0 moyen de référence), celui déterminé à partir de l'image du radiomètre et celui déterminé sur l'image radar. L'image de la figure 3-2 illustre les trois traits de côte.

Si nous suivons la démarche proposée sur le graphe de la figure 3-1, nous conservons le trait de côte déterminé sur l'image de radiomètre pour la cartographie en circonstance météorologique normale et celui de l'image radar pour la cartographie en circonstances exceptionnelles.

3.2. Conclusion

Cet exemple illustre la synergie existante entre les imageurs radiomètres et les imageurs radars pour l'étude et la caractérisation des littoraux. Chacun d'eux apporte des informations complémentaires sur un site. Nous aurions pu aussi traiter d'autres caractéristiques, comme par exemple la bathymétrie d'un site.

Cet exemple de synergie évoqué dans ce chapitre ne traite qu'une seule caractéristique littorale. Nous avons pas évoqué l'utilisation de ces images pour en décrire plusieurs : la profondeur, le trait de côte, la nature des eaux et des fonds... Pourtant, ces paramètres sont étroitement liés puisqu'ils participent à la description d'un écosystème et d'un milieu géophysique spécifique. Il existe des relations entre ces caractéristiques. Par exemple, nous pouvons rencontrer des algues jusqu'à une certaine profondeur, ou encore observer des sables dans des zones fortement sédimentaires.

Nous voyons l'importance d'exploiter sources différentes de données pour extraire des informations de haut niveau, exploitables par les utilisateurs et experts, lors de l'aménagement du littoral. Nous retenons que la synergie entre des instruments spatiaux peut être particulièrement importante pour améliorer :

–la qualité des cartes. Lorsque l'on exploite une seule image pour obtenir des caractéristiques littorales, celles-ci dépendent de la qualité de l'instrument d'acquisition et de traitement. Dans le cas où l'on utilise plusieurs images, la qualité des classifications est plus fiable, puisque celle-ci est moins dépendante d'un seul instrument ou traitement.

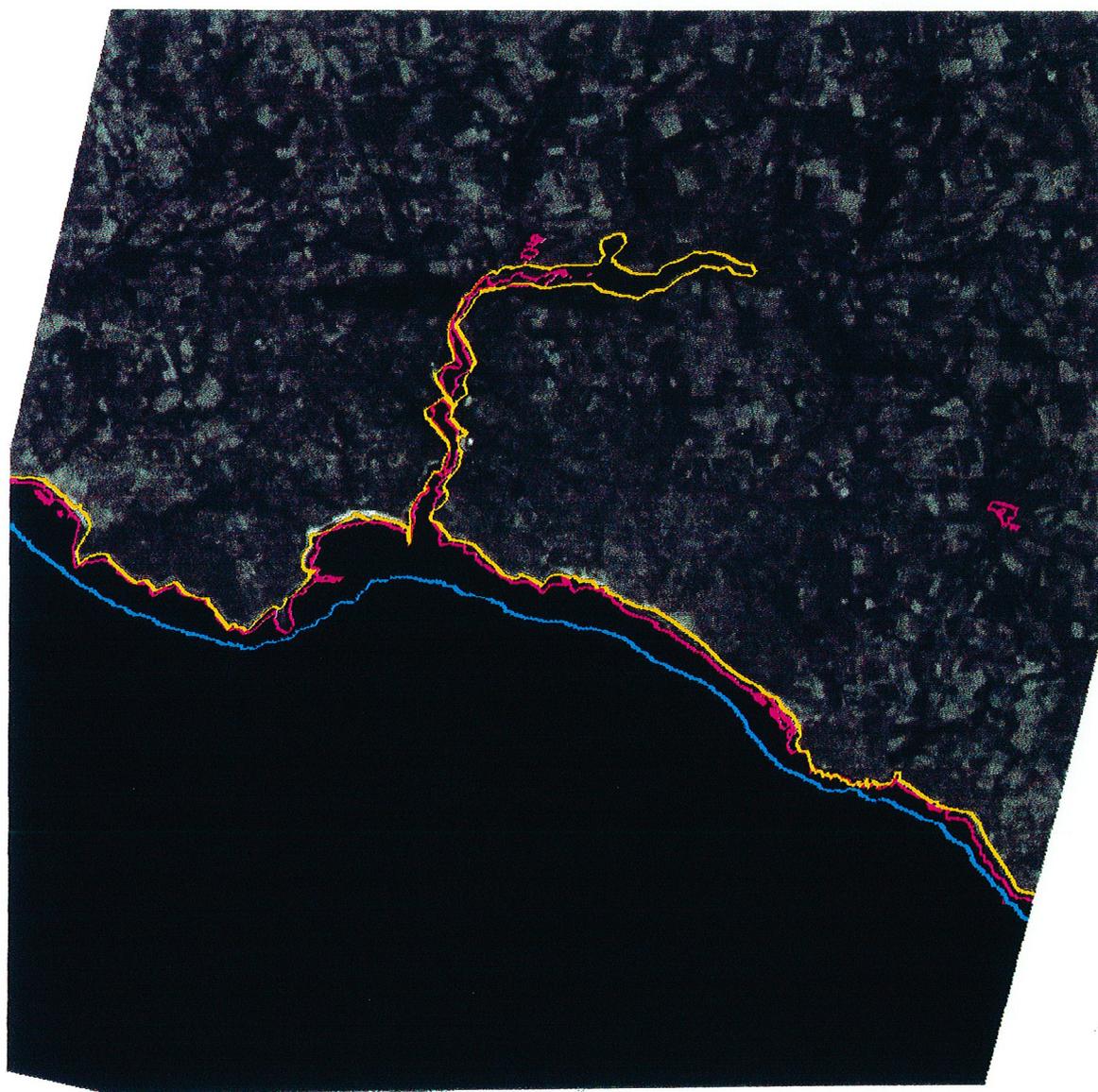


Figure 3-2. Les trois traits de côte déterminés sur la scène d'Audierne. Celui provenant de la carte IGN est tracé en jaune, celui provenant de l'image du radiomètre en magenta et celui de l'image radar en cyan. Les trois traits de côte sont représentés sur l'image du radiomètre. Nous voyons que pendant la tempête le trait de côte est éloigné du rivage, de plusieurs centaines de mètres. N'oublions pas qu'il existe de zones de brisants de long des côtes et notamment à l'est d'Audierne. La largeur de ces zones est de l'ordre de 250 m, alors que l'écart moyen du trait de côte durant la tempête est de 400 m. Ce décalage ne signifie pas pour autant que la mer se retire ; il semble correspondre à des zones de déferlement. Cette information peut intéresser les capitaineries, par exemple pour connaître les zones dangereuses à éviter lors de tempêtes.

Grâce à des recoupements, il est possible de savoir si une carte provenant d'un instrument est erronée et donc de la rejeter.

-la robustesse. L'acquisition des images s'effectuant généralement à des dates différentes, les informations que l'on déduit sont alors valables dans des circonstances météorologiques plus générales. Dans le chapitre 1, nous montrons que, grâce aux radars imageurs, il est possible d'observer des littoraux lorsque les instruments optiques ne le peuvent. Nous étendons ainsi les domaines de validité des cartes sur un site.

-le nombre d'informations. Des images acquises avec des instruments d'une classe permettent de retrouver des caractéristiques particulières. En exploitant des instruments de différentes classes, comme par exemple les radiomètres optiques, les radiomètres micro-ondes, les radiomètres thermiques, les radars, les diffusiomètres... il est possible d'obtenir un nombre plus important de caractéristiques littorales.

Nous voyons donc d'importance de disposer à la fois d'instruments complémentaires pour analyser les littoraux, et de méthodes spécifiques pour exploiter leurs données en synergie.

Conclusion

Cette étude nous a permis de montrer les possibilités qu'offre la télédétection pour décrire et interpréter la nature du littoral.

Nous avons considéré l'élément cartographique "trait de côte" comme la plus simple caractérisation d'un littoral. Alors qu'il est possible de déterminer simplement cette limite sur des images d'instruments optiques, nous donnons une nouvelle méthode pour la déterminer sur des images radars. Notre volonté est d'identifier le trait de côte dans un maximum de sites et de conditions météorologiques, lorsque les instruments optiques ne permettent pas d'observer la terre à cause de couvertures nuageuses. Nous distinguons deux situations particulièrement importantes. La première porte sur la détermination du trait de côte dans des régions recouvertes quasi continuellement de nuages, comme les régions équatoriales ou les régions polaires. La seconde porte sur la détermination du trait de côte pendant des conditions météorologiques exceptionnelles : tempêtes, raz de marée, ouragans... En de telles circonstances, certains littoraux peuvent évoluer dans de grandes proportions.

Notre méthode exploite l'information texturale du *speckle* présent sur les images radars. Grâce à des comparaisons avec des méthodes usuelles utilisant d'autres propriétés statistiques, nous montrons que l'information de texture offre des informations originales. Dans le cas où la mer présente un état de surface homogène, cette méthode donne des résultats prometteurs pour des situations météorologiques diverses. Elle permet d'étendre les possibilités de reconnaissance du trait de côte à l'aide des images radars. Nous avons soulevé la possibilité de compléter cette caractérisation du littoral par le trait de côte, à l'aide d'une description plus physique des rivages, par exemple en décrivant les zones de déferlement et les zones rocheuses.

Lorsque les conditions météorologiques d'acquisition des images sont normales, l'étude des rivages est plus complète à l'aide des instruments optiques. Il est possible d'analyser la profondeur de l'eau, les diverses concentrations des substances présentes dans l'eau, et les fonds marins. Nous montrons que pour les eaux côtières, il est préférable de considérer simultanément la caractérisation de ces trois propriétés optiques. Nous avons développé une méthode permettant de décrire de cette façon les eaux côtières. Cette méthode est originale, car elle est basée sur le principe des méthodes inverses : les images d'instruments optiques sont comparées à des données "synthétiques", caractérisant au mieux le domaine côtier que l'on souhaite décrire. Cette méthode donne des cartes de classifications portant sur les trois propriétés optiques considérées. En complément, elle donne une carte présentant la qualité avec laquelle les classifications sont effectuées. De cette carte nous pouvons ainsi savoir si les données synthétiques sont adaptées au site étudié et reconnaître les zones sur lesquelles les classifications sont mal réalisées.

À l'aide de cas simulés et d'applications, nous soulignons que notre méthode est assez sensible à la précision radiométrique des instruments. Pour cette raison, nous recommandons l'usage des spectromètres optiques, même si les radiomètres peuvent

apporter quelques indications quant à la nature du milieu côtier. Les instruments futurs, tels que MERIS, grâce à leur grand nombre de bandes spectrales et à leur précision radiométrique permettront une classification plus rigoureuse et plus fine des eaux côtières. Nous montrons que cette méthode peut être fortement améliorée en tenant compte de contraintes portant sur le choix des solutions pendant les classifications. Par exemple, on peut supprimer des solutions irréalistes, utiliser des contraintes spatiales de voisinage. Il serait possible d'améliorer cette méthode en exploitant un nombre élevé de bandes spectrales et en définissant des programmes de campagnes expérimentales afin de posséder des données synthétiques décrivant nettement mieux les sites étudiés.

Nous avons également abordé les corrections atmosphériques. La méthode impose de disposer d'images d'une précision radiométrique importante. En général, pour supprimer les effets atmosphériques des images spatiales, les méthodes usuelles ne peuvent être appliquées sur des scènes littorales ; la contribution des eaux dans la formation du signal pouvant être importante dans les domaines spectraux utilisés. De plus, si une modélisation complète du trajet optique de la lumière doit être envisagée dans l'atmosphère, il manque toujours des paramètres dépendant notamment de la météorologie, comme par exemple les concentrations de vapeur d'eau et d'aérosols, qui ne peuvent être que très grossièrement estimés. Il faudrait donc réaliser en parallèle les acquisitions des images et l'analyse de l'atmosphère. Dans l'avenir, il serait souhaitable que les acquisitions soient accompagnées systématiquement de mesures des propriétés optiques de l'atmosphère, avec des instruments portés sur le même satellite que l'imageur.

Dans le cadre de notre étude, portant sur l'analyse de certaines caractéristiques littorales, nous montrons que la télédétection notamment spatiale présente des solutions prometteuses. En raison du nombre d'instruments d'acquisition différents et complémentaires dont on dispose, il est possible d'analyser certaines caractéristiques littorales de plusieurs façons. Les intérêts de croiser ces informations sont importants. Nous pouvons par exemple améliorer la qualité des classifications à l'aide de recoupements de données acquises avec des instruments différents. Les images peuvent être acquises dans des conditions météorologiques toujours étendues, grâce aux nouveaux instruments et aux nouvelles méthodes de traitement. Les informations extraies sont donc plus fiables, et les méthodes davantage adaptées à des littoraux différents. La couverture temporelle des sites est ainsi étendue, ce qui permet un meilleur suivi des situations évolutives, ou des événements particuliers comme les catastrophes naturelles ou industrielles. Grâce à de tels croisements d'informations, il est possible de caractériser un littoral, dans une situation spécifique à une date particulière, ainsi que pour connaître des évolutions à long terme. Ces deux types d'informations répondent ainsi davantage à des besoins des utilisateurs, des experts et des analystes pour l'aménagement des littoraux.

Annexe A

Les imageurs optiques

Cette annexe aborde les phénomènes physiques permettant l'observation de la Terre grâce aux radiomètres et spectromètres imageurs dans l'objectif d'analyser les littoraux. Certaines propriétés de ces instruments sont aussi présentées.

A.1. Introduction

Les radiomètres et spectromètres imageurs sont des instruments de télédétection nettement plus utilisés que les radars imageurs. Ils permettent d'obtenir des images de scènes terrestres avec une qualité acceptable et suffisante pour la majeure partie des études. Nous présentons certaines de leurs propriétés, utiles à connaître lors d'analyses littorales. Nous précisons l'impact de l'atmosphère sur les images ainsi que les méthodes actuelles pour les corriger de son action.

A.2. Observation de la terre

Pour un instrument optique spatial, la Terre, éclairée par le Soleil, est considérée comme une source lumineuse. Sa luminance correspondante se décompose en des luminances d'origines différentes, dont les principales sources sont la surface de la Terre et l'atmosphère. De façon simplifiée, la luminance hors atmosphère des terres émergées peut s'exprimer par [Richards 1986] :

$$L_{terre}(\lambda) = T_{atm}(\lambda)L_{terre}(\lambda) + L_{atm}(\lambda),$$

où $T_{atm}(\lambda)$ est la transmittance de l'atmosphère dépendant de son absorption, dont la valeur est comprise entre 0 et 1 et $L_{atm}(\lambda)$ est la luminance propre à l'atmosphère. $L_{terre}(\lambda)$ correspond à la luminance de la terre observée juste au dessus de la surface terrestre. Ces coefficients dépendent de diverses conditions atmosphériques, météorologiques, climatiques et d'éclairement. S'il existe en général des modèles pour les estimer, il est souvent difficile d'avoir des valeurs précises de ces effets pour une image.

La luminance de la mer hors atmosphère est plus difficile à définir, en raison des propriétés optiques des eaux. La surface de la mer est un dioptré réfléchissant en partie le ciel et le soleil, comme le montre la figure A-1. Nous pouvons exprimer la luminance globale par [Whitlock *et al.* 1982] :

$$L_{sat}(\lambda) = T_{atm}(\lambda)[L_{mer}(\lambda) + L_{dif. ciel}(\lambda) + L_{dif. soleil}(\lambda)] + L_{atm}(\lambda).$$

$L_{mer}(\lambda)$ correspond à la luminance ascendante observée juste au dessus de la surface de la mer dans le cas où l'eau est un diffuseur parfait. $L_{dif. ciel}(\lambda)$ est la luminance provenant de la diffusion de la lumière du ciel diffusée par la surface de la mer. $L_{dif. soleil}(\lambda)$ est la luminance provenant de la réflexion spéculaire de la lumière solaire sur la mer (*glitter*).

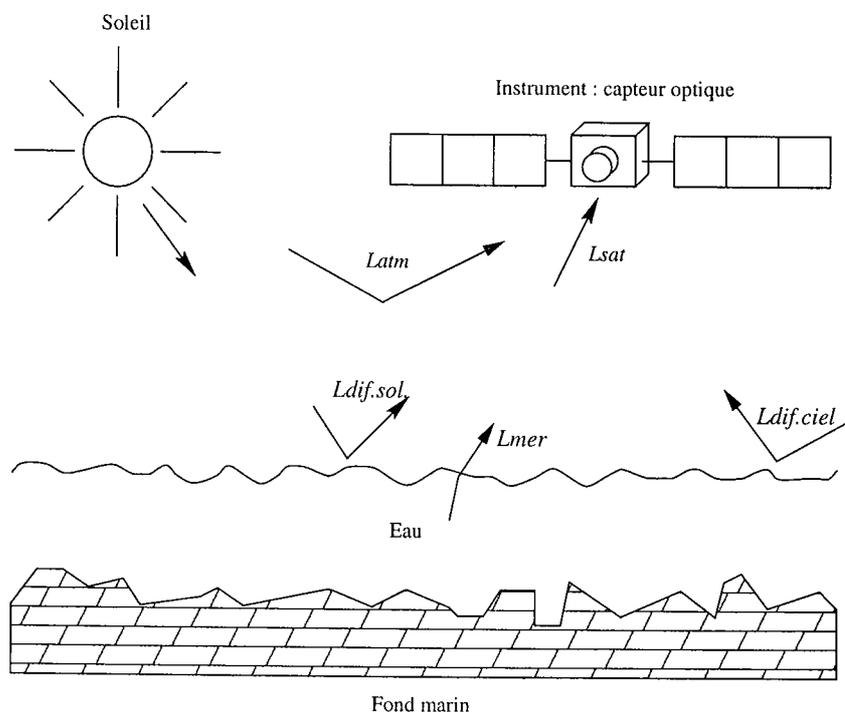


Figure A-1. Luminance globale hors atmosphère de la mer.

Généralement, les observations sur le domaine littoral s'effectuent en pointant l'instrument au nadir. Dans cette direction les luminances de diffusion du ciel et du soleil deviennent négligeables. De la même façon que pour l'observation des terres émergées, nous pouvons écrire :

$$L_{sat}(\lambda) = T_{atm}(\lambda)L_{mer}(\lambda) + L_{atm}(\lambda).$$

A.3. Relation entre les objets au sol et le signal produit par les capteurs

Les instruments d'acquisition numérisent les images sur un voire deux octets. Les intensités correspondantes sont sans dimension, par exemple comprises entre 0 et 255, ou entre 0 et 65 535. Les physiciens ont besoin de valeurs numériques physiques, telles que la luminance en $W/m^2/str/\mu m$ ou la réflectance dont les valeurs sont sans dimension et généralement comprises entre 0 et 1. La relation élémentaire reliant les comptes numériques $CN(\lambda)$ aux luminances $L_{sat}(\lambda)$ est :

$$L_{sat}(\lambda) = G(\lambda) \times CN(\lambda) + B(\lambda),$$

où $G(\lambda)$ et $B(\lambda)$ sont respectivement le gain et le biais de l'instrument, établis en même temps que l'image grâce aux appareils d'étalonnage. Lorsque l'on désire déterminer la

signature spectrale d'un corps sans dépendance du rayonnement solaire, on parle en terme de réflectance au lieu de luminance, obtenue par [Bagheri S. *et al.* 1993] :

$$R(\lambda) = \frac{\pi}{d^2 E_o(\lambda) \cos \theta_s} L(\lambda),$$

où $R(\lambda)$ est une réflectance, $L(\lambda)$ une luminance, $E_o(\lambda)$ l'éclairement solaire moyen hors atmosphère, d la distance Terre-Soleil, en unité astronomique et généralement considérée comme peu différente de 1. θ_s correspond à l'angle zénithal solaire. La réflectance est le rapport entre la luminance observée et un diffuseur parfait lambertien. Cette valeur peut être ainsi supérieure à 1.

A.4. Corrections atmosphériques

De la même façon que nous avons défini la luminance de la Terre hors atmosphère $L_{sat}(\lambda)$, la réflectance de la Terre hors atmosphère $R_{sat}(\lambda)$ s'exprime par :

$$R_{sat}(\lambda) = T_{atm}(\lambda)R(\lambda) + R_{atm}(\lambda),$$

où $R(\lambda)$ correspond à la réflectance de la surface terrestre. Pour l'extraire, il faut corriger les images des deux facteurs propres à l'atmosphère : sa réflectance intrinsèque R_{atm} et sa transmittance T_{atm} . Ces deux paramètres sont assez difficiles à estimer et sont en général déterminés en effectuant des approximations ou des hypothèses spécifiques aux conditions d'observations. Pour corriger les images de CZCS de ces facteurs optiques, Sturm [Sørensen 1979] propose une méthode prenant en compte un grand nombre de paramètres. D'autres méthodes plus complexes [Gilbert *et al.* 1994] permettent d'estimer l'action atmosphérique sur les images de télédétection en décrivant de manière plus approfondie la composition de la couche atmosphérique.

Généralement, le paramètre $R_{atm}(\lambda)$ est déterminé en supprimant la plus faible valeur de l'image à tous les pixels. Cette méthode est basée sur le fait que l'eau de mer claire présente une réflectance très faible lorsqu'il n'y a pas de signature des fonds marins. Sur l'image numérique, les comptes les plus faibles ont donc une intensité que l'on attribue à l'action de la réflectance de l'atmosphère. Quoique très souvent utilisée, cette méthode présente deux inconvénients. Si l'on traite des eaux côtières, quelles soient peu profondes ou turbides, nous ne pouvons extraire un pixel correspondant exclusivement à l'action atmosphérique à cause de la signature intrinsèque de la mer. Le second inconvénient réside dans l'hypothèse que l'atmosphère présente une réflectance uniforme sur la scène, puisque l'on soustrait la valeur la plus faible d'un seul pixel à tous les autres. Cette hypothèse est souvent inexacte à cause de la variabilité de la couverture atmosphérique.

Le coefficient de transmittance atmosphérique dépend d'un nombre important de facteurs. En général, on distingue quatre actions importantes : la diffusion de Rayleigh produite par les molécules, l'absorption des gaz (O_3 , H_2O , CO_2 ...), la diffusion des aérosols (particules solides ou liquides, sauf les gouttes d'eau) et la diffusion des nuages. Par temps dégagé, on suppose aucune action des nuages. La transmittance de l'atmosphère s'exprime par :

$$T_{atm}(\lambda) = t_R(\lambda) \cdot t_{abs}(\lambda) \cdot t_{aero}(\lambda).$$

Si l'on considère uniquement les deux premiers termes, la transmittance de l'atmosphère peut être formalisée, car ils sont peu dépendants des propriétés météorologiques. Le graphique de la figure A-2 présente un facteur de transmittance pour un ciel considéré "standard" [Cerutti-Maori 1991]. L'autre terme $t_{aero}(\lambda)$ est difficile à connaître lorsque l'on ignore les conditions météorologiques de la scène observée.

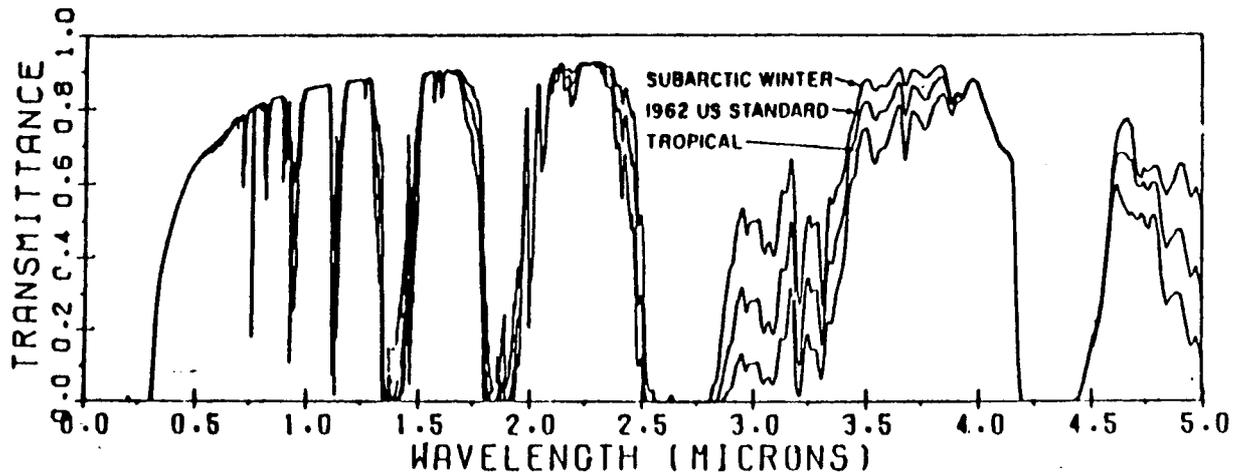


Figure A-2. Transmittance standard sans l'action des aérosols et des nuages (d'après [Cerutti-Maori 1991]).

Ces corrections atmosphériques peuvent être complétées à l'aide de mesures *in situ*, permettant ainsi de s'affranchir de méthodes complexes pour déterminer ces coefficients.

A.5. Le dioptre air-eau

Lorsque l'on observe la mer, les réflectances provenant de la surface de l'eau doivent être corrigées du dioptre air-eau. Cette expression est simple et s'exprime par [Jerlov 1976, pp. 80-81] :

$$R_{corrige}(\lambda) = \frac{n^2}{1 - \chi} R(\lambda),$$

où n correspond à l'indice de réfraction air-eau (1,343) et χ à la réflectivité de Fresnel supposée constante (0,021). Cette valeur est considérée comme une constante approximativement égale à 1,84.

A.6. Signature spectrale, réflectance et albédo des corps

Chaque corps présente sa propre modulation électromagnétique décrite sur son spectre. Tout corps présente ainsi un propre spectre. On parle alors de signature spectrale d'un corps. En télédétection spatiale, ce spectre est décrit par la "réflectance", pouvoir à réfléchir et diffuser la lumière dans une certaine longueur d'onde et direction donnée. Chaque corps naturel présente une réflectance propre, nous permettant ainsi de les discerner.

Lorsque la réflectance du corps est indépendante de sa direction d'observation, on doit normalement parler en terme d'albédo. Néanmoins, la communauté scientifique fait couramment un abus de langage, parlant de réflectance à la place d'albédo. Néanmoins, lorsque l'on observe la mer, l'angle d'observation joue un rôle important ; nous traitons donc des réflectances.

A.7. Caractéristiques instrumentales

Les termes de résolution spatiale, couverture spatiale et bandes spectrales sont des caractéristiques instrumentales constamment utilisées lorsque l'on exploite des images de télédétection spatiale. La résolution spatiale correspond à la distance élémentaire r donnée en mètres de surface terrestre, discernable par l'instrument. On affecte à chaque pixel de l'image numérique une partie de la surface terrestre équivalente de dimensions :

$$1 \text{ pixel} \equiv r \times r \text{ m}^2.$$

La couverture spatiale correspond à la surface terrestre totale observée sur une image. Généralement, les instruments utilisent le déplacement du satellite pour acquérir les images. Ils acquièrent simultanément les pixels d'une voire plusieurs lignes, puis, grâce au déplacement de l'instrument, acquièrent la bande terrestre suivante. La longueur d'une ligne d'image mesurée à la surface de la Terre est nommée fauchée. Si n est le nombre de pixels d'une ligne, la fauchée s'écrit :

$$\text{Fauchée} = n_c \times r.$$

Les instruments acquièrent de l'énergie provenant de la Terre dans plusieurs bandes spectrales, localisées à des longueurs d'ondes définies par des critères et des contraintes. Par exemple, on tient compte des contraintes de diffraction, des matériaux utilisés pour les récepteurs, des contributions de l'atmosphère et aussi de la réflectance des corps terrestres. On cherche à déterminer des bandes spectrales pour lesquelles les corps terrestres offrent des réflectances différentes pour les discriminer au mieux. Un capteur acquiert de l'énergie sur une certaine bande spectrale, dont la fonction de transfert du capteur ne peut être considérée comme une fonction porte, acceptant toute l'énergie dans sa bande et rien au delà. À titre d'exemple, la figure A-3 montre les fonctions de transfert correspondant aux bandes spectrales XS du radiomètre HRV de SPOT [Justus, Paris 1987].

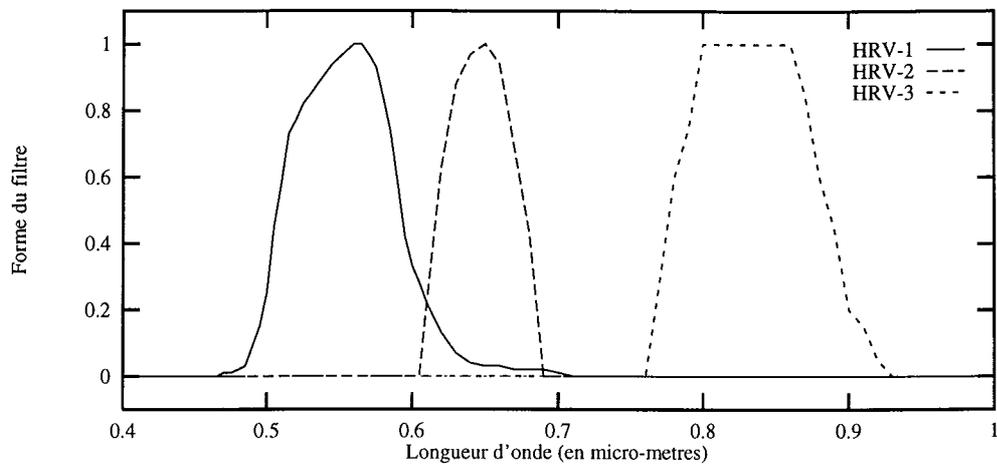


Figure A-3. Bandes multispectrales du radiomètre imageur HRV de SPOT.

Les différences entre les radiomètres et spectromètres résident à la fois dans leur nombre de bandes spectrales et dans leurs largeurs de bandes. Les spectromètres couvrent un grand domaine spectral à l'aide de nombreuses bandes spectrales. Celles-ci sont courtes de façon à bien représenter spectralement les corps observés, à la différence des radiomètres, qui n'ont que quelques des bandes spectrales larges. À l'heure actuelle, pour les besoins du génie côtier, on compte un certain nombre de radiomètres optiques, tels que ceux de SPOT, Landsat TM, KVR, qui présentent des résolutions spatiales acceptables. Malheureusement, les spectromètres imageurs spatiaux, tels que CZCS, SeaWiFS, offrent des résolutions spatiales généralement trop faibles et inadaptées aux études de génie côtier.

A.8. Un exemple de radiomètre imageur : Landsat 5-TM

Les satellites Landsat 4 et 5 [Lillesand, Kiefer, 1994, pp. 466-485] sont composés d'un radiomètre optique *Thematic Mapper* permettant une observation de la terre adaptée aux besoins du génie côtier. Héliosynchrone, de 103 minutes de période et défilant à une altitude de 705 km, ils permettent d'observer régulièrement la surface de la terre, notamment avec une durée de revisite de 16 jours. L'observation s'effectue au nadir de l'instrument, sur une fauchée de 185 km. À la différence du satellite SPOT, il n'est pas envisageable d'observer dans une direction autre que celle du nadir. Pour les études de génie côtier, cette contrainte n'est pas gênante puisque dans cette direction l'atmosphère présente une signature faible sur les images.

TM acquiert des images de la Terre sur sept bandes spectrales, dont pour six bandes spectrales la résolution au sol est de $28,5 \times 28,5 \text{ m}^2$. Ces bandes sont localisées dans le domaine spectral visible et proche infrarouge. Plus exactement, les longueurs d'ondes limites de chaque bande sont (Landsat 5) :

- TM 1 : entre 0,45 μm et 0,52 μm ;
- TM 2 : entre 0,52 μm et 0,6 μm ;
- TM 3 : entre 0,63 μm et 0,69 μm ;
- TM 4 : entre 0,76 μm et 0,9 μm ;
- TM 5 : entre 1,55 μm et 1,75 μm ;
- TM 7 : entre 2,08 μm et 2,35 μm .

TM 6 est localisée dans l'infrarouge thermique, de 10,4 μm à 12,5 μm . La résolution au sol de cette image est de $120 \times 120 \text{ m}^2$.

L'instrument TM de Landsat est particulièrement bien adapté à l'analyse des littoraux, grâce à sa résolution spatiale, sa grande couverture spatiale, ces bandes spectrales notamment sa première située dans le bleu. Pour cette raison, un nombre important d'études littorales est menés avec cet instrument.

Annexe B

Les radars imageurs

Cette annexe présente les radars imageurs et plus particulièrement les radars à ouverture synthétique. Le principe d'observation est précisé ainsi que les propriétés les plus importantes de leurs images.

B.1. Présentation

Les instruments dits actifs ont été développés pendant la deuxième guerre mondiale. Ils permettaient de repérer la position d'objets naviguants : vaisseaux, avions... Ce n'est que pendant les années soixante que l'on a commencé à utiliser ces instruments à des fins civiles et uniquement à partir des années soixante-dix qu'on les utilise en télédétection spatiale civile.

Nous décrivons certaines propriétés de ces instruments qui peuvent être utiles à la lecture du mémoire. Les points de cette annexe portent sur une présentation du principe radar, des propriétés des images radars, de leurs résolutions spatiales, des longueurs d'ondes utilisées ainsi que les différentes polarisations possibles. Nous mettons l'accent sur les problèmes liés au *speckle*, ainsi qu'à la statistique de ce phénomène.

Des descriptions complètes des instruments radars qu'ils soient aéroportés ou spatiaux ont été menées de nombreuses fois, dont les ouvrages de références sont [Elachi 1988] [Ulaby *et al.* 1985] [Fitch 1988]. Une revue des potentialités de ces instruments pour observer le milieu marin se trouve dans les ouvrages [Fu, Holt 1982], [Nasa 1987] et [Forget 1985].

B.2. Principe de l'imagerie radar

Les différents types de radars fonctionnent sur un principe commun. Un émetteur, par le biais d'une antenne, envoie des impulsions électromagnétiques dans certaines bandes de fréquences, avec une polarisation particulière. La surface rayonnée, renvoie une partie de cette énergie à un récepteur exploitant généralement la même antenne que celle de l'émetteur. En fonction de quoi, il est possible de considérer :

– la durée écoulée entre l'envoi et la réception de l'impulsion. Nous aurons donc une information concernant l'éloignement de la surface étudiée. Les radars altimétriques font partie de cette classe d'instruments ;

– l'énergie reçue par l'instrument. Cette énergie est considérée comme un coefficient de section efficace de rétrodiffusion, noté σ° . Ce coefficient représente la "rugosité" de la surface observée, coefficient dépendant de la nature du milieu, ou si l'on observe la mer, de son état de surface. Sur les ondes capillaires de la mer, les ondes électromagnétiques entrent en résonance (effet Bragg) et sont ainsi renvoyées amplifiées vers le radar. Ce phénomène concerne l'ensemble des radars, notamment les radars imageurs. Les diffusiomètres sont basés sur ce principe ;

– le glissement en fréquence du signal reçu, par rapport aux impulsions émises. Ces instruments caractérisent la vitesse relative de l'observation, par exemple un objet en mouvement par rapport à l'instrument ;

– à la fois l'intensité des impulsions et le décalage temporel entre leur émission et leur réception. Les radars imageurs sont basés sur ce principe. Ils créent des images dont chaque pixel correspond à la section efficace de rétrodiffusion de la surface équivalente terrestre.

B.3. Les radars à ouverture réelle

Nous présentons des propriétés valables pour l'ensemble des radars imageurs. Certaines propriétés complémentaires des radars à ouverture synthétique sont présentées dans un paragraphe particulier.

B.3.1. L'empreinte au sol de l'instrument

Les radars éclairent une surface au sol appelée "empreinte" (*swath* en anglais). Cette surface dépend à la fois de l'altitude de l'instrument h , de l'ouverture d'antenne β et de l'angle de visée de l'instrument par rapport au nadir θ . La figure B-1 présente une configuration d'observation d'un radar observant la surface terrestre.

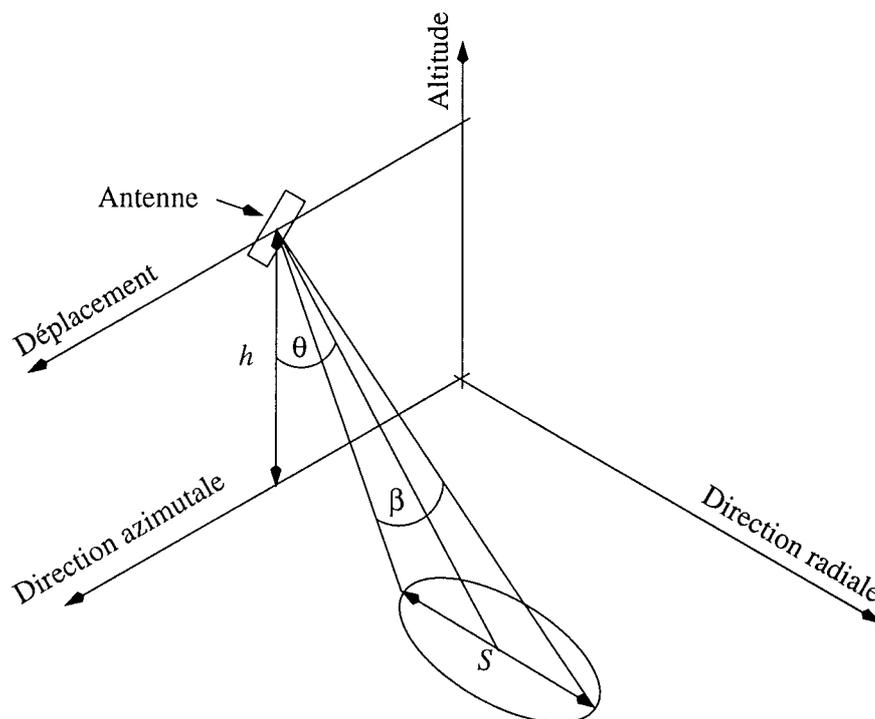


Figure B-1. Prise de vue d'un radar. Le radar est embarqué sur un porteur se déplaçant à une altitude h .

Si l'on connaît la longueur d'onde émission des impulsions λ , comme par exemple C, L, X..., W la largeur de l'antenne, l'altitude du radar h , l'empreinte dans la direction radiale est donnée par :

$$S \simeq \frac{h\lambda}{W \cos^2 \theta}.$$

Cette expression montre que l'empreinte dépend à la fois des propriétés physiques de l'instrument et aussi de son altitude. Les radars à ouverture synthétique s'affranchissent de cette contrainte.

B.3.2. La résolution au sol

En général, les résolutions spatiales dans les directions azimutale et radiale des radars imageurs ne sont pas identiques, car les processus de formation des images sont différents dans ces deux directions. Néanmoins, afin de travailler sur des images plus lisibles, les centres de réception corrigent ces effets par le biais de méthodes d'interpolation.

La résolution dans la direction radiale X_r est donnée par la durée des impulsions radar Δt . Elle s'exprime par :

$$X_r = \frac{c\Delta t}{2 \sin \theta},$$

où c est la célérité de la lumière et θ l'angle d'incidence. Cette résolution est identique pour les instruments à ouverture synthétique. Dans le cas d'un radar à ouverture réelle, la résolution dans la direction azimutale est donnée par :

$$X_a = \frac{h}{\cos \theta} \cdot \frac{\lambda}{L}.$$

L est la longueur de l'antenne radar dans la direction azimutale. Remarquons que cette expression est semblable à celle de la limite de diffraction des instruments optiques. Comme les radars utilisent des impulsions de grandes longueurs d'ondes comparées à celles du domaine spectral optique, ils présentent une faible résolution dans la direction azimutale.

B.4. Le radar à ouverture synthétique

Nous avons vu que les radars à ouverture réelle ont une résolution azimutale dépendant d'altitude de l'instrument. Embarqués sur des satellites, ils présenteraient une résolution de plusieurs kilomètres dans cette direction, alors que dans la direction radiale la résolution serait uniquement de quelques dizaines de mètres. Les dimensions des pixels seraient donc beaucoup trop différentes et inacceptables pour la majeure partie des applications.

Pour éviter cette contrainte, les radars à ouverture synthétique simulent une très grande antenne, en utilisant le déplacement de satellite autour de la Terre, comme le montre le schéma de la figure B-4.

À partir de la position x_0 jusqu'à la position x_n , il est possible d'observer le point P. On acquiert tous les signaux V_i correspondant aux positions x_i , que l'on moyenne en cohérence. La longueur de l'antenne synthétique est alors :

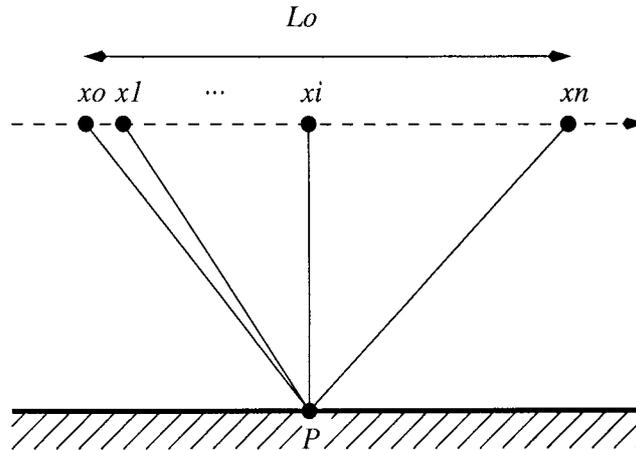


Figure B-2. Antenne synthétique. Le déplacement du radar permet de simuler de grandes antennes et donc d'augmenter la résolution spatiale dans la direction azimutale.

$$L_0 = \frac{2\lambda h}{L}.$$

Pour les radars à ouverture synthétique, la résolution spatiale dans la direction azimutale devient donc :

$$X_a = \frac{L}{2}.$$

Cette résolution azimutale est donc nettement inférieure à celle du radar à ouverture réelle pour une longueur physique d'antenne équivalente. De plus, cette résolution est indépendante de l'altitude de l'instrument. À titre exemple, considérons un radar de longueur d'onde $\lambda = 23$ cm, de longueur d'antenne $L = 12$ m, d'un angle de visée par rapport au nadir $\theta = 20^\circ$ et naviguant à une altitude $h = 800$ km. Si l'instrument est un radar à ouverture réelle, sa résolution spatiale dans la direction azimutale est de 16,3 km, alors que dans le cas d'un radar à ouverture synthétique elle est uniquement de 6 m.

B.5. L'équation radar

Cette expression traduit l'ensemble des phénomènes physiques intervenant entre l'émission et la réception des impulsions. Le rapport entre l'énergie émise par impulsion P_e et l'énergie reçue par P_s s'écrit :

$$\frac{P_s}{P_e} = \frac{G \cos \theta}{4\pi r^2} X_a X_r \sigma \frac{A}{4\pi r^2}.$$

$G \cos \theta$ correspond au gain de l'antenne dans la direction θ , r la distance entre le satellite et la surface réfléchissante et A l'aire de l'antenne. Le premier terme décrit la perte d'énergie lors de l'émission des impulsions jusqu'à la terre. Le deuxième terme décrit l'énergie réfléchi par la surface élémentaire terrestre. Le troisième terme représente l'atténuation du signal lorsqu'il revient vers l'instrument.

B.6. Les bandes de fréquences

On recherche généralement des bandes de fréquences pour lesquelles les impulsions électromagnétiques ne sont pas affectées par l'atmosphère. Les ondes électromagnétiques se situant entre 600 MHz et 15 GHz sont neutres pour l'atmosphère. On définit aussi des sous bandes de fréquences. Notons qu'il est difficile d'en trouver des limites précises :

- bande L : entre 1 GHz et 1,3 GHz (de 30 cm à 23 cm) ;
- bande S : entre 3,1 GHz et 3,3 GHz (de 9,7 cm à 9 cm) ;
- bande C : entre 4 GHz et 7 GHz (de 7 cm à 4,3 cm) ;
- bande X : entre 8,55 GHz et 9,8 GHz (de 3,5 cm à 3 cm).
- bande K : entre 10 GHz et 15 GHz (de 3 cm à 2 cm).

Par exemple, le radar de l'instrument ERS-1 utilise la bande C. SIR-C possède trois radars, localisés en bande L, C et X. Le radar de Seasat était localisé en bande L. De la même manière qu'avec les instruments optiques, avec les radars imageurs on acquiert des signatures différentes des corps dans ces bandes de fréquences. Des études décrivant l'apport de chaque bande existent et montrent l'intérêt de tenir compte des informations de ces cinq bandes pour déterminer précisément la nature des différents corps [Ulaby *et al.* 1985].

B.7. Effet de polarisation et d'angle d'incidence

Les impulsions électromagnétiques des radars sont polarisées suivant l'une des quatre possibilités : polarisation de l'émission verticale ainsi que la réception de l'écho, idem en polarisation horizontale et pour les deux polarisations croisées. Dans les différentes combinaisons de polarisation nous obtenons des signatures terrestres qui sont assez différentes. Pour cette raison, on distingue le coefficient de section efficace de rétrodiffusion en fonction des polarisations ; on les note σ_{VV} , σ_{HH} , σ_{HV} et σ_{VH} . Le schéma de la figure B-3 montre l'évolution de ces coefficients lorsque l'angle d'incidence varie.

Afin d'obtenir des coefficients élevés de section efficace de rétrodiffusion, on utilise des polarisations HH ou VV. Les angles d'incidence choisis se situent autour de 20° , pour éviter une réflexion spéculaire trop importante lorsque l'angle est faible et très peu d'écho lorsque l'angle est important.

B.8. Le phénomène de *fading* et le *speckle*

Le radar reçoit un signal $V(t)$ provenant de la surface terrestre comprise dans l'empreinte de l'antenne. Pour chaque pixel de l'image, on reçoit un signal $V(t)$ composé

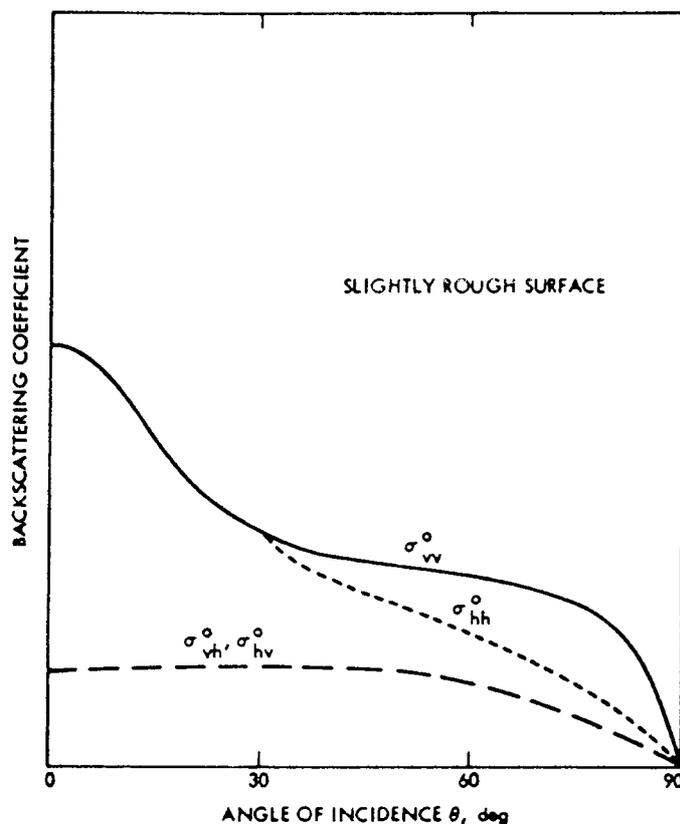


Figure B-3. Sections efficaces de rétrodiffusion en fonction de l'angle d'incidence. Pour l'observation de la Terre, les angles d'incidence sont choisis en général entre 10° et 30° . Les polarisations les plus fréquemment implantées sont HH ou VV.

d'un certain nombre de surfaces élémentaires (dont la dimension dépend de celle de la longueur d'onde des impulsions) réfléchissant une intensité v_m avec une phase aléatoire ϕ_m . Ce phénomène physique s'appelle le *fading* et provoque une granulosité sur les images appelée *speckle*. À la différence d'un bruit thermique additif au signal, le speckle est multiplicatif. Les traitements pour sa réduction doivent donc être spécifiques.

La statistique de ce bruit peut se formuler analytiquement. La surface de rétrodiffusion S formant un pixel est constituée d'un ensemble de surfacettes élémentaires de rétrodiffusion s_m :

$$S = \sum_{m=1}^M s_m.$$

L'énergie renvoyée par chacune d'elles provoque un signal $v_m(t)$ sur l'antenne. Le signal total $V(t)$ du pixel, pour toute la surface S peut s'écrire :

$$V(t) = |V(t)|e^{i\phi} = \sum_{m=1}^M v_m(t)e^{i\phi_m}.$$

On considère que ϕ_m est décrit statistiquement par une variable aléatoire indépendante de m . La phase possède une distribution uniforme $f(\phi)$ entre $\phi \in [0; 2\pi[$:

$$f(\phi) = \frac{1}{2\pi}.$$

On déduit de cette équation que l'intensité du signal présente une distribution de Rayleigh. Cette loi de probabilité $f(V)$ s'écrit :

$$f(V) = \frac{V}{s^2} e^{-\frac{V^2}{2s^2}}.$$

s^2 correspond au moment d'ordre deux de la loi. L'espérance (le signal) est donnée par :

$$E(V) = \sqrt{\frac{\pi}{2}}s.$$

La variance (le bruit ou le *speckle*) est donnée par :

$$\text{Var}(V) = \frac{4 - \pi}{2} s^2.$$

On peut ainsi exprimer cette variance en fonction de l'espérance du signal :

$$\text{Var}(V) = \frac{4 - \pi}{\pi} E^2(V).$$

Cette expression montre que la variance du *speckle* dépend de l'espérance du signal. Plus le signal moyen de l'image est élevé, plus le bruit de *speckle* le sera aussi.

B.9. Réduction du *speckle* par visée multiple

La moyenne de plusieurs pixels proches (on parle de nombre de vues) permet de réduire l'effet du bruit de *speckle* et d'augmenter ainsi la qualité des images. Si l'on considère l'espérance de la puissance du signal reçu $E(P)$ correspondant au carré du signal, en moyennant N pixels voisins, la variance des pixels décroît en :

$$\text{Var}(P) = \frac{E^2(P)}{N}.$$

Généralement, N est choisi en fonction de la résolution spatiale souhaitée. On considère qu'au delà de 25 pixels, l'amélioration de l'image est négligeable. À titre d'exemple, pour créer les images PRI d'ERS-1, on moyenne trois pixels ($N = 3$) de 5 m de résolution dans la direction azimutale. Dans cette direction, la résolution devient donc de 15 m.

Remarquons que d'après le théorème central-limite lorsque le nombre de pixels moyennés croît, l'image obtenue présente une distribution statistique proche d'une loi gaussienne. Néanmoins, notons que la variance du *speckle* sera toujours dépendante de l'espérance du signal.

B.10. Un exemple : le radar à ouverture synthétique d'ERS

ERS-1, ainsi que maintenant ERS-2, sont des satellites possédant un ensemble d'instruments actifs micro-ondes. Parmi ceux-ci, nous disposons d'un radar à ouverture synthétique. Héliosynchrone et d'orbite polaire, ce radar utilise la bande C localisée à 5.34 GHz dont la largeur de bande est de 15,55 MHz [Lillesand, Kiefer, p. 712]. Les polarisations sont verticales (VV) et l'angle d'incidence de 23° permet une rétro-diffusion suffisante de la surface terrestre. La dimension de son antenne est de $10\text{ m} \times 1\text{ m}$ impliquant ainsi des résolutions de 5 m dans la direction azimutale et de 25 m dans la direction radiale. Normalement, on considère qu'ERS offre des images dont la résolution est de $30\text{ m} \times 30\text{ m}$.

L'ESA définit sept formats pour des images [ESA 1992]. Le radar à ouverture synthétique d'ERS délivre des images brutes complexes dont chaque pixel est codé sur un entier non signé de 16 bits pour l'intensité et un autre pour la phase. Ces images sont peu exploitables directement à cause du manque de leur lisibilité. Pour cette raison, les images que l'on traite sont en général de type PRI (pour *P*recision *I*mage) dont les pixels sont ramenés dans les deux directions à 12,5 m. Chaque pixel présente une information sur l'intensité codée sur un entier non signé de 16 bits. La couverture spatiale de ces images est approximativement de $100 \times 100\text{ km}^2$.

Annexe C
Bathymétrie
sur une image de
spectromètre aéroporté

Cette annexe présente les résultats de l'application de notre méthode inverse du transfert radiatif sur une image acquise sur la lagune de Venise avec un spectromètre aéroporté. L'image du spectromètre et la carte bathymétrique proviennent de la campagne de tests "European Imaging Spectrometry Campaign" (EISAC'89). Ces résultats furent l'objet d'une communication [Bijaoui et al. 1994] que nous présentons dans cette annexe.

Bathymetry measurement in shallow water areas using airborne spectrometers

J. Bijaoui

Centre d'Énergétique - Groupe Télédétection & Modélisation, École des Mines de Paris, France

S. Jullien

Centre d'Énergétique - Groupe Télédétection & Modélisation, École des Mines de Paris, France

F. Cauneau

Centre d'Énergétique - Groupe Télédétection & Modélisation, École des Mines de Paris, France

ABSTRACT: Multispectral data of shallow water areas are used in this study to obtain bathymetry in moderate turbid waters and with various sea bottom reflectances. A new algorithm make use of *a priori* knowledge of different classes of water contents and bottom types. The retrieved classes appear to be in accordance with *in situ* data.

1 BATHYMETRY FROM SPACE

For seas whose bottom presents a high spatial and temporal variability, it is of a great interest to get at regular intervals accurate measurements of the water depth. It is generally quite difficult and of a high cost to get *in situ* data, and to obtain by this way a high spatial coverage. The basic interests to make use of remote sensing data for such applications are a lower cost and a great spatial covering with a high spatial resolution.

Optical radiometers like SPOT-HRV or Landsat-TM offer good possibilities for monitoring shallow waters. The main limitation is due to both the small number of spectral bands and the limited radiometry accuracy.

Because of their greater number of layers in the optical band, and especially in the blue, spectrometers are more adapted to analyse bathymetry and sea bottom. Actually, some airborne spectrometers like the Geographical Environmental Research (GER) instruments, used in this study, offer the possibility to evaluate the bring of such sensors.

Most of the algorithms developed for the bathymetry retrieval in remote sensing images are limited to the clear water cases. More generally, the basic difficulty for this kind of applications is to detect the presence of turbidity, and, in the case of moderately turbid water, to apply an appropriate correction.

In the present work, we develop an algorithm based on the modelisation of the inverse of the radiative transfert in the water column. Different classes of water contents, bottom reflectances and depths try to obtain a relevant solution. This approach, which is reserved to spectrometers, could offer good synergy with the other models using radiometers.

After a short review of the bathymetry algorithms using space borne radiometers, we present our method tested in the lagoon of Venice.

2 BATHYMETRY FROM SPACE-BORNE RADIOMETERS

Polcyn *et al.* (1980) computes the bathymetry of shallow waters with the help of a spectral band ratio. The layers must be (R_i) chosen between the blue and green wavelength (because of the deepest light penetration in water). Also, this algorithm needs *in situ* measurements of the attenuation coefficients (c_i) and the bottom reflectances (R_{bi}) for each spectral bands. If we suppose these coefficients constant over the study area, for each image pixel the depth is given by:

$$z = \frac{1}{2(c_1 - c_2)} \ln \frac{R_2 R_{b1}}{R_1 R_{b2}}$$

Over a great area, this algorithm gives poor results because of the high variability of the bottom reflectance and of the attenuation coefficient.

Bierwith *et al.* (1993) developed an algorithm to retrieve the sea bottom reflectance. Let us consider Z as a mean depth computed over N spectral bands:

$$Z = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \frac{\ln R_i}{-2c_i}$$

where R_i are the observations corresponding to an image pixel. If we suppose the attenuation coefficient c_i for each band constant over the study area, the bottom reflectance R_{bi} for a spectral band i is given for each pixel by:

$$R_{bi} = R_i e^{2c_i Z}$$

This correction applied to the Polcyn algorithm leads to important improvements of the accuracy. When waters present some turbidity, this method should be used with precautions. If no information is available on the nature and concentration of suspended matters, we advise to evaluate the occurrence of turbidity by the means of a turbidity index (see, *e.g.* Pages *et al.* 1990).

The limitation of such approach is that there is no objective criterion to assess the actual optical depth of the water through radiometric measurements. The application of the previous algorithms may be particularly wrong when the turbidity is highly variable.

3 THE BRING OF SPECTROMETERS

The basic improvements brought by spectrometers reside in both the increasing number of independent spectral measurements for each image pixel and their high radiometric accuracy. For each point of the study area, it is necessary to consider the turbidity vertically constant.

For a given area, the radiative transfert equation is then inverted in the following way. We build a data base containing the attenuation coefficients corresponding to different classes of suspended matters. The spectral reflectances corresponding to different cases of sea bottom are added, as different classes of bathymetry. For each combination of this data base, the algorithm compares a theoretical reflectance (from data base) to an observed one (from image).

The method is tested with the data of the EISAC 1989 campaign, over the lagoon of Venice. The spectrometer used is a GER instrument. The acquisition date is the 25 May 1989. *In situ* data were also provided over six stations. An extensive bathymetry mapping (Alberotanza, 1989) is also taken.

The plate 1 shows the first band of the spectrometric image (wavelength: 477nm, spectral band: 12.3nm, size: 1024 lines \times 416 columns). The pixel size is not exactly defined, because of the wide acquisition geometry. At the top of the image, we can see the coast near Mestre, and part of Venice along the right side. At the bottom, the Lido island is clearly visible.

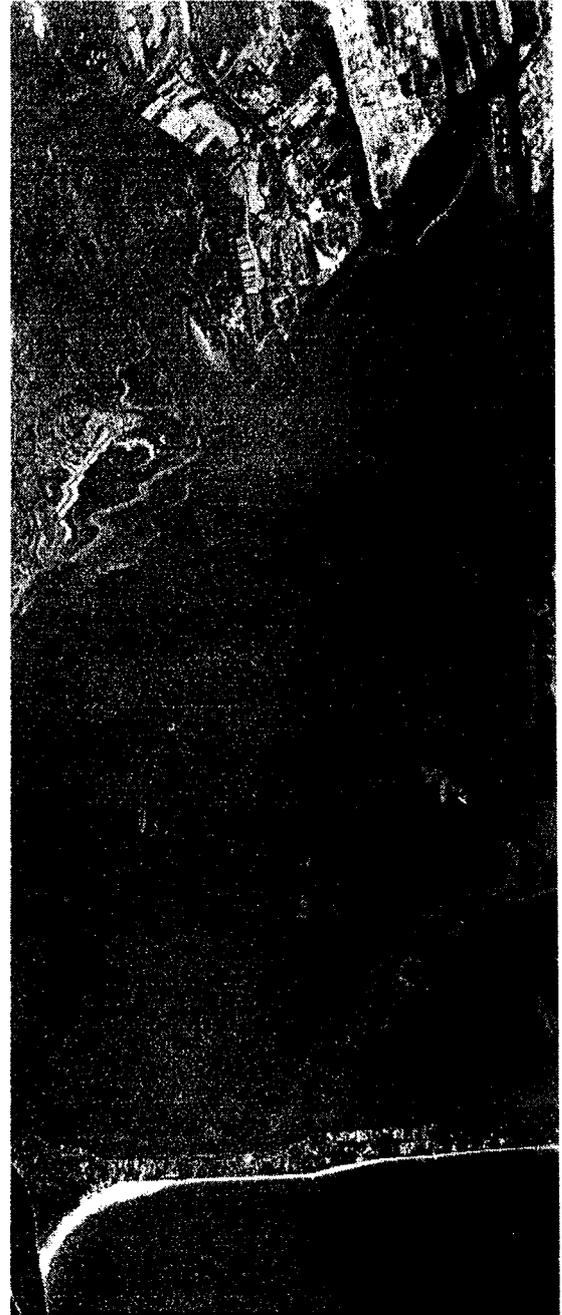


Plate 1. Spectrometric image of the lagoon of Venice.

The approximate water depths in the area are weak (1m - 2m), except for the navigation channels, where it can reach 10m (Plate 2). Despite the fact that the waters of the lagoon are turbid, we can identify some bottom features like the navigation channels at the bottom right of the image.

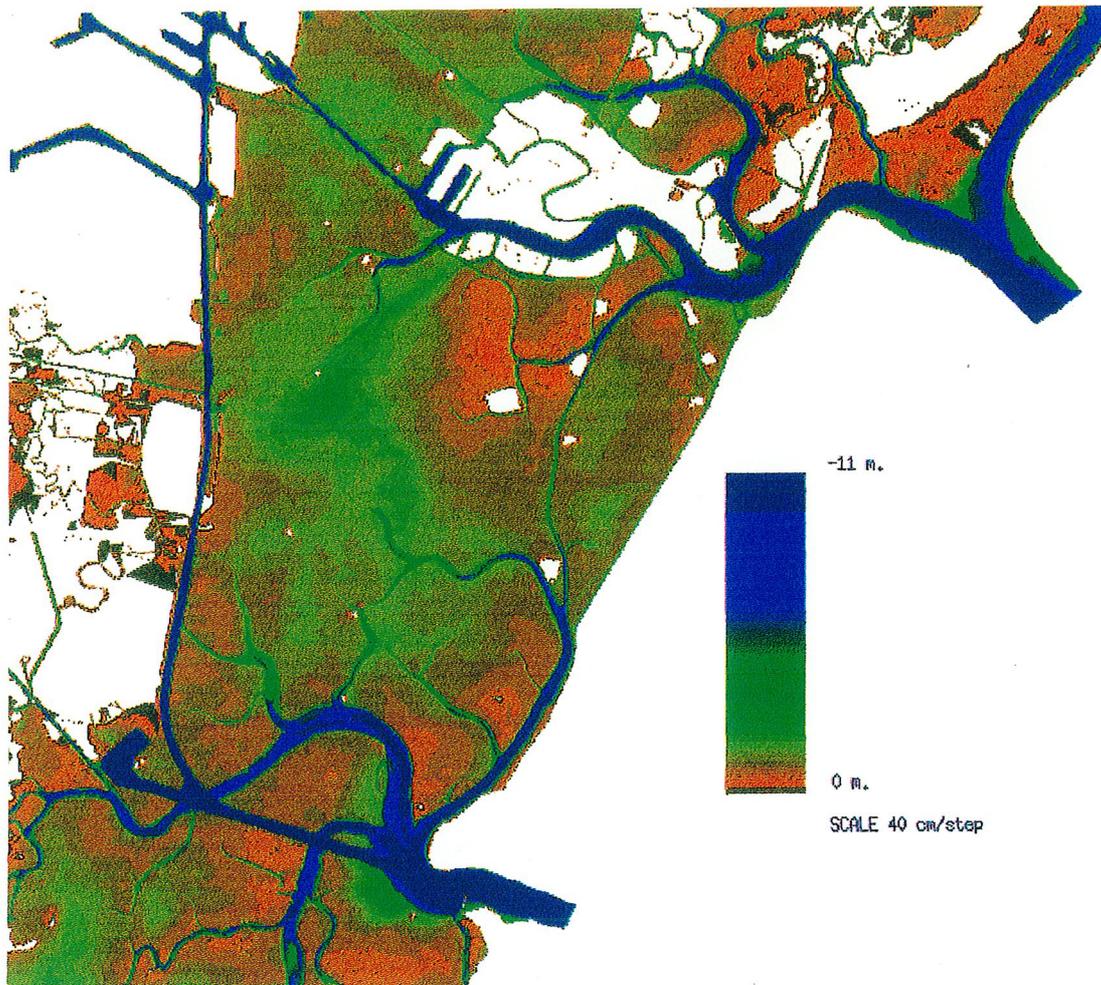


Plate 2. Representation of the bathymetry in the study area.

According to the *in situ* informations, an image classification using the first 31 spectral bands (wavelengths from 477nm to 848nm) of the GER instrument is achieved. A data base is built, using three classes of sea bottom (sand, mud and algae), three classes of water content (high turbidity, sestons with chlorophyllians, clear water) and five classes of

bathymetry ([0.0m ; 0.3m], [0.3m ; 0.6m], [0.6m ; 1.0m], [1.0m ; 2.0m], [2.0m ; 3.0m]).

The result of the classification is shown in Plate 3. The algorithm found five combinations (see Table 1 for explanations).

Code	Bottom	Water content	Water depth
3	algae	chlorophyllians sestons	[1.0m ; 2.0m]
1	sand	chlorophyllians sestons	[1.0m ; 2.0m]
2	mud	highly turbid	[0.3m ; 0.6m]
4	mud	chlorophyllians sestons	[1.0m ; 2.0m]
5	sand	highly turbid	[0.3m ; 0.6m]

Table 1 : Description of the retrieved cases. The given codes correspond to those of Plate 3.

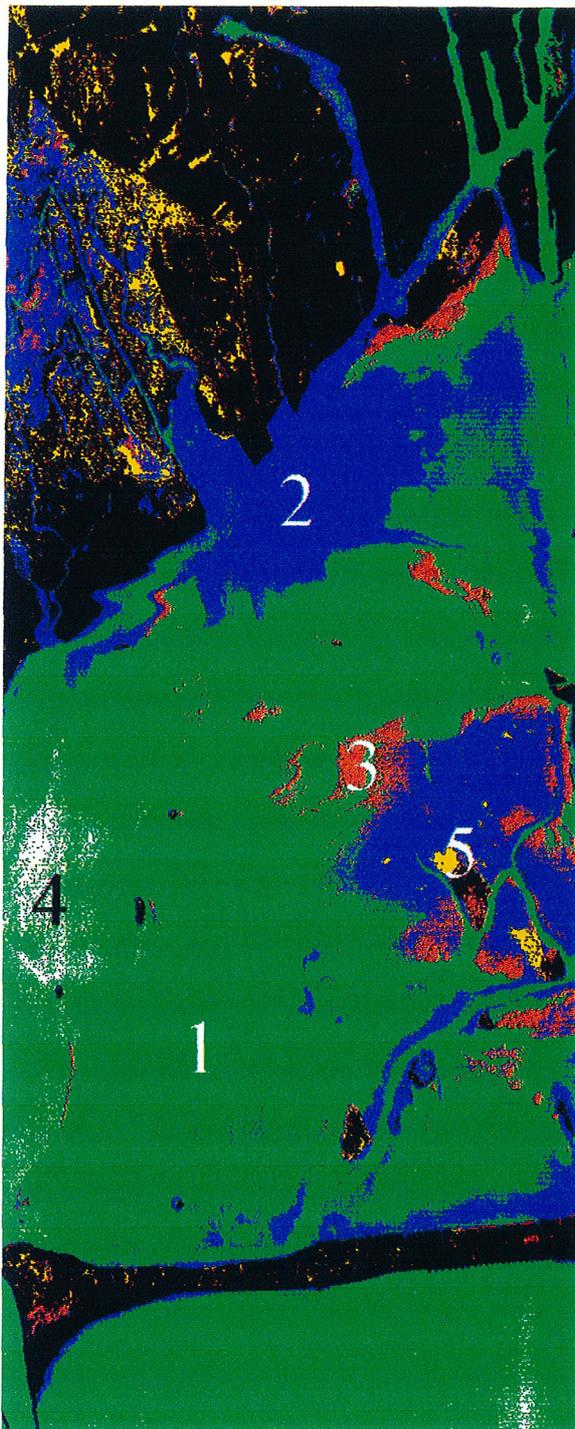


Plate 3. Classification of the spectrometric image. Five classes are retrieved by our algorithm. See Table 1 for the significations of each class.

Despite the lack of extended *in situ* data, the retrieved water contents are in accordance with the data of the stations, as well as the bottom reflectances. The retrieved bathymetry is roughly in agreement with the reference chart, mainly in the eastern part of the image. In the remaining area, the classification leads to errors (Plate 3, class 4 on the left of the image, in white), mainly due to the fact that water is opaque. This point should be improved

by taking in account the reflectance of the water column.

4 CONCLUSION AND PERSPECTIVES

We have presented a method which use the images of an airborne spectrometer to retrieve the bathymetry in turbid waters. As previous algorithms do not allow to take in account the effects of the high variability of both water turbidity and bottom reflectance with radiometers, we show that great improvements can be expected by the use of spectrometers in such applications. Airborne spectrometers, such as GER instruments, provide interesting results.

Our algorithm is based on the *a priori* knowledge of the spectral characteristics of bottom substrats, water contents and the range of the expected bathymetry.

The results obtained here are promising, showing that this algorithm would be improved, especially with a proper modelisation of backscatter phenomenons in the water column.

Perspectives offered by the near to come SeaWiFS sensor, and the future MERIS are then enlarged. Such sensors would provide the possibility to monitor large shallow water areas with a great accuracy.

REFERENCES

- Alberotanza L. "Sea-Truth Data Catalogue." *EISAC Campaign, North Adriatic Sea*, 1989.
- Bierwirth, N.P., T.J. Lee and R.V. Burne. "Shallow Sea-Floor Reflectance and Water Depth Derived by Unmixing Multispectral Imagery", *Photogrammetric Engineering & Remote Sensing*, vol. 59, no. 3, pp. 331-338, March 1993.
- Pages, J., B. Mougenot, J. Citeau. "Radiométrie de terrain pour le satellite SPOT sur un estuaire tropical", *Bulletin de l'Institut Océanographique de Monaco*, special no. 6, pp. 97-122, 1990.
- Polcyn, F.C., D.R. Lysenga, R.A. Schuman. "Multisensor Approach to Remote Sensing Bathymetry", *Proceedings of the Fourteenth International Symposium of Remote Sensing of Environment. Environmental Research Institute Publisher, Mi. Po BOX 8618, Ann Arbor Mi. 48107*, vol. 1, p. 525, 1980.

Bibliographie

- Alpers W.R., D. B. Ross, C.L. Rufenach, 1981, On the detectability of ocean surface waves by real and synthetic aperture radar, *Journal of Geophysical Research*, **86**, C7, pp. 6481-6498.
- Alpers W.R., I. Hennings, 1984, A theory of the imaging mechanism of underwater bottom topography by synthetic aperture radar, *Journal of Geophysical Research*, **89**, C6, pp. 10529-10546.
- Anonyme, 1975, *The Times atlas of the World*, J. Bartholomew & Son Ltd, Times newspaper Ltd, ISBN 0 7230 0138 3, 500 p.
- Bagheri S., N. Stein, C. Zetlin, 1993, Use of integrated remotely sensed data in water quality assesment of Hudson/Rasitan estuary, *Journal of Marine Environmental Engineering*, **1**, pp. 53-63.
- Barker J.L., R.B. Abrams, D. Ball, K.C. Leung, 1983, Characterization of radiometric calibration of landsat-4 TM reflective bands, *in* proceedings of the Landsat-4 Scientific Characterization: Early Results Symposium.
- Benzécri J.P., 1973, *L'analyse des Données, tome 1 : la taxinomie*, Dunod, Paris, France, 615 p.
- Bierwirth N.P., T.J. Lee, R.V. Burne, 1993, Shallow sea-floor reflectance and water depth derived by unmixing multispectral imagery, *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, **59**, 3, pp. 331-338.
- Bijaoui J., S. Jullien, F. Cauneau, 1994, Bathymetry measurement in shallow water areas using airborne spectrometers, *in* proceedings of the 14th EASeL symposium, A.A. Balkema, Rotterdam, The Netherlands, pp. 311-314.
- Bracewell R., 1965, *The Fourier transform and its applications*, Mac Graw-Hill Book Compagny, 381 p.
- Cauneau F., T. Ranchin, 1993, Speckle removal in SAR images using the wavelet transform, *in* proceedings of the 12th EASeL Symposium, A.A. Balkema, Rotterdam, The Netherlands, p. 97-104.
- Ceccarelli M., A. Farina, A. Petrosino, R. Vaccaro, F. Vinelli, 1994, SAR Image Segmentation Using Textural Information and Neural Classifiers, *L'Onde Électrique*, **74**, 3, pp. 24-28.
- Cerutti-Maori G., 1991, Réalisation d'une chaîne d'acquisition, Cours du DEA d'imagerie en sciences de l'Univers, Université de Nice-Sophia Antipolis, France. 300 p.
- Chandrasekhar S., 1960, *Radiative transfer*, Dover Publication Inc., New York, USA, 393 p.
- Curran P.J., E.M.M. Novo, 1988, The relationship between suspended sediment concentration and remotely sensed spectral radiance : a review, *Journal of Coastal Research*, **4**, 3, pp. 351-368,

- Davalo E., P. Naim, 1990, *Les réseaux de neurones*, Éditions Eyrolles, Paris, France, 232 p.
- Delpont G., Motti E., Monitoring by remote sensing of the geomorphological evolution of a part of the Roussillon coastal layout, *in* proceedings of the Ocean 94 Osates-IEEE, Oceans engineering for today's technology and tomorrow's preservation, I, pp. 44-47.
- Demargne L.J., 1992, Measurements from SAR images of the hydrodynamic modulation caused by flow over sandbanks, Final Year Honours Project, University of Southampton, United Kingdom, 58 p.
- Elachi C., 1987, *Introduction to the physics and techniques of remote sensing*, J. Wiley and Sons, New York, USA, 413 p.
- Elachi C., 1988, *Space-borne radar remote sensing: applications and techniques*, IEEE Press, New York, USA, 255 p.
- ESA, 1992, ERS-1 User Handbook, ESA Publications Division, Noordwijk, The Netherlands, 159 p.
- Fitch J.P., 1988, *Synthetic aperture radar*, Springer Verlag, New York, USA, 170 p.
- Forget P., P. Broche, F. Cuq, 1995, Principles of swell measurement by SAR with application to ERS-1 observations off the Mauritanian coast, *International Journal of Remote Sensing*, **16**, 13, pp. 2403-2422.
- Forget P. 1994, Experimentation Radar GLOBESAR'93 en Baie d'Audierne, Rapport du contrat 93/CNES/0380, CNES, France, 51 p.
- Forget P., 1985, Télédétection des vagues par radar à ouverture synthétique, rapport final du contrat IFREMER, France, 84/31/40.
- Forster B.C., S. Xingwei, X. Baide, 1993, *International Journal of Remote Sensing*, **14**, 15, pp. 2759-2771.
- Fu L.L., B. Holt, 1982, *SEASAT views oceans and sea ice with synthetic-aperture radar*, Jet propulsion laboratory publication, Pasadena, USA, **81**, 120., 200 p.
- Gilabert M.A., C. Conese, F. Maselli, 1994, An atmospheric correction method for the automatic retrieval of surface reflectances from TM images, *International Journal of Remote Sensing*, **15**, 10, pp. 2065-2086.
- Girard M.C., C.M. Girard, 1989, *Télédétection appliquée : zone tempérées et intertropicales*, Masson, Paris, France, 260 p.
- Gordon H.F., A. Morel, 1983, *Remote assessment of ocean color from interpretation of satellite visible imagery*, Lecture notes on Coastal and Estuarine Studies, edited by R.T. Barber, C.N.K. Mooers, M.J. Bowman and B. Zeitzshel, Springer Verlag, New York, USA, 114 p.
- Haralick R.M., K. Shanmugan, 1973, Textural features for image classification, *IEEE Transaction on Systems, Man and Cybernetics*, **3**, 6, pp. 610-621.

- Holm M., 1993, Fast rectification of satellite images into a GIS, *Remote sensing for monitoring the changing environment of Europe*, Winkler Ed., Balkema, Rotterdam, ISBN 90 5410 311 6, pp. 147-154.
- Ivanoff A., 1975, *Introduction à l'océanographie (Propriétés physiques et chimiques des eaux de mer)*, Librairie Vuibert, Paris, France, Tome 2, 340 p.
- Jain A.K. 1989, *Fundamental of Digital Image Processing*, Prentice Hall, New York, USA, 569 p.
- N.G. Jerlov, 1976, *Marine Optics*, Elsevier Scientific Publishing Compagny, Amsterdam, The Nertherlands, 231 p.
- Jullien S., 1994, Mesure de la bathymétrie en eau turbide et peu profonde à l'aide de spectromètres aéroportés, Rapport de stage de DEA de l'Université de Marseille II, "Océanologie biologique et environnement", Marseille, France, 70 p.
- Justus C.G., M.V. Paris, 1987, Modeling solar spectral irradiance and radiance at the bottom and top of a cloudless atmosphere, Reports of Georgia Institute of Technology, Atlanta, Georgia, USA, 99 p.
- Kunt M., 1994, *Traitement numérique des images*, Presses polytechniques et universitaires romanes et CNET-ENST, Lausanne, Confédération Helvétique, 562 p.
- Lacombe H., 1965, *Cours d'océanographie physique (Théories de la circulation générale. Houles et vagues)*, Gautier-Villars, Paris, France, 322 p.
- Lee J.S., I. Jurkevich, 1990, Coastline detection and racing in SAR images, *IEEE Transaction on Geoscience and Remote Sensing*, **28**, 4, pp. 662-668.
- Lillesand T.M., R.W. Kiefer, 1994, *Remote sensing and image interpretation*, Third Edition, J. Wiley and Sons, New York, USA, 750 p.
- Lopez C., 1993, Théorie de la discrimination de textures. Axiomatisation et algorithmes numériques. Thèse de doctorat, Université de Paris VIII Dauphine, Paris, France.
- Lozato-Giotart J.-P., 1993, Le double défi touristique et écologique, *Sistema Terra: Remote sensing and the Earth*, Ed. Laterza, Rome, Italie, **2**, 1, pp 7-8.
- Loubersac L., 1994, Information géographique dérivé des données de la télédétection spatiale de haute résolution sur les lagons des îles hautes et des atolls, Application aux environnements des îles de la Polynésie française : état et perspectives, *Mémoire de l'Institut Océanographique de Monaco*, Monaco, 18, pp. 53-65.
- Lyzenga D.R., 1981, Remote sensing of bottom reflectance and water attenuation parameters in shallow water using aircraft and Landsat data, *International Journal of Remote Sensing*, **2**, 1, pp. 71-82.
- Lyzenga D.R., 1978, Passive remote sensing techniques for mapping water depth and bottom features, *Applied Optics*, **17**, pp. 379-383.
- Mainguet M., R. Létouille, N. Glazovsky, 1995, Aridité et sécheresses dans la région aralo-caspienne, *Sécheresse*, **6**, pp. 135-143.

- Mandelbrot B., Behaviour of the harmonic measure of the bottom of fjords, *Journal of Physics A : Mathematical & General*, 1991, **24**, 8, pp. 1889-1901.
- Mangolini M., 1994, Apport de la fusion d'images satellitaires multicapteurs au niveau pixel en télédétection et photo-interprétation, Thèse de doctorat, Université de Nice-Sophia Antipolis, France, 174 p.
- Maracci G., G. Andreoli, P. Grassi, B. Hosgood, European imaging spectroscopy aircraft campaign (EISAC 89). Sea truth data report, Joint research centre, IPSRA, Italie, 44 p.
- Matheron G., 1970, La théorie des variables régionalisées et ses applications. Cahier du centre de morphologie mathématique de Fontainebleau. École des Mines de Paris, Fontainebleau, France, Fascicule 5, 210 p.
- Mathieu S., 1994, Aide à la détermination de faciès pédopaysagers à partir de données satellitaires, Thèse de Doctorat, Université de Nice-Sophia Antipolis, France, 152 p.
- Meyer Y., 1990, *Ondelettes et opérateurs I : ondelettes*, Herman, Éditeur des sciences et des arts, Paris, France, ISBN 2 7056 6125 0, 215 p.
- Morel A., 1980, In-water and remote measurements of ocean color, *Boundary-Layer Meteorology*, 18, pp. 177-201.
- Nasa, 1987, SAR Earth observing system : Instrument panel report, Nasa, Pasadena, USA, Iif, 233 p.
- Park D.J., K.M. Nam, R.H. Park, 1994, Edge detection in noisy images based on the co-occurrence matrix, *Pattern Recognition*, **27**, 6, pp. 765-775.
- Pénicand C., J.P. Rudant, E. Nezry, 1995, Utilisation opérationnelle des images de télédétection radar pour la cartographie, *Bulletin de la Société Française de Photogrammétrie et Télédétection*, 137, pp. 35-41.
- Pestre C, Verger F., 1980, Géomorphologie de la baie du mont Saint Michel par télédétection des lignes de rivages instantanées, *Annales des Mines*, France, pp. 175-181.
- Pichon H., 1995, Étude du littoral à l'aide des techniques de l'imagerie radar et application aux littoraux de la Sénégambie, Rapport de Stage de D.E.S.S. de Télédétection, Méthodes et Applications, Université de Pierre et Marie Curie, Paris VI, France, 41 p.
- Polcyn F.C., I.J. Sattinger, 1969, Water depth determinations using remote sensing technics, 6th International symposium on remote sensing of environment, Environmental Research Institute, MI. USA, pp. 1017-1028.
- Pratt W.K., 1982, Digital image processing, Third Ed., Wiley and Sons, New York, USA, 760 p.
- Prieur L., 1976, Transfert radiatif dans les eaux de mer. Application à la détermination des paramètres optiques caractérisant leur teneur en substances dissoutes et leur contenu en particules, Thèse de Doctorat, Université Pierre et Marie Curie, Paris VI, France, 243 p.

- Prieur L., A. Morel, 1975, Relations théoriques entre le facteur de réflexion diffuse de l'eau de mer à diverses profondeurs et les caractéristiques optiques, Int. Union Geophys. Geod., XVI Assemblée Générale, Procès Verbaux, Grenoble, France, 14, pp.177-178.
- Prud'Homme R., J.M. Froidefond, P. Castaing, 1994, Télédétection et gestion du milieu côtier, *Mémoire de l'Institut Océanographique de Monaco*, Monaco, 18, pp. 53-65.
- Ramsey III E.W., J.R. Jensen, H. Mackey, J. Gladden, 1992, Remote sensing of water quality in active to inactive cooling water reservoirs, *International Journal of Remote Sensing*, **13**, 18, pp. 3465-3488.
- Richards J.A., 1986, *An introduction to remote sensing : digital image analysis*, Springer-Verlag.
- Rimmer J.C., M.B. Collins, C. Pattiarachi, 1987, Mapping of water quality in coastal waters using spaceborne Thematic Mapper data, *International Journal of Remote Sensing*, **8**, pp. 85-102.
- Rudant J.P., J.P. Cautru, M. Lointier, 1992, Pilot project PPF 12 : Coastal and fluvial environment in French Guiana : first result of ERS-1 SAR data analysis, Proceedings of the first ERS-1 Symposium: Space at the service of our environment. Cannes France, Vol. 2, pp. 835-845.
- Sørensen B.M., 1979, The North Sea ocean color scanner experiment, Final Report, Joint Research Centre, Ispra, Italie, p. 126.
- SPOT, 1986, *Guide des utilisateurs de données SPOT*, Editeurs CNES et SPOT Image, Toulouse, France, 3 volumes.
- Starck J.L., 1992, Analyse en ondelettes et imagerie à haute résolution spatiale, Thèse de doctorat, Université de Nice-Sophia Antipolis, France, 194 p.
- Sturm B., 1975, *The atmospheric correction of remotely sensed data and the quantitative determination of suspended matter in marine water surface layers*, in Remote sensing in meteorology oceanology and hydrology, Ed. A.P. Cracknell (Chichester : Ellis Horwood Lin.), Chapitre 11, pp 163-197.
- Tou J.C., R.C. Gonzalez, 1979, *Pattern recognition principles*, Addison-Wesley Publishing, Massachusetts, USA, 377 p.
- Ulaby F.T., R.K. Moore, A.K. Fung, 1985, *Microwave remote sensing*, Dedham, Artech House, 3 volumes.
- Urvois M., P. Watremez, J.Y. Piriou, 1994, Nearshore Areas and GIS; sensitivity to eutrophication in Brittany, France, in proceedings of the Ocean 94 Osates-IEEE, Oceans engineering for today's technology and tomorrow's preservation, **III**, pp. 536-540.
- Vermote E., Tanré D., Deuzé J.L., Herman M., Morcrette J.J., 1994, Second simulation of the satellite signal in the solar spectrum (6S). 6S user guide, Laboratoire d'Optique Atmosphérique, Université des sciences et technologies de Lille, 59655 Villeneuve d'Ascq, Cedex, France, 183 p.

- Vesecky J.F., R.H. Stewart, 1982, The observation of ocean surface phenomena using imagery from the SEASAT synthetic aperture radar: an assesment, *Journal of Geophysical Research*, **87**, C5, pp. 3397-3430.
- Wang L., 1994, Un nouvel espace de texture, *International Journal of Remote Sensing*, **15**, 8, pp. 1713-1723.
- Whitlock G.H., C.Y. Kuo, S.R. Le Croy, 1982, Criteria for the use of regression analysis for remote sensing of sediment and pollutant, *Remote Sensing of Environment*, **12**, pp. 151-168.
- Whitt M.W., F.T. Ulaby, 1994, Radar response of periodic vegetation canopies, *International Journal of Remote Sensing* **15**, 9, pp. 1813-1848.
- Wordman M.E., L. Wood, J.L. Michalek, J.L. Christy, 1990, Water depth extraction from Landsat-5 Imagery, Proceedings of the 23 th international symposium on remote sensing of environment, pp. 1129-1139.
- Xia L., 1993, A united model for quantitative remote sensing of suspended sediment concentration, *International Journal of Remote Sensing* , **14**, pp. 2665-2676.

Résumé

En raison du nombre croissant des populations vivant sur les littoraux, il devient capital de caractériser ces milieux ainsi que leurs évolutions. De part sa diversité instrumentale, la télédétection spatiale présente des possibilités exceptionnelles pour analyser les caractéristiques des littoraux. Ce travail porte sur l'étude de certaines propriétés du littoral à l'aide des images de télédétection.

Le trait de côte caractérise la position du rivage. Sous certaines conditions (tempêtes, raz de marée...), ce dernier peut évoluer rapidement et dans des proportions importantes. À l'aide des radars imageurs, il est possible d'observer les littoraux dans de telles situations. Pour extraire le trait de côte, nous proposons une méthode exploitant la texture de ces images. Cette méthode est évaluée en la comparant avec d'autres méthodes sur un site étalonné, ainsi que sur d'autres sites et avec des instruments différents.

Ce travail porte aussi sur l'analyse du milieu côtier à l'aide d'instruments optiques. Nous montrons que les méthodes usuelles d'analyse permettent, en général, de ne traiter qu'une seule caractéristique parmi l'ensemble. Cette façon d'opérer nous a conduit à définir une méthode plus générale pour analyser les caractéristiques optiques du milieu marin non plus séparément mais ensemble. Basée sur une modélisation du transfert radiatif dans les eaux côtières, cette méthode offre des informations sur les natures de l'eau, des fonds marins et sur la profondeur. Cette méthode est évaluée à l'aide de simulations numériques. Elle est ensuite appliquée sur des images acquises avec un spectromètre aéroporté et avec un radiomètre spatial. Ces exemples montrent que cette méthode offre des résultats prometteurs pour l'étude des eaux côtières.

Cette étude montre la complémentarité des instruments spatiaux pour l'étude du littoral. Pour obtenir des cartes riches et précises, nous montrons qu'il faut tenir compte d'images acquises à des dates distinctes et avec des instruments différents.

Mots clefs : Images de télédétection – Environnement – Littoral – Génie côtier – Radiomètres – Spectromètres – Radars – Trait de côte – Transfert radiatif – Classifications – Méthodes inverses – Bathymétrie – Qualité de l'eau.