

UNIVERSITÉ DE MONTRÉAL

**HAUSSE DU NIVEAU MOYEN RELATIF DE LA MER
À TRINIDAD, CARAÏBES :
ÉVIDENCE, CAUSES PROBABLES ET ÉVALUATION**

Par :

Abderrahman El Fouladi

Département de Géographie

Faculté des Arts et Sciences

Thèse présentée à la Faculté des Études Supérieures

En vue de l'obtention du grade de :

Philosophiae Doctor (Ph.D.)

en géographie

Août 2005

© Abderrahman El Fouladi



G
59
U54
2006
v.006

AVIS

L'auteur a autorisé l'Université de Montréal à reproduire et diffuser, en totalité ou en partie, par quelque moyen que ce soit et sur quelque support que ce soit, et exclusivement à des fins non lucratives d'enseignement et de recherche, des copies de ce mémoire ou de cette thèse.

L'auteur et les coauteurs le cas échéant conservent la propriété du droit d'auteur et des droits moraux qui protègent ce document. Ni la thèse ou le mémoire, ni des extraits substantiels de ce document, ne doivent être imprimés ou autrement reproduits sans l'autorisation de l'auteur.

Afin de se conformer à la Loi canadienne sur la protection des renseignements personnels, quelques formulaires secondaires, coordonnées ou signatures intégrées au texte ont pu être enlevés de ce document. Bien que cela ait pu affecter la pagination, il n'y a aucun contenu manquant.

NOTICE

The author of this thesis or dissertation has granted a nonexclusive license allowing Université de Montréal to reproduce and publish the document, in part or in whole, and in any format, solely for noncommercial educational and research purposes.

The author and co-authors if applicable retain copyright ownership and moral rights in this document. Neither the whole thesis or dissertation, nor substantial extracts from it, may be printed or otherwise reproduced without the author's permission.

In compliance with the Canadian Privacy Act some supporting forms, contact information or signatures may have been removed from the document. While this may affect the document page count, it does not represent any loss of content from the document.

UNIVERSITÉ DE MONTRÉAL
Faculté des Études Supérieures

Cette thèse intitulée :

**HAUSSE DU NIVEAU MOYEN RELATIF DE LA MER
À TRINIDAD (CARAÏBES),
ÉVIDENCE CAUSES PROBABLES, ET ÉVALUATION**

Présenté par :

Abderrahman El Fouladi

a été évaluée par un jury composé des personnes suivantes :

Monsieur Pierre Gangloff, professeur titulaire, président rapporteur,
Monsieur Bhawan Singh, professeur titulaire, directeur de recherche,
Monsieur Pierre André, professeur agrégé, co-directeur de recherche,
Monsieur Paul Comtois, professeur titulaire, membre du jury,
Monsieur Vladimir Koutitonsky, professeur titulaire, examinateur externe.

Résumé

Depuis 1990, les signes avant-coureurs d'une hausse généralisée du niveau moyen de la mer se multiplient à Trinidad, laissant supposer que cette île serait déjà en train de subir les impacts du réchauffement global de la planète.

Afin de cerner ce qui est en train de se passer dans cette île des Caraïbes, on a recensé, à travers une revue de littérature, les différentes causes qui pourraient contribuer à la hausse du niveau moyen relatif de la mer (HNMRM) d'où on a extrait celles qui concernent notre zone d'étude. Les causes retenues ont été classées en deux catégories: La dynamique océanique et la dynamique continentale.

La dynamique océanique est constituée de la dilatation thermique des océans et de la fonte des glaces sous l'effet du réchauffement global de la planète. Ces deux derniers facteurs contribuent à la hausse (absolue) du niveau moyen de la mer appelée dans cette étude « hausse du niveau moyen de la mer » ou HNMM.

Quant à la dynamique continentale, elle contient les facteurs qui, agissant seuls ou conjointement avec la HNMM, confèrent à la hausse de la mer un caractère relatif. On parle alors de hausse du niveau moyen relatif de la mer (HNMRM). De ces innombrables facteurs on a retenu le rebond postglaciaire (RPG), obtenu par interpolation des résultats d'un modèle de simulation approprié, et l'isostasie sédimentaire dont la valeur a été puisée dans la littérature.

Tout en soulignant qu'il est possible d'assurer un suivi de l'évolution de ces deux dynamiques par marégraphie ou par altimétrie satellitaire, on a mis à contribution des mesures marégraphiques *in situ* ainsi que des simulations de deux modèles de circulation générale couplés « atmosphère océan » (MCGAO) pour les évaluer et pour montrer que la dynamique continentale

n'est pas nulle, dans le cas de Trinidad, et l'emporte même sur celle océanique. Les résultats des calculs situent la dynamique océanique entre 0,5 et 5,3 mm/an et celle continentale entre 5,7 et 18,6 mm/an.

Les analyses des profils de plages, de l'intrusion des sels marins dans les aquifères, de l'exploitation pétrolière et de la recrudescence des séismes ont été utilisées pour confirmer la dominance de la dynamique continentale et pour montrer, qu'au sein de celle-ci, la subsidence due au compactage des couches sédimentaires suite à l'exploitation intensive du pétrole dans la région, semble expliquer le mieux la HNMRM observée dans quelques zones de l'île depuis 1990.

L'étude a également ciblé deux sites sensibles de l'île où un système d'information géographique (SIG) a été utilisé pour évaluer l'intrusion de la mer et son impact sur des projets économiques en cours ainsi que sur l'occupation des sols.

Des simulations ont été faites pour trois époques différentes (2031, 2051 et 2071) avec des scénarios de la contribution océanique (estimée à partir des outputs du MCGAO britannique, le HadCM3, et de celui canadien, le MCCG2) et des scénarios de la contribution continentale assimilée au résultat des quelques études ayant évalué l'érosion et le recul annuel des côtes.

Les output du SIG consistent en des tableaux statistiques évaluant les pertes en superficie des différents éléments de l'occupation des sols (espaces bâtis, couvert végétal et forestier, terrains agricoles...). Ils contiennent également des cartes thématiques montrant l'évolution temporelle de l'intrusion de la mer dans les sites étudiés ainsi que l'impact de cette intrusion sur les éléments de l'occupation des sols et des projets économiques. La méthodologie ayant été développée, pour obtenir ces outputs, pourrait être utilisée pour mener des études de prévention et de mitigation face à la HNMRM.

Mots clés : Subsidence, Hausse relative du niveau de la mer, changement climatique, petites îles, réchauffement global, érosion côtière, SIG, récession côtière, dilatation thermique.

Summary

Since 1990, numerous signs of a generalized mean sea level rise are observed in Trinidad, leading one to suppose that this island is already experiencing the impacts of global warming.

In order to decipher what is causing these in this Caribbean island, we start by analyzing the probable causes of relative mean sea level rise (RMSLR) focussing on those factors, which relate to our study zone.

The causes of relative mean sea level rise retained are classified into the following two categories:

- 1) Oceanic dynamics made up of the contributions, to the RMSLR, of oceanic thermal expansion and land and sea ice melt;
- 2) Continental dynamics, which include the contributions, to the RMSLR, of the subduction, sedimentary isostasy and the postglacial rebound.

We then use tide gauge measurements as well as simulations of general circulation models to show that, seemingly, continental dynamics is the major contributor to RMSLR, compared to oceanic dynamics, in this part of the world. Results show that ocean dynamics is between 0,5 and 5,3 millimeters per year and continental dynamics between 5,7 and 18,6 millimeters per year.

Furthermore, analyses of the beach profiles, of sea water intrusion into coastal aquifers, of oil mining and of recrudescence of seismic activity are used to show that in the case of the contribution of continental dynamics to RMSLR, subsidence and the subsequent compaction of the sedimentary layers, most likely due intensive oil and gas exploration in the region, seem to be the principal causal factor of accelerated RMSLR observed in Trinidad over the past decade.

The study also targeted two significant sites of the island where a geographical information system (GIS) was used to evaluate the intrusion of the sea and its impact on economic projects in progress like on the land use. (built spaces, vegetable and forest cover, agricultural land...)

Simulations were made for three different epochs (2031, 2051 and 2071) with scenarios from the oceanic contribution (estimations picked up from the outputs of the British MCGAO, HadCM3, and of the Canadian, the MCGG2) and scenarios of the continental contribution assimilated to the result of the some studies having evaluated the erosion and the annual retreat of the coasts.

The outputs of the GIS consist of tabulated statistics evaluating the losses in surface of the various elements of the land use. They also contain maps showing the temporal evolution of the intrusion of the sea in the sites studied as well as the impact of this intrusion on the elements of the land use and the economic projects.

This methodology having been developed, to obtain these outputs, could be used to lead studies of prevention and mitigation in response to RMSLR.

Key Words: Subsidence, relative sea level rise, climate change, small islands, global warming, coastal erosion, GIS, coastal recession. Thermal expansion.

Table des matières

Résumé.....	i
Summary.....	iii
Liste des tableaux.....	viii
Liste des figures.....	vix
Liste des abréviations.....	xi
Dédicace.....	xiii
Remerciements.....	xiv
CHAPITRE 1 : INTRODUCTION.....	1
1.1 Dynamique continentale.....	5
1.1.1 Isostasie thermique.....	5
1.1.2 Subduction.....	6
1.1.3 Isostasie volcanique.....	6
1.1.4 Isostasie sédimentaire.....	7
1.1.5 Le rebond poste glaciaire (RPG)	7
1.2 Dynamique océanique.....	10
1.2.1 Physique des eaux marines.....	10
1.2.2 Dynamique affectant les eaux marines.....	11
1.2.3 Les facteurs liés aux changements climatiques.....	13
1.2.3.1 Contribution de la dilatation thermique.....	16
1.2.3.2 Contribution de la glace.....	19
1.3 Problématique propre à Trinidad.....	21
1.3.1. Les montagnes.....	23
1.3.2 Les bassins sédimentaires et demande en eau.....	25
1.3.3 Prédiposition de la région de Trinidad à la subsidence.....	27
1.3.3.1 Exploitation pétrolière.....	28
1.3.3.2 1.3.3.2 Les séismes.....	28
1.4 Hypothèse de recherche.....	29
CHAPITRE 2 : BUT ET OBJECTIFES DE L'ÉTUDE.....	30
2.1 Détermination de la contribution de la dynamique continentale.....	30
2.2 Détermination du facteur dominant de la dynamique continentale...	31
2.3 Évaluation de l'intrusion de la mer dans les zones côtières.....	34
CHAPITRE 3. APPROCHE METHODOLOGIQUE.....	40
3.1 Estimation de la contribution de la dynamique océanique.....	42
3.1.1 Mesure de la HNMM par satellite	42
3.1.1.1 Aperçu sur Topex/Poseidon (T/P)	42
3.1.1.2 Mesures altimétriques par satellite.....	43
3.1.1.3 Précision des données.....	45
3.1.2 Généralités sur les modèles de circulation générale (MCG).....	48
3.1.2.1 Fonctionnement des modèles de circulation générale.....	50
3.1.2.2 Problèmes liés à l'échelle et à la résolution spatiales des	

MCG.....	52
3.1.2.3 Problèmes liés à l'échelle et à la résolution temporelles.....	54
3.1.2.4 Raffinement de la résolution des scénarios climatiques.....	58
3.1.2.5 Estimation de la dilatation thermique avec les modèles.....	59
3.1.3 Contribution de la dilatation thermique estimée avec le MCG2..	63
3.1.4 Contribution de la dilatation thermique estimée avec le HadCM3.	65
3.2 Contribution de la dynamique continentale.....	66
3.2.1 HNMRM à partir des données marégraphiques.....	66
3.2.1.1 Décontamination des mesures marégraphiques.....	66
3.2.1.2 Estimation de la HNMRM à Trinidad entre 1990 et 2001.....	68
3.2.2 Estimation de la Contribution du RPG.....	69
3.3 Érosion des plages.....	71
3.3.1 Description d'un profil de plage type.....	71
3.3.2 Modélisation de l'érosion le long d'un profil	75
3.3.3 Méthode pour le calcul du volume des matériaux.....	76
3.4 Intrusion du sel marin dans la nappe phréatique.....	81
3.5 Relation séismes vs exploitation pétrolière.....	83
3.5.1 Exploitation pétrolière.....	83
3.5.2 Séismes.....	84
3.6 Intrusion marine dans les zones côtières.....	85
3.6.1 Caractéristiques des sites ciblés.....	86
3.6.2 Évaluation de l'intrusion marine dans les deux sites.....	89
3.6.2.1 Schéma opérationnel du SIG.....	91
CHAPITRE 4 : RÉSULTATS – DISCUSSION.....	98
4.1 HNMM à Trinidad entre 1990 et 2001.....	98
4.1.1 Dilatation thermique obtenue à partir du MCG2.....	99
4.1.2 Dilatation thermique obtenue à partir du HadCM3.....	100
4.1.3 Évaluation de la HNMM totale entre 1990 et 2001.....	101
4.2 Estimation de la HNMRM à Trinidad entre 1990 et 2001.....	103
4.3 Érosion des plages.....	109
4.3.1 Profils de la plage South Cocos.....	110
4.3.2 Profils de la plage Guayaguayare	112
4.3.3 Profils de la plage Los Iros.....	116
4.3.4 Profils de la plage Blanchisseuse.....	118
4.3.5 Profils de la plage Punta del Arenal / Icacos.....	120
4.4 Intrusion du sel dans la nappe phréatique.....	122
4.4.1 Puits Cocorite.....	122
4.4.2 Puits Fatima.....	124
4.5 Exploitation pétrolière, séismes et subsidence.....	125
4.5.1 Exploitation pétrolière et subsidence.....	125
4.5.2 Séismes, exploitation pétrolière et subsidence.....	128
4.6 Synthèse critique.....	133
4.6.1 Dynamique océanique.....	133

4.6.2	Dynamique continentale et HNMRM.....	135
4.6.3	La subsidence comme cause principale de la HNMRM entre 1990 et 2001.....	136
4.6.4	Évaluation de l'intrusion marine future aux sites de Mont-Peltier et d'Oropouche.....	139
4.6.4.1	Cas du site de Mont-Peltier.....	141
4.6.4.2	Cas du site d'Oropouche.....	145
4.6.5	Synthèse.....	148
4.6.6	Limites de l'étude.....	149
	CONCLUSION	152
	Références.....	158
	ANNEXES	xv
	Annexe A: Moyennes mensuelles des données marégraphiques entre 1984 et 1999, à Port of Spain.....	xvi
	Annexe B : Calcul des élévations du profil ainsi que du volume des matériaux déplacés, de 1990 à 2001, par rapport au point repère.....	xviii
	Annexe C : Production pétrolière Depuis 1908.....	xxiii
	Annexe D : Séismes entre 1964 et 2002.....	xxxv
	Annexe E : Masques de simulation et cartes diverses.....	xliv
	Annexe F : Calcul des superficies inondées et érodées.....	xlix

Liste des tableaux

Tableau I: eau emmagasinée dans la planète.....	14
Tableau II: Contribution de la dilatation thermique à la HNMM.....	18
Tableau III: Contribution de la glace à la HNMM (en mm/an).....	18
Tableau IV: Contribution future de la glace à la HNMM (en cm).....	19
Tableau V: Dilatation thermique simulée par le MCCG2 pour Trinidad entre 1911 et 2071 (en mètres).....	64
Tableau VI: Dilatation thermique simulée par le MCCG2 pour Trinidad entre 1911 et 2071 (en mètres).....	65
Tableau VII: Estimation du RPG (en mm / an).....	69
Tableau VIII : Élévation du profil de Guayaguayare (en m) par rapport au point repère.....	78
Tableau IX : Volume des cellules du profil aérien de Guayaguayare	79
Tableau X : Volume de l'érosion à Guayaguayare (m ³)	80
Tableau XI : Concentration en NaCl dans les puits Fatima et Cocorite et précipitations entre mars 1990 et décembre 1998.....	83
Tableau XII : Dimensions des sites étudiés.....	91
Tableau XIII : contribution des mouvements isostatiques à la HNMRM entre 1990 et 2001.....	107
Tableau XIV : Hauteur moyenne de la masse de pétrole extraite entre 1908 et 1999 à Trinidad	127
Tableau XV : Récapitulation des résultats de l'étude.....	134
Tableau XVI : Évaluation des scénarios de la HNMRM.....	140
Tableau XVII : Évaluation de l'intrusion marine au site de Mont-Peltier...	141
Tableau XVIII : Évaluation de l'intrusion marine au site d'Oropouche.....	146
Tableau XIX : Impact de la HNMRM sur l'occupation des sols au site d'Oropouche.....	148

Liste des figures

Figure 1: Plage South Cocos su la côte est de Trinidad.....	2
Figure 2: Une maison disparaît à Icacos, au sud ouest de Trinidad.....	2
Figure 3: a) Évidence du recul de la ligne de côte à Corral Point b)Évidence du recul de la ligne de côte à Oropouche, sur la côte ouest de Trinidad.....	3
Figure 4: Rebond post-glaciaire (RPG).....	8
Figure 5: Localisation géographique de Trinidad.....	21
Figure 6 : Plaques tectoniques autour de Trinidad.....	22
Figure 7 : Failles et nappes pétrolières de Trinidad.....	24
Figure 8: Modèle conceptuel des causes probables de la HNMRM.....	31
Figure 9: Effet domino de la hausse du niveau de la mer sur les côtes	35
Figure 10: Approche méthodologique.....	41
Figure 11 : Topographie dynamique, géoïde et ellipsoïde	44
Figure 12 : Modèles et échelles de réponse des sous-systèmes climatiques.....	56
Figure 13 : Profil de plage type.....	72
Figure 14 : Polygones de contrôle de l'érosion.....	74
Figure 15 : Plages retenues pour le calcul de l'érosion à Trinidad.....	77
Figure 16 : Localisation des sites Mont-Peltier et Oropouche.....	86
Figure 17 : Topographie du site Mont-Peltier.....	88
Figure 18 : Topographie du site d'Oropouche.....	88
Figure 19 : Schéma opérationnel du SIG.....	93
Figure 20 : Représentation schématique d'un masque d'intrusion de la mer.....	94
Figure 21 : Représentation schématique d'un élément à risque.....	95
Figure 22 : Résultat de la multiplication de la couche de l'élément à risque par le masque de l'intrusion de la mer	96
Figure 23 : Dilatation thermique, entre 1911 et 2071, dans la région de	99

Trinidad, simulée avec le MCCG2

Figure 24 : HNMM, en fonction de la dilation thermique, entre 1911 et 2071, dans la région de Trinidad, simulée avec le HadCM3	101
Figure 25 : Tendence du NMRM entre 1984 et 1999, au voisinage du marégraphe de Port of Spain.....	104
Figure 26 : Tendence du NMRM entre 1990 et 1999, au voisinage du marégraphe de Port of Spain.....	104
Figure 27 : Rebond post-glaciaire dans la région de Trinidad (mm/an)	106
Figure 28 : Érosion sur la plage de South Cocos.....	111
Figure 29 : Érosion sur la plage de Guayaguay are.....	112
Figure 30 : Pluviométrie pour les mois de nivellement des profils.....	114
Figure 31 : Répartition des courants marins autour de Trinidad	115
Figure 32 : Érosion sur le plage de Los Iros.....	117
Figure 33 : Érosion sur la plage Blanchisseuse.....	119
Figure 34 : Érosion sur la plage Punta del Arenal / Icacos.....	121
Figure 35 : Salinité et précipitations au puits Cocorite.....	123
Figure 36 : Salinité et précipitations au puits Fatima.....	124
Figure 37 : Production de pétrole cumulée entre 1908 et 2001.....	126
Figure 38 : Évolution de la production journalière entre 1908 et 2001	126
Figure 39 : Répartition spatiale des séismes dans la région de Trinidad.....	129
Figure 40 : Production pétrolière offshore au golfe de Paria et dans la zone atlantique avec le nombre de séismes par an (Profondeur : 0-55 km).....	131
Figure 41 : Intrusion maximale de la mer au Mont-Peltier pour 2031, 2051 et 2071.....	143
Figure 42 : Intrusion minimale de la mer au Mont-Peltier pour 2031, 2051 et 2071.....	144
Figure 43 : Intrusion maximale de la mer à Oropouche en 2071.....	145
Figure 44 : Inondation maximum des sols, à Oropouche, en 2071.....	147

Liste des abréviations

AVISO	Archivage, Validation et Interprétation des données des Satellites Océanographiques
CD_{MCCG2}	Contribution décennale de l'expansion thermique (MCCG2)
CD_{HadCM3}	Contribution décennale de l'expansion thermique (HadCM3)
CNES	Centre national d'études spatiales
CO₂	Dioxyde de Carbone
CPACC	Caribbean: Planning Adaptation on Climate Change
DC	Dynamique continentale
DO	Dynamique océanique
DORIS	Détermination d'orbite et radio-positionnement intégrés par satellite
EMQ	Erreur Moyenne Quadratique
GDR	Geophysical Data Record
GEM	Goddard Earth Model
GLOSS	Global Sea level Observing System
GPS	Global positioning system
hab./km²	Habitant par kilomètre carré
HadCM3	Hadley Centre Model Third generation
HNMM	Hausse du niveau moyen de la mer
HNMRM	Hausse du niveau moyen relatif de la mer
HSM	Hauteur de la surface de la mer
IERES	International Earth Rotation Service
IPCC	Intergovernmental Panel on Climate Change
IS92	IPCC Scenarios 1992
JGM	Joint Gravity Model
m/an	Mètre par an
Mb/an	Million de barils par an
MCCGA/O	Modèle couplé de circulation générale atmosphère / océan

MCCG1	Modèle Couplé de Circulation Générale de 1 ^{ière} Génération
MCCG2	Modèle Couplé de Circulation Générale de 2 ^{ième} Génération
MCGA	Modèle de Circulation Générale Atmosphérique
MCGO	Modèle de Circulation Générale Océanique
MCG	Modèle de circulation générale
Mg/l	Milligramme par litre
NaCl	Chlorure de sodium (Sel de cuisine)
NASA	National Aeronautics and Space Administration
NMM	Niveau moyen de la mer
NMRM	Niveau moyen relatif de la mer
OAS	Organization of American States
PO-DAAC	Physical Oceanography – Distributed Active Archive Center
RPG	Rebond postglaciaire
SLR	Satellite Laser Ranging
SIG	Systèmes d'Information Géographique
SRES	Special Report on Emissions Scenarios
T/P	Topex / Poseidon
VLBI	Very Long Baseline Interferometry
cm	Centimètre (Distance)
Ghz	Giga hertz (Fréquence)
kg	Kilogramme (Masse)
Mhz	Mégahertz (Fréquence)
m	Mètre (Distance)
mm	Millimètre (Distance)
m²	Mètre-carré (superficie)
Ha	Héctare
m³	Mètre-cube (Volume)
m/s	Mètre par seconde (Vitesse)
M/s²	Mètre par seconde par seconde (Accélération)
w	Watt (Puissance)

Dédicace

A ma mère qui, un jour, le corps ravagé par la maladie et le cœur par je ne sais quel chagrin, pleurait toutes les larmes de son corps en me chuchotant, quelques semaines avant sa mort, que le petit que j'étais, à peine âgé de 5 ans, va aller à l'école, et va réussir ses études!

A mon père, à qui la vie n'a pas fait de cadeau. Mais qui, malgré tout, a su m'apprendre à m'accrocher jusqu'au bout et a osé me permettre d'aller à l'école; dans un temps où envoyer son enfant à "l'école du colonisateur" frisait l'hérésie!

A mes deux belles-mères successives qui ont su gérer leurs sentiments pour leurs propres enfants afin de me préserver un petit coin dans leur cœur!

A ma femme et à mes enfants qui m'ont supporté et soutenu le long de mon parcours.

A tous mes amis (es) qui ont cru en moi.

Remerciements

Mes vifs remerciements vont à mes directeur et codirecteur de recherche, Mr Bhawan Singh et Mr Pierre André, pour leurs encadrement, conseils et orientations.

Je tiens aussi à exprimer ma grande reconnaissance et ma gratitude au département de géographie de l'université de Montréal pour son soutien financier.

Je ne peux terminer cette section sans mentionner ce grand mécène qui m'a prodigué aide morale et matérielle. Merci M. Abdelkader Lecheheb. Je n'oublierais jamais ce que vous avez fait pour moi!

Chapitre 1 : Introduction

Une étude sur l'évidence, les causes et l'évaluation de la hausse du niveau moyen relatif de la mer (HNMRM) se justifierait par les impacts, de cette hausse, sur la population côtière ainsi que par l'élaboration de politiques d'adaptation à de tels impacts (Nicholls et Leatherman, 1995; Nicholls et al., 1999; Nicholls et Hoozemans, 2004).

50% de la population mondiale vit, en effet, dans l'interface à risque entre la mer et la terre et 13 des 20 plus grandes villes du monde sont situées sur la côte (Leatherman, 2000). Or, vu leurs dimensions réduites, les petites îles sont encore beaucoup plus exposées (Douglas, 2000 ; IPCC, 2001 ; Watson et al., 1996; Alm et al., 1993 ; Gallecos et al., 1993) car la grande majorité de leur population ainsi que la quasi-totalité de leurs potentialités économiques est concentrée au bord de la mer.

C'est le cas de l'île de Trinidad, ciblée par cette thèse, et qui est la plus grande des deux îles formant la république de Trinidad & Tobago, État indépendant depuis 1962, s'étendant sur 4 828 km² et comptant un peu plus de 1 million d'habitants.

En tenant compte des projections de la population de Trinidad & Tobago entre 2000 et 2100, et du fait que 95% de cette population est concentrée sur l'île de Trinidad, 1,9 millions d'habitants en 2050 et 2,85 millions d'habitants en 2100 vont venir exacerber l'étalement urbain dans des zones exposées aux conséquences de la hausse du NMM (EMA, 2001).

Le risque pour cette population insulaire serait d'autant plus grand que la HNMRM semble s'accélérer surtout depuis 1990; c'est ce qu'on observe sur les côtes: Des plages jonchées de troncs de cocotiers (Figure 1), des maisons jadis loin de la côte, maintenant englouties par les eaux des hautes marées (Figure 2), une récession de la côte et un recul des falaises

(Figures 3a et 3b). Trinidad serait-elle victime des changements climatiques ou le phénomène pourrait-il s'expliquer tout autrement ?



Photo : A. El Fouladi, 1999

Figure 1 : Plage « South Cocos », sur la côte Est de Trinidad



Photos : A. El Fouladi respectivement 1999 et 2002

Figure 2 : Une maison disparaît à Icacos, au Sud-ouest de Trinidad*

* Selon des témoins oculaires, la maison ci-dessus était encore loin de la ligne des hautes eaux en 1994. Cinq années plus tard (1999) la maison fut émergée et brisée en deux pour finir par disparaître complètement en 2002.



Photos aériennes : Land ans Survey Division, Port of Spain Trinidad, échelle environ 1/20,000

Figure 3a : Évidence du recul de la ligne de côte à Corral Point.*

* On remarque sur la photographie aérienne de gauche de la figure 3a, prise en 1942, une proéminence de la côte qui a pratiquement disparu sur la photographie aérienne de droite, prise en 1998. Il y a environ 50 ans, un phare se trouvait en effet à cet endroit. Aujourd'hui il se trouve à des dizaines de mètres au large, complètement submergé.



Photo : A. El Fouladi, 2004.

Figure 3b : Évidence du recul de la ligne de côte à Oropouche, sur la côte Ouest de Trinidad.*

* Moins d'une dizaine d'années plus tôt, la route de la figure 3b se trouvait à une distance raisonnable de la falaise surplombant la mer.

Singh (1997a, 1997b), qui avait suggéré que Trinidad était déjà en train de subir les conséquences des changements climatiques, a pu montrer que les côtes de cette île ont reculé de 2 à 4 m/an en l'espace de quelques années. Ce retrait des côtes, affirme Singh, s'ajoute à l'intrusion des eaux marines dans les aquifères côtiers.

Il est à souligner, par ailleurs, que dans le cadre de cette étude, on parlera de hausse du niveau moyen de la mer (HNMM) quand on est en présence de changements eustatiques dus à une augmentation dans la masse océanique globale ou quand cette hausse est mesurée par rapport à un système de référence global. Tandis qu'on parlera de hausse du niveau moyen relatif de la mer (HNMRM) quand cette hausse est mesurée par rapport à un repère terrestre ou quand elle est observée par rapport à la côte elle-même (Warrick, 1993). Donc outre les changements eustatiques du niveau de la mer, toute hausse du NMRM inclura également ceux dus aux mouvements verticaux des continents (Nakada et Inoue, 2005; Aubrey et Emery, 1993 et Woodworth, 1993).

La hausse du niveau moyen relatif de la mer (NMRM) serait donc la somme algébrique des variations conséquentes aux facteurs physiques (isostasie, compactage des sédiments, densité et salinité des eaux... etc.) et à ceux climatiques (dilatation thermique, fonte des calottes glaciaires...etc.).

Dans une échelle temporelle de plusieurs décennies, les facteurs climatiques prédominent dans la HNMRM (Warrick, 1993; Zerbini et al., 1996). Mais d'autres facteurs induisent des mouvements verticaux qui influencent le niveau moyen de la mer (NMM) tel le rebond postglaciaire, la

subsidence, la subduction et la modification de la salinité des eaux marines. D'où l'intérêt qu'accorde cette étude, outre la contribution climatique, aux facteurs physiques, facteurs que Pirazzoli (1996) regroupe en deux catégories : Les mouvements isostatiques ou « dynamique continentale », et la dynamique des eaux marines que cette étude classe dans la dynamique océanique.

1.1. Dynamique continentale

La dynamique continentale est la conséquence des mouvements isostatiques, qui sont des mouvements verticaux, conséquents aux réajustements de l'équilibre de masse à l'intérieur de la terre en fonction de la densité des matériaux sous le manteau. Les zones surplombant des couches de faible densité auront donc tendance à s'élever topographiquement tandis que celles qui surplombent des couches de haute densité auront tendance à s'affaisser (Pirazzoli, 1996).

Si la masse océanique s'ajuste presque instantanément suite aux variations de la densité des couches continentales sous-jacentes, des siècles, voire des millénaires, seraient nécessaires à la croûte terrestre pour se réajuster. Cette lente réponse est due surtout au profil rhéologique de la croûte terrestre : viscosité, élasticité et écoulement de la matière.

Cette section montre que l'impact de l'isostasie, associée au profil rhéologique, sur le NMM, varie de quelques dixièmes de millimètre par an (isostasie thermique, subduction, isostasie volcanique et isostasie sédimentaire) jusqu'à quelques centimètres par an (rebond postglaciaire).

1.1.1 Isostasie thermique

L'isostasie thermique agit sur le NMM surtout à une échelle locale (Pirazzoli, 1996). Quand une partie de la croûte terrestre se détache d'une dorsale océanique, elle a tendance à se refroidir, ce qui en augmente la densité, et par conséquent, crée une subsidence isostatique du fond marin

accompagné d'une diminution locale du NMM. Ménard et Ladd (1963) ont estimé cette subsidence à 0,2 mm / an, sur les 60 millions d'années passées, pour les îles Marshall. D'autres l'ont estimée à 0,12 mm / an pour l'atoll de Mururoa, et ce, depuis le Pliocène (Labeyrie et al., 1969).

Dans sa migration loin d'une dorsale océanique, une croûte terrestre peut se réchauffer en passant sur une source de lave. Ce réchauffement entraîne la chute de densité accompagnée d'un mouvement isostatique vers le haut, d'où une hausse locale du NMM. La direction du mouvement isostatique est ainsi directement liée à la température des couches sous-jacentes.

1.1.2 Subduction

On entend par subduction, le glissement d'une plaque tectonique sous une autre. Il résulte d'un tel chevauchement une variation de la densité de la matière locale et donc un impact à long terme sur le NMM. En général, une variation d'au plus 0,1 mm/an pourrait affecter le niveau moyen de la mer le long des marges continentales situées à proximité des zones de subduction (Piromallo *et al.*, 1997).

1.1.3 Isostasie volcanique

Le poids de la lave émanant d'un volcan en éruption cause une subsidence isostatique sur des distances pouvant atteindre 200 km à partir du barycentre du volcan. Au même moment se produisent des soulèvements isostatiques, à partir de la limite de la zone de subsidence, qui peuvent s'étendre jusqu'à 350 km au-delà du barycentre (Pirazzoli, 1995).

Les estimations de la subsidence découlant de l'isostasie volcanique dépendent des auteurs, de la localisation spatiale ainsi que de l'échelle temporelle. C'est ainsi qu'elle varie de 2,4 mm/an à 4,8 mm/an pour Hawaï et de 0,14 mm/an jusqu'à 0,4 mm/an pour Tahiti (Pirazzoli, 1996)..

1.1.4 Isostasie sédimentaire

Due à l'écrasement des sédiments sous leur propre poids, l'isostasie sédimentaire affecte surtout les deltas des fleuves et des rivières. Elle se traduit par une subsidence qui aurait un impact direct sur la variation du NMRM. A titre d'exemple, cette subsidence pourrait se traduire par une hausse locale du niveau moyen de la mer pouvant atteindre, en Égypte, 0,38 m et ce, d'ici l'an 2060 (Strzepek et al., 1995). D'autres ont avancé une hausse annuelle de 1 à 5 mm (Stanley et Warne, 1993).

Les effets de l'isostasie sédimentaire peuvent être aggravés par le pompage de la nappe phréatique ainsi que par l'exploitation du pétrole et du gaz naturel (Pirazzoli, 1996; Bird, 1993 ; El-Sayed, 1991). En effet, ces fluides assurent la continuité des interactions entre les couches géologiques supérieures et celles de fond. Une fois le vide fait entre ces couches, toute addition de masse en surface aggrave le risque de subduction des couches supérieures (Wiprut et Zoback, 2000).

1.1.5 Le rebond postglaciaire (RPG)

Le rebond postglaciaire est de loin le mouvement isostatique le plus important, qui affecte le NMM depuis la dernière déglaciation (Douglas, 1995; Zerbini *et al.* , 1996). Il est aussi très variable géographiquement et est très difficile à modéliser (Douglas, 2000a).

Il y a environ 20.000 ans, les inlandsis de l'Europe du Nord et des Laurentides accumulaient une importante masse de glace sur l'hémisphère Nord. La formation de cette masse de glace s'est étalée sur plus de 80.000 ans et a atteint une épaisseur de 2 à 4 km. La quantité d'eau soustraite aux océans par cette masse de glace, ainsi que la subsidence isostatique qui en a découlé ont fait varier le niveau de la mer de plus de 120m. La déglaciation qui a suivi (et qui s'est terminée il y a environ 7000 ans avant notre ère) conféra au niveau de la mer une montée de 1 à 4 m par siècle (Cazenave et Feigl, 1994).

Daly (1934) explique ainsi le RPG: La charge créée par les inlandsis (glaciers polaires continentaux) implique une déformation de la surface de la terre qui a tendance à s'enfoncer sous les inlandsis. Le phénomène isostatique tend à compenser cette anomalie de masse locale par un soulèvement du manteau, tout autour de la dépression résultante. Lors de la déglaciation la décompression du manteau crée des mouvements verticaux ascendants (sous l'inlandsis) et des subsidences tout autour. C'est le rebond postglaciaire ou RPG (Figure 4).

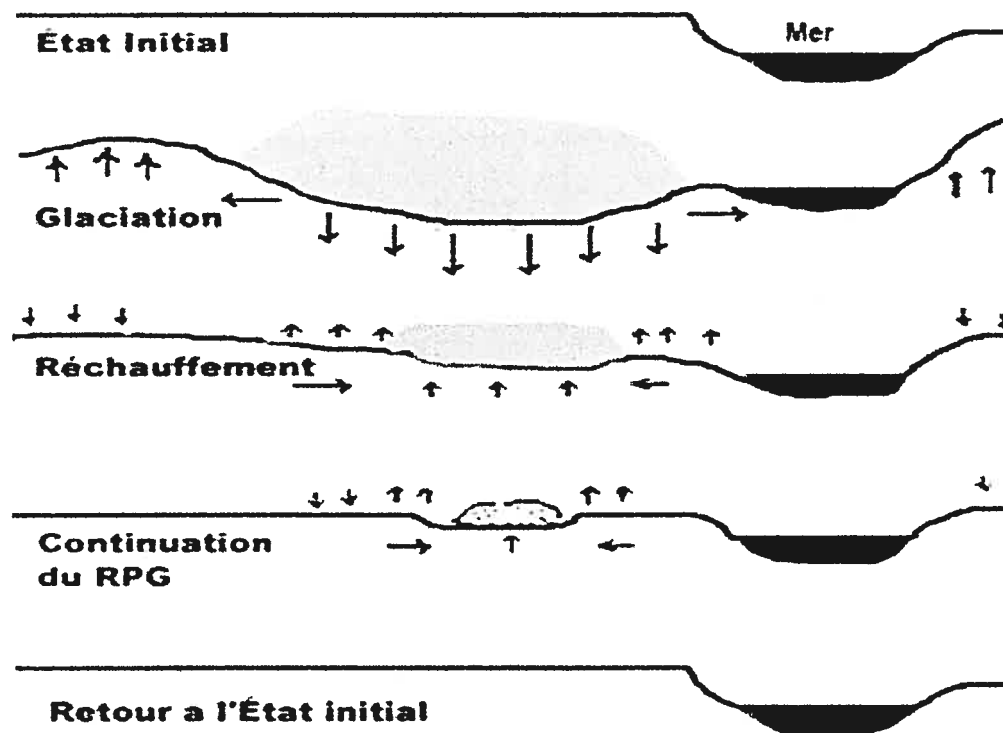


Figure 4: Rebond post-glaciaire (RPG)

Par le passé, le RPG a pu atteindre localement 5 à 10 cm par an (Pirazzoli, 1996), avec des valeurs de pointe de 20 à 50 cm/an (Cazenave et Feigl, 1994). De nos jours, son amplitude est moindre et de l'ordre de

quelques dixièmes de millimètre à quelques millimètres par année (Peltier, 2000).

Le RPG crée également des déplacements horizontaux de la croûte terrestre, très gênants pour le positionnement géodésique. Le RPG est en outre considéré (à l'échelle régionale) comme le mouvement vertical qui perturbe le plus les mesures du niveau de la mer (Zerbini et al., 1996). Ajouter à cela que ses effets affectent presque toute la planète, même les endroits qui n'étaient pas touchés par l'ancienne glaciation (Douglas, 1995), d'où l'intérêt de la modélisation et de la quantification des variations d'altitude qui en découlent.

Il existe actuellement plusieurs modèles pour évaluer le RPG dont celui, basé sur la datation des données géologiques au Carbone 14. Ce modèle a été utilisé par Gornitz (1995) pour décontaminer le NMM de la côte-est américaine de l'effet du réajustement isostatique de la dernière glaciation.

Peltier et Tushingham (1989) ont de leur côté développé un modèle qui tient compte des composantes glacio-isostatiques et hydro-isostatiques et qui se base sur une analyse mathématique de la déformation viscoélastique du manteau de la terre. La rhéologie de l'intérieur de la terre étant supposée avoir une réponse élastique quand la glace se dépose, mais visqueuse suite à l'enlèvement de cette glace. Il serait pertinent de comparer les tendances actuelles de la hausse du NMM, corrigée à partir de ces modèles avec celle obtenue à partir des observations marégraphiques brutes.

Pour 27 emplacements, répartis dans les deux hémisphères les calculs, effectués par Douglas (2000) à partir des observations marégraphiques donnent 1,91 mm/an, avec un écart-type de 0,75 mm/an (Douglas, 2000). Ceux obtenus par Gornitz (1995) sont de 1,66 mm/an, avec un écart-type

de 0,40 mm/an, tandis que ceux obtenus pour le modèle de Peltier sont de 1,87 mm/an, avec un écart-type de 0,45 mm/an (Peltier, 2000).

Peltier (2000) explique l'écart du résultat de Gornitz (1995) avec les deux autres par une sous-estimation du réchauffement global. Quant à l'écart élevé chez Douglas (2000), il l'explique par le fait que celui-ci n'a pas « décontaminé » les données marégraphiques de l'effet local du RPG.

1.2 Dynamique océanique

La dynamique océanique est la conséquence 1) de la physique des eaux marines, 2) de la dynamique des eaux marines et 3) de facteurs liés aux changements climatiques.

1.2.1. Physique des eaux marines

La variation de la densité des eaux marines joue un rôle important dans le changement du niveau moyen de la mer (Wigley et Raper, 1993). Cette densité est intimement liée à la température, à la salinité et à la pression des eaux marines. En effet, la densité croît quand la température décroît ou quand la salinité ou la pression augmente et elle décroît quand la température augmente ou quand la salinité ou la pression diminue. Or quand la densité d'une quantité d'eau augmente, son volume diminue et vice-versa (Pirazzoli, 1996).

Pirazzoli (1996) rapporte qu'à l'échelle globale, l'augmentation de la température de la mer de 1°C sur une profondeur de 400 m provoquerait une hausse de niveau de la mer de 60 cm, hausse qui serait égale à celle provoquée par une baisse de 0,4% en salinité. Mais vu le lien intime de ce phénomène avec le réchauffement global (température et pression), nous aurons l'occasion de revenir sur cette question dans la section de ce chapitre réservée aux changements climatiques.

1.2.2 Dynamique affectant les eaux marines

La dynamique affectant les eaux marines est l'ensemble des mouvements de surface de la mer qu'il faudrait prendre en moyenne pour mesurer la hausse du NMM. Les plus importants parmi ces mouvements sont ceux résultant des marées.

Les marées, phénomène périodique lié à la gravité astrale, peuvent fluctuer en fonction de tout changement direct dans la gravité d'un bassin marin: Cette gravité pourrait changer suite à l'accumulation de sédiments, à l'érosion, à l'intervention humaine (comme l'exploitation en mer du pétrole) où à une hausse du niveau de la mer (Pirazzoli, 1996).

Par ailleurs, les déformations les plus importantes sont dues à la rotation de la terre sur elle-même et se produisent selon un cycle régulier, toutes les 12 et toutes les 24 heures » (Cazenave et Feigl, 1994). L'amplitude de ces déformations dépend de la position de la lune, dont le cycle est de 14 et de 28 jours, et de celle du soleil dont le cycle est de 6 et 12 mois. L'action de la lune domine celle du soleil selon un facteur de 5 (Cazenave et Feigl, 1994) et elle déforme, en même temps que l'action solaire, non seulement la surface des océans mais aussi celle de la terre, créant des « marées terrestres », dont l'amplitude pourrait atteindre 30 cm aux latitudes moyennes.

D'autres ondulations de périodes 9 et 18,6 ans, résultant de la variation temporelle des positions relatives de la terre, de la lune et du soleil, sont à prendre en considération. C'est à cause de ces ondulations que des réserves sont émises par plusieurs auteurs quant au calcul de la hausse du NMM à partir des données marégraphiques collectées à court et moyen terme (Douglas, 1995; Zerbini et al., 1996; Pugh, 1993; Pugh, 1987) car ces mesures marégraphiques expriment aussi bien l'effet des marées que celui de la topographie dynamique des océans.

La topographie dynamique est définie comme étant l'écart entre la hauteur instantanée de la surface de la mer et le géoïde (Rapp et Wang, 1994). Elle contient l'information sur les tourbillons de surface ainsi que sur la vitesse et la direction des courants (Feron et al., 1998). Elle inclut donc l'effet des vents de surface, des courants marins, de la pression atmosphérique et de la physique des eaux (Cazenave et Fiegel, 1994). Ajouter à cela que l'amplitude de cette topographie dynamique peut atteindre 2 m et qu'elle n'est mesurée avec précision que par les altimètres satellitaires (Cazenave et Fiegel, 1994; Rapp et Wang, 1994; Busalacchi et al., 1994).

Ce sont ces altimètres qui ont permis de cerner l'action et les déplacements de certains phénomènes saisonniers qui font varier l'amplitude de la topographie dynamique. Parmi ces phénomènes figure El Niño qui perturbe la circulation atmosphérique, augmente les précipitations et agit sur les courants de surface marins. Cependant les fluctuations du NMM qu'il provoque semblent beaucoup plus toucher les océans Pacifique et Indien que l'océan Atlantique ou la mer des Caraïbes (Schouten et al., 2005, Nan-Jung et al, 2004, Andersen et al. , 2002).

Pour éliminer ou atténuer l'effet des ondulations parasites des mesures du NMM, un consensus semble s'être fait autour de 50 ans comme durée raisonnable pour la collecte des mesures marégraphiques nécessaires au calcul de la variation du niveau moyen de la mer (Douglas, 2000; Zerbini et al., 1996).

Ainsi on ne peut conclure à une tendance à la hausse (ou à la baisse) du niveau moyen de la mer qu'une fois éliminés les effets des marées, de la topographie dynamique et du RPG.

Si les deux premiers effets peuvent être atténués, voire éliminés statistiquement en traitant les mesures marégraphiques, il n'en va pas de

même pour celui du RPG. En effet, le marégraphe subit l'effet du RPG au même titre que toute la croûte terrestre, ceci sans oublier les mouvements isostatiques pouvant découler de la tectonique locale qui introduiraient des bruits dans les mesures difficilement contrôlables (Douglas, 2000a). Or Trinidad est justement située dans une zone sismique très active ; ce qui jetterait beaucoup de discrédit sur les tendances du niveau moyen de la mer calculées à partir des marégraphes.

1.2.3 Les facteurs liés aux changements climatiques

Les mers et les océans se trouvent au centre du système climatique, défini par l'union de cinq composantes étroitement liées: l'atmosphère, les océans, la cryosphère, la biosphère et la lithosphère (Cubasch et Cess, 1990).

L'atmosphère contribue au transport latitudinal de la chaleur et réagit aux perturbations en quelques jours seulement. En outre, grâce aux vents elle joue un grand rôle dans les échanges thermiques avec les mers et les océans (Cazenave et Feigl, 1994; Cubasch et Cess, 1990).

Les océans se composent d'une mince couche limite saisonnière, d'une sphère d'eau chaude et d'une autre d'eau froide. Grâce à ses composantes, les océans agissent comme une pompe physique et biologique du CO₂. En outre, ils jouent un rôle important et compliqué dans la distribution de la chaleur dans le système climatique. Les océans rétroagissent très lentement aux perturbations climatiques (Wigley et Raper, 1993; Cubasch et Cess, 1990). Cette rétroaction se traduit, entre autres, par la dilatation thermique sur laquelle on va revenir plus loin car elle est responsable en grande partie de la hausse du niveau moyen de la mer causée par les changements climatiques.

La cryosphère se compose du couvert de neige saisonnier, de la banquise et de la glace permanente du Groenland et de l'Antarctique. Elle joue un

rôle important grâce à son albédo, à sa capacité d'isoler l'océan de l'atmosphère et à son apport potentiel d'eau douce. Cet apport d'eau douce est considéré, après la dilatation thermique, comme le facteur déterminant dans la hausse du niveau moyen de la mer (Pirazzoli, 1996, Wigley et Raper, 1993; Cubasch et Cess, 1990).

La géosphère se distingue par son rôle dans le stockage et la dynamique de l'eau. Cependant, ce rôle reste négligeable dans la variation du NMM. En effet, à l'exception de la nappe phréatique dont le comportement est très mal connu, si toute l'eau emmagasinée dans la géosphère se déversait dans l'océan, son niveau ne monterait que de 54,5 cm.

Le tableau I compare en NMRM équivalent, l'eau emmagasinée dans les diverses composantes du système climatique.

Tableau I: Eau emmagasinée dans la planète (D'après Pirazzoli, 1996)

Paramètre	NMM équivalent	Temps moyen de résidence
Mers et océans	3,8 km	plus de 4000 années
Eau atmosphérique	3,6 cm	8-10 jours
Lacs et réservoirs	35 cm	dépend des humains
Rivières et canaux	0,5 cm	2 semaines
Marécages	1 cm	± quelques années
Humidité (sols)	18 cm	2 semaines à une année
Nappe phréatique	11 à 166 m	quelques jours à des milliers d'années
Glace	90 m	Dizaine de milliers d'années

La biosphère joue un rôle très important dans l'absorption et le dégagement des gaz à effet de serre et influence donc indirectement la variation du NMRM.

Les 5 composantes, ci-dessus, interagissent grâce à deux processus fondamentaux qui commandent les changements à l'intérieur du système climatique : le réchauffement par les ondes courtes solaires et l'évacuation de la chaleur excédentaire par les ondes infrarouges.

Ainsi, il faudrait s'attendre à ce que toute perturbation de l'un ou de l'autre de ces deux processus ait automatiquement des conséquences sur l'ensemble des composantes du système climatique. C'est ce qui serait en train de se produire avec l'augmentation des concentrations des gaz à effet de serre dans l'atmosphère.

Selon Warrick et Oerlemans (1990), le maintien de la tendance à l'augmentation des gaz à effet de serre d'ici l'an 2100 entraînera des hausses de températures qui pourraient atteindre 7°C. Quant au niveau moyen de la mer, il pourrait varier de 3 à 124 cm. Toutefois, selon l'IPCC (2001), la hausse des températures moyennes globales ne serait que de 1,4°C à 5,8°C et la hausse du niveau moyen de la mer que de 0,5m à 2m, pour la période s'étalant entre 1990 et 2100. Même si la hausse du niveau moyen de la mer semble modérée, il n'en demeure pas moins que les conséquences pourraient être dramatiques ! Car certaines côtes pourraient être érodées jusqu'à 150 fois cette hausse (Leatherman et al., 2000) mettant en danger les basses terres côtières ainsi que les installations économiques et humaines qui s'y trouvent.

Wigley et Raper (1993) ont aussi modélisé les impacts du forçage radiatif dû à l'augmentation des gaz à effet de serre sur le climat. Ils ont calibré leur modèle de façon à ce que ce forçage (linéaire) s'arrête en 2030. Selon cette étude, si la température se stabilisait vers 2200, le niveau de la mer pourrait continuer de monter, et ce, plusieurs siècles après. Ce phénomène s'expliquerait par la rétroaction due à l'inertie thermique des océans. Advenant un tel réchauffement de la planète, la fonte des petits glaciers ne ferait monter le NMM que de 0,6 m tandis que la masse de

glace de l'Antarctique le ferait monter de 77,2 m à 81,1 m et la masse de glace du Groenland le ferait monter de 6,9 m à 8,3 m (Pirazzoli, 1996).

Ainsi, le forçage radiatif dû aux gaz à effet de serre se traduit par une augmentation des températures moyennes, lesquelles contribuent à la hausse du niveau moyen de la mer par le biais de quatre facteurs :

- 1) La dilatation thermique des océans ;
- 2) La fonte des petits glaciers ;
- 3) La fonte de la masse glacière du Groenland ;
- 4) La fonte de la masse glacière de l'Antarctique.

1.2.3.1 Contribution de la dilatation thermique

Responsable, selon Douglas (2000a), d'au moins 50% de la hausse absolue du niveau moyen de la mer, la dilatation thermique est fonction de trois facteurs à savoir :

- 1) la température de l'eau qui dépend à son tour de la température de surface et de l'importance des brassages issus de la circulation générale des océans, aussi bien en surface qu'en profondeur;
- 2) la salinité qui varie localement (avec l'apport d'eau douce des continents et de la fonte des glaces ainsi qu'avec l'évaporation) et globalement avec l'action des courants de surface et des différents brassages qui en découlent;
- 3) la pression interne qui varie avec la pression atmosphérique en ce qui concerne la couche limite saisonnière de l'océan, et en fonction de la profondeur en ce qui concerne sa sphère d'eau chaude et celle d'eau froide.

Ces trois facteurs déterminent la variation de la densité de l'eau, laquelle permet de calculer la dilatation thermique comme suit :

Considérons une colonne d'eau de masse M (tonne), de volume V (m^3) et de densité ρ (tonne/ m^3). Si (ρ) subit une augmentation (ou une diminution) $\Delta\rho$ le volume subit une expansion (ou une contraction) : $\Delta V = M(\Delta\rho)/\rho$. (Wigley et Raper, 1993).

Les modèles de circulation générale (MCG) tentent de résoudre cette variation de volume à l'échelle globale selon un coefficient de dilatation thermique dont la détermination prend en considération les trois facteurs cités ci-dessus.

Selon Pirazzoli (1996), au voisinage d'une surface aquatique ayant une salinité de 35 psu (Practical Salinity Unit), ce coefficient de dilatation peut varier de $114 \cdot 10^{-6} / ^\circ C$ aux hautes latitudes (température moyenne de $5 ^\circ C$) jusqu'à $297 \cdot 10^{-6} / ^\circ C$ aux latitudes tropicales (température moyenne de $25 ^\circ C$). Ainsi, si une masse d'eau de 500 m de profondeur est chauffée uniformément de $1^\circ C$, le NMRM montera de 5.7 cm (si cette masse se trouve aux hautes latitudes) et de 14,6 cm si elle se trouve aux latitudes tropicales, comme c'est le cas pour Trinidad.

Par ailleurs, la difficulté de cerner la complexité des échanges thermiques entre l'atmosphère et l'océan fait varier considérablement l'estimation de la contribution de la dilatation thermique à la hausse du NMRM et ce, d'un modèle à l'autre (Tableau II).

Afin de remédier à une telle situation, et assumant un doublement de la concentration du CO_2 vers 2030, Church et al. (1991) proposent un modèle qui se distingue par son utilisation de la subduction des eaux plus denses comme moyen de ventilation de la thermocline. Le réchauffement dû à l'effet de serre pourra ainsi pénétrer au-delà de 600 m de profondeur.

Tableau II: Contribution de la dilatation thermique à la HNMM

Auteurs	Période considérée	Hausse du NMRM (cm)	Vitesse (mm/an)
Gornitz et Lebedeff (1987)	1880-1980	1,6 - 2,8	0,14 - 0,45
Wigley et Raper (1987)	1880-1985	1,9 - 4,9	0,18 - 0,47
Warrick et Oerlemans (1990)	1890-1990	4 ± 2	0,4 ± 0,2
Wigley et Raper (1993)	1880-1990	2,7 - 5,6	0,25 - 0,51

Ils ont pu ainsi calculer qu'en 2050 la dilatation thermique sera responsable d'une hausse de la mer située (selon les régions) entre 0,2 et 0,3m. Comme il fallait s'y attendre, ces prévisions ne cadrent pas beaucoup avec celles faites par d'autres chercheurs (Tableau III), les valeurs s'étalant de 8 à 60 cm. Ces différences pourraient s'expliquer par le fait que les modèles d'avant 1991 péchaient par leur simplicité tandis que la génération suivante continue de souffrir d'une trop grande *paramétrisation*, faute de mieux cerner l'interaction « atmosphère - océan » dans sa globalité.

Tableau III: Contribution de la glace à la HNMM (en mm/an)

Auteurs	Période	Antarctique	Groenland	petits glaciers
Meir (1984).	1900-1961	Non évalué	Non évalué	+0,46± 0,26
US Dépt of Energy (1985)	inconnue	-0,6± 0,6	-0,1± 0,4	+0,5± 0,3
Robin (1986).	1900-1975	-0,87	+0,3	0,4
Klige et Dobrovolsky (1988)	1900-1975	+0,87	+0,23	0,04
Warrick et Oerlemans (1990)	1890-1990	0,0± 0,5	+0,25± 0,15	+0,4± 0,3
Wigley et Raper (1993).	1880-1990	-0,7 à 0,5	0,06 à 0,35	0,13 à 0,67

Le signe (-) indique une baisse du NMRM.

Il est à noter que seuls les modèles de circulation générale océanique couplés avec des modèles de circulation générale atmosphérique pourraient modéliser adéquatement la hausse du niveau moyen de la mer en fonction de la dilatation thermique passée et future, comme il sera expliqué plus loin dans cette étude.

1.2.3.2 Contribution de la glace

Il s'agit de la fonte des glaces de l'Antarctique du Groenland et des petits glaciers continentaux. Le tableau III illustre la récente contribution de ces sources à la hausse du NMM. Le tableau IV donne les estimations pour leur contribution future.

Tableau IV: Contribution future de la glace à la HNMM (en cm)

Auteurs	Réchauffement Global	An	Antarctique	Groenland	Petits glaciers
Robin (1986)	3,5 °C	2080	jusqu'à -10	jusqu'à 10	20 ± 12
Van Der Veen (1988)	2 à 4 °C	2085	-5 à 0	0 à 10	10 à 25
Raper et al. (1990)		2030	-2 à 3	1 à 4	2 à 19
Hoffman et al. (1986)		2100	12 à 220	6 à 27	12 à 37
IPCC (2001)	1,4 à 5,8°C	2100	-17 à 2	-2 à 9	1 à 23

Le signe (-) indique une baisse du NMRM.

On remarque, en examinant les tableaux III et IV, l'importance relative de la contribution des petits glaciers, d'une part, et la contribution de l'Antarctique à la baisse du NMRM d'autre part et ce, à quelques exceptions près. Ceci s'expliquerait par le fait qu'un glacier réalise des gains maximums en masse entre -15 °C et - 10 °C (Cas de l'Antarctique) et subit des pertes extrêmes quand la température annuelle se rapproche du point de congélation ; ce qui est le cas du Groenland et des petits glaciers (Warrick et Oerlemans, 1990).

Advenant un réchauffement dû aux gaz à effet de serre, les températures annuelles de l'Antarctique tendraient vers $-10\text{ }^{\circ}\text{C}$: la variation de la masse atteindrait ainsi son maximum et ce, sous l'effet de l'augmentation des précipitations nivales : Ce qui explique la contribution négative à la HNMM dans les tableaux III et IV. Par contre, l'augmentation des températures dans l'hémisphère nord diminuerait les masses de glace du Groenland et des petits glaciers sous l'effet de l'évaporation, du ruissellement et de la fonte des glaces.

Une hydrostasie (déformation de la croûte terrestre sous le poids de l'eau) suivrait le déversement de l'eau douce dans les océans. A titre d'exemple et dans l'hypothèse (improbable) d'une hausse de 100 m du NMRM, l'eau exercerait une pression de 100 tonnes par mètre carré sur le fond des océans (Pirazzoli, 1996).

Les bassins océaniques pourraient ainsi subir une subsidence localement ; ce qui conduirait à une baisse relative du niveau de la mer par rapport aux côtes qui n'auraient pas bougé. Cependant une telle baisse relative ne se remarquerait pas dans les îles qui surplombent les bassins océaniques concernés, car ces îles subsidieraient autant que ces bassins océaniques.

Seul l'effet de la température sur les glaciers a été discuté ici, or, il ne faut pas négliger l'apport des icebergs qui se détachent des masses de l'Antarctique et du Groenland pour aller fondre ailleurs. Leur effet semble être ignoré par la plupart des modelleurs. Cependant, il se pourrait que ce phénomène aille jusqu'à inverser le sens de la contribution de l'Antarctique à la hausse du NMRM, et ce en changeant localement la densité de l'eau marine quand ils fondent (Klige et Dobrovolsky, 1988; Hoffman et al., 1986).

1.3 Problématique propre à Trinidad

Située entre les latitudes-nord 10° et 11° et les longitudes-ouest 61° et 62°, à environ 15 kilomètres de la côte vénézuélienne dont elle est séparée par le Golfe de Paria, Trinidad est l'île la plus méridionale de l'archipel des Caraïbes (Figure 5).

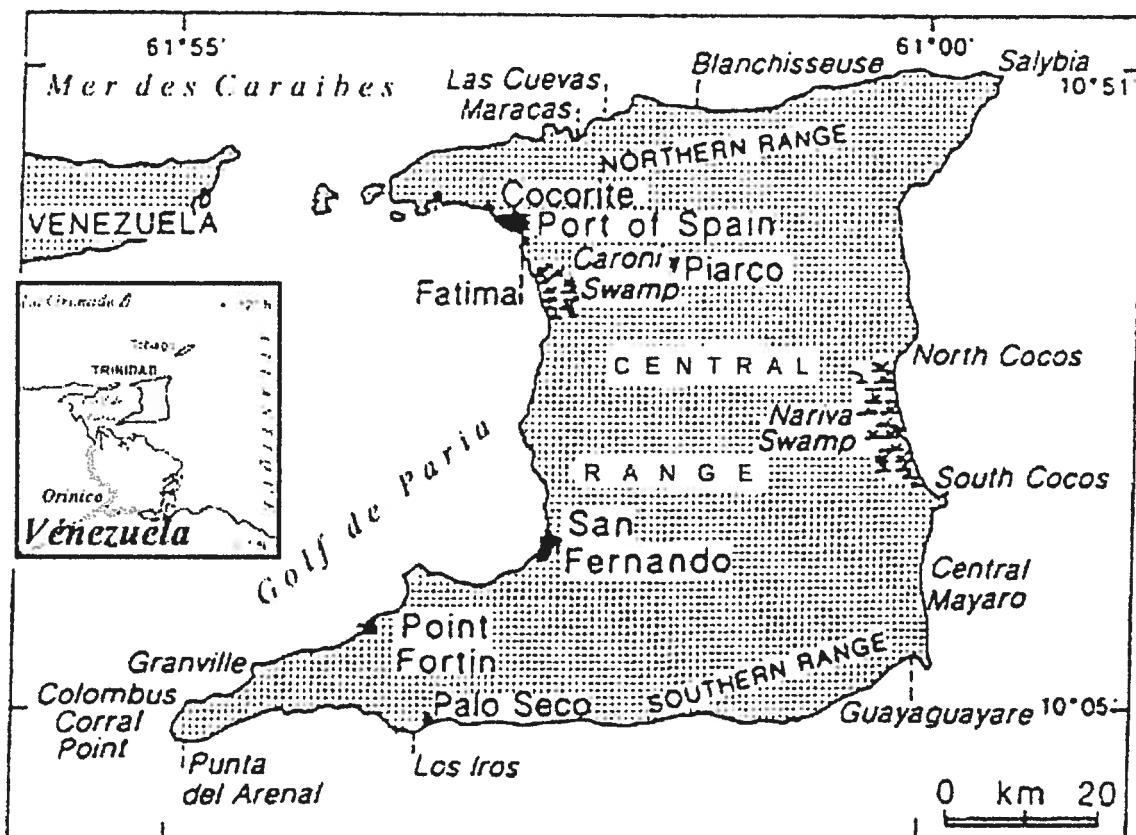


Figure 5 : Localisation géographique de Trinidad (D'après Singh, 1997)

Par sa localisation, Trinidad jouit d'un climat tropical. Elle est entourée à l'Est par l'océan Atlantique, au nord par la mer des Caraïbes, à l'ouest du golfe de Paria et au sud par un bras de mer, *la Boca de la Sierpe*, assurant la jonction entre ce golfe et l'océan atlantique tout en séparant l'île du Venezuela, et par conséquent, de l'Amérique du Sud. De ce fait, le climat de Trinidad comporte une saison sèche, s'étalant de janvier à mai et une saison humide allant de juin à décembre, à l'exception de septembre

et octobre qui sont semi humides (Singh, 1997). Les pluies y sont abondantes (Ministry of Planning and Development, 1998): de 1200 à 3800 mm annuellement dont 70 à 80% tombent durant la saison humide. Ce régime hydrique assure à l'île des eaux de surface d'environ 3,6 milliards m³/année et en eaux souterraines de 107 millions de m³/année.

La géologie et la sismicité de la région seraient des facteurs à risque qui pourraient influencer les fluctuations du niveau moyen de la mer. Et de ce côté, Trinidad est très exposée, car elle se situe dans la plus complexe des zones de failles du monde, à la triple jonction des plaques tectoniques des Caraïbes, de l'Amérique du Nord et de l'Amérique du sud (Jordan, 1975). Ces trois plaques se déplacent avec la même vitesse de 1 cm/an, mais dans différentes directions : la plaque des Caraïbes vers l'est, celle de l'Amérique du Nord vers l'ouest et celle de l'Amérique du Sud vers le nord-ouest (Figure 6) .

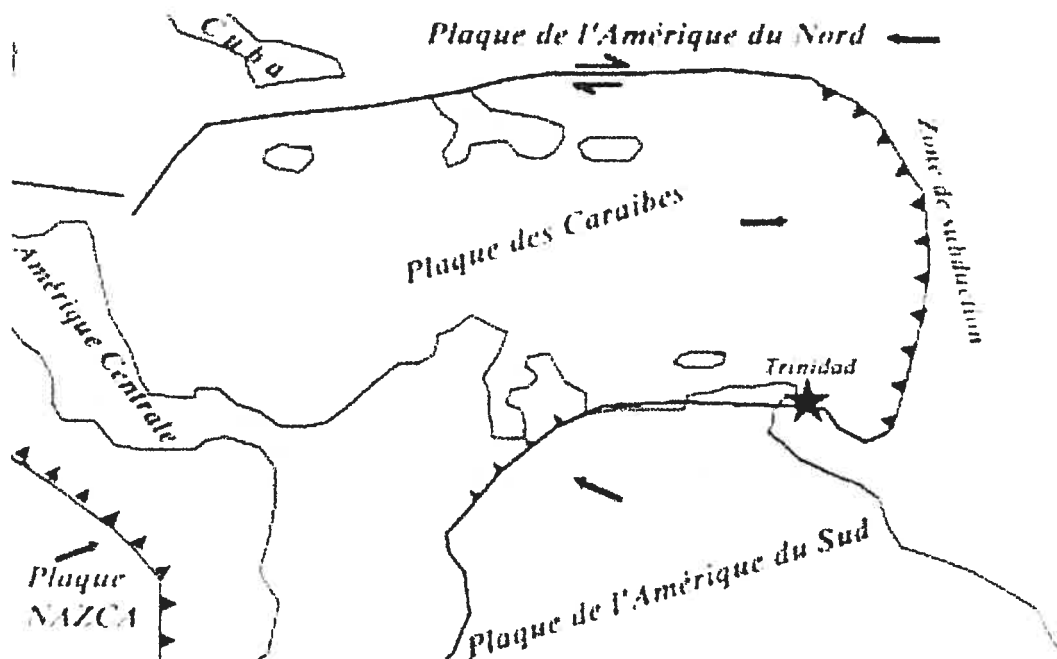


Figure 6 : Plaques tectoniques autour de Trinidad
(D'après les descriptions de Beltran, 1993 et Jordan, 1975)

Ces mouvements créent certains frottements susceptibles de produire des séismes, lesquels pourraient entraîner des mouvements verticaux de la croûte terrestre et, par conséquent, des perturbations du niveau moyen de la mer.

Cette situation particulière a donné à Trinidad un relief formé d'une alternance montagne-plaine, presque parallèlement du nord au sud, de trois chaînes montagneuses et de deux plaines (Shepherd et Aspinal, 1983).

1.3.1. Les montagnes

1) La Chaîne septentrionale (Northern Range) : Cette chaîne, prolongement naturel de la *Cordellera de la Costa* de Venezuela, culmine à 940 m et longe la côte-nord trinidadienne dans sa totalité. Elle est limitée au nord par une faille dite « *faille de la côte-nord* » et au sud par la faille d'El Pilar (Figure 7) ; les deux failles sont les principales limites de la zone frontalière méridionale de la plaque tectonique des Caraïbes. Cette position géologique critique au milieu de deux failles pourrait jouer un rôle intéressant dans une hausse relative et locale de la mer en cas d'activité sismique. Cependant, la faille d'El Pilar, active au Pléistocène (Robertson et al., 1986), semble maintenant exclue de toute activité sismique à Trinidad, et ce, malgré son activité au Venezuela (Rowly et Ambeh, 1991).

Pour expliquer ce paradoxe d'activité sismique intense dans certains points autour de Trinidad, Robertson et Burke (1989) suggèrent que la zone-frontière du sud-est de la plaque tectonique des Caraïbes serait large de 250-300 km, qu'elle s'étendrait du delta de l'Orinoco (au sud de Trinidad) jusqu'à l'île de Grenade, au nord, et contiendrait une série de failles, les unes actives et les autres au repos.

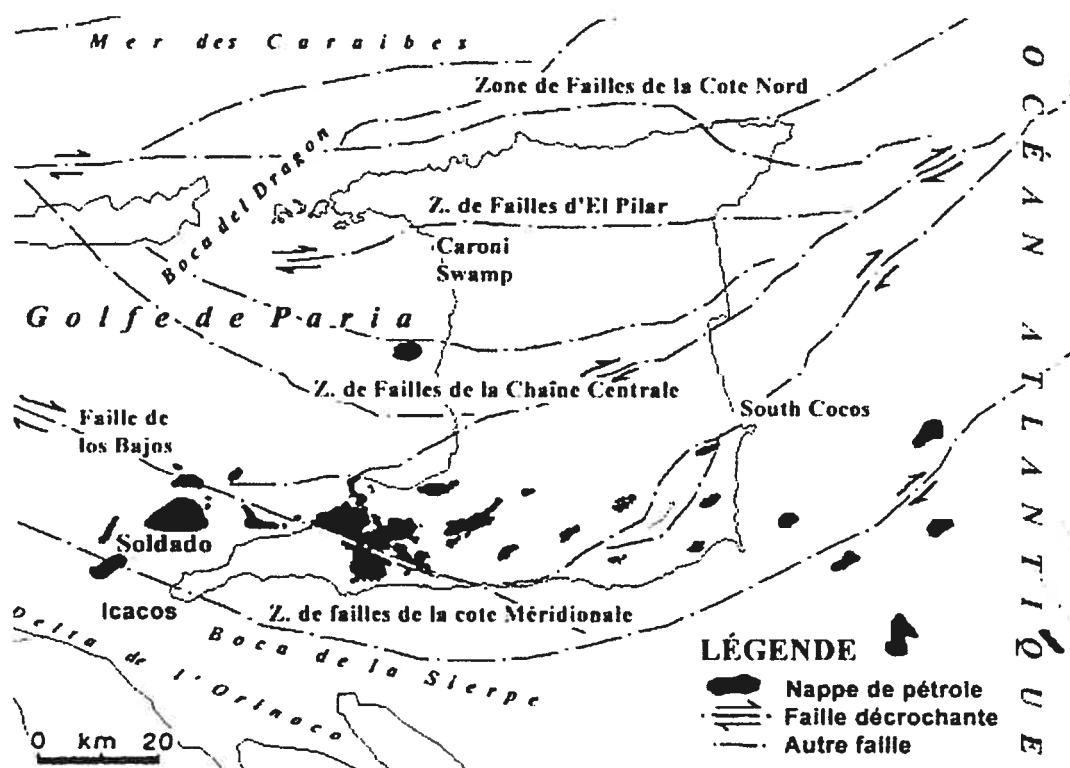


Figure 7 : Failles et nappes pétrolifères de Trinidad

(Dessiné d'après la description de: Beltran, 1993; Donovan, 1994; Ministry of Energy, Geological section, 1997)

2) La Chaîne centrale (Central Range) : Formée de collines et de crêtes culminant à 307 m d'altitude, cette chaîne est caractérisée par un flanc septentrional bien défini et un autre méridional qui s'étire davantage vers le sud (Kugler, 1953). Ces deux flancs entourent un noyau formé par une zone complexe de failles où se mêlent des forces de cisaillement (failles décrochantes glissant horizontalement) et d'autres compressives (failles obliques) (Suter, 1960). Ce noyau se prolonge dans le golfe de Paria, à l'ouest, et dans l'océan atlantique, à l'est, au large du lieu dit South Cocos où l'érosion des plages est drastique, comme on va le voir plus loin.

3) La chaîne méridionale : Relativement peu élevée, formée d'une succession d'anticlinaux comprimés sous la pression de la faille de los Bajos et déformés par la présence de couches de boue (Barr et Saunders,

1968) , cette chaîne s'étire le long de la côte méridionale de Trinidad et culmine à 303 m. Dans la partie sud-ouest de l'île, ses anticlinaux finissent par se jeter dans la mer et se manifestent quelquefois par la formation d'îles de boue éphémères dans l'importante zone de failles de la côte méridionale (Figure 7).

1.3.2 Les bassins sédimentaires et demande en eau

Logés entre les trois montagnes ci-dessus décrites, ces bassins sont formés de plaines alluviales de relativement plates (bassin septentrional) à ondulées (bassin méridional).

1) Le bassin méridional (Naparima Plain): Compris entre la chaîne centrale et celle méridionale, ce bassin est formé d'un synclinal contenant des sédiments dont les plis, sous l'action de la faille décrochante de Los Bajos, se sont transformés en structures peu profondes qui ont emprisonné de nappes pétrolifères (Barr et Saunders, 1968; Suter, 1960). Comme en ce qui concerne la nappe phréatique, l'exploitation intensive de ces gisements terrestres, ajoutée à celle offshore pourrait, l'énergie sismique aidant, provoquer des subsidences ayant le même effet qu'une hausse relative du niveau moyen de la mer, comme il a été souligné ci-haut.

En outre, le bassin méridional inclut (dans sa frontière-est) le marécage « *Nariva Swamp* » de 6000 hectares (le plus grand écosystème humide de Trinidad avec une grande variété de faune et de flore très fragiles) qui était déjà considéré comme directement menacé par la HNMM (Bacon et al., 1979). Or cette menace semble avoir empiré. Outre le fait que les dégâts sont visibles à l'œil nu (Figures 11 et 12, ci-haut), Singh (1997) a constaté que la barrière de sable qui sépare le *Nariva Swamp* de la mer est en train de céder à la mer chaque année 1,7 mètres, au niveau de la plage South Cocos.

2) Le bassin septentrional : Situé entre la chaîne septentrionale et celle centrale, ce bassin est un synclinal, le synclinal Caroni, aux plissements peu marqués, donnant cette impression qu'il a échappé aux activités géologiques des failles avoisinantes (Ahmad, 1991). C'est ce bassin qui est le plus exposé aux conséquences des changements climatiques et de la HNMM à Trinidad, car il est le plus densément peuplé et il est celui qui contient le plus de diversité biologique avec ses mangroves et ses marécages (EMA, 2001).

Par ailleurs, c'est ce bassin qui renferme et reçoit en surface les plus grandes ressources en eau de l'île. Il est en effet drainé par le fleuve Caroni dont l'amont est occupé par le plus grand barrage de l'île (d'une capacité de 46,6 millions de m^3) et qui se jette dans le golfe de Paria en se déversant dans le marécage « Caroni Swamp ». Malgré sa capacité, ce barrage n'arrive à satisfaire qu'une faible partie des besoins en eau de l'île, car déjà en 1997 la demande totale en eau était de 173 Mm^3/an . Cette demande se répartissait comme suit : 118 Mm^3/an pour l'usage domestique, 45 millions de m^3 par année pour l'utilisation commerciale et industrielle et environ 10 millions de m^3 par année pour l'agriculture. Or depuis 1997, la demande se serait accrue, et ce, ne serait-ce qu'à cause de l'augmentation de la population (dont la densité varie de 40 habitants au km^2 , dans le bassin méridional, jusqu'à 4600 habitants au km^2 dans la région de Port of Spain, au bassin septentrional) et de la croissance qui a touché le secteur pétrolier (Ministry of Planning and Development, 1998; Ministry of Planning and Development, Central Statistical Office, 1997).

Il est à souligner que :

- a) Quatre barrages (Arena, Hollis, Navet et Hillsborough) ainsi que la nappe phréatique sont mis à contribution pour satisfaire la demande totale en eau à Trinidad;

- b) L'agriculture, quoique irriguée, n'est pas prise en compte, car depuis le début du boom pétrolier, en 1970, cette activité est devenue négligeable. En 1998, elle ne représentait plus que 2,1% du PIB (Ministry of Agriculture, Land and Marine Resources, 1998) et elle n'occupe plus que 10% de la population active (EMA, 2001);
- c) 2/3 de l'eau destinée à l'usage domestique est puisée dans la nappe phréatique. Ce réservoir naturel, dont l'augmentation de la concentration en NaCl pourrait indiquer une hausse du niveau de la mer, mais aussi une exploitation intensive de la nappe phréatique qui pourrait provoquer des subsidences laissant croire à une hausse du niveau moyen de la mer (Douglas, 2000a ; Pirazzoli, 1996; Bird, 1993 ; El-Sayed, 1991).

1.3.3 Prédisposition de la région de Trinidad à la subsidence

L'exploitation des fluides près de la côte (pétrole, eau et gaz naturel) pourrait avoir comme conséquence une subsidence ayant les mêmes conséquences qu'une hausse du niveau moyen de la mer (Pirazzoli, 1996). Or depuis 1908, plus de trois milliards de barils de pétrole ont été extraits du sous-sol trinidadien (Annexe C). Ce liquide extrait finit par créer un vide substantiel dans la roche-réservoir laquelle pourrait finir par implorer et se compacter, faisant ainsi plonger le relief côtier et donnant l'impression d'une hausse du niveau moyen de la mer. Une situation similaire a été rapportée au golfe du Mexique par White et Morton (1997).

En outre, la région est sujette à une activité sismique intense. Ces séismes pourraient fournir l'énergie nécessaire au compactage des sédiments et des couches de la roche-réservoir notamment dans les champs pétroliers du golfe de Paria, du sud de Trinidad et de la zone Atlantique (Figure 7).

1.3.3.1 Exploitation pétrolière

L'interaction des plaques tectoniques des Caraïbes, de l'Amérique du Nord et de l'Amérique du sud à leur triple jonction, a permis la formation, à Trinidad, de structures plissées (des anticlinaux) qui ont donné des pièges structuraux pour l'accumulation du pétrole dans des réservoirs sableux (Barr et Saunders, 1968; Suter, 1960). Ces pièges structuraux prédominent, et ce, malgré l'existence de pièges stratigraphiques. En effet selon le ministère de l'énergie et de l'industrie de Trinidad (<http://www.energy.gov.tt/>), la plupart des puits pétroliers ont été forés, jusqu'ici, dans des pièges structuraux ou structuro-stratigraphiques couvrant des réservoirs à caractère sableux.

La production du pétrole à Trinidad débuta en 1866. Il a fallu presque un demi-siècle pour que cette production atteigne 1,0 Mb/an ; en 1914. 40 ans plus tard, cette production annuelle a atteint 23,5 Mb/an. Ce fut à ce moment (1954) que Trinidad creusa le premier puits offshore, dans le golfe de Paria, au lieu-dit Soldado. Avec ce forage, l'exploitation pétrolière connut un nouveau tournant.

Il est à noter que cette étude ne s'intéresse qu'à l'exploitation pétrolière de Trinidad. Or, le Venezuela extrait encore davantage de pétrole dans la région, surtout dans le golfe de Paria qui ne fait que quelques dizaines de kilomètres de large (Figure 7). Les dimensions réduites de ce golfe, l'exploitation intensive de la nappe pétrolière par les deux pays riverains ainsi que la recrudescence des séismes dans la région augmenteraient le risque de subsidence à Trinidad.

1.3.3.2 Les séismes

La majorité des séismes enregistrés dans la région serait reliée aux mouvements complexes de la plaque tectonique des Caraïbes par rapport à celles de l'Amérique du Sud et de l'Amérique du Nord. Selon Müller *et al.* (1999), la croûte océanique des Caraïbes se glisse en dessous du

continent sud-américain dans les bassins de Colombie et du Venezuela le long d'un système complexe de failles résultant de la convergence des deux Amériques.

Shepherd et Aspinall (1983) interprètent plusieurs séismes dans la région de Trinidad comme étant le résultat de la poussée de la lithosphère atlantique contre et sous les Caraïbes dans son mouvement nord nord-ouest. D'autres séismes dont l'épicentre se situe à moins de 50 km de profondeur, certains sous Trinidad, seraient reliés, selon eux, à une zone, de failles normales, causée par le fléchissement de la lithosphère atlantique avant sa subduction sous la plaque des Caraïbes.

La recrudescence des séismes pourrait prouver qu'effectivement il y a réactivation des failles et prouver indirectement qu'il y a bien eu une subsidence dans la région. Ceci sans oublier que les séismes pourraient exacerber le compactage des sédiments en leur transmettant l'énergie transportée dans leurs ondes.

1.4 Hypothèse de recherche

Trinidad présente des symptômes très prononcés d'une hausse du NMM qui s'est accélérée la décennie dernière. L'importance de cette accélération ainsi que ses impacts ponctuels laisseraient penser que les changements climatiques ne sauraient, à eux seuls, expliquer tous les dégâts observés sur l'île. Les deux dynamiques (océanique et continentale) ne sont pas nulles, mais la dynamique continentale semble l'emporter largement sur la dynamique océanique pour expliquer les impacts de la HNMRM observés autour de l'île.

L'hypothèse que la HNMRM observée à Trinidad serait la conséquence de la subsidence exacerbée par l'exploitation pétrolière intensive dans la région, est donc retenue pour cette étude.

Chapitre 2 : But et objectifs de l'étude

Cette étude se fixe comme but de déterminer, pour l'île de Trinidad, les causes probables de la HNMRM ainsi que sa valeur aussi bien verticale (hausse proprement dite) qu'horizontale (intrusion des eaux marines dans les zones côtières). Trois objectifs principaux sont à atteindre à cette fin : 1) Déterminer la contribution de la dynamique continentale à la HNMRM, 2) Montrer que le facteur dominant de cette dynamique est une subsidence locale due à l'exploitation intensive de la nappe pétrolière et 3) Développer une méthode, basée sur l'utilisation d'un système d'information géographique (SIG), pour élaborer des scénarios concernant l'intrusion des eaux marines dans les zones côtières et faire des recommandations dans le cadre de la gestion intégrée des zones côtières (GIZC).

2.1 Détermination de la contribution de la dynamique continentale

Le chapitre précédent a permis de passer en revue les facteurs qui contribuent à la hausse du niveau de la mer. Il s'agit maintenant d'en isoler ceux qui affectent Trinidad; ce qui va permettre d'évaluer la composante verticale de la HNMRM à Trinidad en même temps que la contribution de la dynamique continentale à cette hausse.

Il est à rappeler que la HNMRM est la somme algébrique de la dynamique continentale et de celle océanique (Figure 8). On va donc (comme il sera discuté en détail dans le chapitre suivant) calculer la HNMRM à partir des observations marégraphiques faites par le seul marégraphe de l'île opérationnel jusqu'en 1999. Pour déterminer la contribution de la dynamique continentale, on va ensuite retrancher, de la HNMRM calculée, la contribution océanique, dont les facteurs seront évalués aussi bien à partir de la littérature qu'à partir des résultats des simulations faites avec deux modèles couplés de circulation générale atmosphère-océan (MCCGA-O) appropriés.

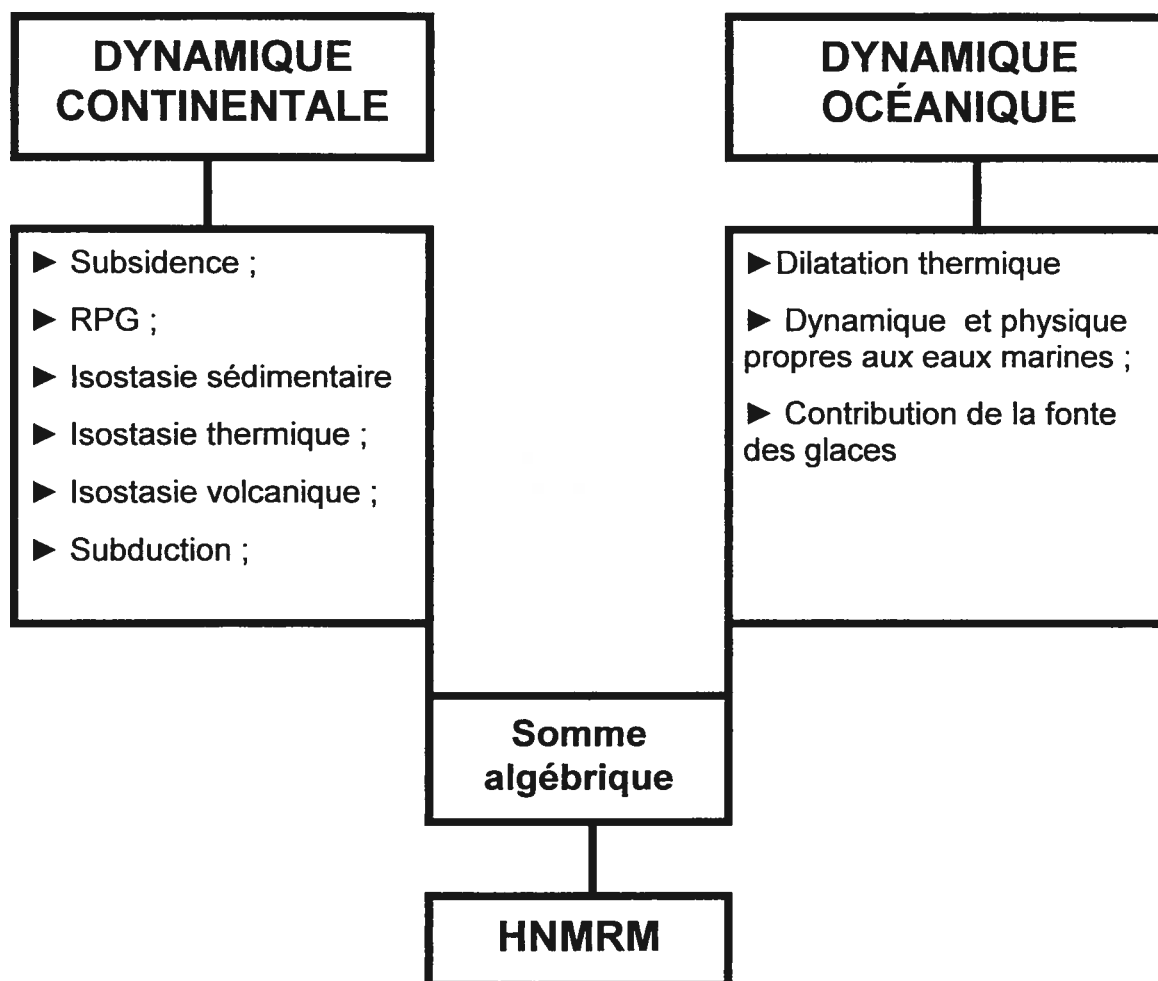


Figure 8 : Modèle conceptuel des causes probables de la HNMRM

On va ensuite montrer que la dynamique continentale n'affecte pas la HNMRM uniformément autour de Trinidad; ce qui sous-entend que le facteur dominant de la HNMRM à Trinidad serait une série de subsidences locales.

2.2 Détermination du facteur dominant de la dynamique continentale

Dans certains endroits spécifiques, la côte trinidadienne semble reculer à vue d'œil, alors que dans d'autres la côte semble plutôt stable. Tout se

passé comme si, à certains endroits, le niveau de la mer chute dramatiquement alors que dans certains endroits, il semble se stabiliser, voire monter. Les facteurs liés à la dynamique océanique ne peuvent expliquer ce phénomène car ils ont tendance à agir globalement et, vu les dimensions restreintes de l'île, la hausse marine engendrée devrait affecter les côtes uniformément, ce qui n'est pas le cas pour Trinidad.

En ce qui concerne les facteurs de la dynamique continentale, l'influence de l'isostasie thermique sur le NMM à Trinidad pourrait être considérée comme négligeable car, comme il a été constaté pour les îles Marshall (Ménard et Ladd, 1963) et Mururoa dans le Pacifique (Labeyrie et al., 1969), une valeur moyenne de quelques dixièmes de millimètres par année, étalée sur des milliers d'années entre l'incandescence de la roche et son état présent, prouverait que la valeur actuelle de ce genre de subsidence est infime.

Par ailleurs, et malgré l'existence de roches volcaniques et de certaines sources thermales dans la région, l'isostasie volcanique ne semble pas affecter Trinidad, car aucun volcan n'a été actif aux alentours dans les récents temps géologiques (Donovan, 1994 ; Jackson et Donovan, 1994).

Quant à la subduction, elle pourrait bien affecter le NMM à Trinidad : Plusieurs études, notamment sur la sismicité dans la région des Caraïbes, ont montré, en effet, que cette île se trouve dans une zone de subduction complexe, résultante du glissement de la lithosphère océanique, attachée à l'Amérique du Sud, sous la plaque des Caraïbes (Lachman, 1998, Russo, 1990, Shepherd et Aspinall, 1983, Jordan, 1975, Hess et Maxwell, 1953). Cependant sa valeur ne serait que d'environ un dixième de millimètre par an (Piromallo *et al.*, 1997).

De son côté, le RPG agit globalement, à la manière des facteurs de la dynamique océanique. Il ne reste donc que la subsidence locale pouvant

découler de l'isostasie sédimentaire pour expliquer la manifestation sporadique de la HNMRM dans certains endroits de la côte trinitadienne. Il est à remarquer que le golfe de Paria, qui sépare Trinidad du Venezuela, est affecté par une énorme quantité de sédiments drainés par l'Orinoco. L'exploitation intensive du pétrole dans ce golfe ainsi que ces sédiments, qui comblent les profondeurs en ajoutant leur poids, pourraient faire admettre que les côtes occidentales trinitadiennes seraient affectées par une isostasie sédimentaire ; laquelle expliquerait, en grande partie, la HNMRM annuelle (de 8 à 10 mm/an) observée par Singh (1997a).

Il est cependant difficile de conclure en ce sens car l'île ne dispose pas de systèmes de monitoring adéquats qui pourraient permettre de faire une vérification à travers une série de mesures géodésiques temporelles. De telles mesures pourraient permettre de détecter les mouvements de la croûte terrestre ainsi que la HNMRM à plusieurs points repères sur la côte.

Cependant, les seuls outils de monitoring dont dispose l'île sont deux marégraphes. Le premier est situé dans une zone très affectée par les signes de subsidence et qui ne fonctionne plus depuis plus de dix ans. Tandis que l'autre, situé à Port of Spain, était opérationnel jusqu'à la fin du siècle dernier mais sa stabilité horizontale et verticale n'était contrôlée par aucun système de mesures géodésiques.

Faute de telles mesures, on va passer par les causes ainsi que par les conséquences de la subsidence pour prouver son existence. On va en particulier montrer l'existence de relations spatio-temporelles entre l'exploitation pétrolière, la recrudescence des séismes et la manifestation des conséquences de la subsidence telles que l'érosion ponctuelle des plages, l'intrusion des eaux marines dans certains sites côtiers ainsi que dans les aquifères.

On va par ailleurs développer un modèle mathématique pour le calcul des quantités de matériaux érodés ou déposés sur les côtes, en se basant sur des mesures de profils des plages. Ce modèle, conjointement avec l'analyse de la concentration du sel marin dans les aquifères, de l'exploitation pétrolière ainsi que de la fréquence des séismes montrera indirectement que la subsidence est la principale explication aux impacts de la HNMRM observés sur certaines parties de la côte de Trinidad.

2.3 Évaluation de l'intrusion de la mer dans les zones côtières

Cette évaluation trouve sa justification dans la nécessité de conclure cette étude avec des recommandations concernant l'impact de la HNMRM sur les principaux systèmes côtiers.

En effet, vu le caractère insulaire de Trinidad, les systèmes côtiers revêtent une importance toute particulière de par leur rôle économique et écologique. Ce sont ces systèmes qui sont les plus menacés par la HNMRM. Cette dernière se traduirait, sur ces systèmes, par une érosion des côtes, par l'augmentation de la salinité des estuaires et des aquifères, par le changement de l'amplitude des marées dans les embouchures des rivières et dans les baies, par la modification des transports des sédiments et des nutriments, par la modification de l'action des contaminants dans les zones côtières et par l'augmentation des inondations côtières (Huang et al., 2004 ; Watson et al., 1996; Gallecos et al., 1993).

De son côté, Singh (1997) avait utilisé des mesures et des observations *in situ* en vue d'étudier la relation entre le réchauffement global de la planète et les différents changements environnementaux qui affectent actuellement les Caraïbes du sud et spécialement Trinidad et Tobago. Il a pu constater un recul du relief côtier allant de 2 à plus de 4m par année, une contamination appréciable des aquifères côtiers et des estuaires avec

les sels marins et une détérioration évidente des coraux, surtout dans le Culloden Reef, à Tobago.

Par ailleurs, il est à ajouter que les changements physiques, écologiques et socio-économiques produits par une HNMRM ne sont pas indépendants les uns des autres mais qu'ils interagissent en permanence et pourraient s'aggraver mutuellement (Figure 9).

La HNMRM modifie en effet la dynamique des marées, des vagues, des courants et des vents, lesquels vont contribuer à polluer les eaux côtières par lessivage des dépotoirs côtiers, inonder le littoral, modifier la morphologie de la côte et éroder les plages (Figure 9).

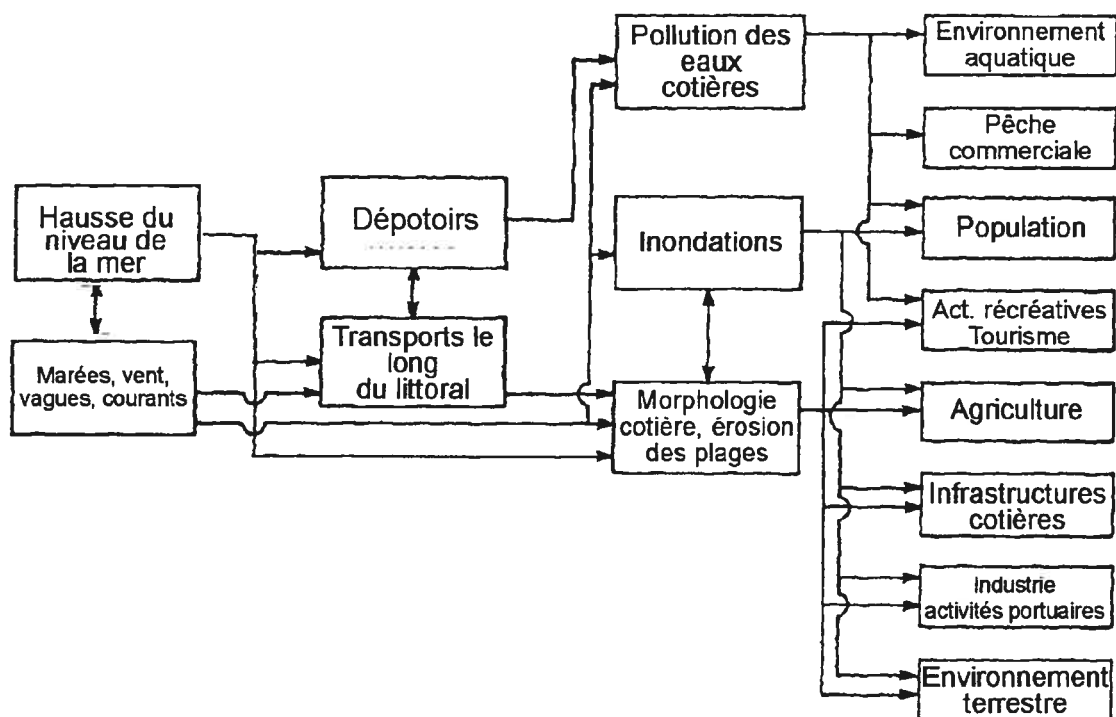


Figure 9: Effet domino de la hausse du niveau de la mer sur les côtes
(D'après Alm et al., 1993, modifié)

D'où des retombées négatives sur l'environnement aquatique et terrestre, la pêche commerciale, la population, l'agriculture, les infrastructures côtières, l'industrie et les activités portuaires et les activités récréatives et

touristiques. Dans le cas spécifique des Caraïbes, les écosystèmes côtiers (mangroves, lagunes côtières, deltas et estuaires, étangs et végétation marine) subissent déjà une forte pression de la part d'une population côtière dont la densité est comprise entre 100 habitants et 550 habitants au kilomètre carré (Vicente et al., 1993).

En particulier, les zones affectées seront:

- 1) les mangroves, qui fournissent un habitat naturel à divers poissons et crustacés, atténuent l'énergie des vagues, emprisonnent les sédiments et contrôlent l'effet des courants et des marées;
- 2) les lagunes côtières qui contrôlent le ruissellement, facilitent le dépôt des sédiments et assurent la survie de nombreuses espèces d'oiseaux, de poissons et de crustacés;
- 3) les deltas et les estuaires qui contribuent à l'expansion des mangroves et qui servent d'habitat aux espèces nécessitant des changements de concentration de sel dans l'eau;
- 4) la végétation marine qui protège les coraux en retenant les sédiments et sert de frayère pour plusieurs espèces de poissons.

Les besoins pressants d'une population de plus en plus nombreuse sur un espace de plus en plus restreint par l'urbanisation et qui risque de l'être plus par une hausse du niveau de la mer ont amené les décideurs insulaires à opter de plus en plus pour un système de gestion intégrée des zones côtières (GIZC) (Coccosis, 2004 ; Dahdouh-Guebas, 2002 ; Zeidler, 1997).

Ce concept permet d'assurer la gestion des zones côtières en tenant simultanément compte de l'aspect économique, écologique, social et culturel en vue d'assurer un développement durable des ressources côtières.

Que faut-il alors faire pour éviter les impacts de la HNMRM tout en assurant un développement économique rationnel et en préservant l'équilibre écologique? Agir au cas par cas? Le système côtier est si complexe qu'agir sur un facteur risque de provoquer des réactions en chaîne sur les autres.

Les études montrent que non seulement les défenses marines (murs, obstacles) ne sont pas économiquement rentables pour protéger l'agriculture de la HNMRM (Engelen et al., 1993), mais, en plus, elles favorisent le transport latéral des sédiments et exportent l'effet de l'érosion vers les côtes adjacentes non protégées (Kraus et McDougal, 1996; McDougal et al, 1996; Nicholls et Leatherman, 1995).

On pourrait également citer le cas de délocalisation des industries et des commerces, une réponse économiquement rentable en cas de HNMRM (Engelen et al., 1993). Cependant, comme la relocalisation des industries se fait dans les voisinages immédiats, et ce, en vue de continuer de profiter de la proximité de la mer, il y aurait par conséquent des impacts sur les terres agricoles, sur les forêts, sur les zones humides, etc., conséquences qui déboucheraient sur des impacts économiques et sociaux négatifs pour les classes défavorisées.

La GIZC doit donc tenir compte de l'interaction de toutes les composantes de l'environnement et des problèmes complexes posés par les différents intervenants pour élaborer des politiques en vue d'assurer un développement durable des ressources côtières (Zeidler, 1997). A cette fin la GIZC fait appel à des outils aussi variées que complexes (comme des SIG, des modèles quantitatifs, qualitatifs et/ou mathématiques) pour évaluer les impacts et élaborer des stratégies d'adaptation. Ces modèles sont groupés sous le vocable de " Systèmes d'Aide à la Décision " (Engelen, 1993).

Pour augmenter l'efficacité de tels systèmes, il conviendrait de connaître les causes, la tendance, l'amplitude et le *modus operandi* (concernant l'érosion des plages ainsi que la modification de la morphologie côtière) des possibles changements du HNMRM qui seraient « la règle et non l'exception » selon certains chercheurs (Warrick, 1993).

L'un des outils le plus utilisé au niveau de la GIZC pour étudier la vulnérabilité des systèmes côtiers est le SIG (Shui-sen et al., 2005 ; Zeidler, 1997 ; Kitsiou et al., 2002 ; Renyi and Nan, 2002). Certains chercheurs le considèrent comme un parfait système d'aide à la décision (Czeranka et Ehlers, 1997), et ce, pour ses capacités de générer 4 actions primordiales en vue du traitement et de l'analyse des données géoréférencées multi-sources et multi-échelles. Ces actions sont (Berry, 1993; Aronoff, 1989): (1) l'entrée des données; (2) leur gestion, (3) leur manipulation et leur analyse et (4) leur sortie sous différentes formes (visualisation sur écran et impression sur papier, sous forme graphique ou tabulaire). En outre, les S.I.G. ont l'avantage de présenter les données sous un format compact: ce qui évite l'étalement de l'information géographique sur plusieurs cartes et permet ainsi une exploitation rapide et intégrée des résultats, à des coûts plus bas que n'importe quel système de conception assisté par ordinateur ou de traitement conventionnel des données.

Les résultats de cette étude ainsi que ceux des études antérieures (IMA, 1997 ; ALNG, 2002, Singh, 1997, Deane, 1971) vont être utilisés, conjointement avec des couches thématiques des principales composantes du système côtier, dans un SIG pour circonscrire l'intrusion des eaux marines dans les zones côtières. Deux sites situés dans la zone où la récession des côtes est palpable sont ciblés : L'un où Trinidad projette de construire un terminal pour l'exportation du gaz naturel et

l'autre situé dans une zone de terres agricoles et de mangroves réputées être l'habitat de plusieurs espèces sauvages.

Grâce à ce SIG, on va développer des scénarios d'intrusion de la mer dans les zones côtières pour 2031, 2051 et 2071 et évaluer les impacts de la HNMRM, dans les deux sites ciblés, selon une méthode qui va être expliquée en détails dans le chapitre suivant.

Chapitre 3. Approche méthodologique

L'approche méthodologique utilisée dans cette thèse vise à évaluer en premier lieu les dynamiques continentale et océanique et retenir, au vu des résultats de cette évaluation, un des quatre scénarios (illustrés dans la figure 10):

1^{er} Scénario : Les dynamiques continentale et océanique sont nulles ou négligeables. Les impacts dus à la HNMRM sur la morphologie côtière sont quasiment inexistantes et les seuls signes d'érosion qu'on peut y observer sont dus soit à l'action anthropique directe, soit à l'action pluviale ou à l'action des vagues;

2^{ième} Scénario : La dynamique continentale est nulle, mais la dynamique océanique ne l'est pas. On est en présence d'une HNMM, et sous réserve de l'érosion pluviale et celle des vagues, l'érosion des plages serait uniforme et presque de la même ampleur dans les plages qui ont une constitution pédologique et géomorphologique semblable. Un tel scénario, s'il se vérifie, prouvera que Trinidad est victime uniquement des signes précurseurs d'un réchauffement climatique;

3^{ième} Scénario : La dynamique océanique est nulle. Mais la dynamique continentale ne l'est pas. On est en présence d'une HNMRM dont les conséquences seront similaires à celles de la HNMM. Mais, sous réserve des autres causes de l'érosion (Vagues et pluies par exemple), la variation du niveau de la mer diminue au fur et à mesure qu'on s'éloigne du lieu du facteur ayant causé la HNMRM ;

4^{ième} Scénario : Les dynamiques continentale et océanique ne sont pas nulles. On est en présence d'une HNMRM. Les impacts sur la côte vont être variés et seront prononcés là où la dynamique continentale l'emporte sur la dynamique océanique.

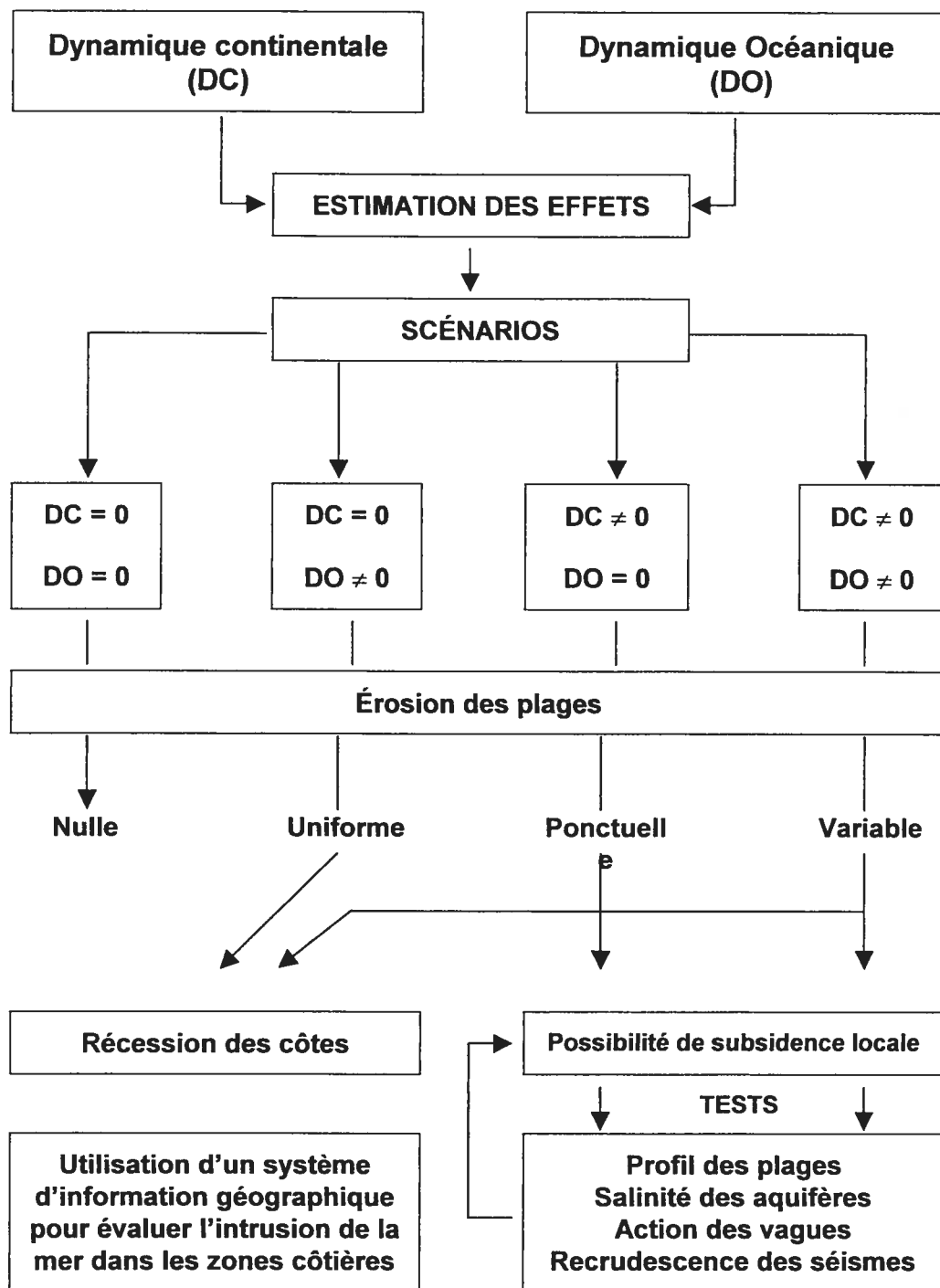


Figure 10 : Approche méthodologique.

Si la dynamique continentale l'emporte sur la dynamique océanique dans le scénario retenu, il sera procédé à une série de tests avec les profils de

plages, l'intrusion du sel marin, l'action des vagues et la recrudescence des séismes, et ce, en vue de vérifier si l'exploitation pétrolière ne provoque pas une subsidence locale.

La contribution des deux dynamiques (continentale et océanique) à la HNMRM sera enfin utilisée dans un SIG, pour déterminer la composante horizontale de cette HNMRM qui se traduit par l'intrusion marine dans les zones côtières.

3.1 Estimation de la contribution de la dynamique océanique

La contribution de la dynamique océanique pourrait se calculer à partir des simulations des modèles de circulation générale (dilatation thermique des océans) et de la littérature (apport des glaciers, salinité, etc.) ou indirectement par la mesure de la HNMM par satellite.

3.1.1 Mesure de la HNMM par satellite

La grande percée dans ce domaine ne fut faite que suite à la mise sur orbite du satellite franco-américain Topex Poseidon (T/P), en août 1992, et de son successeur Jason-1 lancé le 7 décembre 2001¹.

3.1.1.1 Aperçu sur Topex/Poseidon (T/P)

Fruit d'une coopération entre le CNES (France) et la NASA (USA), ce satellite a été mis sur orbite pour une durée de trois ans, extensible à six années (Fu et al., 1994). Accomplissant un cycle orbital tous les 9,916 jours, il opère avec une résolution méridienne de 10 km et avec une

¹ Rappelons ici que Jason-1 s'inscrit dans la continuité de la mission Topex-Poseidon dont il a repris l'orbite, les instruments ainsi que la précision de ces instruments (<http://www.jason.oceanobs.com>). Les seules différences entre les deux satellites qui mériteraient d'être citées sont le prix et le poids ; Jason-1 est moins lourd et moins cher que Topex/Poseidon.

résolution latitudinale variable dont la valeur à l'équateur est de 316 km (Greenlade et al., 1997; Fu et al., 1994).

Grâce à ses hautes performances, T/P a détrôné dès les premières années de sa vie tous les satellites du genre qui l'ont précédé ; ces satellites n'ayant pas pu satisfaire les exigences de précision imposées par l'étude de certains processus océaniques, en général, et par l'étude de la circulation océanique en particulier (Chelton et Schlax, 1994; Fu et al., 1994), à savoir: une erreur moyenne quadratique (EMQ) inférieure ou égale à 10 cm sur la compilation des données altimétriques (Rapp, 1993).

3.1.1.2 Mesures altimétriques par satellite

Les mesures altimétriques par satellite sont réalisées grâce à un ou plusieurs radars qui fonctionnent avec une fréquence (cas de Poseidon) ou deux fréquences (cas de Topex). Ces mesures permettent d'obtenir directement la distance du satellite à la surface de la mer et indirectement la pente de cette surface, l'intensité des courants océaniques, la hauteur des vagues, la vitesse du vent, la topographie dynamique et la hauteur du niveau de la mer. Toutes ces variables sont calculées par rapport à une surface de référence ou datum.

La hauteur de la surface de la mer (HSM) est calculée par rapport à un ellipsoïde de référence auquel est rapporté l'orbite du satellite (Benada, 1993). Elle s'obtient (figure 11) à partir de la distance du satellite à l'ellipsoïde de référence moins celle de ce satellite à la surface de la mer (Rapp et al., 1994). La première distance est extraite des éphémérides de l'orbite du satellite tandis que la seconde est déduite de son altimètre.

Mais si la HSM est calculée par rapport à un ellipsoïde de référence, il n'en va pas de même pour la topographie dynamique. En effet, puisque cette dernière est définie comme étant la différence entre la HSM et les ondulations du géoïde, c'est ce dernier qui lui sert de datum. En d'autres

termes, la topographie dynamique est la hauteur instantanée de la surface marine au dessus du géoïde (Shum et al., 1995).

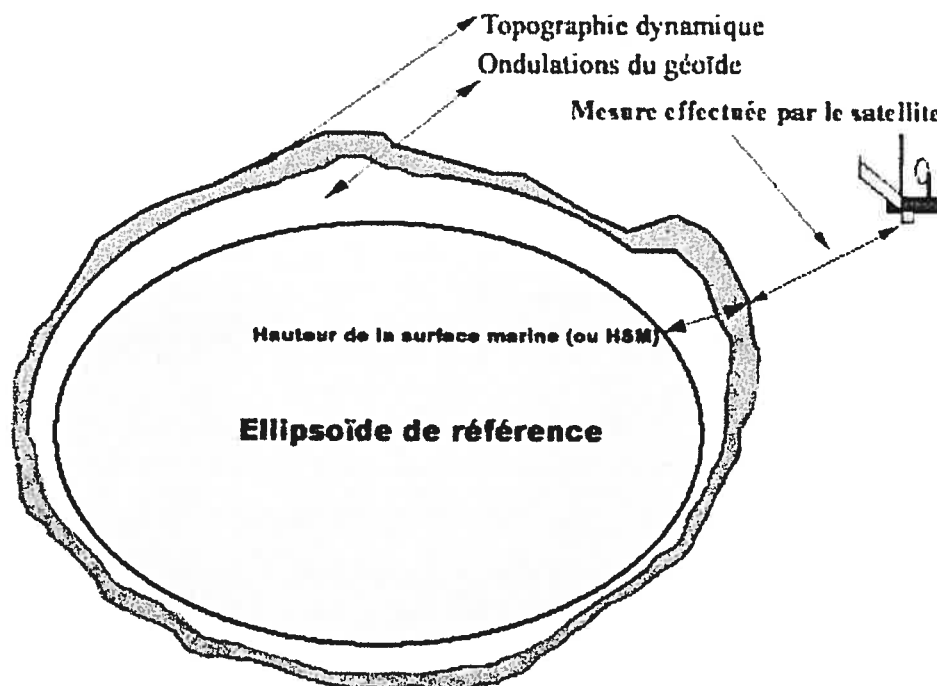


Figure 11: Topographie dynamique, géoïde et ellipsoïde

Par ailleurs, l'ellipsoïde est défini par son demi grand axe (a) et son demi petit axe (b) ou par l'un de ses demis axes et l'aplatissement $\alpha = (a-b)/a$. En 1976, l'Union Internationale d'Astronomie a adopté les valeurs suivantes: $a = 6378,140$ km et $\alpha = 1/298,257$.

Ces dimensions sont souvent obtenues par des mesures astronomiques, géodésiques et gravimétriques mais elles ont été souvent modifiées suite à de nouvelles observations, comme celles effectuées par satellite (Caillemer et Le Cocq, 1983). C'est le cas pour l'ellipsoïde WGS-84 (World Geodetic System-1984) utilisé par T/P et dont $a = 6378,1363$ km et $\alpha = 1/298,257$ (Benada, 1993).

Quant au géoïde, il se définit comme étant « une surface équipotentielle du champ de gravité qui permet de visualiser (ou de matérialiser) les

variations géographiques de la gravité terrestre. Cette surface épouse de très près les formes de la Terre et, en milieu océanique, elle coïncide avec le niveau de la mer au repos (Cazenave et Feigl, 1994). La figure 11 montre également les ondulations du géoïde, qu'on définit comme étant la différence entre cette surface équipotentielle du champ de gravité et l'ellipsoïde de référence. Autrement dit, les ondulations du géoïde sont l'élévation, au dessus de l'ellipsoïde de référence, de la surface du géoïde (Rapp et Wang, 1993).

3.1.1.3 Précision des données

Conçu pour atteindre une exactitude moyenne de 10 cm sur l'orbite, T/P était au-delà des espérances les plus optimistes. Il a battu tous les records de précision par rapport aux missions altimétriques antérieures et les 3 cm de l'erreur moyenne quadratique radiale de son orbite, font de lui un instrument efficace pour la détection du signal océanique associé à la circulation océanique globale (Cazenave et Feigl, 1994).

Une évaluation préliminaire de la précision et de l'exactitude, faite par rapport à la circulation océanique globale, a situé l'exactitude des mesures altimétriques de T/P entre 5 et 10 cm (Stammer et Wunsch, 1994). Cette exactitude peut atteindre 3,5 cm quand on applique certains modèles de traitement, basés sur les harmoniques sphériques (Tsaoussi et Koblinsky, 1994) et peut même atteindre 2,5 cm quand on ne traite que des bassins océaniques de quelques centaines de kilomètres (Cheney et al., 1994). Ajouter à cela que les mesures altimétriques de T/P concordent très bien avec celles marégraphiques (Mitchum, 1994).

Par ailleurs, la répétition des mesures de T/P ferait de celui-ci un outil privilégié pour la détection du signal de la HNMM suite à un réchauffement global. En effet, dès les 30 premiers mois de la mission T/P, Nerem et al.

(1994 b) avançaient que T/P sera capable de prédire une HNMM avec une précision de 1 mm/an.

Cependant, la HNMM obtenue à partir des données de T/P s'écarte beaucoup de celle obtenue à partir des observations marégraphiques de longue durée. En effet, ces dernières donnent une hausse globale située, selon les auteurs, entre 0,5 mm/an et 1,8 mm/an (Pirazzoli, 1996) tandis que Nerem (1995a), qui a analysé deux années et demi de données de T/P, avance une hausse de $5,8 \pm 0,7$ mm/an et Nerem et Mitchum (2000), qui ont analysé 6 années de données de T/P, allant de 1993 à 1998, avancent une hausse de $2,5 \pm 0,7$ mm/an. On remarque dès lors que plus la série des données devient longue, plus la hausse du niveau moyen de la mer estimée à partir des données de T/P s'approche de celle estimée à partir des données marégraphiques.

Il est à remarquer que la surestimation de la HNMM à partir de courtes séries temporelles de T/P a été également observée chez Minster *et al.* (1995). Ces derniers ont avancé deux hausses: l'une pour l'hémisphère Nord, de $4,2 \pm 2,5$ mm/an, et l'autre pour l'hémisphère Sud, de $3,7 \pm 8$ mm/an. Ces prévisions ont quand même le mérite de prédire que la hausse de la mer serait plus importante dans l'hémisphère Nord que dans celui Sud et concordent de ce fait, avec les prédictions conventionnelles effectuées à partir des données marégraphiques (Pirazzoli, 1996; Warrick et Oerlemans, 1990).

Mais la meilleure estimation de la HNMM est sans doute celle réalisée par Nerem *et al.* (1997). Quand ces auteurs ont calibré l'altimètre de T/P avec les observations marégraphiques et quand ils ont traité une série d'observations altimétriques de T/P, s'étalant sur quatre années, ils ont obtenu une hausse de $2,1 \pm 1,3$ mm/an. Une telle hausse du niveau de la mer s'approche d'une façon surprenante de celle avancée par Douglas

(1995) à partir d'observations conventionnelles qui est de l'ordre de 1,8 mm/an.

Cependant, un si bon résultat ne pourrait être que le fruit du hasard, car plusieurs facteurs influençant ou contribuant à la hausse du niveau de la mer n'ont pas été pris en considération. Parmi ces facteurs on peut citer, entre autres, les mouvements isostatiques qui peuvent affecter les marégraphes auxquels sont comparés les résultats de T/P. Ceci sans oublier qu'il faudrait au moins une trentaine d'années d'observations par satellite pour pouvoir estimer l'accélération du niveau moyen de la mer avec une précision avoisinant les $0,02 \text{ mm/an}^2$ (Nerem, 2000). Un tel délai serait nécessaire pour prendre en compte l'effet des phénomènes inter-annuels (comme El Niño, qui a coïncidé avec les deux premières années de T/P) qui pourraient mener à une surestimation de la HNMM à l'échelle globale (Hendricks et al. 1996). Ajouter à cela que la variabilité décennale de la circulation océanique, dont la périodicité peut atteindre quelques décennies (Capotondi et Holland, 1997), ne peut être cernée actuellement par les observations altimétriques de T/P.

Outre l'insuffisance de la couverture temporelle par des observations altimétriques, le géoïde contribue, de son côté, à l'imprécision des estimations de la hausse du niveau de la mer par satellite et ce, d'une façon sournoise. En effet, contrairement aux autres incertitudes et erreurs, les incertitudes sur le géoïde se caractérisent par l'amplitude de leur variabilité spatio-temporelle. Une telle variabilité peut s'étendre de 5 à 40 cm (Hwang, 1996) et peut influencer aléatoirement l'orbite du satellite (Nerem et al., 1997; Tsaoussi et Koblinsky, 1994; Nerem et al. 1994 b).

Vu ces considérations, les mesures par satellites n'ont pas été utilisées dans cette étude d'autant plus qu'il est encore impossible, aussi bien pour T/P que pour Jason-1, de prendre des mesures à moins de 14 kilomètres des côtes (http://www.jason.oceanobs.com/html/faq/alti_fr.html#cotier).

On leur a préféré les modèles de circulation générale et des valeurs puisées dans la littérature pour déterminer la HNMM autour de Trinidad.

3.1.2 Généralités sur les modèles de circulation générale (MCG)

Les changements climatiques sont dus à des causes naturelles et d'autres anthropiques. Les causes naturelles sont principalement les échanges thermiques entre l'atmosphère, l'océan et la cryosphère ainsi que les émissions solaires et volcaniques. Quant aux causes anthropiques, elles incombent notamment aux émissions des gaz à effet de serre, aux aérosols troposphériques et à la déforestation qui diminue les puits naturels du CO₂ (Robock et al., 1993).

Les causes anthropiques sont considérées comme la principale cause des changements globaux dans les prochaines décennies (Alcamo et al., 1996; Nicholls et Leatherman, 1995; Segal et al., 1994; Robock et al., 1993; Shine et al., 1990). Elles provoqueraient un forçage radiatif dont l'effet sur le climat pourrait durer des dizaines voire des centaines d'années vu la complexité des phénomènes de rétroaction au sein du système climatique et la durée de vie des gaz à effet de serre (Watson et al., 1996). Il s'avère donc primordial de prédire les changements climatiques futurs en vue d'élaborer des politiques d'adaptation à leurs impacts (Bruce et al., 1996).

Deux approches sont utilisées pour prédire les changements climatiques à l'échelle globale: L'approche analogique basée sur des analyses statistiques des observations passées et présentes du climat, et la modélisation basée sur des équations mathématiques (Schneider, 1992; Crowley, 1991; Cubasch et Cess, 1990).

L'approche analogique semble souffrir de l'imprécision dans la construction des climats anciens, des observations restreintes dans l'espace et de l'incertitude quant aux facteurs responsables des

changements climatiques anciens (Cubasch et Cess, 1990). D'où l'engouement actuel pour les modèles .

Kiehl (1992) hiérarchise les modèles en 0D, 1D et 2D (D pour dimension). Les modèles 0D sont des modèles qui réduisent la terre à la dimension du point. Ils procèdent en moyennant la température de la terre en vue d'expliquer l'interaction du système climatique dans sa globalité. En particulier, ils utilisent le principe de la sensibilité climatique pour évaluer le réchauffement global suite à un forçage radiatif direct ou à des phénomènes de rétroaction (feedback).

Les modèles 1D se distinguent des modèles 0D par le fait qu'ils font la moyenne de la température globale en fonction de la latitude (Modèles du bilan énergétique) ou en fonction de la pression (Modèles radiatifs convectifs). Les modèles du bilan énergétique sont utilisés pour l'étude du transport latitudinal de la chaleur, de celle des climats anciens ainsi que pour l'étude des problèmes de couplage « Océan-Atmosphère ». Quant aux modèles radiatifs convectifs, ils sont utilisés pour l'étude de l'effet de serre, des nuages et des aérosols sur le système climatique.

Les modèles 2D font la moyenne de la température globale en fonction de la latitude et de l'altitude. Ils sont utilisés pour l'étude des paléoclimats ainsi que pour celle de la chimie et de la dynamique de la troposphère.

Malgré leur sophistication, ces modèles ne donnent cependant qu'une image qualitative du climat et de ses variations (Kiehl, 1992). Ceci pourrait s'expliquer par leur résolution trop grossière, par leur recours excessif aux représentations paramétriques ainsi que par leurs dimensions limitées.

Il serait donc nécessaire d'utiliser des modèles qui tiennent compte des trois dimensions de l'espace, qui utilisent directement les équations primitives et qui intègrent le facteur temporel dans leurs simulations en vue

de modéliser les changements climatiques globaux. De telles qualités pourraient se réunir dans les Modèles de Circulation Générale (MCG).

Ces modèles divisent le système climatique en « boîtes » limitées par un maillage horizontal et un autre vertical dont l'espacement est défini par des méthodes des différences finies ou par celles spectrales, basées sur les harmoniques sphériques orthogonales (Ramanathan et Srinivasan, 1995, Hack, 1992; Arakawa, 1988; Bourke, 1988).

Les MCG les plus utilisés pour les prédictions des changements globaux sont les MCG atmosphériques (MCGA), les MCG océaniques (MCGO) et, de plus en plus, les modèles couplés de circulation générale atmosphère/océan (MCCGA/O). Malgré leur faiblesse à l'échelle régionale ou locale (Goyette, 1995; Risbey et Stone, 1996; Yang et Gutowski, 1994), les simulations de ces modèles pourraient maintenant être utilisées dans des études d'impact et d'adaptation aux changements climatiques (Houghton et al., 1996).

3.1.2.1 Fonctionnement des modèles de circulation générale

Les différents MCG sont construits sensiblement sur les mêmes principes. Les MCGA se basent sur sept équations primitives: Trois pour les mouvements des fluides, une pour la conservation de leur masse, une équation thermodynamique pour décrire les échanges au sein du système Terre-Atmosphère, une équation pour décrire le comportement de la vapeur d'eau dans l'atmosphère et, l'équation des gaz parfaits qui décrit l'état du fluide en fonction des variables de pression, de température et de densité (Goyette, 1995 d'après Washington et Parkinson, 1986). Ces équations seront ensuite « discrétisées » dans des échelles spatio-temporelles en vue de rendre possible leur solution avec des ordinateurs.

Les MCGO sont basés sur les mêmes principes physiques et dynamiques que les MCGA (Haidvogel et Bryan, 1992). Certaines différences se

manifestent, cependant, au niveau de la physique, comme le remplacement de l'équation qui détermine le bilan de la vapeur d'eau par une équation décrivant la salinité des eaux marines (Cubasch et Cess, 1990).

Quand il s'agit de simuler le climat sur une période dépassant une saison, les MCGA sont couplés avec des MCGO pour donner des "Modèles couplés de circulation général atmosphère/océan" ou MCCGA/O (Haidvogel et Bryan, 1992).

Les MCG fonctionnent de la façon suivante: On tourne d'abord le modèle avec les concentrations naturelles de CO_2 dans l'atmosphère pour obtenir un climat de contrôle, appelé «climat $1x\text{CO}_2$ ». Quant au climat $2x\text{CO}_2$, on l'obtient en utilisant l'une ou l'autre des méthodes suivantes: la première est dite « simulation basée sur l'équilibre » où on introduit dans le modèle un forçage radiatif qui correspond à un doublement instantané du CO_2 . Le modèle tourne ensuite jusqu'à ce qu'il atteigne son état d'équilibre. Les moyennes correspondantes aux différentes variables climatiques sont extraites après la stabilisation du modèle.

Quant à la seconde méthode, elle est qualifiée de «simulation transitoire» car on y augmente la concentration du CO_2 d'une manière progressive au rythme de 1% par an. Cette approche permettrait de détecter, par simulation, tout signal précurseur d'un réchauffement global tel qu'on l'aurait perçu dans la réalité (Washington et Meehl, 1991; Bretherton et al., 1990). Elle permet aussi d'élaborer autant de scénarios (fort, moyen, faible...) que nécessaire en jouant sur l'incrément annuel de la concentration du CO_2 .

Une fois les simulations faites, on ajoute la différence ($2x\text{CO}_2 - 1x\text{CO}_2$) aux séries statistiques du climat actuel pour obtenir les scénarios définitifs du

changement climatique². De tels scénarios seront utilisés dans des modèles pertinents (SIG, systèmes d'aide à la décision...).

Les MCG ont pu démontrer leur utilité quant à étudier les grandes caractéristiques du climat ainsi que la structure de la circulation générale et de la température de surface des océans dans leur globalité (Cai et al., 1997; Lins et al. 1997). Cependant, vu leur résolution horizontale de quelques centaines de kilomètres, les MCG sont encore incapables de cerner plusieurs aspects des processus atmosphériques et océaniques (Lins et al. 1997; Grotch, 1991; MacCracken et al., 1991).

3.1.2.2 Problèmes liés à l'échelle et à la résolution spatiales des MCG

La simulation des processus climatiques de l'atmosphère est affectée par la faiblesse aussi bien de la résolution verticale qu'horizontale. Une faible résolution verticale néglige l'effet orographique et topographique (déplacement des vents dans les vallées par exemple) sur le climat (McQueen et al., 1995) Or, cet effet joue un rôle important entre autres dans la Circulation Atmosphérique Générale (Lott, 1994), dans la modification de la force et de la direction des vents synoptiques dans une échelle régionale (Fast, 1995) et dans la variabilité locale des précipitations (Cavazos, 1997; Johnson et Hanson, 1995).

Outre l'influence de la résolution verticale, c'est surtout la faiblesse de la résolution horizontale qui se traduit par le plus d'incertitudes concernant les simulations faites par un MCGA. Selon Lins et al. (1997), si la dynamique ne pose aucun problème à l'échelle d'une cellule du MCGA (40,000 km² environ), il n'en va pas de même pour certains processus

² Une approche similaire est à la base des scénarios utilisés par l'IPCC (Intergouvernemental Panel on Climate Change) pour évaluer l'impact des changements globaux sur l'environnement (Watson et al., 1996).

physiques qui, eux, se déroulent à l'échelle régionale, voire locale³ et qui ont un effet certain sur la variabilité du climat. Parmi ces processus, on énumère l'action (et la rétroaction) des nuages, des échanges humides et énergétiques de surface, de l'évapotranspiration, de la répartition du couvert végétal, de la nature du sol (Hu et Islam, 1998; Lins et al., 1997; Arola et Lettenmaier, 1996). L'omission ou la sous - représentation de ces processus au sein du MCGA a des conséquences négatives sur la qualité des extrants (Lins et al., 1997, Segal et al., 1994; Bengtsson, 1992).

Différentes tentatives ont été faites pour améliorer la représentation de tels processus au sein des MCGA, notamment en utilisant des modèles de circulation régionaux dont la résolution est plus fine que 100 km. Cependant, de tels modèles doivent être pilotés par des MCGA (Lins et al., 1997; Hostetler, 1994), d'où un risque réel d'intégration des erreurs et des incertitudes propres aux MCG. Ce qu'il faudrait améliorer en conséquence, ce sont les représentations paramétriques des processus physiques avant tout changement de résolution (Yang et Gutowski, 1994).

Risbey et Stone (1996) ont vérifié cette hypothèse en comparant des observations à des simulations de trois MCGA dont la résolution respective (Latitude x Longitude) est de 4,7°x7,5°, 2,8°x2,8° et 1°x1°. Ils ont constaté que de larges discordances subsistent entre le climat observé et celui simulé et ce, même pour le modèle régional de haute résolution 1°x1°. Il est à noter que ce problème de représentation paramétrique est aussi valable pour l'atmosphère que pour l'océan.

³ On va souvent utiliser «résolution» à la place du mot « échelle » et ce, vu les liens étroits qui existent entre ces deux concepts (Goodchild, 1993). Quant à l'échelle proprement dite, on utilisera le long de cet exposé « l'échelle locale » pour désigner un phénomène dont la résolution est inférieure ou égale à 10 km, la « méso-échelle » (ou échelle régionale) pour désigner celui dont la résolution est de quelques dizaines de kilomètres et la « macro-échelle » (ou échelle globale) pour désigner un phénomène dont la résolution est supérieure à 100 km. Une telle hiérarchisation de l'échelle est inspirée de celle du climat, établie par Hidore (1993).

En effet, la résolution horizontale des MCGO varie de 200 km à 1000 km et celle verticale se situe entre deux couches (Cubasch et Cess, 1990) et 29 couches (Gregory *et al.*, 2001). De telles résolutions semblent suffisantes pour simuler correctement la circulation océanique sur une échelle globale. Elles ont également permis de mettre en relief les fluctuations de la circulation thermohaline et celles de la circulation thermocline ainsi que leur influence sur les températures océaniques (Lau, 1992).

Cependant, le problème des turbulences à méso-échelle reste entier et ce, même pour des MCGO utilisant des hautes résolutions (Stammer *et al.*, 1996; Chao et Fu, 1995) Or les turbulences doivent obligatoirement être intégrées dans les MCGO, et ce, vu leur rôle dans la structure et l'intensité des courants marins (Holland, 1985). Là encore, la représentation paramétrique des processus physiques et dynamiques est « pointée du doigt » comme pour l'atmosphère. D'après Fu et Chao (1997) et Lins *et al.* (1997), les MCGO n'intègrent pas efficacement l'action des vents de surface qui joue pourtant un grand rôle dans la diffusion thermique à travers l'océan en facilitant les brassages à la surface. Ajouter à cela la discordance entre les transports de chaleur réels et simulés (Gregory *et al.*, 2001), ceci bien-sûr, sans oublier la grande capacité thermique des océans qui rétroagit sur des échelles temporelles de plusieurs siècles.

3.1.2.3 Problèmes liés à l'échelle et à la résolution temporelles.

Les processus hydrologiques et atmosphériques se déroulent sur des échelles temporelles variant de 10^{-13} à 10^5 secondes (Dooge, 1992). Le temps de réponse de l'atmosphère à ces processus ainsi qu'aux forçages externes se situe entre une heure et un mois. Quant à l'océan, il répond en quelques mois, à la surface, et en quelques siècles, voire des millénaires en ce qui concerne ses couches profondes (Goyette, 1995).

En termes de modélisation, et afin de circonscrire la diversité des échelles temporelles dans lesquelles répondent les composantes du système climatique, on préfère parler de systèmes lents et de systèmes rapides (Bengtsson, 1992; Meehl, 1992; Hasselman, 1988). Dans les systèmes lents, on classe les glaciers, les couches profondes marines ainsi que le forçage astronomique et dans les systèmes rapides, on classe l'atmosphère, la surface terrestre ainsi que les couches supérieures marines (Bengtsson, 1992).

La figure 12 montre les échelles spatiales et temporelles couvertes par les modèles climatiques. On y remarque que les MCGA couvrent des processus qui se déroulent sur des échelles temporelles ne dépassant pas quelques mois ; ce qui pousse certains auteurs à les classer comme des modèles météorologiques. En effet, un phénomène n'est dit climatique que si son échelle temporelle dépasse le mois (Hasselmann, 1988).

Par ailleurs, cette figure montre que les MCGO couvrent des périodes de quelques mois à quelques siècles (quand ils sont couplés avec des modèles de glaciers). Elle montre également que les modèles de basse résolution, qui englobent l'ensemble des composantes du système climatique (atmosphère, hydrosphère, géosphère, biosphère et cryosphère), couvrent des échelles temporelles de plusieurs milliers d'années (Hasselmann, 1988).

Il est à souligner que, contrairement à la résolution spatiale, la résolution temporelle ne pose pas de problèmes spécifiques pour un modèle qui opère en mode solitaire. En effet, elle est toujours choisie pour couvrir le temps de déroulement des principaux processus climatiques utilisés par le modèle ou simulés par celui-ci (exemple, 20 à 30 minutes pour un MCGA).

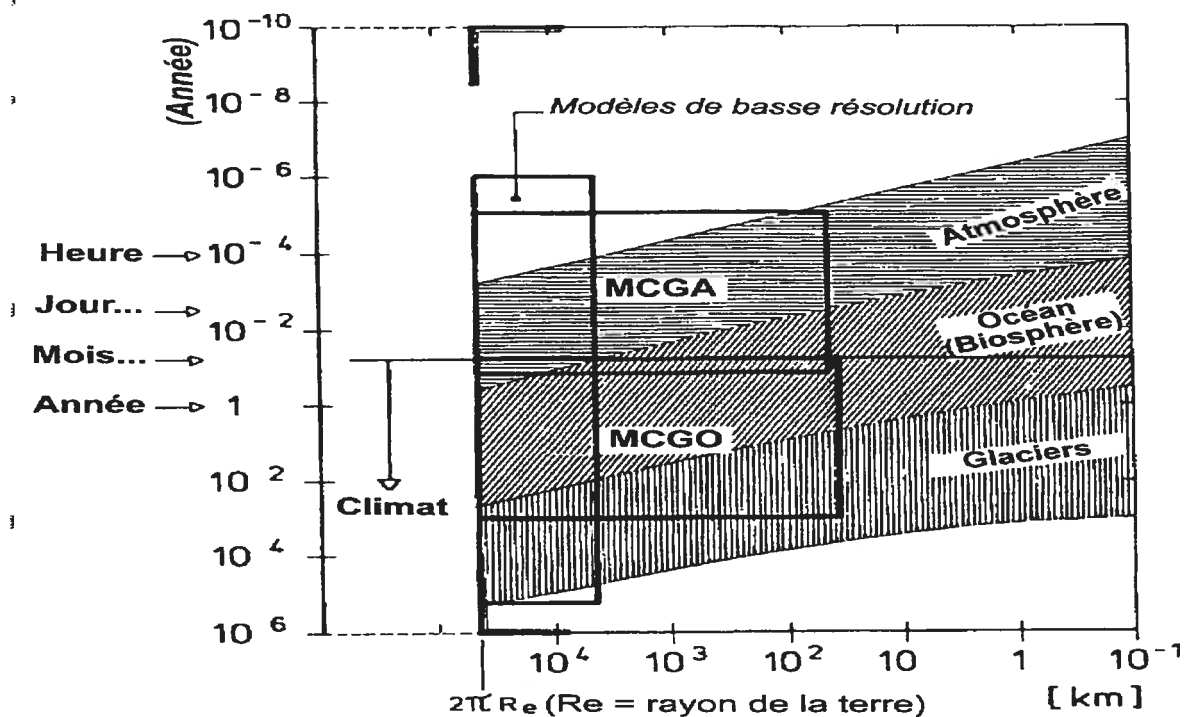


Figure 12: Modèles et échelles de réponse des sous-systèmes climatiques (D'après Hasselman, 1988)

Les problèmes semblent surgir quand on couple des modèles rapides avec des modèles lents, ce qui est toujours le cas pour simuler efficacement les interactions et les rétroactions du système climatique. De tels systèmes de modèles fonctionnent quelquefois avec une résolution spatiale unifiée mais avec des résolutions temporelles multiples (Bengtsson, 1992; Lau, 1992).

Afin de rendre aisé le couplage des modèles, l'idéal serait bien sûr d'unifier leurs résolutions spatiale et temporelle. Mais dans la pratique, chaque modèle tourne avec sa propre résolution temporelle tout en échangeant *périodiquement*, avec les autres composantes du système, des résultats partiels des simulations pertinentes. Les échanges bidirectionnels des forçages se font grâce à une interface selon deux modes: « asynchrone » et « synchrone » (Meehl, 1992).

Le mode asynchrone est surtout utilisé dans les MCGA/O de première génération. Il fonctionne comme suit. On commence par tourner le MCGA pour une période d'une année. La moyenne saisonnière des variables pertinentes est ensuite injectée dans le MCGO qui sera tourné avec ce forçage durant une période de dix ans, par exemple, et ce, en vue d'atteindre un état d'équilibre. Des variables pertinentes seront extraites du MCGO (température de surface, pression au niveau de la mer...) et serviront de nouveau à «forcer» le MCGA. Le cycle commencera autant de fois qu'il est nécessaire pour que le MCGA/O atteigne son état d'équilibre. Ceci pourrait demander des centaines d'années de simulation (comptées en années du modèle soit le temps que prendra le système pour simuler une année réelle).

Quant au mode synchrone, les composantes atmosphérique et océanique tournent toutes les deux en même temps et la communication bidirectionnelle se fait entre eux journallement. Soulignons que le fait de tourner le MCGO plus de dix années sert à prendre en compte, dans les simulations, les fluctuations décennales qui affectent les variables marines (Capotondi et Holland, 1997).

Parmi les grands avantages du couplage des MCG (Meehl, 1992), on peut citer le forçage de l'océan avec les conditions atmosphériques de surface ainsi que le forçage réciproque de l'atmosphère avec une température marine de surface qui tient compte de l'énergie de surface, de la chaleur emmagasinée dans l'océan et (pour une macro-échelle temporelle) de l'inertie thermique des océans.

Cependant, malgré ses avantages, le couplage des MCG ne peut, à lui seul, améliorer la qualité des extrants des modèles. Ceux-ci sont le plus souvent affectés par des erreurs systématiques « drift » qui créent des discordances entre le climat simulé de celui observé (Gregory et al., 2001 ; Lins et al., 1997; Cane, 1992). De telles erreurs pourraient aussi bien

découler d'une représentation paramétrique inadéquate que d'hypothèses (concernant le comportement des composantes du système climatique) faites pour accélérer les calculs. À titre d'exemple, on peut citer l'hypothèse qui veut que l'océan n'a commencé à se réchauffer par l'effet de serre qu'après 1985. Une telle affirmation induit dans la modélisation une erreur de refroidissement de départ qui pourrait atténuer, voire camoufler un signal de réchauffement global (Kattenberg et al., 1995)

Mais la plus grande source d'incertitudes, qui entachent les extrants des MCG, reste la résolution spatiale (Lins et al., 1997; Cane, 1992). Afin d'en diminuer la portée, plusieurs chercheurs s'orientent vers le développement des modèles méso-échelle qui s'encastrent dans les MCG et qui fournissent une simulation de haute résolution à l'échelle régionale ou locale (Laprise *et al.*, 1998 ; Goyette, 1995; Hostetler, 1994; Giorgi et Mearns, 1991; Giorgi, 1990). Cependant, comme les modèles méso-échelle sont initialisés par les extrants des MCG, il existe un risque certain quant à la contamination des simulations des premiers par les éventuelles erreurs contenues dans les seconds (Robock *et al.*, 1993). La prudence serait donc de mise quand il s'agit de modéliser les impacts des changements globaux sur l'environnement avec les extrants des MCG.

3.1.2.4 Raffinement de la résolution des scénarios climatiques

Il est communément admis en géomatique que des données à petite échelle (Macro-échelle dans le domaine climatique) ne peuvent servir à fournir de l'information à grande échelle. En d'autres mots, on ne peut jamais compléter une carte d'échelle 1/50 000^e avec de l'information puisée dans une carte au 1/1 000 000^e. Cependant une telle règle pourrait avoir une exception lorsqu'on traite les extrants des MCG. En effet, ces extrants ne se rapportent pas à des prédictions «ponctuels» mais à des sensibilités et à des tendances climatiques qui jouissent d'une certaine étendue spatio-temporelle.

En vue d'extraire l'information climatique régionale à partir des extraits des MCG, Wigley et al. (1990) suggèrent l'utilisation des régressions linéaires multiples, tandis que Karl et al. (1990) recommandent l'utilisation d'une autre méthode statistique basée sur les fonctions orthogonales empiriques. Malgré une certaine faiblesse là où la représentation paramétrique des MCG reflète mal l'influence des processus physiques climatiques (Goyette, 1995), ces méthodes statistiques montrent de grandes corrélations entre les observations et les résultats interpolés (Fieguth et al., 1995).

3.1.2.5 Estimation de la dilatation thermique avec les modèles

Résultat de l'échange de la chaleur entre l'atmosphère et l'océan, la dilatation thermique des océans contribue aux 2/3 de la HNMM (Church et al., 1991). Le calcul de cette dilatation se base sur 1) les propriétés physiques de la densité de l'eau de mer qui diminue (ou augmente) quand la température des couches océaniques augmente (ou diminue), 2) la capacité de l'océan de stocker de la chaleur dans ses couches profondes et 3) le réchauffement global observé le long du 20^{ième} siècle (Antonov et al., 2002). Les principes mathématiques et physiques utilisés pour le calcul sont sensiblement les mêmes: Seul différencie les modèles le paramétrage de l'épaisseur de l'océan et de l'échange thermique entre l'atmosphère et les différentes couches de l'océan.

Les modèles sont nombreux et varient du plus simple au plus compliqué. Wigly et Raper (1993) ont utilisé un modèle 1D où l'océan est divisé en deux couches : Une couche supérieure de mélange de quelques dizaines de mètres et une couche profonde de quelques centaines de mètres qui se caractérise par un brassage vertical des masses aquatiques (upwelling).

Dans ce modèle, les régions terrestres et océaniques sont représentées par des « boîtes » séparées mais interconnectées. Le forçage thermique extérieur est déterminé par des paramètres dont les plus importants sont la rétroaction des couches océaniques et la diffusion verticale de la chaleur. Les simulations de la HNMM, obtenues, varient de 3 et 124 cm, pour la période située entre 1990 et 2100. Cet écart s'explique par le rapport du changement de température des hautes latitudes au changement de la température globale moyenne ainsi que par la vitesse de l'upwelling qui serait sensiblement égale à 4 m/an.

De leur côté Church et al. (1991) ont développé un modèle 1D dans lequel la chaleur est beaucoup plus distribuée dans l'océan par advection que par diffusion verticale dans les couches océaniques. Ce modèle divise l'océan en 9 couches d'inégale densité: Une couche de mélange supérieure qui repose sur 7 couches d'égale épaisseur, lesquelles reposent sur une neuvième couche plus profonde. La chaleur atmosphérique réchauffe rapidement la première couche par advection. Plus tard, l'eau chaude migre vers les couches inférieures par subduction. La dilatation thermique est évaluée pour chaque couche. La somme des différents résultats donne la contribution totale de la dilatation thermique à la HNMM. Entre 1990 à 2050, Church et al. (1991) ont évalué cette contribution de 15 cm à 70 cm.

Les modèles ci-dessus décrits sont des modèles simples et faciles à utiliser. Cependant, leur simplicité les empêche 1) de cerner, dans leur globalité, les processus commandant la pénétration de la chaleur atmosphérique dans les couches océaniques et 2) de fournir des informations sur la distribution régionale de la HNMM. D'où la nécessité d'utiliser des MCGA/O pour estimer la dilatation thermique des océans dans ses dimensions spatiales et temporelle (IPCC, 2001). C'est pour cela qu'on a fait appel dans cette étude aux simulations faites par deux MCGA/O, l'un canadien, le MCG2, et l'autre britannique, le HadCM3.

Selon le Centre Canadien de la modélisation et de l'analyse climatique (<http://www.cccma.bc.ec.gc.ca>), le MCGG2 (Modèle Couplé de Circulation Générale de Seconde Génération) est un modèle couplé Atmosphère/Océan qui est venu améliorer son prédécesseur, le MCGG1, notamment en changeant le paramétrage de mélange océanique d'un schéma de diffusion horizontale et verticale à un schéma de mélange tourbillonnaire et isopycnal ; schéma qui assume que les transports et les mélanges dans l'océan se font principalement dans des couches de même densité (Gent et McWilliams, 1990).

Outre des modifications techniques (équilibre de la composante océanique et ajustement des flux de surface) ainsi que la prise en compte de la dynamique des glaces, telle que proposée par Flato et Hibler (1992), la composante atmosphérique du MCGG2 a une résolution de surface d'environ $3,7^{\circ} \times 3,7^{\circ}$, comportant 10 niveaux à la verticale (L'atmosphère est divisée verticalement en dix couches homogènes). Quant à la composante océanique, elle a une résolution de surface d'environ $1,8^{\circ} \times 1,8^{\circ}$, avec 29 couches verticales de densité différente (Flato et Boer, 2001).

Par ailleurs, le MCGG2 fonctionne sous plusieurs principaux scénarios dont le Scénario IS92a, le SRES A2 et le SRES B2. Le Premier scénario fonctionne comme suit. Le modèle tourne d'abord avec les concentrations des gaz à effet de serre observés entre 1850 et 1990. Il est ensuite forcé par une concentration annuelle de 1% de gaz à effet de serre *injectée* au modèle à partir de 1990, et ce, jusqu'en 2100. L'effet sur l'albédo des aérosols sulfatés est également pris en compte par le modèle (IPCC, 2001).

Quant aux scénarios A2 et B2 du SRES (Special Report on Emissions Scenarios) de l'IPCC (IPCC, 2001), ils fonctionnent comme suit :

- 1) Le scénario A2 assume que la population atteindra les 15 milliards d'ici l'an 2100, avec toutefois un développement économique et technologique modéré. D'où des émissions de gaz à effet de serre et des teneurs en aérosols en deçà du scénario IS92a;
- 2) Le scénario B2 projette une économie plus vigoureuse avec une population moins nombreuse (10,4 milliards par 2100) mais très consciente des enjeux environnementaux et, de ce fait, moins polluante. D'où des émissions de gaz à effet de serre modérés.

Aussi bien les simulations réalisées avec le scénario A2 que celles réalisées avec le B2, ne diffèrent que peu de celles faites avec le scénario IS92a.

En ce qui concerne la dilatation thermique, seules les simulations décennales obtenues avec l'IS92a sont disponibles pour le MCCG2. Ce sont les résultats de ces simulations qu'on a extraits, pour calculer la contribution de la dilatation thermique à la HNMM, à Trinidad. La période qu'on a retenue s'étale de 1911 à 2071, et ce, dans un souci d'uniformiser l'échelle temporelle avec les simulations faites par le modèle britannique HadCM3 dont on va discuter plus loin.

On remarque à ce stade que l'IS92a prévoit, à l'échelle globale, une hausse du niveau moyen de la mer comprise entre 0,13 m et 0,94 m, pour la période s'étalant entre 1990 et 2100 contre une hausse comprise entre 0,09 m et 0,88 m pour les autres scénarios. Un tel écart est surtout dû au fait que le scénario IS92a surestime la fonte des glaces (IPCC, 2001), ce qui n'affecterait pas nos calculs du moment que nous n'utilisons des simulations du modèle que les valeurs de la dilatation thermique. Quant à la contribution des glaces, elle sera puisée dans la littérature.

Il est à rappeler aussi que les fluctuations saisonnières et de surface sont prises en compte dans l'échange journalier d'informations qui se fait entre

la composante atmosphérique et océanique du modèle couplé, comme cela a été expliqué plus haut.

Par ailleurs, et vu la résolution ainsi que la configuration géographique des cellules de la composante océanique du MCG2, notre zone d'étude se trouve à cheval sur deux cellules contiguës : La Cellule 1 (centrée au point de longitude 60,94° Ouest et de latitude 9,33° Nord) et la Cellule 2 (centrée au point de longitude 60,94° Ouest et de latitude 11,19° Nord) .

Le HadCM3, développé par le *Hadley Centre*, est un Modèle de Circulation Générale Couplé (Atmosphère/Océan) dont les résolutions spatiales (atmosphérique et océanique) sont plus fines que celles du MCG2 décrit ci-dessus.

En effet, selon Gordon *et al* (2000) et Pope *et al* (2000), la composante atmosphérique de HadCM3 a comme résolution verticale 19 niveaux et comme résolution horizontale 2.5° en latitude et 3.75° en longitude. Quant à la composante océanique, elle a une résolution verticale (en profondeur) de 20 niveaux et une résolution horizontale de 1,25°x1,25° (contre 1,80°x1,80° pour le MCG2 qui a cependant 29 niveaux en profondeur).

La finesse de la résolution spatiale de la composante océanique du HadCM3 fait que notre zone d'étude est couverte par 4 cellules :

Cellule 1 de longitude 61,25° Ouest et de latitude 9,441° Nord ;

Cellule 2 de longitude 60° Ouest et de latitude 9,441° Nord;

Cellule 3 de longitude -61,25° Ouest et de latitude 10,699° Nord;

Cellule 4 de longitude -60 ° Ouest et de latitude 10,699° Nord;

3.1.3 Contribution de la dilatation thermique estimée avec le MCG2

On a extrait des simulations, de la dilatation thermique faites par le MCG2 pour la période située entre 1911 et 2071, les valeurs des deux cellules décrites ci-dessus et couvrant la région de Trinidad (Tableau V).

Ces valeurs ont été ensuite moyennées pour chaque décennie pour obtenir la moyenne régionale de la contribution thermique à Trinidad.

Les moyennes régionales du tableau V vont ensuite servir pour développer une équation de tendance de la HNMM du type d'une équation de mouvement:

$$y = 1/2gt^2 + v_0t + y_0 \quad (1)$$

Où y est le déplacement en mètre (ici la contribution de la dilatation thermique à la HNMM) à un temps t (ici exprimé en décennies), g son accélération (en m/t/t), v_0 , sa vitesse initiale au temps $t=0$ et y_0 sa valeur au temps $t=0$.

Tableau V : Dilatation thermique simulée par le MCGG2 pour Trinidad entre 1911 et 2071 (en mètres)

Décennie	Année	Cellule 1 m	Cellule 2 m	Moyenne régionale
1	1911	0.012	0.027	0.020
2	1921	0.024	0.024	0.024
3	1931	0.036	0.036	0.036
4	1941	0.045	0.029	0.037
5	1951	0.047	0.047	0.047
6	1961	0.038	0.038	0.038
7	1971	0.023	0.023	0.023
8	1981	0.053	0.053	0.053
9	1991	0.061	0.061	0.061
10	2001	0.091	0.091	0.091
11	2011	0.106	0.122	0.114
12	2021	0.142	0.142	0.142
13	2031	0.174	0.190	0.182
14	2041	0.215	0.215	0.215
15	2051	0.238	0.253	0.245
16	2061	0.293	0.308	0.301
17	2071	0.360	0.376	0.368

Source: Centre canadien de la modélisation et de l'analyse climatique (CcmAC)
<http://www.cccma.bc.ec.gc.ca/french/data/data.shtml>

3.1.4 Contribution de la dilatation thermique estimée avec le HadCM3

Le tableau VI contient les résultats des simulations, de 1911 à 2071, pour les quatre cellules couvrant la zone d'étude, résultats qu'on a moyenné pour calculer la moyenne régionale pour chacune des 17 décennies de la période de temps considérée.

Les simulations ont été faites selon le même scénario IS92a utilisé par le MCGG2 et décrit ci-dessus.

Une équation similaire à l'équation (1) va être développée pour le HadCM3, et ce, pour compléter l'estimation de la dilatation thermique simulée à partir des modèles de circulation générale couplés.

Tableau VI : Dilatation thermique simulée par le HadCM3 pour Trinidad entre 1911 et 2071 (en mètres)*

Décennie	Année	Cellule 1	Cellule 2	Cellule 3	Cellule 4	Moyenne régionale
1	1911	-0.004	-0.004	-0.003	0.000	-0.003
2	1921	0.022	0.022	0.021	0.024	0.022
3	1931	0.022	0.022	0.021	0.023	0.022
4	1941	0.018	0.018	0.018	0.021	0.019
5	1951	0.010	0.011	0.010	0.013	0.011
6	1961	0.010	0.012	0.011	0.013	0.011
7	1971	0.004	0.005	0.004	0.006	0.005
8	1981	0.021	0.021	0.023	0.026	0.023
9	1991	0.047	0.047	0.051	0.051	0.049
10	2001	0.049	0.050	0.050	0.048	0.049
11	2011	0.069	0.069	0.068	0.067	0.068
12	2021	0.084	0.084	0.086	0.085	0.085
13	2031	0.097	0.097	0.100	0.098	0.098
14	2041	0.121	0.120	0.121	0.117	0.120
15	2051	0.150	0.149	0.150	0.147	0.149
16	2061	0.173	0.172	0.174	0.169	0.172
17	2071	0.176	0.175	0.179	0.173	0.176

* Le tableau VI est extrait des données qui nous ont été fournies par le projet "Climate Impacts LINK Project" (contrat EPG 1/1/124 du DEFRA), par le "Hadley centre" et le bureau météorologique du Royaume Uni.

3.2 Contribution de la dynamique continentale

Comme la HNMRM est la somme algébrique de la dynamique continentale et de celle océanique, La méthode qui semble la plus logique pour évaluer la contribution de la dynamique continentale est de calculer la HNMRM à partir des données marégraphiques puis d'en retrancher la contribution de la dynamique océanique.

3.2.1 HNMRM à partir des données marégraphiques

La marégraphie, qui est la plus ancienne technique pour mesurer les fluctuations du niveau moyen de la mer, remonte au 17^{ième} siècle (Douglas, 2000). Cette technique consiste à enregistrer, en mode quasi continu, avec des marégraphes, les fluctuations horaires du niveau de la mer. Elle sert à étudier les marées et à déterminer l'origine des altitudes des cartes topographiques ainsi que le repère des plus basses eaux ou « *zéro hydrographique* » pour les cartes marines (Wöppelmann *et al.*, 1999).

Au fur et à mesure que les mesures s'accumulent, couvrant de longues périodes, la marégraphie est devenue la principale source des séries temporelles servant au calcul des tendances du niveau moyen de la mer durant les 100 au 200 dernières années (IPCC, 2001). Cependant, ces applications ne sont possibles qu'une fois les séries temporelles marégraphiques décontaminées des mouvements verticaux de la croûte terrestre et de certains *bruits* dus à la dynamique des vents et des eaux de la mer.

3.2.1.1 Décontamination des mesures marégraphiques

Les principaux facteurs de contamination des mesures marégraphiques sont les mouvements isostatiques signalés au premier chapitre, la tectonique des plaques, la subsidence due à l'extraction du gaz, du pétrole et de l'eau (Douglas, 2000a) ainsi que les variations interannuelles,

décennales et inter-décennales de la houle (Sturges et Hong, 2000 ; Wöppelmann *et al.*, 2000). Il s'avère nécessaire de corriger les observations marégraphiques si on veut mesurer la hausse du niveau moyen de la mer, liée au changement de son volume. Le traitement statistique élimine la plupart des perturbations temporelles, dans la mesure où le chercheur dispose de données sur une période de 50 ans ou plus (Douglas, 2000; Zerbini *et al.*, 1996)

Comme notre zone d'étude se situe à l'ouest de l'Atlantique, il faudrait ajouter que les eaux entourant Trinidad pourraient être également affectées par les ondes de basse fréquence, dites *ondes de Rossby* qui, forcées par des vents à grande échelle, se déplacent d'est en ouest avec une amplitude inférieure ou égale à 10cm et une longueur d'onde d'environ 500 km (Shelton et Schlax, 1996). L'effet de ces ondes peut être modélisé et retranché des observations marégraphiques, pour déterminer la hausse du niveau moyen de la mer, à condition de bien connaître le champ des vents sur l'océan (Sturges et Hong, 2000).

Malgré les corrections, il demeure d'autres perturbations beaucoup plus difficiles à corriger qui induisent un mouvement de la croûte terrestre déplaçant verticalement le marégraphe introduisant des erreurs systématiques dans ses mesures.

Hormis le RPG, qui peut se corriger par la modélisation de son effet (Peltier, 2000), les autres mouvements isostatiques affectant le marégraphe ne peuvent être circonscrits que si cet instrument est soumis à un contrôle géodésique indépendant pouvant mesurer les mouvements verticaux de la portion de la terre sur laquelle il est installé. Un tel contrôle vertical peut se faire grâce à des mesures périodiques par le système de positionnement global (GPS), à des balises au sol DORIS (Détermination d'orbite et radio-positionnement intégrés par satellite) ou grâce à des mesures gravimétriques absolues (Neilan *et al.*, 1998).

Par ailleurs, bon nombre de décideurs et de planificateurs préfèrent connaître la HNMRM plutôt que sa hausse absolue (HNMM). Ces décideurs seraient tentés de ne pas filtrer les mesures marégraphiques de l'effet des mouvements isostatiques, ce qui paraît logique, car il ne sert à rien d'élaborer des politiques d'adaptation à une hausse, par exemple de 50 cm, alors que cette hausse est déjà compensée en partie ou en totalité par une hausse régionale de la terre.

Cependant, les mouvements isostatiques pourraient n'être que locaux (subsidence) et leur effet ne concernerait que le voisinage immédiat du marégraphe. D'où la nécessité d'un contrôle plus étendu des mouvements isostatiques, contrôle qui se fait déjà à l'échelle globale à travers le programme GLOSS (Global Sea Level Observing System) de la Commission océanographique intergouvernementale de l'UNESCO (Wöppelmann *et al.*, 2000) et à l'échelle régionale grâce à des programmes régionaux dont celui concernant « *la planification pour l'adaptation aux changements climatiques globaux dans les Caraïbes* » (CPACC) (Coleman, 2001, Siochrú *et al.*, 2001).

3.2.1.2 Estimation de la HNMRM à Trinidad entre 1990 et 2001

Afin d'estimer la tendance de la HNMRM à Trinidad, les moyennes mensuelles des mesures marégraphiques disponibles entre le mois de janvier 1984 et celui de mai 1999 ont été utilisées. On s'est fixé ensuite comme préalable, pour retenir une moyenne mensuelle, l'obligation que le mois auquel elle correspond ne contienne pas plus de 7 jours de données manquantes, et ce, pour limiter la contamination par les variations inter mensuelles (action des marées par exemple).

Les données ont été enfin lissées par la moyenne mobile. Puis des équations de tendance linéaire ont été développées pour calculer la

HNMRM durant les périodes allant de janvier 1984 au mois de mai 1999 et de janvier 1990 au mois de décembre 2001.

3.2.2 Estimation de la Contribution du RPG

Afin de déterminer la valeur du RPG, on a utilisé, pour 27 localités réparties à travers le monde, les résultats des mesures marégraphiques directes contaminées par le RPG et compilées pour des périodes allant de 72 à 92 ans (Douglas, 2000). On a ensuite retranché de ces mesures celles décontaminées du RPG (Peltier, 2000) pour les 27 localités (Tableau VII). La décontamination des résultats a été faite avec un modèle de haute résolution de prédictions du RPG décrit dans Peltier (1994).

Tableau VII : Estimation du RPG (en millimètres par an)

Localité	Douglas	Pelletier	RPG	Localité	Douglas	Pelletier	RPG
Lagos	1,40	1,73	-0,33	Dunedin	1,40	1,93	-0,53
San Diego	1,90	1,98	-0,08	Lyttelton	2,30	2,88	-0,58
Pensacola	2,10	1,84	0,26	Wellington	1,70	2,33	-0,63
Fernandina	2,00	1,60	0,40	Honolulu	1,50	1,97	-0,47
Boston	2,70	2,37	0,33	San Francisco	1,80	1,50	0,30
Halifax	3,40	2,58	0,82	Balboa	1,50	1,80	-0,30
Aberdeen	0,70	1,18	-0,48	Buenos Aires	1,10	2,17	-1,07
Newlyn	1,70	1,51	0,19	Key West	2,20	1,91	0,29
Brest	1,30	1,10	0,20	Charleston I	3,30	2,86	0,44
Cascais	1,60	1,91	-0,31	Baltimore	3,10	2,31	0,79
Marseille	1,20	1,36	-0,16	Atlantic City	3,10	1,89	1,21
Genoa	1,20	1,38	-0,18	New York	3,00	2,33	0,67
Trieste	1,10	1,27	-0,17	Portland	1,90	2,07	-0,17
Auckland	1,30	1,84	-0,54				

(D'après Peltier, 2000)

Quand ce calcul a été fait, on a introduit dans le logiciel Surfer (Keckler, 1994) les coordonnées géographiques de chacune des 27 localités associées à la valeur correspondante du RPG comme troisième dimension, le but de cette opération étant de procéder à une interpolation spatiale en vue de générer, dans la région de Trinidad, des courbes de valeurs du RPG avec une équidistance de 0.1 mm/an. La méthode d'interpolation choisie est celle dite "Krigage", ou "méthode d'interpolation de Gauss-Markov". On a opté pour cette méthode car :

- 1) Contrairement à l'interpolation linéaire, qui utilise une pondération en fonction de l'inverse de la distance, le krigage utilise une pondération en fonction du degré de similitude entre les points de l'espace (Gratton, 2002) ;
- 2) Le krigage est la méthode d'interpolation qui s'adapte le mieux à des petites ou moyennes quantités de données, non uniformément réparties dans l'espace (Keckeler, 1997).

Une fois la HNMRM estimée, on a ensuite procédé à l'analyse de la variabilité de l'érosion côtière à l'aide des profils de plage, de l'intrusion de l'eau de mer dans les aquifères, en se basant sur des mesures de salinité dans deux puits et de la recrudescence des séismes dans la région, et ce, pour tester si la HNMRM est uniforme autour de l'île ou si elle n'est que provoquée localement par une subsidence.

3.3 Érosion des plages

Il y a érosion d'une plage quand il y a perte ou soustraction des matériaux qui la composent (sables, galets et sédiments). Autrement dit, il y a érosion quand le profil topographique de cette plage est modifié. Pour mettre en évidence l'érosion, si elle existe, l'une des méthodes, la plus simple et la moins coûteuse (Dean et Maurmeyer, 1993), consisterait à niveler périodiquement des profils bien matérialisés sur la plage, puis à comparer périodiquement ces profils entre eux.

S'inspirant de cette méthode, Singh (1997 a) avait opté pour une série de 6 sites où l'érosion semble très prononcée, sites qui entourent toute l'île. Il a effectué ensuite des campagnes de mesures semestrielles de profils sur les plages de ces sites depuis 1994, campagnes auxquelles nous avons pu participer directement ou indirectement depuis 1997. Les mesures collectées lors de ces campagnes ont été combinées à celles effectuées par le service hydrographique de Trinidad et Tobago depuis 1990.

Cette section explique la méthode de nivellement des profils de plage, telle qu'on l'a appliquée ces dernières années à Trinidad. Elle expose également une méthode pour l'estimation de l'érosion des plages à partir de ce nivellement ; méthode qu'on va ensuite utiliser pour vérifier les conclusions de Singh (1997a).

3.3.1 Description d'un profil de plage type

Un profil de plage est avant tout un profil topographique. Il est matérialisé par une ligne polygonale passant par un point-repère d'altitude connue et par une série de points dont l'altitude est déduite par nivellement à partir de ce point-repère. La figure 13 montre un profil de plage type déterminé à partir d'un point repère (R) et contenant 3 points (M1, M2 et M3)

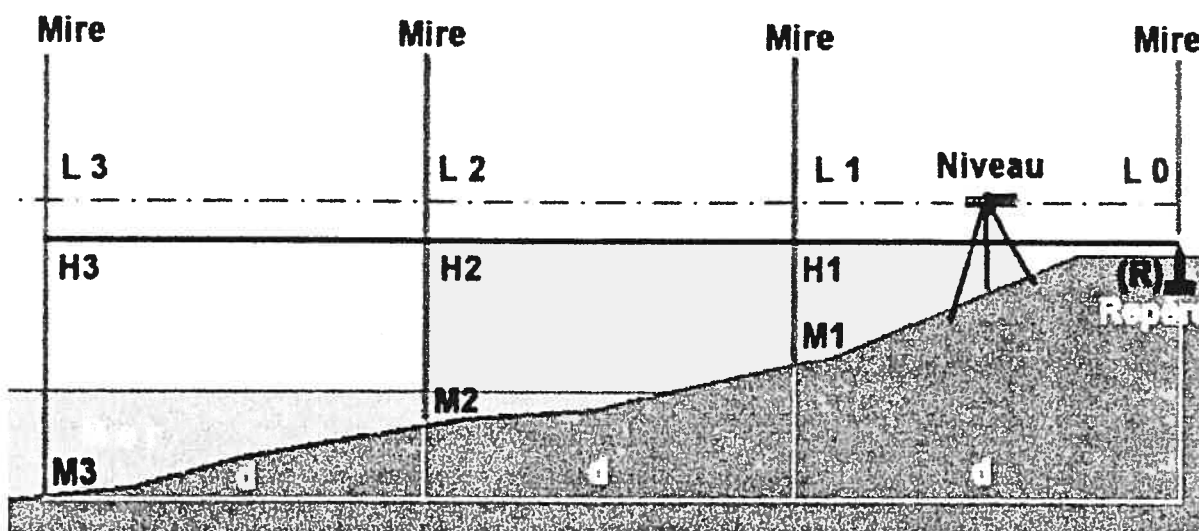


Figure 13 : Profil de plage type

Le choix du point repère (R) et sa matérialisation sur le terrain sont d'une importance capitale, car c'est de sa pérennité et de sa stabilité que dépendra la qualité des profils au fil des années. Il doit donc être solidement ancré au sol, situé à une distance raisonnable de la ligne des hautes eaux, et loin de la curiosité des passants ainsi que du passage des véhicules. Il doit également être rattaché à un réseau de nivellement local afin de pouvoir contrôler la stabilité de son altitude relative. En outre, des mesures topographiques doivent se faire pour le rattacher à des repères permanents afin de permettre son rétablissement en cas de destruction. Plusieurs techniques peuvent être utilisées à cette fin comme une triangulation locale, des cheminements de précision ou une combinaison d'intersections et de recoupements sur des détails topographiques entourant le site (Testard, 1973 ; Davis *et al.*, 1981).

Ces opérations analogiques, qui visent le calcul des coordonnées planimétriques (x,y) et altimétrique (z) du point repère, grâce à un réseau de triangles ou de segments de droites convergeant des points connus

vers ce point repère, sont relativement simples, peu coûteuses et à la portée de tout chercheur dont le budget est limité. Ces coordonnées pourraient également s'obtenir avec un GPS (Global Positioning System).

Une fois le point repère matérialisé et éventuellement rattaché à un réseau de nivellement ou de triangulation locale, on repère la direction du profil et on procède au nivellement proprement dit.

On utilise à cette fin un appareil de nivellement (Niveau) dont la lunette de visée permet de matérialiser un plan horizontal virtuel lequel, en intersectant une mire, va permettre de mesurer la distance verticale qui le sépare du point du sol où est posé cette mire. Cette mesure se traduit par une simple lecture, sur la mire, répétée autant de fois que l'exige la précision et l'élimination des erreurs systématiques et accidentelles accompagnant les mesures (Davis *et al.*, 1981).

La première mesure du profil se fait sur le point repère R (Figure 13). Elle consiste en une lecture L_0 sur la mire. On pose ensuite la mire sur le M1 et on prend la lecture L_1 . On répète ensuite l'opération au point M2, puis au point M3 et ainsi de suite jusqu'à la fin du profil. Les portées doivent être égales entre les points du profil, et ce, pour faciliter la comparaison des mesures issues de différentes campagnes de nivellement $RH_1=H_1H_2=H_2H_3=...=d$. Dans le cas de cette étude, (d) est fixé à 2 mètres.

Une fois les mesures terminées, on passe au calcul des altitudes relatives (élevations par rapport à R) Z_i des points M1, M2, M3...Mi du profil de la façon suivante (Testard, 1973) :

$$Z_i = L_0 - L_i \quad (2)$$

Où Z_i est l'altitude relative (élévation) du point M_i par rapport au point repère R, L_0 la lecture sur la mire posée sur R et L_i , la lecture sur la mire posée sur M_i . Étant entendu que toutes ces mesures se font en mètres.

Il est à remarquer que tout se passe comme si on avait mesuré les distances verticales, aux points du profil, à partir d'un plan virtuel horizontal (le plan de référence des altitudes) passant par le point R et obtenu en déplaçant, par translation de vecteur $L0$, le plan de visée matérialisé par l'appareil de nivellement (figure 14)

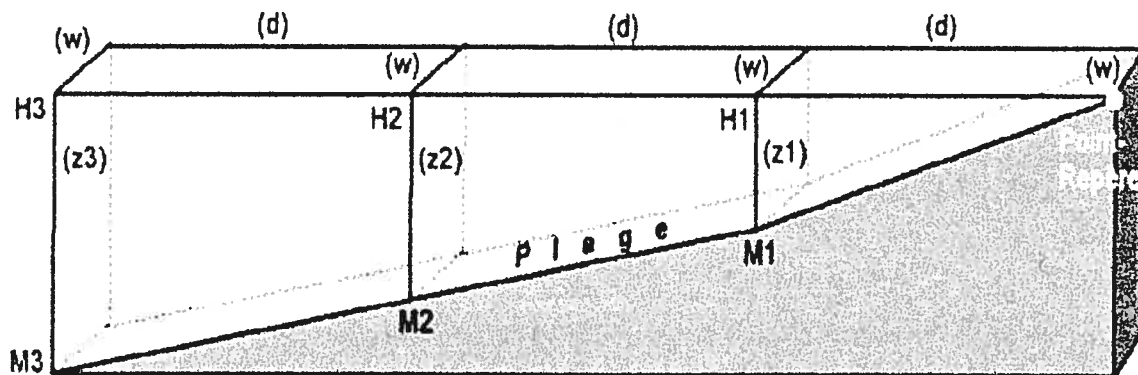


Figure 14 : Polygones de contrôle de l'érosion

L'intersection de ce plan avec le plan des mires matérialise une série de polygones RH_1M_1 , $H_1M_1M_2H_2$, $H_2M_2M_3H_3...$ $H_iM_iM_{i+1}H_{i+1}$ qu'on va exploiter pour calculer les matériaux arrachés ou déposés suite à l'éventuelle érosion de la plage. Ces polygones sont des sections de la plage dont il suffit de connaître la surface pour pouvoir calculer le volume d'une série de cellules de largeur (w) qui surplombent la plage à partir du plan de référence des altitudes (Figure 14).

Quand le volume de ces cellules augmente entre deux séries de mesures, cela signifie que la plage a été érodée. Si au contraire il diminue, il y aura eu dépôt de matériaux.

Il est à remarquer que le fait de traiter le problème de l'érosion des plages par des profils « volumiques » aériens fait distinguer cette étude de celles qui l'ont précédée et qui se contentaient de traiter les profils bruts, en deux dimensions, au lieu de trois dimensions.

3.3.2 Modélisation de l'érosion le long d'un profil

Pour calculer le volume $V(t)$ des matériaux érodés entre deux points du profil, à un instant (t) , on utilise l'équation suivante :

$$V(t) = V_cel(t) - V_cel(t_0) \quad (3)$$

Où $V(t)$ est le volume (en m^3) des matériaux érodés à l'instant (t) , $V_cel(t)$, le volume (en m^3) de la cellule surplombant la portion du profil à l'instant (t) et $V_cel(t_0)$ le volume (en m^3) de la cellule surplombant la portion du profil à l'instant initial (t_0) , qui est l'année 1990 dans le cas de cette étude.

En vue de calculer $V_cel(t)$, on a considéré que chaque cellule est située dans un repère orthonormé à trois dimensions dont l'origine est $H(i)$, (i) étant le rang du point du profil surplombé par $H(i)$ (Figure 14). On remarque que toutes les cellules ont la même largeur.

Pour calculer leur volume respectif, il suffirait de calculer l'intégrale de la fonction de la droite $M_i M_{i-1}$ et de la multiplier par la largeur de la cellule (w).

Comme l'équation de la droite passant par $M_i M_{i-1}$ est :

$$f(x) = x(z_{i-1}-z_i)/d + z_i \quad (4)$$

$$\text{Et comme } V_cel(t) = \left(\int_0^d f(x).dx \right).w \quad (5)$$

donc :

$$V_cel(t) = \left((1/2d)(z_{i-1}-z_i).x^2 + x.z_i \right) \Big|_0^d .w \quad (6)$$

Comme par ailleurs, on a opté, afin d'analyser les données de nivellement, pour une largeur de profil de 1 mètre ($w = 1$), l'équation (6) dont toutes les variables sont exprimées en mètres devient après intégration :

$$V_cel(t) = (1/2)(z_{i-1}-z_i).d + d.z_i \quad (7)$$

La modélisation de l'érosion par cellules permet d'étudier chacune de ces cellules selon différents niveaux de la plage, en vue de circonscrire l'espace où il y a extraction de matériaux et celui où, au contraire, il y a dépôt. Dans le cas de cette étude, on a divisé sommairement le profil en deux zones de part et d'autres de la ligne moyenne située entre les hautes et les basses eaux, et ce, en sommant le volume des cellules situées de part et d'autres de cette ligne, en retranchant les volumes respectifs initiaux. En opérant de la sorte, on vise à isoler la zone de dépôt de celle d'érosion et mettre ainsi en évidence l'application de la règle de Bruun (1962) dans le cas des plages de Trinidad ; ce qui prouverait indirectement qu'il y a bien eu une hausse du NMRM. Mais cela permettra surtout d'isoler l'endroit où les mesures sont moins précises, car plus la mire entre dans l'eau, plus il devient difficile de la maintenir verticale tout en évitant de l'enfoncer dans le sable.

Dans ce qui va suivre, on va qualifier de « profil aérien » l'ensemble des cellules (virtuelles) qui surplombent le profil topographique de la plage.

3.3.3 Méthode pour le calcul du volume des matériaux

Des six plages étudiées par Singh (1997), on a retenu quatre situées à proximité immédiate des zones où les phénomènes d'érosion spectaculaires ont été observés (Figures 1, 2, 3a et 3b). Il s'agit des plages « Icacos », « Los Iros », « Guayaguayare » et « South Cocos ». On a également retenu une plage située à l'extrême nord de l'île (Blanchisseuse) en vue de voir si l'érosion est généralisée tout autour de l'île (Figure 15).

Pour chaque plage, on a compilé les mesures des profils qui ont été faites sur le terrain. On a ensuite calculé l'élévation (Z_i) de chaque point (M_i), de chaque profil par rapport au point repère matérialisé sur le terrain, en appliquant l'équation (1) **Altitude $M_i = Z_i = L_0 - L_i$** . Dans les calculs, on a sectionné les profils pour n'en conserver que les points situés au plus à 36

mètres du point repère, ce qui nous donne 18 points par profil, séparés les uns des autres de 2 mètres.

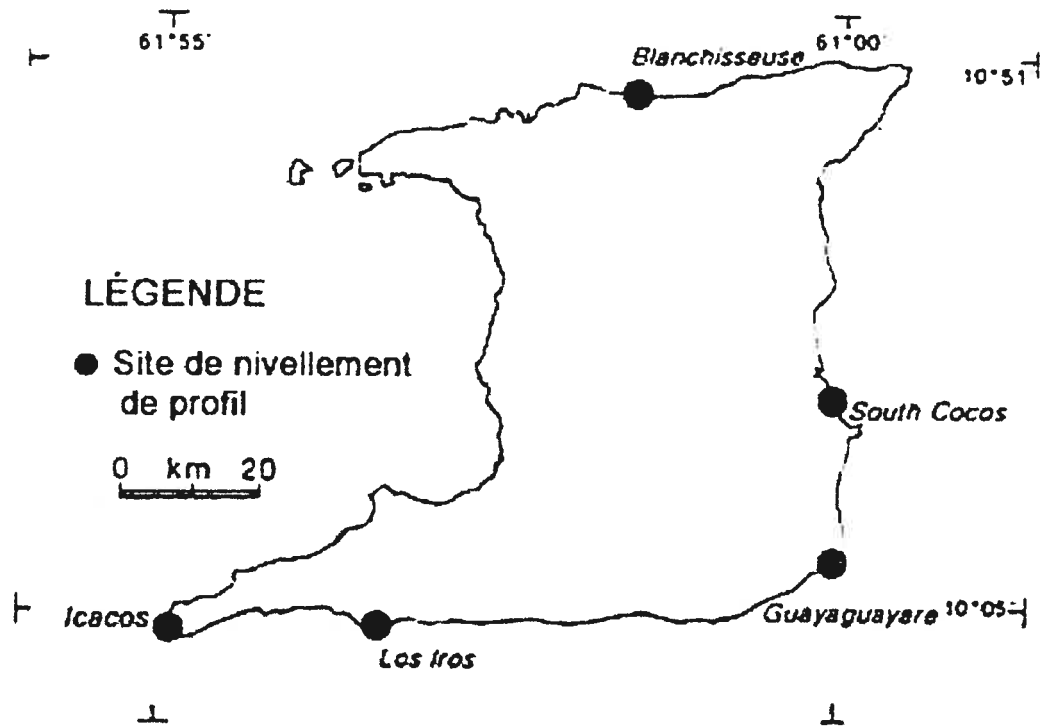


Figure 15 : Plages retenues pour le calcul de l'érosion à Trinidad

Le rejet des points au-delà de 36 mètres s'explique par :

- 1) Un souci d'homogénéiser la longueur des profils en vu d'en faciliter la comparaison ;
- 2) Le risque de s'écarter trop du profil initial de 1990 , étant donné que ce dernier n'avait été repéré qu'à l'aide d'une boussole ;
- 3) Par l'expérience, car il est très difficile de maintenir une mire droite au milieu des vagues et en profondeur tout en l'empêchant de s'enfoncer dans le sable, à moins d'avoir un opérateur très

expérimenté et très rapide ; ce qui ne semble pas être le cas pour les campagnes de mesures situées entre 1995 et 1998.

La verticalité de la mire entraîne une erreur qui se calcule (Davis *et al.*, 1981) selon la formule :

$$e = L - L\cos(\alpha) \quad (8)$$

Où (e) est l'erreur résultante de l'inclinaison de la mire par rapport à la verticale en mètres, (α) l'angle d'inclinaison et (L) la lecture effectuée par l'opérateur sur la mire (en mètre).

Le tableau VIII, ci-dessous, résume les calculs pour la plage de Guayaguayare. Pour les autres plages les calculs sont consignés dans l'Annexe B.

Tableau VIII : Élévations du profil de Guayaguayare (en mètre) par rapport au point repère (Distance entre les points consécutifs : 2 mètres)

Date >>	10/07/01	27/10/99	13/01/98	13/01/96	10/07/95	04/06/94	13/07/93	10/07/91	26/07/90
Repère	0	0	0	0	0	0	0	0	0
M ₁	-0.64	-1.01	-0.56	-0.85	-0.96	-0.82	-1.48	-1.15	-0.15
M ₂	-0.75	-1.14	-0.61	-1.02	-1.11	-0.92	-1.58	-1.33	-1.1
M ₃	-0.90	-1.25	-0.74	-1.2	-1.27	-1.03	-1.71	-1.49	-1.26
M ₄	-1.11	-1.34	-0.87	-1.35	-1.4	-1.08	-1.79	-1.62	-1.44
M ₅	-1.25	-1.46	-1.17	-1.49	-1.51	-1.15	-1.88	-1.74	-1.54
M ₆	-1.38	-1.52	-1.25	-1.61	-1.58	-1.32	-1.94	-1.85	-1.62
M ₇	-1.49	-1.57	-1.40	-1.66	-1.63	-1.44	-1.98	-1.95	-1.69
M ₈	-1.58	-1.63	-1.52	-1.74	-1.68	-1.58	-2.02	-2.04	-1.74
M ₉	-1.64	-1.70	-1.63	-1.81	-1.75	-1.63	-2.07	-2.11	-1.79
M ₁₀	-1.71	-1.74	-1.72	-1.87	-1.81	-1.73	-2.11	-2.21	-1.85
M ₁₁	-1.77	-1.77	-1.80	-1.92	-1.87	-1.78	-2.16	-2.28	-1.91
M ₁₂	-1.83	-1.84	-1.86	-1.97	-1.91	-1.93	-2.25	-2.35	-1.97
M ₁₃	-1.87	-1.90	-1.92	-2.01	-1.97	-1.97	-2.29	-2.39	-2.04
M ₁₄	-1.93	-1.97	-1.97	-2.05	-2.04	-2	-2.32	-2.44	-2.11
M ₁₅	-2.01	-2.03	-2.07	-2.09	-2.09	-2.13	-2.34	-2.48	-2.19
M ₁₆	-2.07	-2.10	-2.14	-2.15	-2.16	-2.18	-2.37	-2.54	-2.28
M ₁₇	-2.13	-2.18	-2.22	-2.19	-2.24	-2.2	-2.41	-2.61	-2.34
M ₁₈	-2.17	-2.23	-2.28	-2.25	-2.3	-2.2	-2.47	-2.68	-2.47

Pour chacune des plages, neufs profils ont ainsi été calculés et couvrent une période temporelle s'étendant entre 1990 et 2001. Une fois les élévations calculées, on a calculé le volume (en m^3) des sections des cellules de chaque profil aérien, selon l'équation (7) où on a remplacé (d) par 2m (distance entre M_i et M_{i-1}), (z_{i-1}) par l'élévation correspondante à (M_{i-1}) et (Z_i) par l'élévation (en m) correspondante à (M_i) (Tableau VIII)

Le tableau IX résume ces calculs et donne, dans sa dernière ligne, le volume total du profil aérien au-dessus de la plage.

Tableau IX : Volume des cellules du profil aérien de Guayaguayare (en m^3)

Date >>	10/07/01	27/10/99	13/01/98	13/01/96	10/07/95	04/06/94	13/07/93	10/07/91	26/07/90
M_1	-0.64	-1.01	-0.56	-0.85	-0.96	-0.82	-1.48	-1.15	-0.15
M_2	-1.39	-2.15	-1.17	-1.87	-2.07	-1.74	-3.06	-2.48	-1.25
M_3	-1.66	-2.39	-1.35	-2.22	-2.38	-1.95	-3.29	-2.82	-2.36
M_4	-2.01	-2.59	-1.61	-2.55	-2.67	-2.11	-3.50	-3.11	-2.70
M_5	-2.35	-2.79	-2.04	-2.84	-2.91	-2.23	-3.67	-3.36	-2.98
M_6	-2.63	-2.97	-2.42	-3.10	-3.09	-2.47	-3.82	-3.59	-3.16
M_7	-2.87	-3.09	-2.65	-3.27	-3.21	-2.76	-3.92	-3.80	-3.31
M_8	-3.07	-3.20	-2.92	-3.40	-3.31	-3.02	-4.00	-3.99	-3.43
M_9	-3.23	-3.33	-3.15	-3.55	-3.43	-3.21	-4.09	-4.15	-3.53
M_{10}	-3.35	-3.44	-3.35	-3.68	-3.56	-3.36	-4.18	-4.32	-3.64
M_{11}	-3.47	-3.51	-3.52	-3.79	-3.68	-3.51	-4.27	-4.49	-3.76
M_{12}	-3.59	-3.61	-3.66	-3.89	-3.78	-3.71	-4.41	-4.63	-3.88
M_{13}	-3.70	-3.74	-3.78	-3.98	-3.88	-3.90	-4.54	-4.74	-4.01
M_{14}	-3.80	-3.87	-3.89	-4.06	-4.01	-3.97	-4.61	-4.83	-4.15
M_{15}	-3.94	-3.99	-4.04	-4.14	-4.13	-4.13	-4.66	-4.92	-4.30
M_{16}	-4.07	-4.12	-4.21	-4.24	-4.25	-4.31	-4.71	-5.02	-4.47
M_{17}	-4.20	-4.28	-4.36	-4.34	-4.40	-4.38	-4.78	-5.15	-4.62
M_{18}	-4.30	-4.41	-4.50	-4.44	-4.54	-4.40	-4.88	-5.29	-4.81
TOTAL	-54.26	-58.49	-53.18	-60.21	-60.26	-55.98	-71.87	-71.84	-60.51

Pour connaître s'il y a eu érosion ou dépôt de sédiments et d'alluvions à une année déterminée, il suffit d'appliquer aux valeurs de ce tableau, l'équation (2) où $V_{cel}(t)$ est la valeur (en m^3) d'une cellule M_i du tableau IX, à la date (t) et $V_{cel}(t_0)$ sa valeur (en m^3) en 1990. Le signe négatif des

volumes aériens est une convention adoptée afin de permettre de repérer l'érosion. Grâce en effet à cette convention, $V(t)$ est négatif quand il y a ablation des matériaux de la plage et positif quand, au contraire, il y a dépôt.

Pour les analyses, on n'a appliqué (annuellement) cette formule qu'au volume total du profil aérien ainsi qu'à la somme du volume des cellules allant de M1 à M9 ; comme le montre l'exemple de Guayaguayare résumé dans le tableau X où 1) **V_profil** correspond au volume annuel total (en m^3) obtenu dans la dernière ligne du tableau IX (en m^3), 2) **V_profil/2** correspond au volume annuel total (en m^3) des cellules du profil aérien entre le point repère et le point M9 de chaque profil, dans le tableau IX (en m^3), 3) **Erosion/90** correspond au volume des matériaux déplacés (ou déposés) par rapport à l'année-référence 1990 (en m^3). Il s'obtient en retranchant le V_profil de 1990 de celui de l'année considérée (en m^3) et 4) **1/2Ers/90** correspond au volume des matériaux arrachés (ou déposés) par rapport à 1990 (en m^3), entre le point repère et le point M9, de chaque profil. Il est calculé (en m^3) en retranchant v_profil/2 de 1990 de v_profil/2 correspondant à l'année considérée (Tableau X)

Tableau X : Volume de l'érosion à Guayaguayare (en m^3)

	2001	1999	1998	1996	1995	1994	1993	1991	1990
V_profil	-54.26	-58.49	-53.18	-60.21	-60.26	-55.98	-71.87	-71.84	-60.51
Erosion/90	6	2	7	0	0	5	-11	-11	0
V_profil/2	-19.83	-23.53	-17.87	-23.65	-24.03	-20.31	-30.83	-28.45	-22.87
1/2Ers/90	3	-1	5	-1	-1	3	-8	-6	0

Des calculs similaires ont été effectués pour les autres profils de plages (Annexe B). Les valeurs des lignes Erosion/90 et 1/2Ers/90 vont être utilisées pour réaliser des graphiques jumelés qui vont être analysés en vue de détecter un signal d'une érosion systématique des plages retenues dans notre étude. Chaque graphique jumelé comprend deux parties : La

partie I, réalisée à partir des valeurs Erosion/90 correspondantes au profil dans sa totalité et la partie II, réalisée à partir des valeurs 1/2Ers/90 correspondant à la partie du profil allant du point repère au point M9.

3.4 Intrusion du sel marin dans la nappe phréatique

La nappe phréatique côtière est sujette à l'intrusion du sel marin dans des proportions qui sont fonction de la nature et des structures de la roche constituant les aquifères, de la proximité de la ligne des hautes eaux et de la dynamique des vagues (Li et Jiao, 2001 ; Nielsen et Turner, 2000 ; Nielsen, 1999 ; Spechler, 1994).

En particulier, le forçage sur la nappe phréatique de la part de la mer pourrait être temporaire (marées exceptionnelles, raz-de-marée) ou permanent suite à une fracture dans la roche-tampon qui sépare eau douce et eau de mer, à une hausse globale du niveau de la mer ou à une subsidence locale. Selon Cooper (1964), ce forçage conduit à la formation d'une zone de dispersion où l'eau de mer vient se mélanger à l'eau douce des aquifères et retourne ainsi mélangée vers la mer aidée par la pression développée par la hauteur de la nappe phréatique.

La zone de dispersion est dynamique; en ce sens que, par rapport à une position d'équilibre idéal, 1) elle se déplace vers la terre quand la pression s'accroît du côté de la mer à cause d'une hausse du NMRM, tempêtes, ou baisse de la nappe phréatique due au pompage intensif (Hsissou *et al.*, 2001) ou 2) elle se replie vers la mer quand le niveau de celui-ci baisse ou quand le niveau de la nappe phréatique monte suite à l'infiltration des eaux de surface (El Achheb *et al.*, 2001). Ces fluctuations se traduisent par des variations locales de la concentration des sels (chlorure de sodium par exemple)

Il suffirait donc de mesurer à partir d'un repère fixe (puits côtier) les concentrations de ce sel, à différentes profondeurs, et de les analyser, en tenant compte de certains facteurs affectant la nappe phréatique (pompage, pluviométrie), pour pouvoir surveiller la dynamique de la hausse du niveau moyen de la mer, d'où l'idée de prendre en compte des précipitations dans l'analyse de mesures de la concentration du chlorure de sodium (NaCl). On a retenu deux puits pour tester la hausse du NMRM sur la côte ouest, au bord du golfe de Paria (Puits Cocorite, situé au nord de Port of Spain et le puits Fatima situé au Sud de cette ville).

Des séries de mesures prises pour ces deux puits, on a retenu celles qui ont été prises au niveau le moins profond (Tableau XI), car 1) ces mesures ont les séries temporelles les plus complètes et les plus fiables et 2) ce sont les couches pédologiques supérieures, tout récemment arrosées par les eaux marines résultant d'une éventuelle HNMRM, qui pourraient jouer un rôle dans la variation de la concentration normale des sels marins, advenant une hausse du NMRM.

La première colonne du tableau ci-dessus contient les dates de prise des mesures (De mars 1990 à décembre 1998), la deuxième colonne contient les concentrations en sel marin (NaCl) mesurées à Fatima, à 16m de profondeur, la troisième colonne contient celles mesurées à Cocorite, à 12m de profondeur et la dernière colonne contient les précipitations enregistrées au cours du mois de prise des mesures dans la région. Ces précipitations vont aider à voir si une concentration élevée de sel ne serait due qu'à une longue période de sécheresse ou si une concentration faible ne serait due qu'à une forte infiltration des eaux de pluie dans la nappe phréatique. Les résultats des observations sont présentés sous forme de graphiques et sont discutés au prochain chapitre.

Tableau XI : Concentration en NaCl dans les puits Fatima et Cocorite et précipitations entre mars 1990 et décembre 1998

<i>Profondeur concentration</i>	FATIMA (16 m) ppm	COCORITE (12 m) ppm	Précipitations mm
Mars 1990	1575	210	13.1
Juin 1990	1520	240	228.4
Mars 1991	1617	268	48
Juin 1991	1915	282	129.8
Sept. 91	2037	270	137.2
Oct.93	2159	385	208.8
Juin 1994	1726	416	280
Juillet 95	2700	600	410.4
Janvier 96	1500	500	51.7
Janv.1998	2600	800	31.7
Sept. 1998	2010	808	209.8
Dec. 1998	1683	655	220.8

3.5 Relation séismes vs exploitation pétrolière

Bon nombre de chercheurs lient la subsidence côtière à l'exploitation intensive du pétrole qui pourrait même causer la réactivation de certaines failles (Wiprut et Zoback, 2000), d'où l'intérêt de tester l'existence d'une relation spatiale entre les épacentres des séismes, la localisation des plateformes offshore et la production pétrolière dans la région de Trinidad.

3.5.1 Exploitation pétrolière

On a utilisé les statistiques du Ministère de l'énergie et de l'industrie (Annexe C) pour analyser l'évolution de la production journalière et la production cumulée offshore et continentale. On a également utilisé la production pétrolière cumulée pour calculer le vide créé dans les couches réservoirs de pétrole aussi bien dans le golfe de Paria que dans les exploitations offshore de l'Atlantique. Un tel vide pourrait, si les séismes

sont assez nombreux, faciliter l'affaissement des couches sédimentaires et créer des subsidences locales.

3.5.2 Séismes

Shepherd et Aspinall (1983) ont divisé la région de Trinidad en trois zones contenant trois classes sismiques :

- 1) Classe 1 : Où les séismes, dont la profondeur est inférieure à 70 km, sont probablement dus aux mouvements de cisaillement animant les failles décrochantes;
- 2) Classe 2 : dans cette zone, les séismes, probablement dus à des forces compressives sur des failles inverses, ont des profondeurs supérieures à 70 km;
- 3) Classe 3 : Les profondeurs sont comprises entre 10 et 55 kilomètres et les séismes correspondants seraient dus à l'activité de failles normales.

C'est cette classification, à laquelle on a ajouté une classe 0-9 km, qu'on a adoptée pour cartographier la répartition spatiale des séismes. On a ajouté cette classe (0-9 km) pour isoler les séismes très superficiels dont les hypocentres se situent au voisinage de la profondeur des sondages pétroliers, car on a pensé que si tous ces séismes se situent dans les zones d'exploitation pétrolière, il y a lieu de soupçonner un compactage des sédiments dans ces zones.

Cette classification a été appliquée à des données sismiques s'étalant entre le 1^{er} janvier 1964 et le 31 décembre 2002 (Annexe D). Avant 1964, les sismographes de la région étaient soit constamment en panne soit peu précis dans leur détermination des séismes. Selon Shepherd et Aspinall (1983), ces appareils ne déterminaient l'épicentre d'un séisme qu'à 50 km près, soit environ la largeur de Trinidad.

Une fois le classement fait, on a :

- 1) Reporté les séismes sur un fond cartographique, à l'aide du logiciel « *Mapinfo Professional* », afin de visualiser une éventuelle relation spatiale entre la concentration de ces séismes, les champs pétroliers et les lieux qui semblent être atteints de subsidence ;
- 2) Reporté le nombre annuel de ces séismes sur un graphique avec la production pétrolière offshore, pour voir s'il y a une relation spatio-temporelle entre ces séismes et l'extraction du pétrole, relation qui pourrait nous orienter vers la conclusion à une subsidence locale.

3.6 Intrusion marine dans les zones côtières.

Un système d'information géographique (SIG), basé sur le logiciel IDRISI Kilimanjaro (<http://www.clarklabs.org>), a été utilisé pour évaluer l'inondation et l'érosion des côtes découlant de l'intrusion marine dans les zones côtières. Deux sites ont été retenus à cette fin. Il s'agit de Mont-Peltier et d'Oropouche (figure 16).

Ces deux sites sont situés au sud-ouest de l'île de Trinidad, au bord du golf de Paria, dans une importante zone d'exploitation intensive de pétrole. Ils sont tous les deux proches des failles de Los Bajos et El Soldado (figure 7) considérées comme les principaux dispositifs tectoniques de la région (Perez et Aggarwal, 1981). L'activité de ces failles se caractérise par un taux annuel de glissement allant de 7 à 11 centimètres (Mann et al., 1990).

Des études s'appuyant sur la reconnaissance aérienne et la photo-interprétation ont d'ailleurs détecté les déformations géomorphologiques liées à cette activité tectonique (Dames et Moore, 1996). D'autres études menées dans ce secteur ont montré que la côte à forte pente recule annuellement de 1,60 m (IMA, 1997 ; ALNG, 2002 ; Deane, 1971).

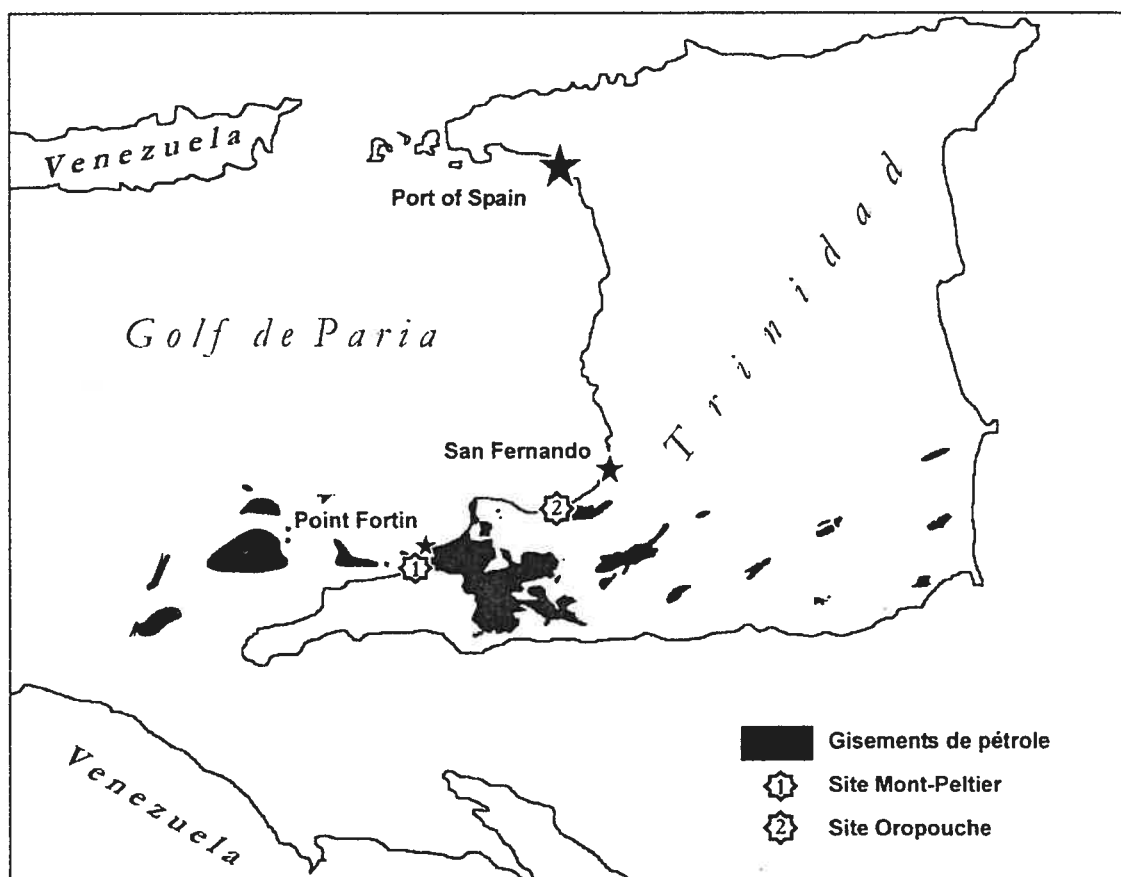


Figure 16 : Localisation des sites Mont-Peltier et Oropouche.

Cette valeur de 1,60 m, combinée avec des scénarios de la hausse de la mer développés pour les années 2031, 2051 et 2071, suite à la dilatation thermique ainsi qu'aux autres facteurs cités ci-dessus, a été retenue pour évaluer l'impact de l'intrusion marine avec le SIG.

3.6.1 Caractéristiques des sites ciblés

Le site Mont-Peltier est localisé à 7 kilomètres au sud-ouest de Point-Fortin (figure 16) et comprend deux kilomètres de plages étroites bordées par des formations d'argile et de grès, de très forte pente, sur lesquelles les vagues de la marée haute viennent s'écraser. Il a été retenu car la société pétrolière de Trinidad (PETROTRIN) projette d'y construire un terminal portuaire pour l'exportation du gaz naturel (Figure 17).

Une analyse préliminaire de la topographie du site montre qu'il est exposé, en plus du recul de la ligne de côte sud-ouest constatée suite aux études mentionnées ci-dessus, à un encerclement total par la mer. La HNMRM pourrait, en effet, contourner le site par une intrusion à travers la ligne de partage des eaux s'étendant du lieu-dit Manifold jusqu'à l'embouchure de Cap-de-Ville River (Figure 17).

Le SIG utilisé vise à évaluer l'étendue de cette intrusion ainsi que la vulnérabilité des infrastructures du terminal gazier face à la HRNMM selon les 3 scénarios retenus (2031, 2051 et 2071). Dans l'analyse de l'intrusion de la HNMRM, l'érosion due à la dynamique des vagues est supposée incluse dans la valeur de 1,60 m résultant des études ci-dessus mentionnées. On admet aussi que l'action de ces vagues est négligeable car elles sont relativement calmes dans le golfe de Paria (Coastal Dynamics, 1999, Coastal dynamics, 2000 ; IMA, 1997).

Quant au site d'Oropouche, il a été retenu à cause du contraste topographique qu'il présente avec Mont-Peltier. En effet, hormis quelques falaises à l'ouest (figure 18) la zone d'Oropouche à risque se caractérise par une occupation du sol variée, une végétation luxuriante, des mangroves, un mur de protection contre la HNMRM et des pentes beaucoup plus douces pouvant atténuer davantage l'action des vagues.

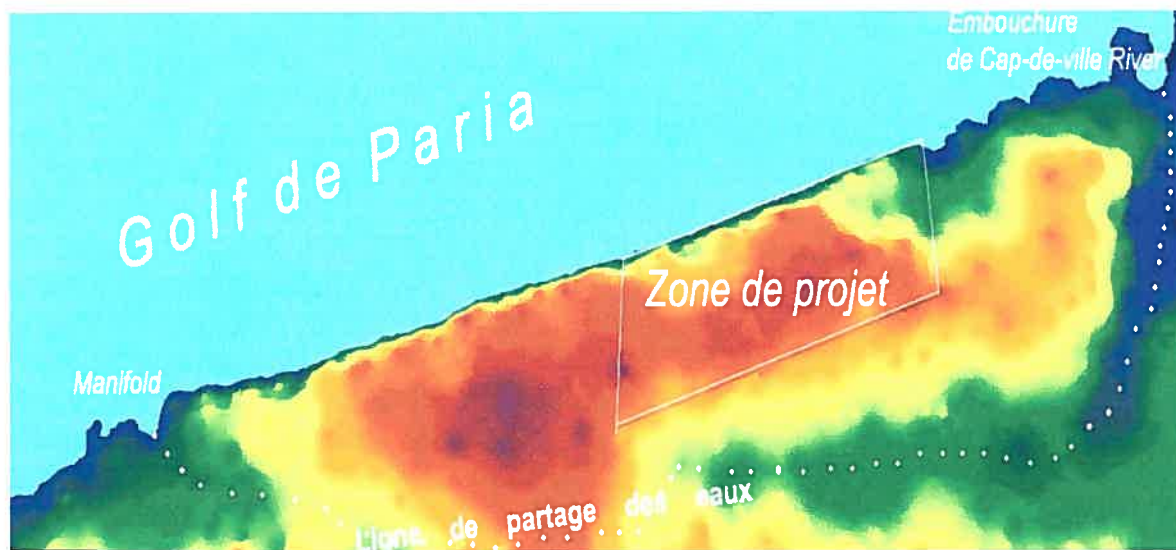


Figure 17: Topographie du site Mont-Peltier



Figure 18 : Topographie du site d'Oropouche.

Le grand risque que court ce site serait l'inondation par effet gravitaire de la HNMRM. L'eau de la mer pourrait se déverser dans la lagune d'Oropouche entre le mur de protection et les falaises, soit l'embouchure de la rivière qui draine le bassin versant de la lagune. Il pourrait par conséquent inonder les mangroves, les infrastructures industrielles, les terrains agricoles et les pâturages dont l'élévation, au-dessus du niveau de la mer actuel, est inférieure ou égale à la valeur de la hausse du niveau de la mer.

3.6.2 Évaluation de l'intrusion marine dans les deux sites

La détermination des impacts d'un phénomène sur l'environnement dépend de plusieurs contraintes dont il est souvent difficile de saisir les interactions. En effet pour être prise en considération, ces contraintes doivent être pondérées. Or la pondération est toujours sujette à une certaine subjectivité. Afin d'éviter ces aléas, il s'avère souvent payant de cibler une contrainte dominante qui conditionne l'action de la majorité des autres contraintes (El Fouladi et Marceau, 1997). A titre d'exemple, dans une région montagneuse, la pente est une contrainte dominante car elle conditionne la concentration de la population, les zones de glissement de terrain, l'agriculture, les axes routiers...

L'élévation du terrain pourrait être considérée ici comme la contrainte dominante pour les deux sites étudiés car c'est elle qui conditionnera l'inondation des zones côtières advenant une hausse du niveau de la mer. Il faudrait donc délimiter les zones ouvertes sur la mer et dont l'élévation est inférieure ou égale à la hausse de la mer. Ce sont ces zones qui seront inondées.

Les intrants (inputs) sur lesquels se base le SIG utilisé sont donc les points d'élévations topographiques du terrain, les scénarios de la HNMM, la valeur de l'érosion des côtes et les éléments à risque des sites étudiés.

1) Les points élévations :

Ils ont été obtenus auprès du service topographique trinitadien (Lands and Surveys Division, Ministry of Housing and Settlements) sous forme d'un semis de points numériques tridimensionnels (x,y,z) qui correspondent aux intersections d'une quadrillage systématique de l'île espacé de 50 mètres. Les élévations (z) sont obtenues par restitution photogrammétrique avec une précision du premier ordre, à partir d'une couverture photographique aérienne à l'échelle du 1/12,500 (LSD, 1999) . La densité de la Couverture de la zone d'étude avec un tel quadrillage est impossible à assurer avec un levé topographique conventionnel vu le coût des opérations ainsi que l'inaccessibilité des sites étudiés (Densité du couvert végétal et forestier);

2) Les Scénarios de la HNMM :

Ces scénarios sont obtenus en sommant la contribution de la dilatation thermique (telle que simulée par le HadCM3 et le MCGG2 pour les trois époques : 2031, 2051 et 2071) avec celle des mouvements isostatiques affectant la région et celle de la fonte des glaces ;

3) L'érosion des côtes :

L'érosion ou le recul des côtes est un phénomène ponctuel à Trinidad. On a supposé qu'il serait dû à la contribution de la dynamique continentale à certains points de l'île. On lui a attribué la valeur de 1,60 m par an, valeur retenue par les études mentionnées ci-dessus. Cette valeur a été appliquée à l'ensemble du site Mont-Peltier, mais elle n'a été appliquée que partiellement dans le site d'Oropouche ; dans une zone étroite de falaises (fig. 18) ;

4) Les éléments à risque :

Il s'agit des zones qui seront les plus affectées par l'impact de la hausse du niveau moyen de la mer. On a retenu pour le site de Mont-Peltier le tracé du terminal gazier. Pour le site d'Oropouche, le couvert végétal et forestier, les zones agricoles, l'espace bâti, les zones industrielles et les mangroves ont été retenus.

Ces zones sont introduites dans le SIG comme des couches d'information et vont interagir avec les élévations topographiques, les scénarios de la HNMM et l'érosion des côtes afin d'obtenir des cartes thématiques ainsi que des statistiques selon le schéma opérationnel de la figure 19.

3.6.2.1 Schéma opérationnel du SIG

Les dimensions du site Mont-Peltier ont été converties, dans le SIG utilisé, en 1819 colonnes par 655 lignes ; ce qui donne 1 m² par pixel. Tandis que les dimensions du site d'Oropouche, plus étendues, ont été converties à 2196 colonnes par 1598 lignes ; Ce qui donne 25 m² par pixel (tableau XII).

Tableau XII : Dimensions des sites étudiés

Site étudié	Dimensions sur le Terrain		Dimensions dans le SIG		
	Longueur	Largeur	Colonnes	Lignes	Pixel
Mont-Peltier	1819 m	655 m	1819	655	1 m ²
Oropouche	10 980 m	7 990 m	2196	1598	25 m ²

Comme l'espace étudié est représenté par un échantillon de points d'élévations, on a alors recours au module d'interpolation « Interpol » d'Idrisi pour former le MNE. Ce module permet de passer directement d'un fichier vectoriel discret (Points d'élévations dans ce cas) à un fichier matriciel interpolé assignant à chaque point de l'espace une élévation. La procédure d'interpolation se base sur l'inverse de la distance moyenne pondérée et utilise un nombre de voisins compris dans l'intervalle (4,8) inclusivement (Eastman, 1992). Dans le cas de cette étude, le module d'interpolation « Interpol » a été utilisé avec 6 points voisins.

Les capacités de classification et d'utilisation des opérateurs logiques et arithmétiques du SIG ont été ensuite utilisées pour réaliser les différents masques de simulation correspondants aux scénarios de hausse de la mer (figure 19). Ces masques sont au nombre de 8 : Deux masques initiaux (décrivant l'état actuel de la mer aux deux sites), trois pour le HadCM3 (correspondant aux périodes, 2031, 2051 et 2071) et trois pour le MCGG2 pour les même trois périodes.

Chacun des masques contient deux classes de valeurs : La classe « 1 » correspondante aux élévations du MNE inférieures ou égales à chaque scénario de la HNMM (zones couvertes par les eaux marines) et la classe « 0 » qui correspond au relief non affecté par l'intrusion marine.

Le module Buffer d'Idrisi (Eastman, 1992) a été ensuite appliqué à ces masques pour intégrer l'effet de l'érosion de la falaise (Selon les études précitées qui donnent un recul horizontal de 1,6 m par année, pour les falaises). Le module Buffer ajoute dans chaque masque un corridor dont les pixels ont une valeur « 2 » comme décrit par la figure 20 ci-dessous.

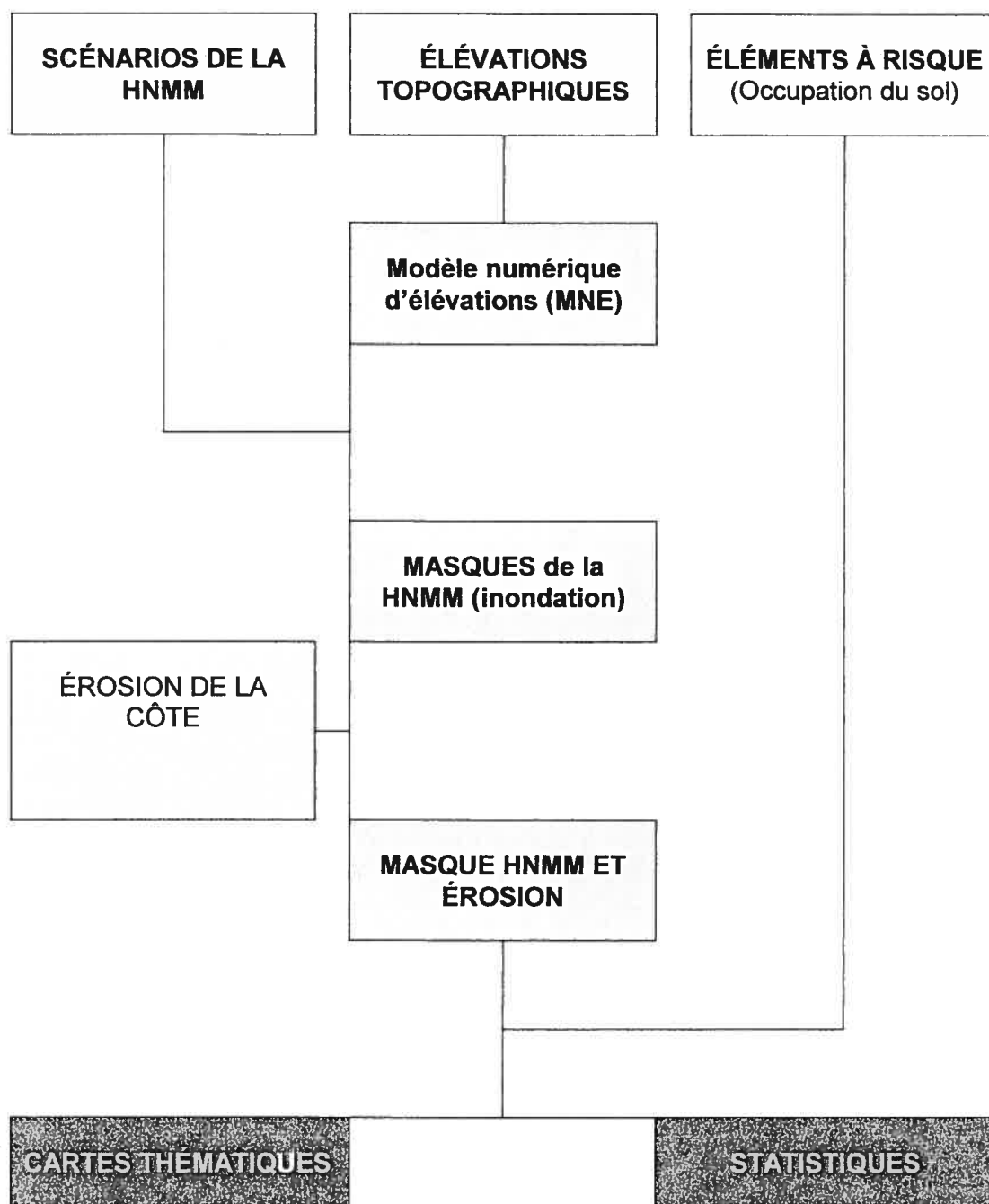


Figure 19 : Schéma opérationnel du SIG.

La figure 20 ci-dessous schématise une zone côtière (pixels de valeur 0) où l'intrusion marine (pixels de valeur 1) et l'érosion côtière (pixels de

valeur 2) ont formé un îlot A. Les modules statiques du SIG permettent d'extraire la somme des valeurs des pixels pour chaque classe du masque.

Ainsi, pour évaluer les zones inondées par la HNMM, dans le cas de la figure 20, il suffit de multiplier la somme extraite pour la classe « 1 » par la superficie du pixel du tableau XII (1m^2 pour Mont-Peltier et 25m^2 pour Oropouche). Dans le cas de la classe « 2 » (Érosion) il faut d'abord diviser la somme obtenue par 2 (car le module statistique somme les valeurs des pixels) puis multiplier le résultat par la superficie du pixel.

La même approche permet d'évaluer la perte en superficie des éléments à risque. Il faudrait cependant que la valeur des pixels correspondants à ces éléments soit un nombre entier supérieur à la valeur maximal du masque et que les pixels externes aient une valeur nulle.

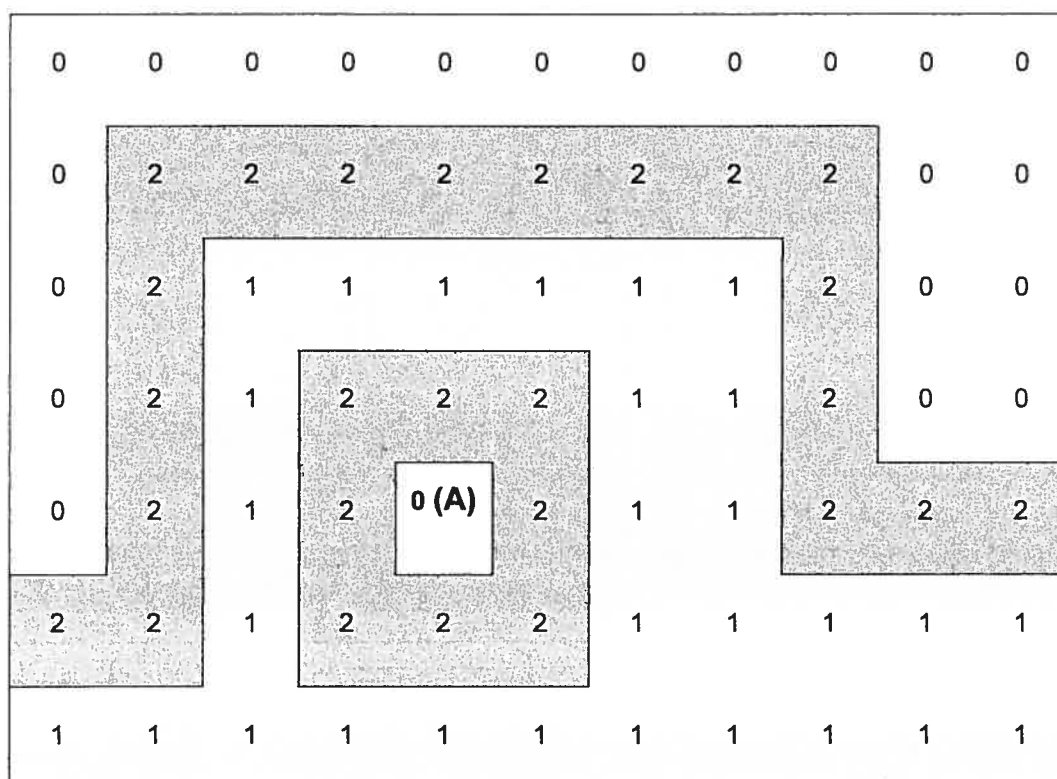


Figure 20 : représentation schématique d'un masque d'intrusion de la mer.

La figure 21 représente schématiquement la couche d'une zone à risque dont la valeur est « 3 ». Tous les pixels hors zone ont la valeur « 0 ». En multipliant cette couche par le masque de la figure 20, les pixels des secteurs touchés par la HNMM vont avoir comme valeur « 3 » tandis que ceux touchés par l'érosion des côtes vont avoir comme valeur $2 \times 3 = 6$. Le reste des pixels vont avoir une valeur nulle (figure 22).

0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0	0	3	3	3	3	3	0	0	0	0
0	0	3	3	3	3	3	0	0	0	0
0	0	3	3	3	3	3	0	0	0	0
0	0	3	3	3	3	3	0	0	0	0
0	0	3	3	3	3	3	0	0	0	0

Figure 21 : représentation schématique d'un élément à risque.

Pour calculer la superficie inondée par la HNMM, il suffit donc de diviser la somme des pixels de la classe « 3 » par 3 puis de les multiplier par la surface du pixel.

La dernière étape du schéma opérationnel du SIG (figure 19) est l'obtention des cartes thématiques. Des superpositions basées sur le même principe des masques, décrit ci-dessus, ont été appliquées aux

couches d'information pour visualiser l'effet de l'intrusion de la mer sur la topographie des sites étudiés ainsi que sur leur occupation du sol. Pour cela il a fallu tout d'abord « niveler » les zones inondées ou érodées au niveau de la mer. Pour cela les masques de l'intrusion de la mer ont été transformés grâce au module Reclass (Eastman, 1992) de telle façon que les zones inondées ou érodées reçoivent la valeur « 0 » et le reste la valeur « 1 ». Le résultat de multiplication de ce masque reclassé avec les différentes couches d'information (topographie, occupation du sol...), ajouté au masque initial (état de la mer actuel) va donner une carte thématique de l'intrusion de la mer. L'opération est répétée autant de fois qu'il y a de scénarios de la HNMM et de l'érosion des côtes.

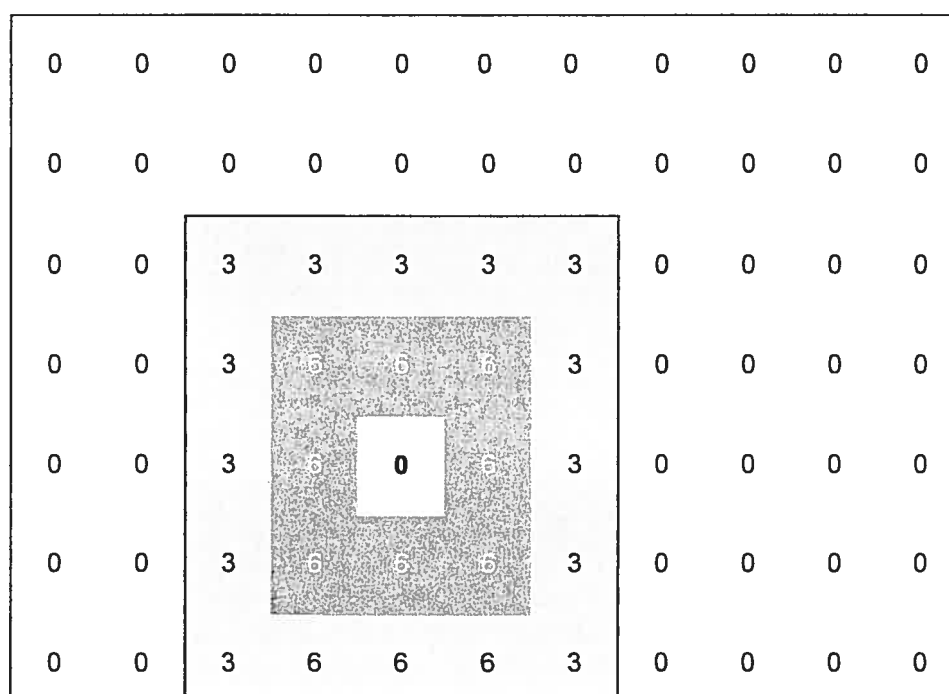


Figure 22 : Résultat de la multiplication de la couche de l'élément à risque par le masque de l'intrusion de la mer.

Synthèse

L'approche méthodologique retenue pour cette étude consiste donc à évaluer la HNMRM au seul marégraphe opérationnel de l'île :

- 1) par la somme des contributions des deux dynamiques estimées à partir de la littérature ainsi que du traitement des simulations des deux modèles de circulation générale, le HadCM3 britannique et le MCGG2 canadien, et
- 2) par un calcul à partir des données marégraphiques.

L'analyse des profils des plages et de l'intrusion des sels marins dans les aquifères côtiers devraient montrer que la différence entre les deux calculs serait attribuée à la dynamique continentale et que celle-ci l'emporte sur la dynamique océanique autour de l'île de Trinidad. En outre l'analyse des séismes et de l'exploitation pétrolière devrait, quant à elle montrer, que la subsidence due à l'exploitation intensive du pétrole offshore serait le facteur dominant dans la dynamique continentale.

Afin d'évaluer l'intrusion future de la mer, due aux dynamiques continentale et océanique, un SIG a été utilisé. Deux sites ont été ciblés :

- 1) Mont-Peltier, caractérisé par un fort recul de sa côte argileuse mais retenu malgré tout pour la construction d'un terminal gazier ;
- 2) Oropouche, un site à l'occupation du sol riche et variée mais caractérisé par des basses terres directement menacés par la hausse de la mer. Pour chacun des sites, l'évolution de l'intrusion de la mer sera analysée pour trois périodes : 2031, 2051 et 2071.

Chapitre 4. Résultats – Discussion

La HNMM (assimilée à la contribution de la dynamique océanique) est calculée dans ce chapitre en utilisant pour la dilatation thermique les résultats des MCG couplés, canadien et anglais, et pour la contribution de la fonte des glaces, des valeurs prises dans la littérature. Le résultat obtenu sera ensuite comparé à la HNMRM déterminée à partir des observations marégraphiques et ce, en vue d'isoler la contribution de la dynamique continentale à la hausse du niveau moyen de la mer et, par conséquent, estimer la contribution de la subsidence dans le golfe de Paria, aux alentours de Port of Spain.

On va ensuite montrer que la dynamique continentale n'affecte pas la HNMRM uniformément autour de Trinidad. Pour ce, on va se baser sur l'analyse des profils de plages et sur l'intrusion du sel marin dans les aquifères. On va également utiliser à cette fin la recrudescence des séismes et de l'exploitation pétrolière comme indicateurs de subsidence.

Une attention toute particulière sera accordée à l'érosion des plages, car elle serait étroitement liée à la hausse de niveau moyen de la mer (Bruun, 1962 ; Zhang, 1998; Leatherman *et al*, 2000; Pilkey *et al.*, 2000 ; Thieler *et al.*, 2000), et de ce fait, elle constituerait un bon indicateur pour détecter la variabilité de la HNMRM le long de la côte de Trinidad.

Une analyse critique des cartes et des tableaux statistiques relatifs à l'intrusion temporelle de la mer, et obtenus avec le SIG, sera également faite à la fin du chapitre.

4.1 HNMM à Trinidad entre 1990 et 2001

Dans cette section, on va déterminer deux valeurs pour la HNMM annuelle totale à Trinidad : l'une maximale et l'autre minimale, et ce, en calculant la contribution annuelle de la dilatation thermique avec les équations du type

de l'équation (1) et en puisant dans la littérature des valeurs pour les autres facteurs qui contribuent à la HNMM.

4.1.1 Dilatation thermique obtenue à partir du MCGG2

La figure 23 montre la variation décennale de la moyenne régionale de la dilatation thermique simulée par le MCGG2 (dernière colonne du Tableau V) qui se fait selon l'équation suivante :

$$y = 0,002x^2 - 0,0159x + 0,0543 \quad (9)$$

Dans cette équation, dont le coefficient de détermination R^2 est de 0,9879, (y) est la contribution de la dilatation thermique à la hausse du niveau moyen de la mer (HNMM), exprimée en mètre, et (x) est le temps, exprimé en décennies.

En comparant l'équation (9) à l'équation (1), v_0 vaut - 0,0159 m/décennie, y_0 vaut 0,0543m, g vaut 0,004 m/décennie² et $x=t$.

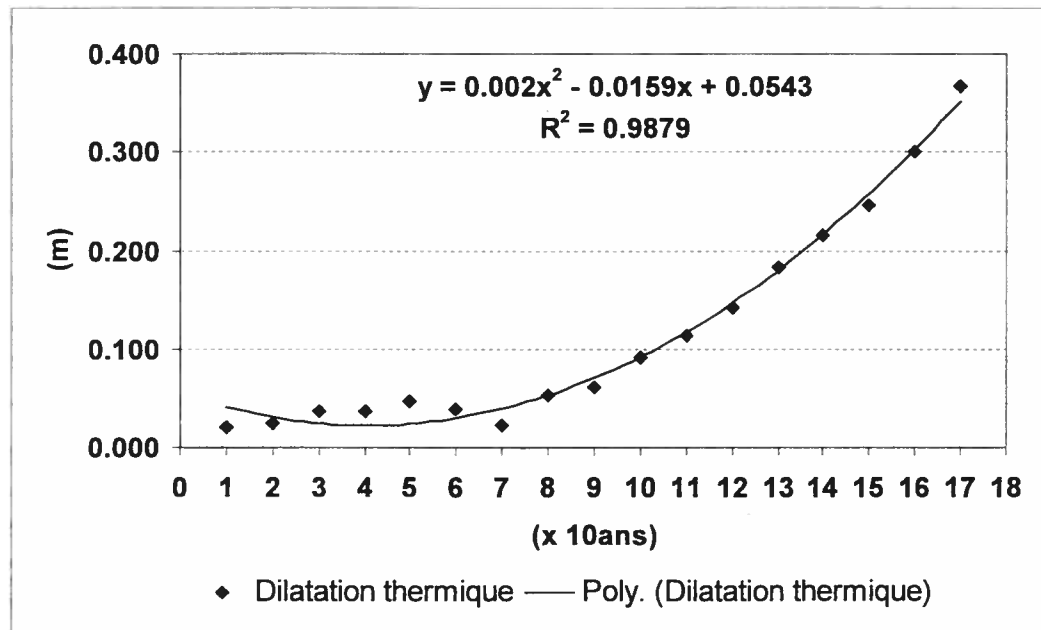


Figure 23 : Dilatation thermique, entre 1911 et 2071, dans la région de Trinidad, simulée avec le MCGG2

Pour connaître la contribution décennale (CD_{MCCG2}) de la dilatation thermique, simulée avec le MCCG2 (et exprimée en mètre par décennie), il suffit donc, en remplaçant x par t , de dériver l'équation (9); ce qui nous donne :

$$CD_{MCCG2} = 0,004t - 0,0159 \quad (10)$$

Cette dérivée est une « vitesse » (distance/temps) qu'on va utiliser pour calculer la contribution annuelle moyenne de la dilatation thermique simulée par le MCCG2, pour la période s'étalant de 1991 et 2001. C'est cette période qui inclut les campagnes de mesures des profils de plages, faites dans la zone d'étude, ainsi que les mesures marégraphiques dont on dispose.

4.1.2 Dilatation thermique obtenue à partir du HadCM3

La moyenne régionale (Tableau VI) varie selon une tendance décennale régie par l'équation:

$$y = 0,001x^2 - 0,0062x + 0,019 \quad (11)$$

Où (y) est la hausse du niveau moyen de la mer due à la dilatation thermique, exprimée en mètre, et (x) est le temps, exprimé en décennies. Cette équation, dont le coefficient de détermination R^2 est de 0,9746, est également une équation de mouvement du type de l'équation (1). La figure 24 montre un tracé de sa courbe ainsi que le *nuage* des points qui ont permis sa détermination et qui représentent les moyennes régionales en fonction des décennies entre 1911 et 2071 (Tableau VI).

En dérivant l'équation (11), et par analogie avec les équations (9) et (10), on obtient l'équation de la contribution décennale (CD_{HadCM3}), à la HNMM, simulée à partir des données du HadCM3, et exprimée en mètre par décennie, comme suit :

$$CD_{HadCM3} = 0,002t - 0,0062 \quad (12)$$

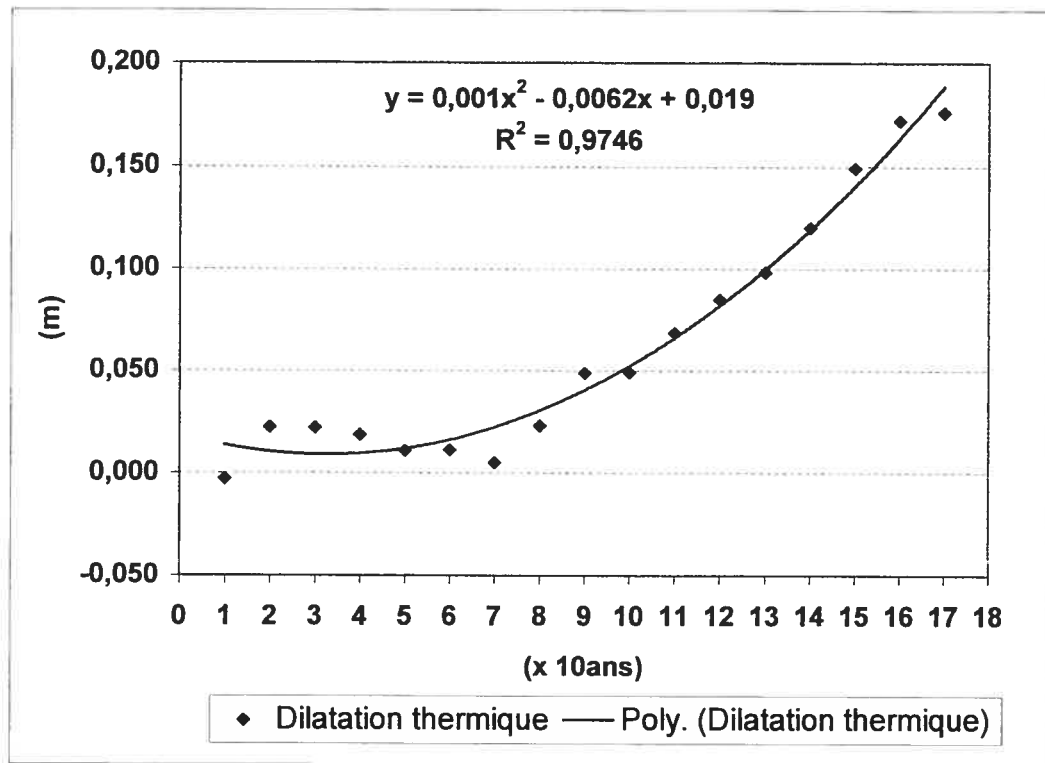


Figure 24: HNMM, en fonction de la dilatation thermique, entre 1911 et 2071, dans la région de Trinidad simulée avec le HadCM3

Les équations (10) et (12) vont permettre de calculer la hausse décennale puis annuelle (ou vitesse) à n'importe quelle décennie entre 1911 et 2071. Elles vont être utilisées tout particulièrement pour connaître la contribution de la dilatation thermique à la HNMRM entre 1990 et 2001, période où les profils des plages ont été réalisés.

4.1.3 Évaluation de la HNMM totale entre 1990 et 2001

Comme l'année 2001 correspond à la 10^{ième} décennie et l'année 1990 correspond approximativement à la 9^{ième} décennie des données simulées qui ont permis d'obtenir les équations (10) et (12), l'équation (10) donne comme moyenne annuelle maximale de la dilatation thermique :

$(0,004 \times 9,5 - 0,0159)/10 = 3,8 \text{ mm/an}$. Quant à l'équation (12), elle donne comme moyenne pour la valeur annuelle minimale de cette expansion:

$(0,002 \times 9,5 - 0,00062)/10 = 1,3$ mm/an. **D'où une contribution de la dilatation thermique, pour Trinidad, comprise entre 1,3 mm/an et 3,8 mm/an, entre 1990 et 2001.**

On remarque dès lors que l'accélération de l'équation (12) (accélération de la dilatation thermique du HadCM3) est de 2 mm/décennie², soit la moitié de l'accélération obtenue à partir du MCG2 selon l'équation (10).

Un tel écart entre les deux modèles n'est pas surprenant, car sur 10 modèles comparés par Gregory et al. (2001), le HadCM3 a la plus faible accélération pour la dilatation thermique, tandis que le MCG2, la quatrième plus haute. Ce sont ces deux particularités qui ont motivé le choix du HadCM3 comme autre source de calcul de la contribution annuelle de la dilatation thermique, et ce, pour circonscrire cette expansion entre une valeur minimale et une autre quasi maximale entre 1990 et 2001, période qui inclut, comme on l'a mentionné plus haut, les mesures de profils de plage et des données marégraphiques dont on dispose pour cette étude.

Par ailleurs, et selon Wigley et Raper (1993), la contribution de la fonte des glaces serait comprise, à l'échelle globale, entre $-0,51$ mm/an et $1,52$ mm/an. En ajoutant ces valeurs à celles obtenues ci-dessus pour la dilatation thermique, nous trouvons que : **la HNMM à Trinidad est comprise entre 0,8 et 5,3 mm/an.**

Il est à souligner que la valeur négative de la contribution de la glace s'expliquerait par le fait qu'un glacier réalise des gains maximums en masse entre -15 °C et -10 °C et subit des pertes extrêmes quand la température annuelle se rapproche du point de congélation. Advenant un réchauffement dû aux gaz à effet de serre, les températures annuelles de l'Antarctique tendraient vers -10 °C: la variation de la masse atteindrait ainsi son maximum et ce, sous l'effet de l'augmentation des précipitations des neiges. Par contre, l'augmentation des températures dans

l'hémisphère nord diminuerait les masses de glace du Groenland et des petits glaciers et ce, sous l'effet de l'évaporation, du ruissellement et de la fonte des glaces (Warrick et Oerlemans, 1990).

4.2 Estimation de la HNMRM à Trinidad entre 1990 et 2001

La HNMRM estimée à partir des observations marégraphiques devrait être égale à celle calculée à partir de la HNMM et de la contribution de la dynamique continentale. Aussi, tout écart entre les deux valeurs obtenues pour la HNMRM pourrait être attribué aux mouvements isostatiques non pris en compte dans le calcul de la dynamique continentale et en particulier à la subsidence due à l'exploitation pétrolière près des côtes.

La tendance à la hausse du NMRM calculée pour la série des mesures marégraphiques entre 1984 et 1999 (Annexe A), au marégraphe de Port of Spain (figure 25) est une fonction linéaire dont l'équation est :

$$y = 0,7939x + 733,82 \quad \text{avec} \quad R^2 = 0,5292 \quad (13)$$

Où (y) est égale à la mesure du NMRM (en millimètres), x, le temps en mois, 733,82 la valeur initiale du NMRM à l'origine (Ici janvier 1984) et 0,7939 la pente de la droite qui correspond ici à la hausse mensuelle du NMRM au marégraphe de Port of Spain, ce qui correspond à une hausse annuelle moyenne de : $0,7939 \times 12 = 9,5$ mm.

Il faut cependant considérer ce résultat avec beaucoup de précautions, et ce, ne serait-ce qu'à cause de la faiblesse du coefficient de détermination de la courbe de tendance, R^2 égal à 0,5292.

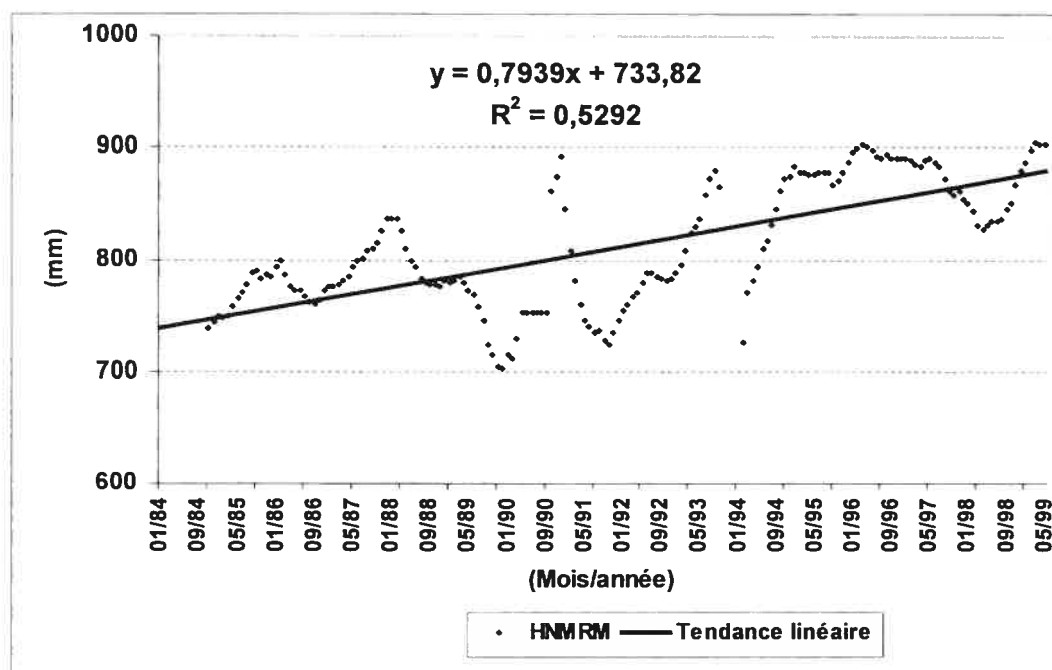


Figure 25 : Tendence du NMRM entre 1984 et 1999, au voisinage du marégraphe de Port of Spain.

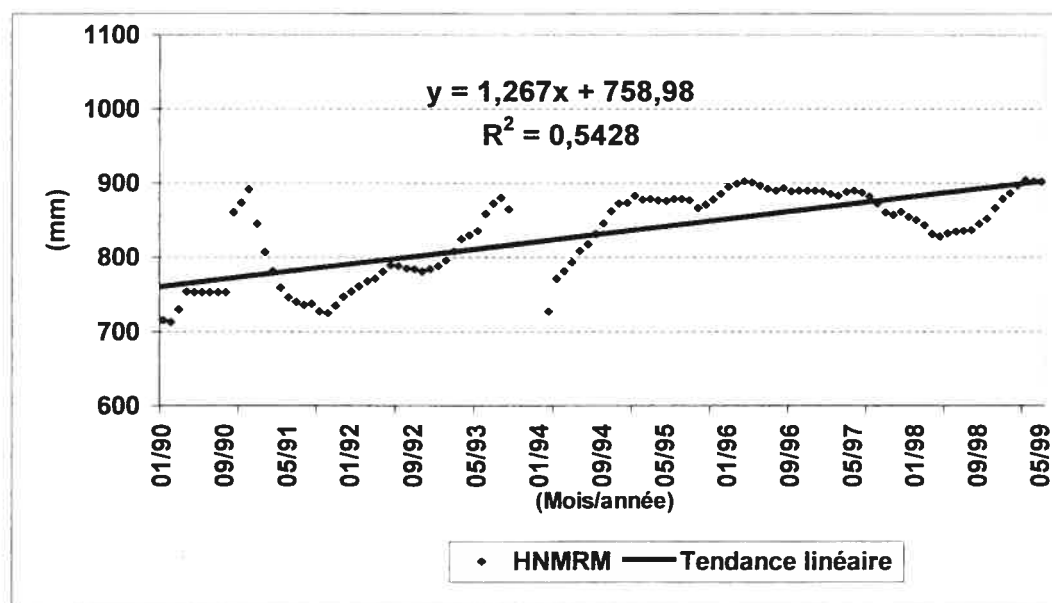


Figure 26 : Tendence du NMRM entre 1990 et 1999, au voisinage du marégraphe de Port of Spain.

Les mêmes réserves sont émises quant à la courbe de tendance développée pour les mesures marégraphiques incluses entre 1990 et 1999 (Figure 26), et dont l'équation est :

$$y = 1,267x + 758,98 \quad \text{avec} \quad R^2 = 0,5428 \quad (14)$$

Où (y) est égale à la mesure du NMRM (en millimètres), x , le temps en mois, **758,98** la valeur initiale du NMRM à l'origine (Ici janvier 1990) et 1,267 la pente de la droite de tendance correspondant à la vitesse de la HNMRM à partir de janvier 1990.

Cependant malgré la faiblesse des coefficients de détermination des deux courbes, on notera que la pente de l'équation (14) est environ 1,6 fois supérieure à celle de l'équation (13) ; ce qui implique que la hausse du NMRM, à Port of Spain, est de l'ordre de **15,2 mm/an**, pour la période comprise entre 1990 et 1999. Une importante HNMRM semble donc avoir eu lieu à partir de 1990.

Pour pouvoir estimer la contribution de la dynamique continentale à la hausse du niveau marin, il suffirait alors de retrancher à cette valeur, celle ci-dessus calculée pour la HNMM. Mais il est également possible de calculer cette contribution continentale à partir de la somme des valeurs de chacune de ses principales composantes, à savoir : la subduction, l'isostasie thermique, l'isostasie volcanique et l'isostasie sédimentaire, qu'on a estimé à partir de la littérature et le RPG estimé à partir de la carte de la figure 27 obtenue par interpolation des données du tableau VII. La figure 27 nous montre en effet que Trinidad est sensiblement située sur la courbe (-0,1 mm/an).

Il faudrait donc souligner que l'apport du RPG est négatif, que, d'après la revue de littérature, celui de la subduction est de +/- 0,1 mm/an (Piromallo *et al.*, 1997) et que celui de l'isostasie sédimentaire varie de 1 à 5 mm/an (Stanley et Warne, 1993) et ce, par analogie avec le delta du Nil qui

pourrait être comparable à celui de l'Orinoco se déversant dans le golfe de Paria).

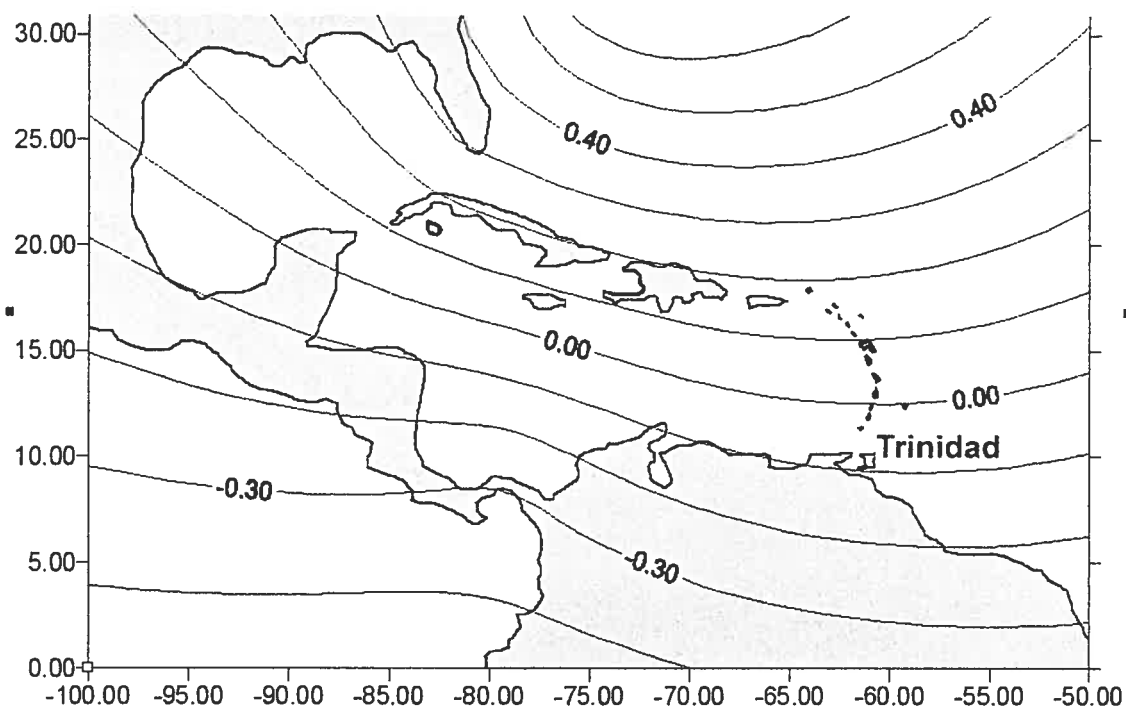


Figure 27 : Rebond post-glaciaire dans la région de Trinidad (mm/an)

Le tableau XIII, ci-dessous, montre que la contribution des mouvements isostatiques à la HNMRM, entre 1990 et 2001, serait comprise entre **1 et 5,2 mm/an** et serait largement due à l'isostasie sédimentaire.

Comme la valeur de la HNMM calculée ci haut est comprise entre 0,8 et 5,3 mm/an, la HNMRM calculée serait comprise entre (0,8 mm/an + 1 mm/an) et (5,3 mm/an + 5,2 mm/an), soit: 1,8 mm/an et 10,5 mm/an, on peut alors estimer l'écart entre la HNMRM obtenue à partir des données marégraphiques et la HNMRM, calculée dans la section précédente, de la façon suivante :

Valeur maximale de l'écart : $15,2 \text{ mm/an} - 1,8 \text{ mm/an} = 13,4 \text{ mm/an}$.

Valeur minimale de l'écart: $15,2 \text{ mm/an} - 10,5 \text{ mm/an} = 4,7 \text{ mm/an}$.

L'importance de cet écart (4,7 mm/an à 13,4 mm/an) pourrait s'expliquer logiquement par une subsidence locale due à l'exploitation excessive des hydrocarbures dans le golfe de Paria, au large de Port of Spain où est localisé le marégraphe.

Tableau XIII : Contribution des mouvements isostatiques à la HNMRM entre 1990 et 2001

Facteur d'influence	Évaluation (mm/an)	Observations
Isostasie thermique	Négligeable	Aucune activité de ce genre n'est signalée dans la région
Subduction	- 0,1 à +0,1	(Piromallo <i>et al.</i> , 1997),
Isostasie volcanique	Négligeable	Malgré l'existence de sources thermales, aucune activité volcanique n'est signalée à Trinidad depuis sa découverte
Isostasie sédimentaire	1 à 5	(Stanley et Warne, 1993)
RPG	- (- 0,1 à - 0,1)	RPG < 0 → HNMRM > 0
Total	1 à 5,2	

Il est à remarquer que des perturbations interannuelles n'ont pas été prises en considération dans la contribution océanique. C'est surtout le cas des ondes de Rossby. Cependant l'effet de ces dernières, comme celui d'autres vagues, semble s'estomper à la rencontre du relief du plateau continental et semble s'équilibrer au fil des mois. En effet selon Schouten *et al.* (2005), l'anomalie altimétrique au niveau de la surface de la mer créée par ces ondes, entre 1992 et 2001, est d'environ 0 à + 4 mm entre janvier et mai, - 0,3 à +10 mm entre mai et septembre et de - 0,3 à - 10 mm entre septembre et janvier; les maximums ayant été atteints en

1996. De tels maximums sont bien visibles dans la courbe marégraphique de la figure 26. Mais ces maximums sont compensés par des minimums peu après en 1998.

Par ailleurs, comme la dynamique continentale en général, et la subsidence en particulier, ont des conséquences plutôt locales sur la HNMRM, contrairement à la dynamique océanique qui a des conséquences beaucoup plus étendues, et ce, de par les facteurs qui la composent, il suffirait donc d'analyser les impacts physiques de la HNMRM sur la côte pour voir qui l'emporte des deux dynamiques.

En effet, si l'écart, entre la HNMRM observée à partir des données marégraphiques et la HNMRM calculée, n'est dû qu'à des facteurs comme des perturbations inter-annuelles et décennales de la dynamique océanique, et puisque l'étendue géographique de l'île est réduite, la hausse du niveau de la mer devrait avoir des impacts uniformes et homogènes sur les zones côtières géologiquement et *géomorphologiquement* semblables. Par contre, si cet écart est dû à des mouvements isostatiques du genre d'une subsidence (dynamique continentale), les impacts physiques sur la côte seront très variables.

Les résultats obtenus ci-dessus, qui montrent que les dynamiques continentale et océanique ne sont pas nulles, nous placent dans le cadre du quatrième scénario de l'approche méthodologique de cette étude (figure 10). D'où l'intérêt de l'utilisation des profils de plages et de l'intrusion de l'eau de mer dans les aquifères pour détecter une éventuelle variabilité spatiale de la HNMRM à travers la variabilité de ses impacts physiques sur la côte.

4.3 Érosion des plages

La règle de Bruun (Bruun, 1962 ; Bruun et Schwartz, 1985) suggère que la quantité de matériaux enlevés de l'amont de la plage soient déposés en aval du profil étudié. Donc, théoriquement la somme des volumes des cellules du profil, évoquées dans le chapitre précédent, doit être nulle ; du moment que ce qui est arraché en amont du profil est déposé à son aval et que la longueur du profil intègre les lieux de dépôt. Or cette affirmation n'est quasiment jamais vraie : ne serait-ce qu'à cause des courants et des tempêtes qui dispersent les sédiments arrachés ou qui en apportent d'autres là où on s'y attend le moins (Cooper et Pilkey, 2004 ; Zhang et al., 2001 ; Douglas et Crowell, 2000 ; Galgano et Douglas 2000).

Dans le cas des plages de Trinidad, il serait encore plus difficile d'obtenir une somme nulle du volume des cellules des profils aériens décrits au chapitre précédent. Il est à rappeler en effet qu'on a écourté les profils de façon à éliminer tous les points en eau profonde susceptibles d'être entachés d'erreurs grossières de mesure. Les valeurs retenues ont aidé à construire pour chaque plage une figure contenant deux graphiques l'un intitulé *Partie I* et l'autre intitulé *Partie II* :

- 1) **Partie I** : Correspondant à la totalité du profil retenu, qui est long de 36 mètres, à partir du point repère et qui contient 18 cellules ;
- 2) **Partie II** : Correspondant à la moitié du profil située en amont, longue de 18 mètres, et contenant 9 cellules. Ce choix se justifie par un souci de situer l'analyse le plus possible dans la section du profil où l'érosion s'opère.

Dans les deux cas exposés (*Partie I* et *Partie II*) toute somme positive signifierait un dépôt, tandis que toute somme négative signifierait une ablation des matériaux de la plage.

Les graphiques issus de ces mesures ont révélé, par endroits, une érosion très prononcée au niveau de la ligne des hautes eaux mais qui décroît au fur et à mesure qu'on s'éloigne de cette ligne vers le large. A l'endroit où l'érosion devient nulle, le profil de plage commence à se combler par les matériaux arrachés à la plage, dont le dépôt, qui va en s'intensifiant vers le large, atteint un maximum puis chute en pente douce. Un tel profil qui évolue selon la règle de Bruun (Bruun, 1962, Bruun et Schwartz, 1985, Leatherman *et al.*, 2000) est caractéristique de l'érosion liée à la hausse du niveau moyen de la mer.

4.3.1 Profils de la plage South Cocos

C'est cette plage qui est à longueur d'année jonchée de troncs de cocotiers (figure 1). Si on considère la figure 28, partie II, on conclut à une aggravation de l'érosion depuis 1990, avec une diminution significative de son taux à partir de 1997.

Cependant, cette diminution est due à un changement du point repère. En 1997, celui-ci, un clou planté au pied d'un cocotier, a été emporté en même temps que le cocotier par la mer, ce qui a obligé les opérateurs à choisir un autre point repère en amont du talus bordant la mer. Or plus on s'éloigne de ce talus, plus la pente descend légèrement vers le Nariva Swamp. Le nouveau repère se trouve donc plus bas que le repère détruit et le talus le séparant de l'ancien repère se comporte comme un dépôt d'alluvions ; dépôt visible dans la Partie I de la figure 28, entre 1997 et 2001. C'est aussi ce talus qui explique la « cassure » dans la courbe de la partie II de cette figure qui donne l'impression d'une diminution de l'érosion entre 1997 et 2001.

On peut par conséquent affirmer que, dans le cas de South-Cocos, le niveau marin serait relativement en constante montée depuis 1990, et ce, non seulement au vu des cocotiers arrachés (image de la figure 1), mais

aussi à cause de l'érosion qui ne cesse de s'aggraver et qui aurait atteint les 20 m³ par mètre de plage, le long du profil de 36 mètres étudié. Cette tendance serait-elle la même pour les autres plages ?

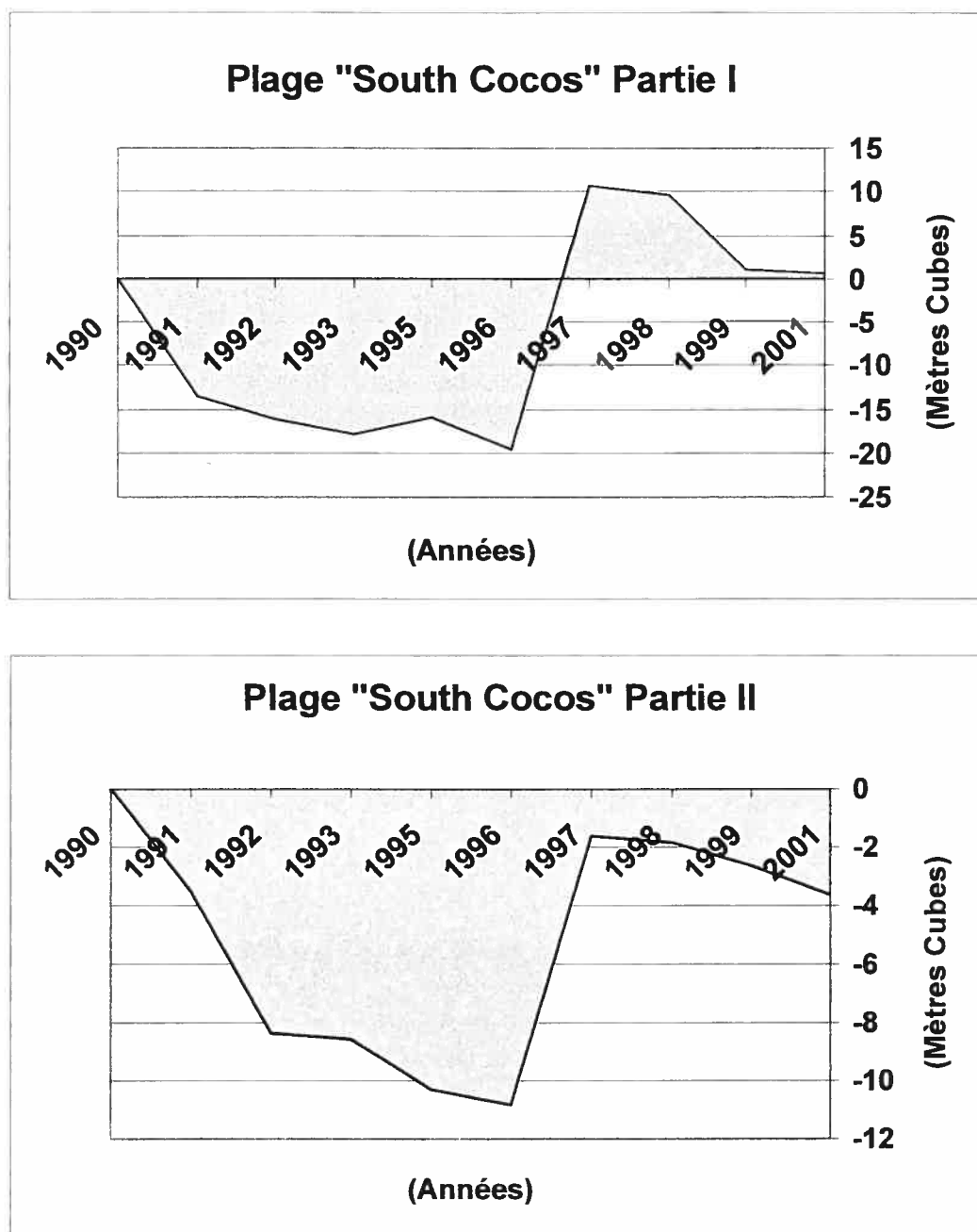


Figure 28 : Érosion sur la plage de South-Cocos

4.3.2 Profils de la plage Guayaguayare

À l'exception de la période comprise entre 1990 et 1994, où l'érosion semble avoir dépassé les 10 m³ par mètre de plage le long du profil étudié, cette plage semble au contraire se combler par des matériaux drainés de plus loin. Les années 1994, 1998 et 2001 auraient même connu des pics de remplissage (Figure 29).

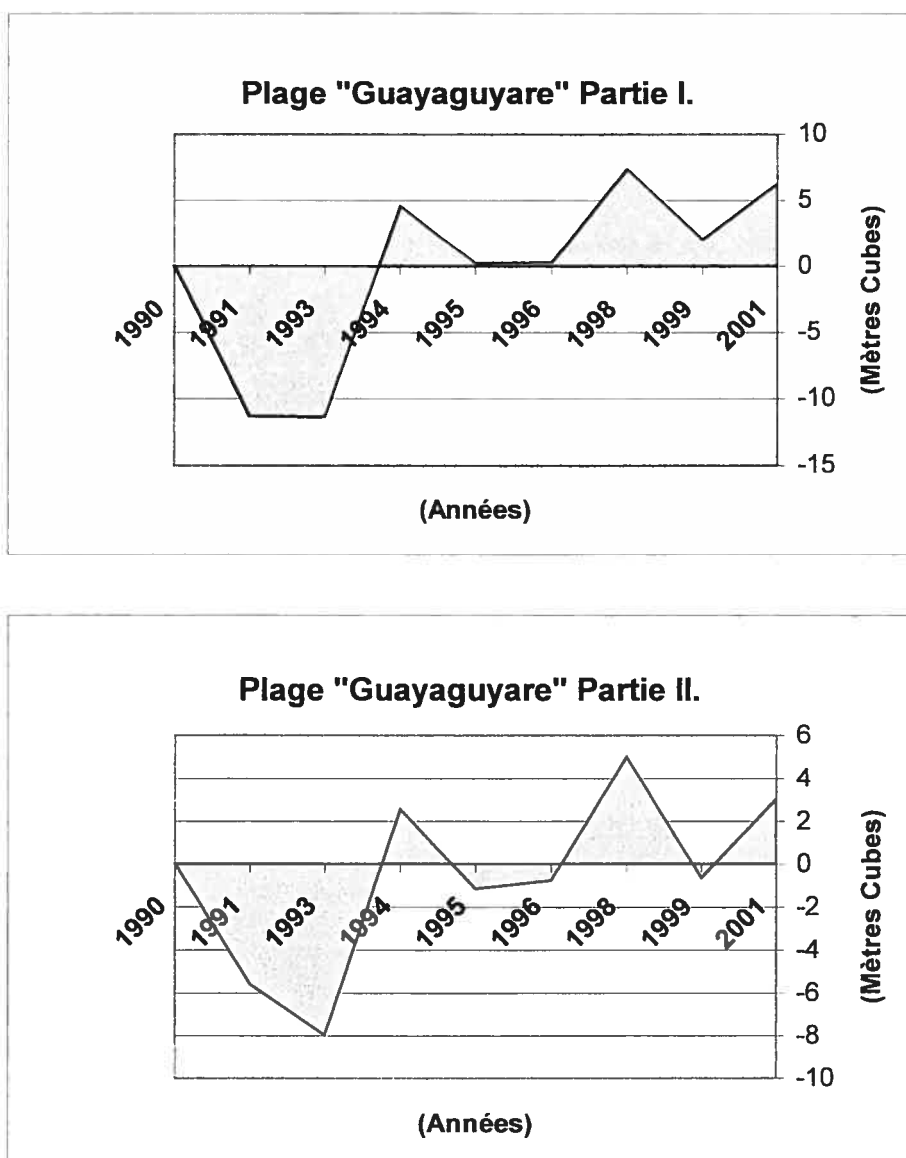


Figure 29 : Érosion sur la plage de Guayaguayare

Y'aurait-il eu pendant ces périodes des tempêtes tropicales, qui auraient fait migrer les sables des plages voisines ou dont les pluies auraient arraché des matériaux meubles, aux talus côtiers, pour en tapir la plage de Guayaguayare ? En l'espace de quelques heures ou de quelques jours les tempêtes pourraient causer des dommages à la côte tels qu'il faudrait des années pour en réparer les dégâts (Galgano *et al.*, 1998 ; Morton *et al.*, 1994)

La pente relativement douce de la plage, par rapport au reste de la côte et la dominance des dépôts sur l'érosion font supposer que les pluies drainent périodiquement des matériaux de l'intérieur de l'île. On remarque que les profils de 1994, 1998 et 2001 ont été mesurés respectivement en juin, janvier et juillet. En examinant le diagramme annuel de la pluviométrie (figure 30), on constate que ces trois mois ont été soit exceptionnellement pluvieux, soit précédés par des périodes de grande pluviométrie.

Une autre dynamique pourrait expliquer ce graphique en dents-de-scie ; C'est celle des courants marins. Trinidad est en effet située face à l'embouchure du fleuve Orinoco, à l'extrême sud de la barrière séparant la mer de Caraïbes de l'océan Atlantique. Cette situation particulière crée des courants (Figure 31) dont la dynamique complexe répartit aléatoirement autour de l'île des matériaux (arrachés à sa côte par les orages) et alluvions déchargées par ce fleuve vénézuélien dans la mer.

L'intensité de ces courants diminue de 2 nœuds (à l'est de l'île) jusqu'à 0,7 nœuds, au sud et au nord d'Icacos (The Admiralty, 1965, The Trinidad & Tobago Hydrographic Unit, 1989) , ce qui augmenterait les dépôts au fur et à mesure qu'on se déplace vers le golfe de Paria.

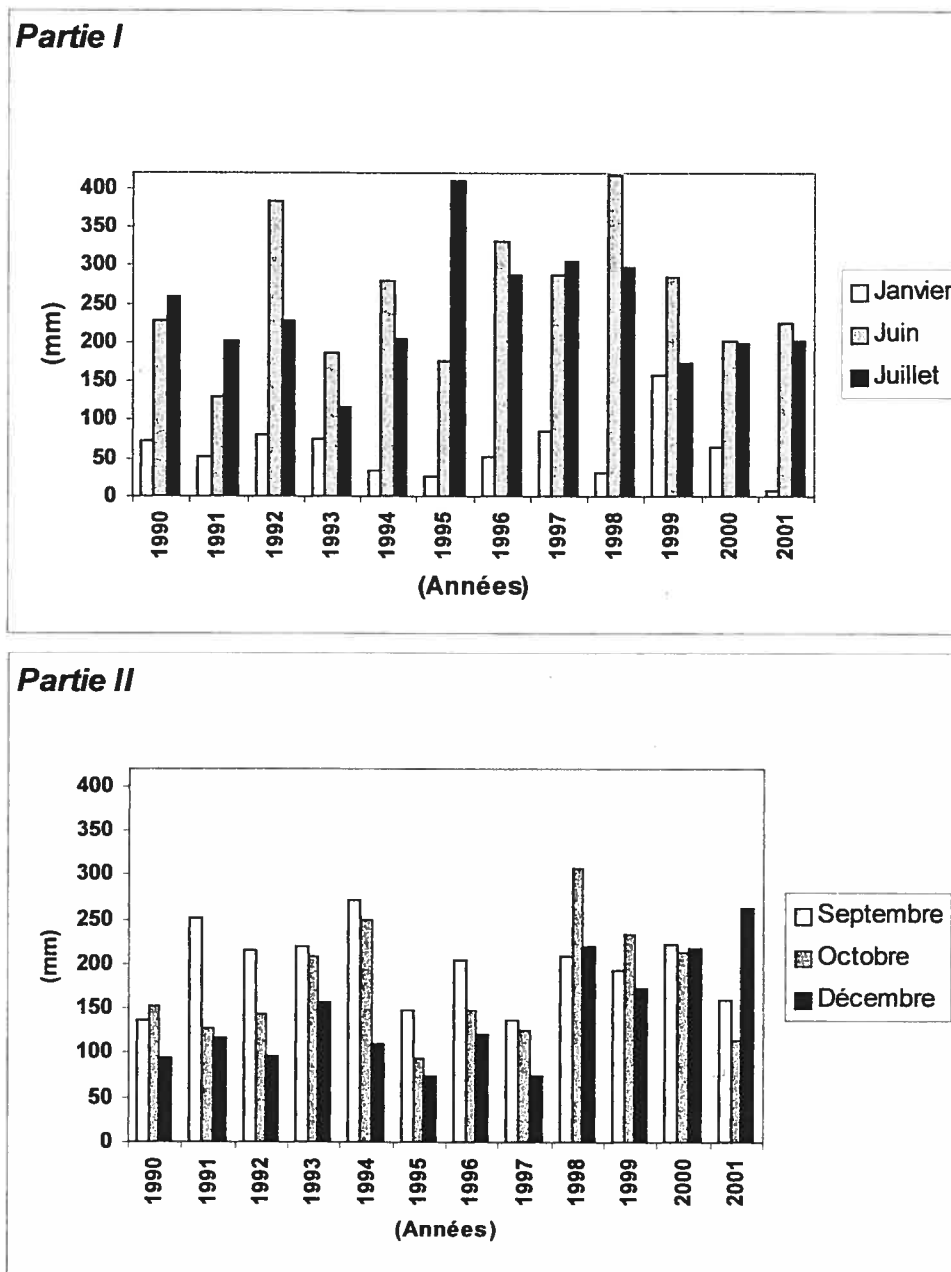


Figure 30 : Pluviométrie pour les mois de nivellement des profils

Par ailleurs, Guayaguayare est situé à l'endroit où le courant de la Guyane se divise pour contourner l'Île (Van Andel et Potsma, 1954), ce qui donnerait des périodes de relative accalmie, en l'absence de tempêtes, périodes qui favoriseraient le renforcement de sédimentation et pourraient expliquer les pics de dépôts dans la figure 29, surtout dans la partie II

sensée être érodée si effectivement la NMRM était en hausse. Il ne saurait donc être question de conclure dans ce cas à une érosion due à une HNMRM.

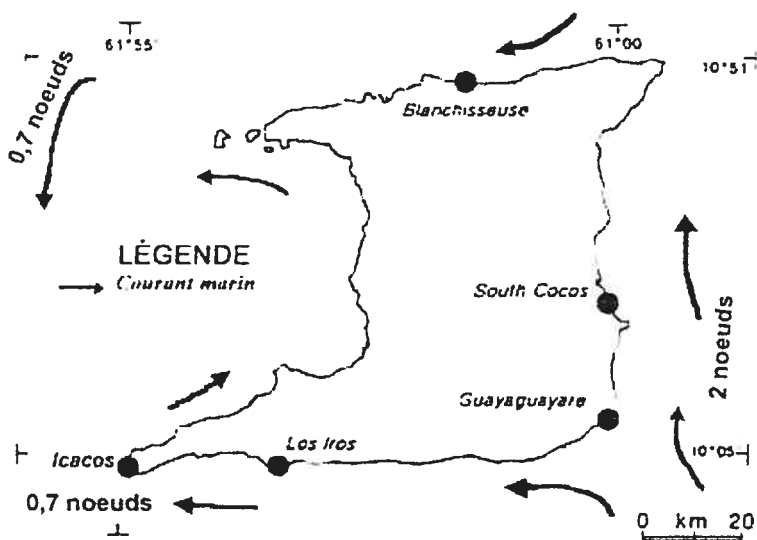


Figure 31 : Répartition des courants marins autour de Trinidad

Ces courants sont influencés durant la saison humide (juin à novembre) par le flux de l'eau douce de l'Orinoco et des rivières locales (Van Andel et Potsma, 1954). Durant cette saison ces courants sont dominés par les marées. Les courants de surface, parallèles aux côtes, ont une direction sud, sud ouest durant la montée de la marée et nord-est quand la marée descend (IMA, 1996). Cependant, durant la saison sèche ces courants sont largement influencés par la vitesse et la direction des vents soufflant de l'Est nord-est, augmentant ainsi l'amplitude des marées.

Il est à signaler enfin l'existence de courants à une profondeur de 2 m, parallèles aux côtes et réguliers au large mais dont la direction et la vitesse varient près de la ligne de côte, et ce, dû à la complexité de la bathymétrie côtière (Coastal Dynamics, 1999).

4.3.3 Profils de la plage Los Iros

On distingue nettement sur la figure 32 deux périodes : la première allant de 1995 à 2001, montrant une alternance de dépôts et d'érosion (qui feraient plus pencher pour la thèse de l'action d'un phénomène périodique que d'une hausse du NMRM) et la seconde s'étendant de 1990 à 1994, montrant une érosion soutenue, avec des pics dépassant les 6 m^3 par mètre de plage (Partie I de la figure 32), alors que dans la partie II, sensée le plus s'éroder selon la règle de Bruun, l'érosion dépasse à peine les 2 m^3 .

Par ailleurs, le dépôt accumulé à l'amont du profil donne l'impression qu'entre 1995 et 1997, il y a eu des coulées de boue qui ont envahi la plage. En examinant le diagramme annuel de pluviométrie (figure 30), on remarque que ces années ont été effectivement pluvieuses. Mais 1998 se trouve dans le même cas sans que pour autant il y ait eu dépôt ; On remarque plutôt une érosion pour cette année. Les dépôts observés de 1995 à 1997 seraient plutôt la conséquence des erreurs entachant le nivellement du profil. Les plus courantes de ces erreurs sont l'enfoncement, dans le sable de la mire et (ou) son inclinaison, en avant ou en arrière, au moment de la lecture.

En effet, si la mire s'enfonce de 10 centimètres dans le sable en un point donné du profil (ce qui arrive si le porte-mire s'appuie dessus à l'approche d'une vague) le volume total des deux cellules adjacentes est surestimé de $(0,1 \text{ m})(2 \text{ m})(1 \text{ m}) = 0,2 \text{ m}^3$.

Quant à l'erreur résultante de l'inclinaison de la mire, celle-ci pourrait se calculer (Davis *et al.*, 1981) selon l'équation (8). Cette erreur est du même genre que celle annoncée ci-dessus; en ce sens qu'elle est une erreur accidentelle qui surestime les volumes érodés.

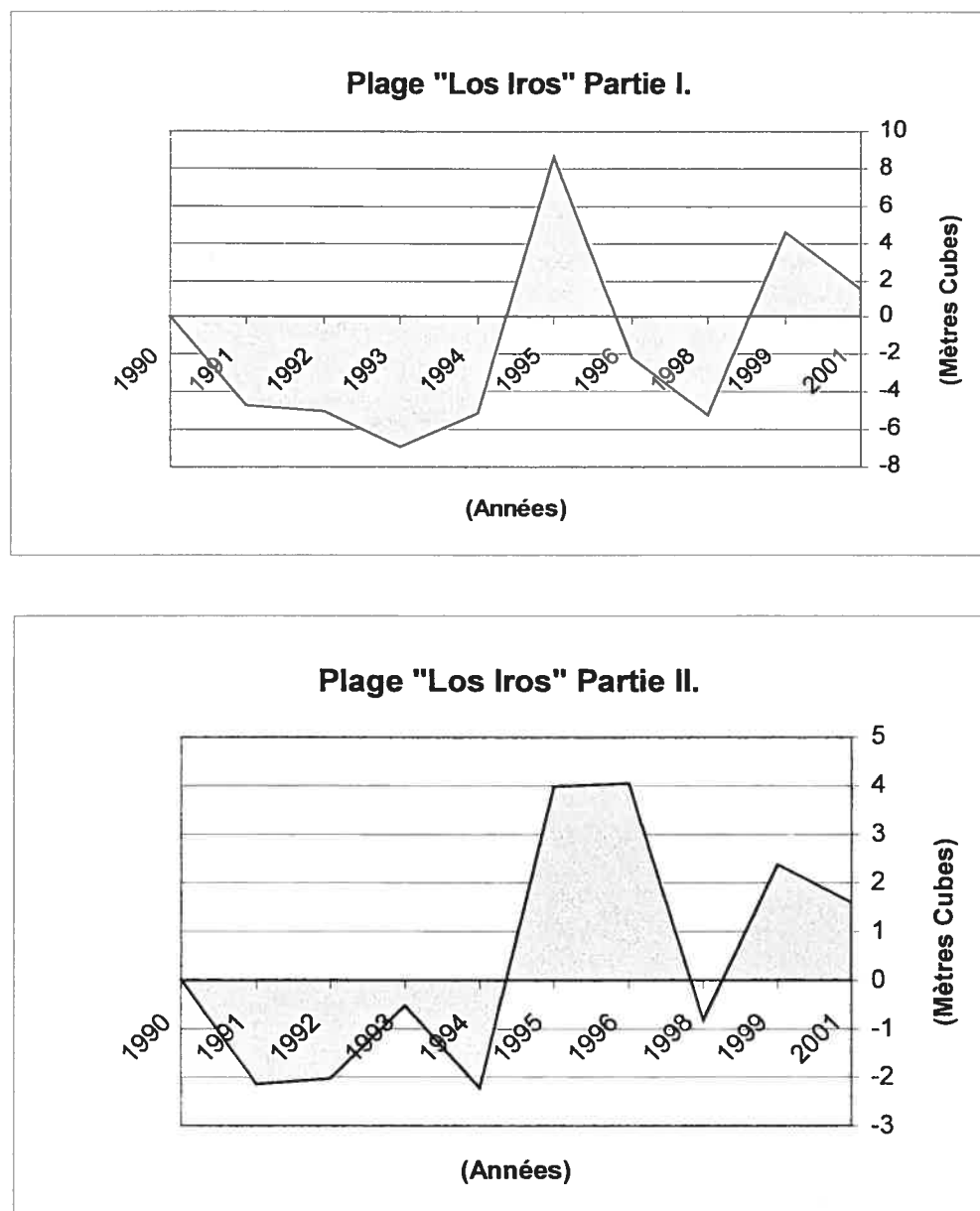


Figure 32 : Érosion sur la plage Los Iros

Pour avoir une idée des conséquences de cette erreur sur les volumes érodés, si on incline la mire de 15° (Situation tout à fait plausible au milieu des vagues) et si la lecture est comprise entre 2 m et 4 m (Lectures assez courantes), selon l'équation (8) nous allons surestimer la lecture de 7 cm à 14 cm, soit en moyenne une autre erreur accidentelle d'environ 10 cm,

qui a les mêmes conséquences que celle discutée plus haut. Or si ces deux erreurs sont combinées, chaque point du profil va surestimer le volume de $0,4 \text{ m}^3$.

Il suffirait donc que 5 points des premiers 18 mètres soient affectés pour expliquer le semblant d'érosion observé dans la partie II de la figure 31 entre 1990 et 1994. D'où la précaution de ne pas sauter rapidement aux conclusions d'une érosion d'autant plus que pour avoir les mêmes erreurs dans le sens inverse (de l'accumulation) il faut vraiment le faire intentionnellement ou provoquer ces erreurs grossièrement. Pour cela, il faudrait commettre une erreur qui diminue le volume du profil aérien en posant la mire sur un obstacle (pierre, le pied du porte-mire ou un tronc de cocotier mort), soit tout simplement en la maintenant élevée au-dessus du point, au moment où l'opérateur prend sa lecture.

Donc, à moins que les volumes érodés calculés soient assez substantiels, il serait plus sage, dans pareils cas, d'accorder plus de crédits aux signaux d'accumulation des matériaux sur la plage qu'à ceux annonçant une érosion, et par conséquent, la plage de Los Iros n'apporte pas d'arguments solides pour étayer la thèse de la HNMRM généralisée à Trinidad.

4.3.4 Profils de la plage Blanchisseuse

Cette plage est protégée par une barrière rocheuse en croissant de lune qui donne des vagues très fortes, d'autant plus que les courants marins semblent poussés vers la côte en cette partie de l'île. Ce milieu est donc propice à des erreurs du type de celles discutées plus haut, surtout si les observations sont faites au moment où la mer est pleine ; ce qui jette un doute sur l'ampleur de l'érosion observée dans la partie II de la figure 33 et amène aux conclusions faites précédemment, pour la plage Los Iros, exception faite pour 2001.

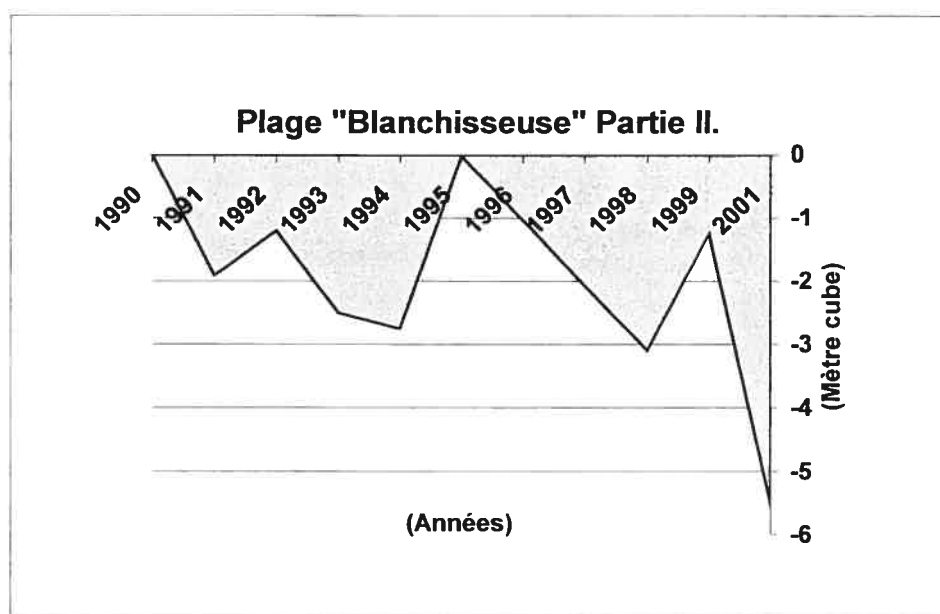
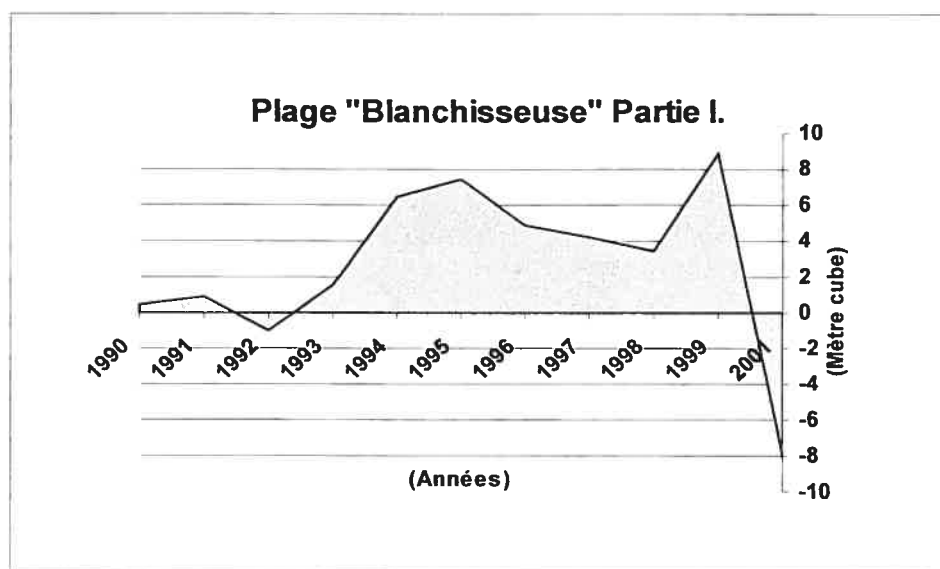


Figure 33 : Érosion sur la plage Blanchisseuse

Cependant, pour cette année 2001 on a observé au moment du nivellement du profil, que celui-ci a été profondément creusé en amont comme sous l'effet d'un fort ruissellement. Il se pourrait donc qu'un orage ait provoqué un grand transport de sable tout au long des 36 mètres du

profil étudié. La pente relativement forte dans cette région située au pied de la montagne pourrait avoir accentué cette érosion pluviale.

Cette hypothèse est étayée par la présence d'un dépôt en aval du profil et dont l'importance pourrait s'expliquer par la barrière rocheuse qui emprisonne le sable, de l'amont du profil, ainsi que les sédiments drainés des monts avoisinants par les fortes pluies estivales depuis 1993 (Figure 30). En particulier, il serait peu probable que ces dépôts (qui culminent à plus de 6 m^3 par mètre de plage), et le semblant d'érosion sur les premiers 18 mètres du profil (qui ne dépasse guère les 3 m^3), soient une réponse à une HNMRM tel que décrite par Bruun (1962).

4.3.5 Profils de la plage Punta del Arenal / Icacos

Sur cette plage tout porte à croire qu'on est en présence d'une accumulation d'alluvions et en l'absence de toute trace d'érosion ou tout simplement en présence d'un soulèvement du fond marin par rapport au point repère du profil (figure 34). La logique dicterait que ces accumulations (plus 15 m^3 par mètre de plage, en 1995, année particulièrement pluvieuse) soient en lien direct avec le dépôt sur la côte trinitadienne des sédiments et des alluvions charriées par l'Orinoco du Venezuela. Or si c'est le cas, comment expliquer l'engloutissement, par la mer de la maison de la Figure 2 (page 2), située à moins de 2 kilomètres de cet endroit ?

Assisterions-nous à une subsidence dans cette partie de l'île qui serait limitée au sud par Punta del Arenal, laquelle est en train de se soulever sous la pression des couches géologiques affaissées plus au nord, vers Point Fortin et San Fernando? Les observations sur le terrain vont dans ce sens. Tout d'abord le profil de plage qu'on avait à côté de la maison et dont les points repères ont successivement disparus.

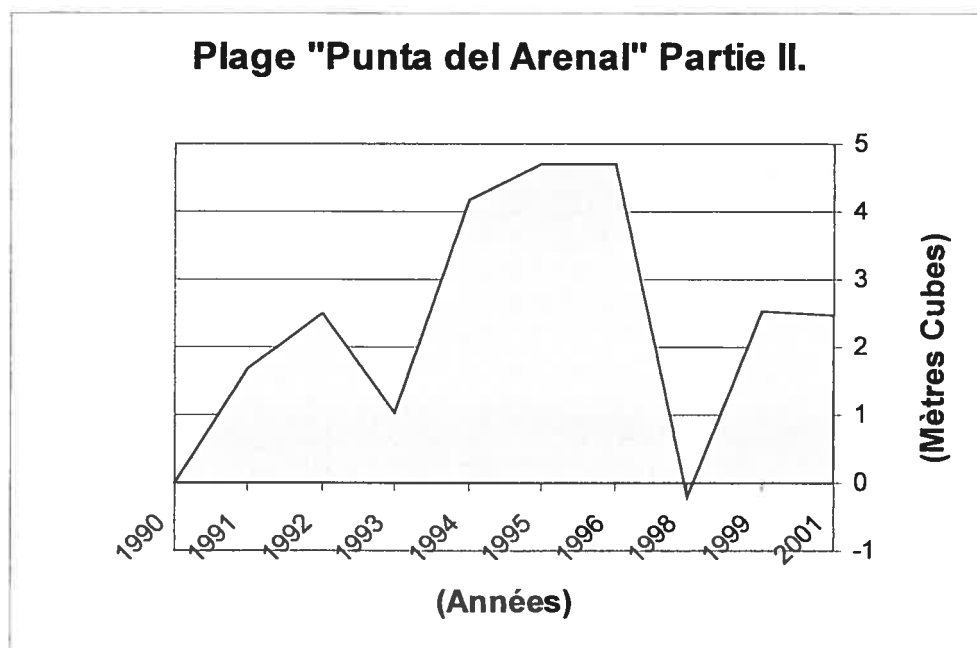
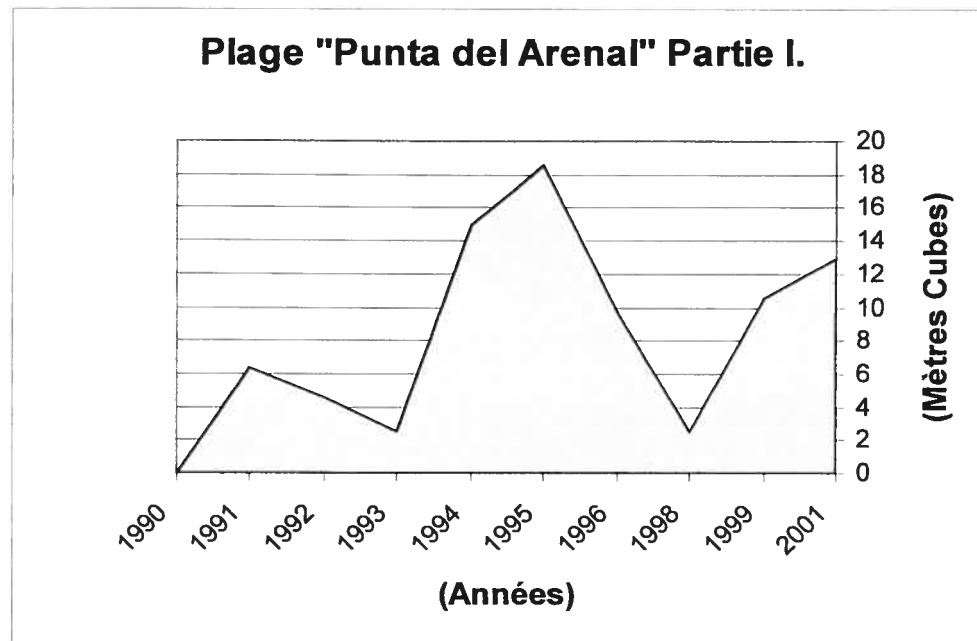


Figure 34 : Érosion sur la plage Punta del Arenal / Icacos

Ensuite le Site de Mont-Peltier, retenu pour le SIG et dont les falaises sont en train de subir une érosion draconienne et, enfin, la côte allant

d'Oropouche jusqu'à San Fernando où on a été obligé d'ériger un mur de protection de quelques kilomètres pour protéger la route côtière de la hausse du niveau de la mer (figure 18). Tout se serait donc passé comme si la croûte terrestre s'était affaissée dans le champ pétrolier du golfe de Paria et, en s'affaissant, elle s'est soulevée aux bords, à Punta del Arenal.

Il serait intéressant de vérifier si cet affaissement (ou subsidence) s'étale plus au nord jusqu'au marégraphe de Port of Spain. Comme on n'a pas de profil de plage dans ce secteur, on est parti de l'hypothèse qu'une HNMRM pourrait introduire de l'eau de mer dans les aquifères. On a ensuite étudié l'augmentation de la concentration de chlorure de sodium (NaCl) dans les eaux de deux puits situés dans la banlieue de Port of Spain, sur la côte du golfe de Paria. Il s'agit du puits dit *Fatima* et celui dit *Cocorite*.

4.4 Intrusion du sel dans la nappe phréatique

La concentration du sel marin dans les deux puits sélectionnés est discutée en fonction des précipitations ; si la concentration monte à un moment où les précipitations sont fortes, cela signifierait qu'il y a apport externe de sel. Comme les deux puits sont creusés à même les aquifères côtiers, il y a de fortes chances que l'augmentation de la salinité soit due à une intrusion des eaux marines.

4.4.1 Puits Cocorite

Les mesures retenues pour le puits Cocorite ont été prises à une profondeur de 12 m. La figure 35 montre en trait gras la courbe des concentrations (en milligramme par litre) du chlorure de sodium (NaCl) sel dominant dans l'eau de mer, et en trait plus fin la courbe des précipitations mensuelles pour la même période des prises de mesure des concentrations.

Ces deux courbes doivent évoluer dans le sens contraire si les précipitations influencent la concentration en sel ; du moment que l'eau douce diminue la concentration du NaCl. Or ce que nous observons est quasiment l'inverse : 1) Entre 1990 et 1994, l'augmentation linéaire de la concentration ne semble pas être perturbée par les fluctuations des précipitations, surtout par le pic de juin 1990, 2) en 1995 les précipitations atteignent un maximum, ce qui devrait freiner, sinon diminuer la tendance à l'augmentation de la concentration. Or, au même moment la concentration marque un pic, pour ne redescendre que six mois plus tard, en janvier 1996. Vu le délai, cette diminution semble être plus causée par le recul de la zone de dispersion, dû au retrait de la mer, qu'à une réponse tardive de la nappe phréatique aux très fortes pluies de juillet 1995.

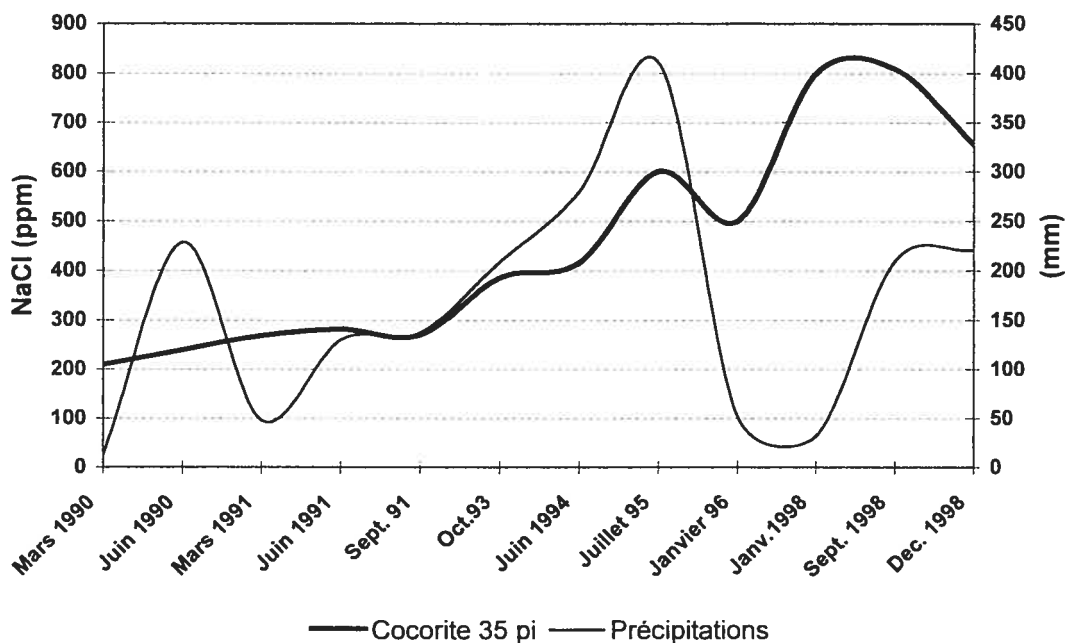


Figure 35 : Salinité et précipitations au puits Cocorite

Ce n'est qu'à partir de janvier 1998 que la concentration semble fluctuer en réponse aux précipitations (Augmentation avec la diminution des précipitations et vice-versa). On pourrait donc avancer que dans cette

partie de l'île, le NMRM a connu une hausse entre 1990 et 1995 et qu'il se serait remis à se stabiliser à partir de janvier 1998. Il faudrait cependant considérer cette hypothèse avec beaucoup de précautions car on ne connaît pas la réponse de la concentration à certains facteurs comme le pompage de la nappe phréatique ou les fractures pouvant affecter la roche tampon. Mais qu'on regarde d'abord ce qui se passe au puits Fatima.

4.4.2 Puits Fatima

Les mesures retenues pour le puits Fatima ont été prises à une profondeur de 16 m. A l'instar de la figure 35, la figure 36 montre en trait gras la courbe des concentrations (en mg/l) du chlorure de sodium (NaCl), et en trait plus fin la courbe des précipitations mensuelles.

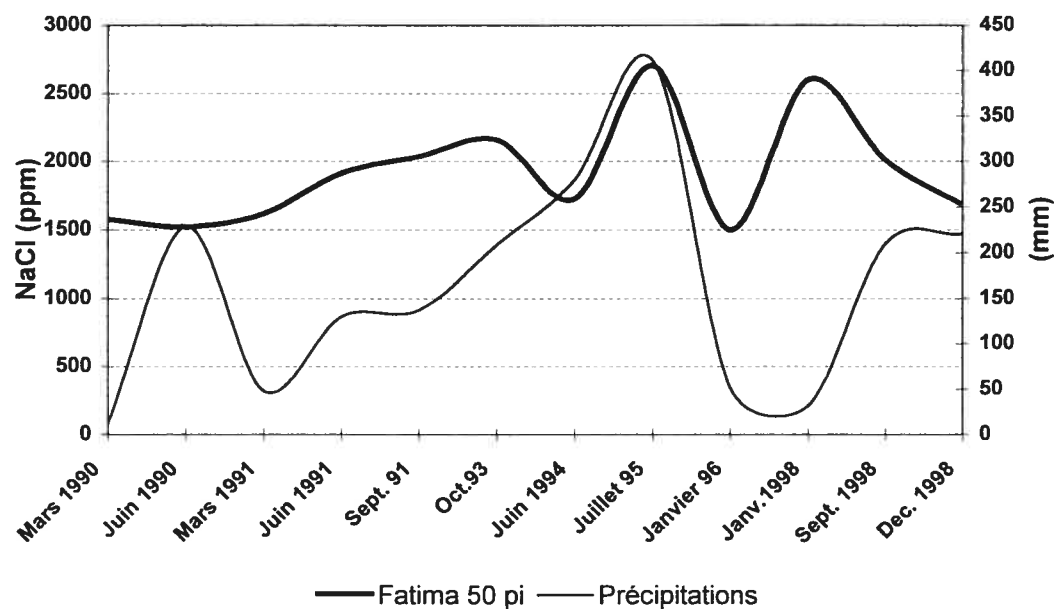


Figure 36 : Salinité et précipitations au puits Fatima

On constate de prime abord que les concentrations de sels sont plus fortes ici qu'à Cocorite, ce qui laisse supposer qu'on est en plein zone de dispersion. Mais mis à part cette différence, l'allure de la courbe de la concentration ressemble à celle de Cocorite. En particulier, elle suit une

progression quasiment linéaire et indépendante des précipitations entre 1990 et 1994, semble ne répondre que 6 mois plus tard au maximum qu'ont connu les précipitations en juillet 1995 et semble se mettre à évoluer sous l'influence des précipitations à partir de janvier 1998.

Il serait donc possible de conclure qu'autour de Port of Spain, et sous réserve de l'action de certains facteurs (comme l'intrusion saline suite à une fracture dans la roche-tampon), que le NMRM a connu une hausse entre 1990 et 1995 et qu'il serait en train de se stabiliser à partir de janvier 1998.

Par ailleurs, cette hausse du NMRM serait-elle due à l'affaissement des couches sédimentaires dans le golfe de Paria, suite à une exploitation intensive du pétrole offshore ? La réponse à une telle question pourrait venir de l'analyse conjointe des données sur l'exploitation pétrolière et sur les séismes.

4.5 Exploitation pétrolière, séismes et subsidence

Cette section est consacrée à une réflexion et une discussion sur l'existence d'une relation de cause à effet entre l'exploitation pétrolière, la subsidence et le nombre des séismes dans notre région d'étude.

4.5.1 Exploitation pétrolière et subsidence

Les figures 37 et 38, réalisées à partir des statistiques fournies par le Ministère de l'énergie et de l'industrie de la république de Trinidad et Tobago (Annexe C) donnent respectivement un aperçu sur l'évolution de la production cumulée et journalière à Trinidad. En particulier, la figure 37 montre que la production offshore ne cesse d'augmenter depuis la mise en service du premier puits, en 1954, pour dépasser (en 1997) celle onshore qui tend à se stabiliser. Quant à la production totale cumulée, elle a quasiment progressé avec une tendance exponentielle pour dépasser les 3 milliards de barils en 2001, et ce, grâce à l'apport de la production

offshore. Toutefois, la courbe commence à connaître un certain fléchissement dû au recul de la production journalière (Figure 37).

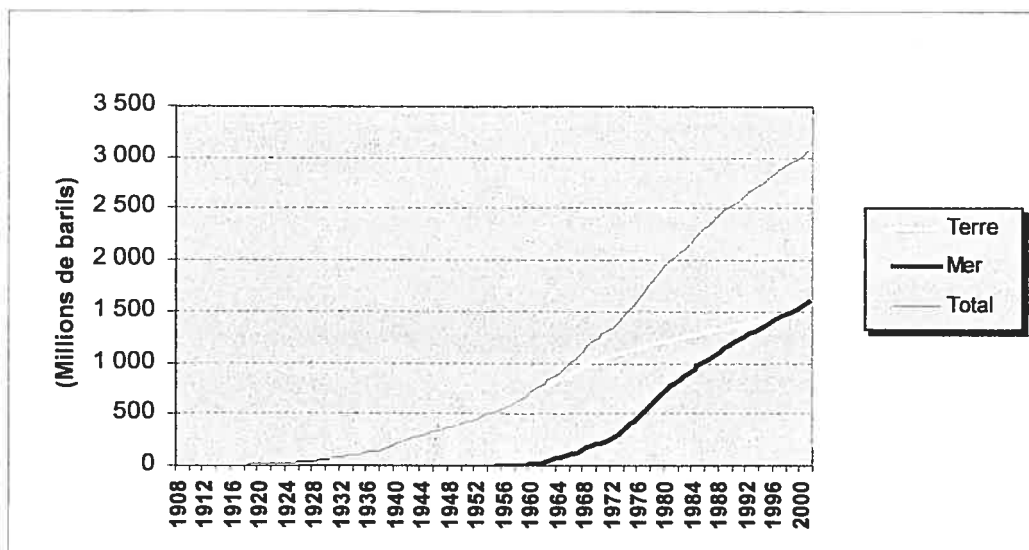


Figure 37 : Production de pétrole cumulée entre 1908 et 2001

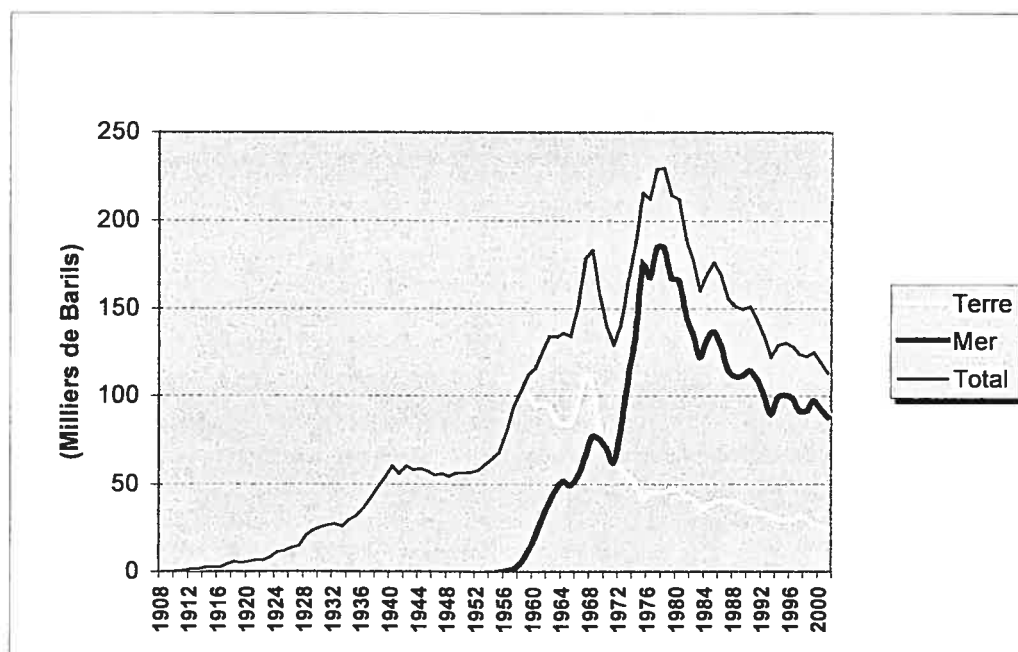


Figure 38 : Évolution de la production journalière entre 1908 et 2001

Mis à part le pic de 1967, la production journalière terrestre n'a cessé de chuter au détriment de la production journalière marine. Cette dernière atteignit un maximum en 1978. Après 1978, la production a globalement chuté, mais la production marine reste de loin supérieure à celle terrestre.

Le tableau XIV montre que le niveau moyen des nappes pétrolières, entre 1954 et 1999, est déjà descendu de 0,85 m au golfe de Paria, de 1,03 m sur l'île de Trinidad (entre 1908 et 1999) et de 1,85 m dans les champs pétroliers de l'Atlantique, entre 1963 et 1999. Ces baisses moyennes du niveau de la nappe pétrolière ont été obtenues en divisant la production totale (3^{ème} colonne du tableau XIV) par la superficie calculée, avec Mapinfo Professionnel, à partir de la carte à l'échelle du 1/300 000 des gisements pétroliers (Ministry of Energy, Geological section, 1997).

Tableau XIV : Hauteur moyenne de la masse de pétrole extraite entre 1908 et 1999 à Trinidad

Région	Pétrole extrait 1908/1999 (m ³)	Superficie des champs (km ²)	Hauteur Moyenne (m)
Golf de Paria	97 698 942,38	115,07	0,85
On shore	231 784 603,50	223,97	1,03
Atlantique	144 218 856,60	77,84	1,85

Il est à remarquer que les signes les plus importants de la hausse du niveau moyen de la mer à Trinidad sont justement observés face au plus grand champ d'exploitation du golfe de Paria, Soldado, au lieu-dit Icacos ainsi que face aux exploitations offshore de l'Atlantique, sur la plage South Cocos (Figures 7, page 24).

Une situation pareille a été observée au golfe du Mexique, où des chercheurs ont prouvé que cette hausse est en réalité due à la subsidence

des terres au voisinage des gisements du pétrole et non à une hausse de niveau de la mer effective (White et Morton, 1997)

Les mêmes conclusions pourraient être tirées pour Trinidad d'autant plus que l'importance de la contribution de la dynamique continentale, à la HNMRM qu'on a observée au niveau du marégraphe de Port of Spain, l'intrusion des eaux marines dans les aquifères dans les parages de cette ville et la variabilité de l'érosion le long des côtes de l'île (falaises de Mont-Peltier) poussent à conclure à une subsidence ou à une série de subsidences dans cette région.

La subsidence pourrait affecter surtout Icacos et South Cocos d'autant plus que les formations géologiques, fortement poreuses de la région (réservoirs de sable), sont celles qui souffrent le plus de subsidence quand on en pompe les liquides qu'elles contiennent (Chilingarian *et al.*, 1995). En outre, la dépressurisation causée à la structure poreuse des roches-réservoirs par l'exploitation pétrolière augmenterait le stress de la roche, causerait le compactage des pores et pourrait même réactiver les failles (Wiprut et Zoback, 2000). Or Icacos et South Cocos sont tous les deux traversés par une faille.

4.5.2 Séismes, exploitation pétrolière et subsidence

Afin de réaliser une carte des séismes de la région de Trinidad, on a combiné les lignes de failles obtenues de la carte tectonique du Venezuela (Beltran, 1993) avec la délimitation des champs pétroliers (Ministry of Energy, Geological Section, 1997) auxquelles on a ajouté les séismes tels que classifiés au quatrième chapitre. La carte obtenue (Figure 39) montre que la répartition spatiale des séismes se fait par petits groupes assez distincts :

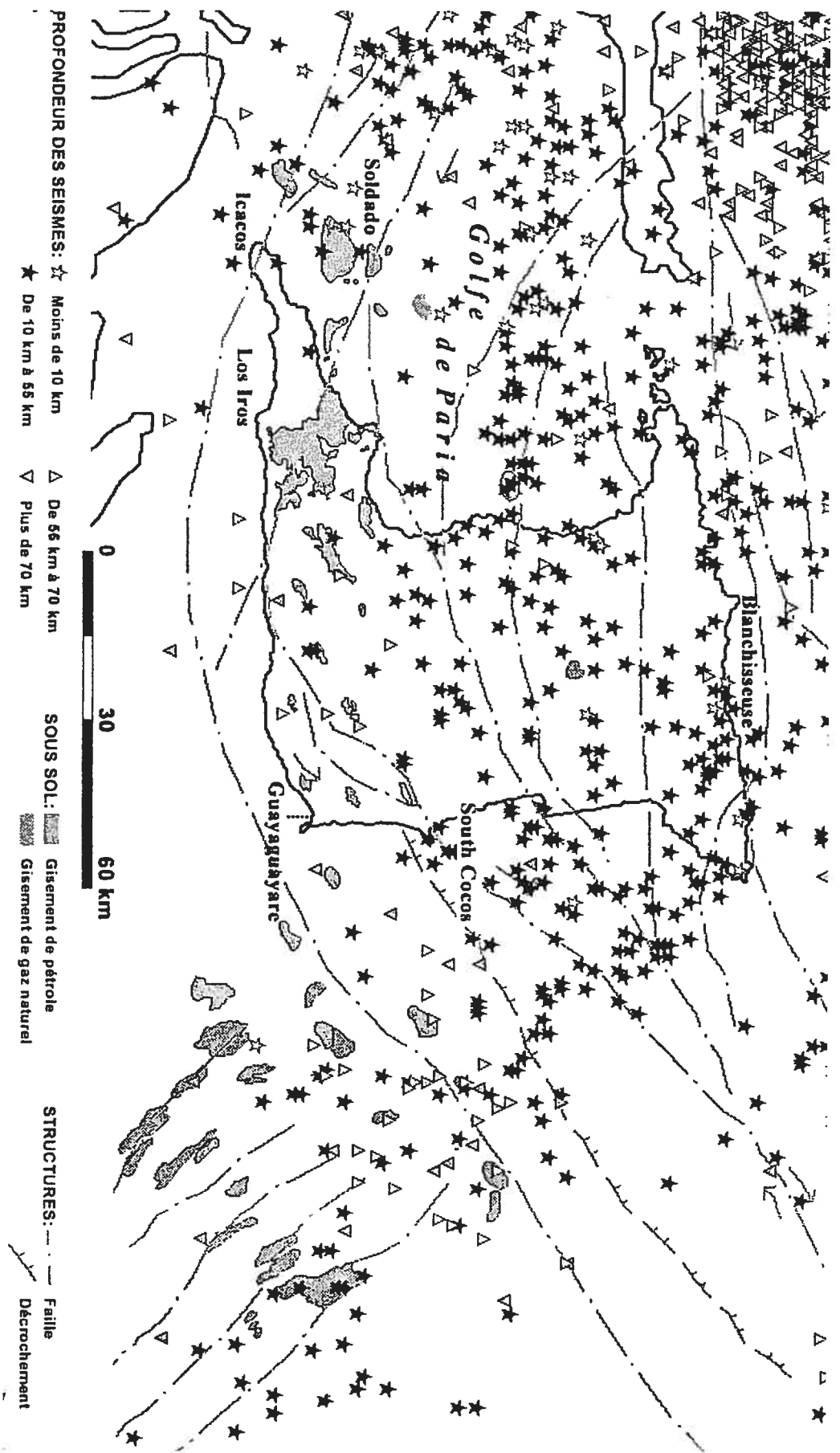


Figure 39 : Répartition spatiale des séismes dans la région de Trinidad

- 1) Au Nord-ouest, on trouve la majorité des séismes dont la profondeur dépasse les 70 km. Ces séismes sont probablement dus aux forces complexes qui régissent le mouvement relatif entre la plaque sud-américaine et celle des Caraïbes ;
- 2) Dans le golfe de Paria où se trouve groupée presque la totalité des séismes très superficiels (0-10 km) et une bonne partie des séismes de la classe 3 (10-55 km). La concentration de ces deux catégories de séismes, surtout ceux très superficiels, dans cette région pétrolière surexploitée pourrait être la conséquence du compactage des sédiments du golfe de Paria et de la réactivation de certaines failles à l'instar de ce qui se passe dans le golfe du Mexique (Wiprut et Zoback, 2000). Ceci pourrait expliquer en partie, la hausse relative du niveau moyen de la mer observée sur la côte ouest de Trinidad ;
- 3) Sur l'île de Trinidad proprement dite où on constate une grande concentration des séismes de la classe 3 (10-55 km), avec un foyer particulier près du lieu-dit Blanchisseuse ;
- 4) Au large de la côte Est de l'île où on remarque une concentration des séismes de classe 3 et une autre concentration des séismes de classe 1 et 2 ; les deux concentrations étant séparées par la faille se trouvant juste au sud du lieu-dit South Cocos.

Plus on s'approche des champs de pétrole moins les séismes deviennent nombreux, et ce, aussi bien dans le cas du golfe de Paria que dans celui de l'Atlantique, ce qui mettrait en doute l'existence de relation entre l'extraction du pétrole et les séismes.

Il convient cependant d'explorer l'évolution temporelle des séismes : car leur recrudescence, au fur et à mesure de l'augmentation de la production pétrolière, pourrait indiquer l'affaissement de couches sédimentaires

conduisant à des subsidences locales (Chilingarian *et al.*, 1995) et à des réactivations de failles (Wiprut et Zoback, 2000) sous l'effet de l'implosion due au pompage du pétrole dans les bassins sédimentaires. Les séismes pouvant jouer un rôle de générateur d'énergie nécessaire à cette implosion.

Afin d'explorer cette hypothèse, on a retenu les séismes superficiels dont la profondeur de l'hypocentre se situe entre 0 et 55 km et qui seraient dus à des activités de failles normales selon Shepherd et Aspinall (1983).

La figure 40 représente le nombre annuel de ces séismes entre 1964 et 2001 dans le golfe de Paria (Trait plein foncé) et dans la zone atlantique (Trait plein fin).

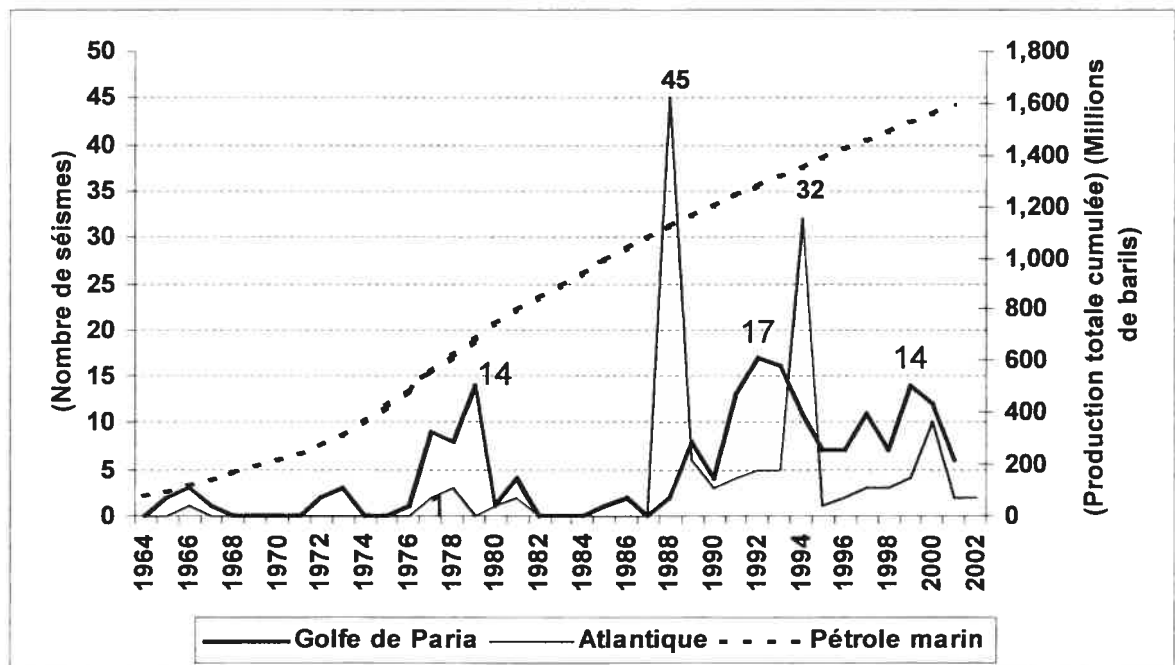


Figure 40 : Production pétrolière offshore au golfe de Paria et dans la zone atlantique avec le nombre de séismes par an (Profondeur : 0-55 km)

Comme on ne dispose pas de la production pétrolière pour chacune de ces deux zones, on a utilisé leur production totale cumulée (Trait discontinu du graphique). Il ne fait aucun doute, en regardant cette figure, que les séismes se sont multipliés ; surtout entre 1989 et 2001, période où les signes de la HNMRM se sont justement multipliés sur la côte de Trinidad.

En outre, on constate que les séismes dans le golfe de Paria où on n'a extrait qu'un peu plus 600 millions de barils de pétrole entre 1954 et 2001 sont plus nombreux, cependant ils se répartissent mieux dans le temps que les séismes dans les exploitations offshore atlantiques où la production cumulée depuis seulement 1963 a déjà dépassé les 900 millions de barils et aurait fait descendre la nappe pétrolière de 1,85 m contre seulement 0,85 m au Golfe de Paria. Dans le même ordre d'idées, il est à remarquer que :

- 1) Les séismes dans le golfe de Paria n'ont jamais dépassé 17 séismes par année ; ce qui pourrait s'expliquer par leur occurrence dans un bassin où les couches sédimentaires sont encore jeunes et qui répondent avec souplesse à une éventuelle isostasie sédimentaire exacerbée par le pompage intensif du pétrole ;
- 2) Les séismes dans la zone Atlantique ont été négligeables entre 1964 et 1987, ce qui coïncide sensiblement avec la première moitié de la période d'exploitation pétrolière au large de la côte atlantique. Une année après la fin de cette période (1988) ces séismes connurent un pic de 45 séismes.

Ce calme relatif, suivi par une série de secousses intenses dans de courts laps de temps, pourrait s'expliquer par une structure rocheuse rigide qui supporterait longtemps des contraintes externes et qui leur répondrait tardivement contrairement à des couches sédimentaires. Mais, quand elle

cède, elle libère une grande quantité d'énergie provoquant une série de séismes locaux. Or le fond marin, où sont situés les hypocentres des séismes de la zone atlantique, semble justement dominé par des structures basaltiques (Donnelly, 1994).

Le nombre des séismes, par an, dans la zone d'étude semble donc proportionnel au vide créé par le pompage pétrolier, ce qui suggère l'existence d'une fonction *bijjective* entre la production cumulée du pétrole et le nombre annuel de ces séismes. En outre, les deux endroits qui semblent le plus souffrir de la HNMRM (Icacos et South Cocos) sont tous les deux situés sur des failles, face à des champs pétroliers et dans des endroits où les séismes peu profonds semblent suivre l'évolution de la production pétrolière offshore cumulée et laissent penser à une réactivation des failles et à la création de subsidences locales.

4.6 Synthèse critique

Le tableau XV récapitule tous les résultats numériques obtenus le long de cette étude. Il est divisé en quatre parties : Dynamique océanique, dynamique continentale, HNMRM et nappe pétrolière.

4.6.1 Dynamique océanique

La contribution de la dynamique océanique à la HNMRM de Trinidad a été estimée entre 0,8 mm/an et 5,3 mm/an à partir de la littérature ainsi que du traitement des simulations du HadCm3 et du MCG2.

Abstraction faite de la contribution des perturbations inter annuelles et décennales qui n'ont pas été prises en compte pour l'estimation totale de cette dynamique, l'intervalle ainsi défini semble bien inclure la valeur probable qu'elle pourrait avoir entre 1990 et 2001.

Tableau XV : Récapitulation des résultats de l'étude

	Facteur d'influence	Valeur	Observations
Dynamique Océanique	Accélération de la dilatation thermique entre 1911 et 2071	0,02 à 0,04 mm/an ²	Calculée d'après les simulations du HadCM3 et MCGG2
	Contribution de la dilatation thermique entre 1990 et 2001	1,3 à 3,8 mm/an (1)	idem
	Contribution de la fonte des glaces	- 0,51 à 1,52 mm/an (2)	Selon la littérature
	Dynamique océanique (HNMM)	0,8 à 5,3 mm/an (3)	Somme algébrique de (1) et (2)
Dynamique continentale	Mouvements isostatiques Selon la littérature	0,9 à 5,1 mm/an (4)	Subduction, isostasie sédimentaire
	Rebond postglaciaire (RPG)	- 0,1 mm/an (5)	Cartographie du RPG selon la littérature
	Total des mouvements isostatiques	1 à 5,2 mm/an (6)	Somme de (4) et - (5)
	Subsidence attribuée à l'exploitation pétrolière	4,7 à 13,4 mm/an (7)	Différence entre (8) et (10)
HNMRM	Observée au marégraphe de Port of Spain entre 1990 et 1999	15,2 mm/an (8)	Figure 26, page 104
	Observée au marégraphe de Port of Spain entre 1984 et 1999	9,5 mm/an (9)	Figure 25, page 104
	Calculée	1,8 à 10,5 mm/an (10)	Somme algébrique de (3) et (6)
Nappe pétrolière (NP)	Baisse de niveau de la NP au Golf de Paria	18,1 mm/an	De 1954 à 1999
	Baisse de niveau de la NP sur l'île de Trinidad	11,3 mm/an	De 1908 à 1999
	Baisse de niveau de la NP au large de la côte atlantique	48,7 mm/an	De 1964 à 1999

En effet, la borne inférieure de cet intervalle (0,8 mm/an) semble être une valeur minimale limite, car elle est la somme algébrique de deux minimums :

- 1) De la contribution de la fonte de la glace (-0,51 mm/an) qui a été estimée par Wigley et Raper (1993). Ce minimum prend en considération la diminution du niveau moyen de la mer, au début du réchauffement global, due à l'augmentation des précipitations nivales au pôle sud ; quand la température de l'Antarctique va s'approcher de -10°C (Warrick et Oerlemans, 1990) ;
- 2) De la valeur de la dilatation thermique estimée à (1,3 mm/an) par le HadCM3, modèle dont les simulations sont les plus basses parmi celles des modèles les plus utilisés (Gregory et al., 2001)

Par ailleurs, la valeur de la borne supérieure de cet intervalle (5,3 mm/an) semble extrême car elle est aussi la somme algébrique de deux maximums :

- 1) L'estimation de 1,52 mm/an, faite par Wigley et Raper (1993), et qui est la plus forte des estimations pour les derniers siècles (tableau III) ;
- 2) La valeur (3,8 mm/an) de la dilatation thermique calculée à partir du traitement des simulations du MCGG2, modèle classé parmi les 4 modèles qui surestiment le plus la dilatation thermique (Gregory et al., 2001)

4.6.2 Dynamique continentale et HNMRM

Suite à la revue de littérature faite le long de cette étude, on a retenu, comme facteurs contribuant à la dynamique continentale à Trinidad, la subduction, l'isostasie sédimentaire et le rebond postglaciaire. Ceci a permis de déterminer un intervalle pour cette dynamique compris entre :

1 et 5,2 mm/an ; Valeurs qu'on a ajouté à la dynamique océanique pour situer la HNMRM entre 1,8 à 10,5 mm/an. Cette HNMRM calculée affiche un écart compris entre 4,7 et 13,4 mm/an avec la HNMRM observée au marégraphe de Port of Spain entre 1990 et 1999; ce qui est énorme.

Donc, et sous réserve des erreurs qui pourraient entacher aussi bien les données marégraphiques que l'estimation des variables des deux dynamiques, on se trouve face à deux alternatives :

Première alternative : La HNMRM observée à Trinidad entre 1990 et 2001 serait dominée par des facteurs agissant à une échelle globale ou régionale tels qu'un réchauffement global de la planète qui conduit à une forte dilatation thermique et à une plus grande contribution des glaces, des variations inter annuelles ou décennales ou des marées qui n'ont pas pu être éliminés des observations marégraphiques par la moyenne.

Deuxième alternative : Cette HNMRM est dominée par de facteurs locaux qui ont comme origine des subsidences.

C'est cette seconde alternative qu'on a retenu suite à l'analyse des profils de plages, de l'intrusion des sels dans les aquifères, de la production pétrolière et des séismes locaux. On a ainsi privilégié l'hypothèse avancée par certains chercheurs, dans des cas similaires observés au golfe du Mexique (Wiprut et Zoback, 2000 ; White et Morton, 1997), sur celle avancée par Singh (1997a, 1997b, 1997c) qui privilégie des signes précurseurs d'un réchauffement climatique.

4.6.3 La subsidence comme cause principale de la HNMRM entre 1990 et 2001

La façon la plus logique de prouver l'existence d'une subsidence, c'est d'avoir plusieurs marégraphes autour de l'île et d'en contrôler l'altitude par GPS afin d'isoler la dynamique continentale de celle océanique. C'est l'un des objectifs du projet CPAAC (Colman, 2001). Dans le cadre de ce projet,

Trinidad dispose d'ailleurs de deux marégraphes : l'un au nord-ouest, à Port of Spain, et l'autre au sud-est, à Guayaguayare. Malheureusement, ce projet n'est pas encore opérationnel.

Toutefois en combinant les observations *in situ* aux données marégraphiques récoltées au seul marégraphe opérationnel sur le golfe de Paria, à Port of Spain, on peut avancer qu'une subsidence se serait produite sur la côte ouest de Trinidad. Car, alors que l'analyse des profils de Punta del Arenal suggèrent une diminution locale du NMRM entre 1990 et 2001, au sud ouest de Trinidad, les séries marégraphiques temporelles laissent entrevoir, quant à elles, que le NMRM a augmenté d'une manière drastique entre 1990 et 1999 au golfe de Paria.

La HNMRM qui n'est que de 9,5 mm/an, quand on considère la série marégraphe temporelle de 1984-1999, passe à 15,2 mm/an quand on considère la série temporelle de 1990-1999. On pourrait expliquer la valeur de 9,5 mm/an par une élimination, grâce à la moyenne, de certaines perturbations annuelles. Mais la disparition de la maison à Icacos entre 1994 et 2002, le recul drastique des falaises de Mont-Peltier, et la montée locale des eaux sur la côte entre Oropouche et San Fernando, qui a nécessité l'érection d'un mur de protection le long de la côte, prouvent qu'il y a eu une HNMRM subite qui ne pourrait s'expliquer que par une subsidence.

L'option pour une subsidence comme explication de ce qui a été constaté au le sud ouest de l'île, semble logique car toute variabilité spatiale de l'amplitude de la HNMRM à un temps donné, ne pourrait s'expliquer par un changement global (changement climatique, variabilité décennale) mais plutôt par des facteurs locaux dont la subsidence est la plus probable dans le cas de Trinidad entourée d'exploitations pétrolières.

Par ailleurs, et en ce qui concerne l'analyse des profils des plages, on a pu constater qu'à South Cocos (Côte Est) le processus d'érosion est soutenu et semble aller en s'aggravant entre 1990 et 2001. Or comme cette plage est sise sur une faille, qu'elle est située juste à quelques kilomètres du champ pétrolier de l'Atlantique, où la nappe pétrolière descend en moyenne de 48,7 mm/an et autour duquel les séismes superficiels sont très nombreux depuis 1987, on est enclin à expliquer cette érosion par une HNMRM due à une subsidence locale dont l'origine pourrait être la réactivation, par l'exploitation intensive du pétrole, de la faille mentionnée ci-dessus.

Le caractère local de cette subsidence serait confirmé par l'étude des profils de Guayaguayare, située à seulement une trentaine de kilomètres au sud de South Cocos, mais où l'érosion ne suit pas la même tendance qu'à South Cocos. En effet, mis à part la période comprise entre 1990 et 1994, et si on prend en considération les incertitudes affectant les mesures, nous constatons une stabilité relative ponctuée par des pics saisonniers de dépôts alluviaux drainés probablement par les orages de l'intérieur de l'île et favorisés par des courants marins relativement calmes dans ce secteur

À 70 kilomètres plus à l'ouest de Guayaguayare, Los Iros semble également avoir souffert d'une forte érosion entre 1990 et 1994. Depuis cette période, l'érosion est devenue plus importante en aval qu'en amont; ce qui pourrait s'expliquer par les variations du courant marin au large de cette plage et qui semble transporter les sédiments plus loin. Les courants profonds de 2 m, parallèles aux côtes au large, adoptent en effet des trajectoires complexes auprès des plages (Coastal Dynamics, 1999).

À 40 kilomètres à l'ouest de Los Iros, à Punta del Arenal, il n'y a plus aucune trace d'érosion mais plutôt une accumulation d'une grande quantité d'alluvions ... À moins que ce ne soit dû à un soulèvement du

fond marin par rapport au point-repère des profils. Car comme nous venons de le signaler, et à peine deux kilomètres plus loin, au lieu-dit Icacos, point où commence la côte Ouest de l'île et situé lui aussi sur une faille, une maison entière a été engloutie par la mer de même que les repères successifs d'un profil de plage qu'on n'a pas retenu pour cette étude. L'affaissement des couches géologiques dans ce secteur pourrait avoir exercé des pressions qui se seraient traduites par un soulèvement des alentours.

C'est toute la côte ouest qui semble touchée par une HNMRM : Un mur de plusieurs kilomètres a été érigé pour protéger la route côtière au sud de San Fernando et la hausse de la concentration du NaCl dans les puits de Fatima et Cocorite semblent confirmer l'étendue de cette hausse jusqu'au nord de Port of Spain.

Ceci sans oublier que c'est face à cette côte, au golfe de Paria, qu'est concentrée la quasi-totalité des séismes très superficiels autour d'un champ pétrolier dont la nappe pétrolière est en train de baisser, depuis 1954, à une vitesse annuelle moyenne de 18,1 mm/an. D'où notre conclusion à une subsidence probable due à l'exploitation du pétrole offshore dans le golfe de Paria, avec un affaissement aggravé le long de la faille qui passe par Icacos, lieu où se trouve la maison engloutie par la mer tout récemment.

Le SIG qu'on a utilisé pour les sites de Mont-Peltier et Oropouche, tous deux situés au bord du golfe de Paria (figure 16, page 86), donne un aperçu sur l'importance de l'intrusion marine dans ce secteur.

4.6.4 Évaluation de l'intrusion marine future aux sites de Mont-Peltier et d'Oropouche

Le but de cette opération est de déterminer statistiquement et cartographiquement les extremums de l'inondation due à la HNMRM ainsi

qu'au recul de la ligne de côte sous l'effet de l'érosion. Pour ce, des tableaux statistiques des superficies englouties ont été extraits et des cartes thématiques visualisant la propagation spatiale de l'intrusion de la mer ont été produites par le SIG.

Le tableau XVI rappelle les scénarios de la HNMRM qui ont servi à la modélisation de l'intrusion de la mer pour les deux sites. Sa deuxième colonne contient la contribution de la dilatation thermique depuis 2001 telle que calculée par l'équation (9), page 99 et de l'équation (11), page 100. La troisième colonne contient la somme des moyennes de la contribution des mouvements isostatiques et de celle de la fonte des glaces. La quatrième colonne contient les valeurs finales retenues pour élaborer les scénarios minimums et maximums de la HNMRM entre 2001 et chacune des années étudiées. Quant à la cinquième colonne, elle contient l'érosion des falaises entre 2001 et chacune des années étudiées.

Tableau XVI : Évaluation des scénarios de la HNMRM

Année	Dilatation thermique (cm)		Autres facteurs (cm)	HNMRM (cm)	Érosion des falaises (m)
2031	HadCM3	5,70	12,33	18	48
2051	HadCM3	9,40	20,55	30	80
2071	HadCM3	14,56	28,77	44	112
2031	MCCG2	9,03	12,33	21	48
2051	MCCG2	17,05	20,55	38	80
2071	MCCG2	26,67	28,77	55	112

Une fois le MNE réajusté au niveau de la mer actuel (0,81 m selon les mesures marégraphiques de l'annexe A), les masques de simulation (Annexe E) ont été produits ; ce qui a permis d'obtenir les statistiques

précitées (ci-dessous consignés dans les tableaux XVII, XVIII et XIX) ainsi que les cartes thématiques dont certaines sont représentées dans les figures 41 à 44 et dans d'autres sont dans l'annexe E.

4.6.4.1 Cas du site de Mont-Peltier

Le tableau XVII illustre l'intrusion marine minimum et maximum au site d'Oropouche. On y remarque que, malgré la faiblesse des simulations de modèle britannique HadCM3 par rapport au modèle canadien MCGG2, les extrêmes de l'intrusion ne présentent pas de différence significative.

Ceci s'expliquerait surtout par la réponse de la topographie à la HNMRM : Plus la pente est forte, moins les impacts de l'intrusion marine sont visibles. L'érosion observée au site serait donc beaucoup plus la conséquence de la nature géomorphologique de la côte que celle de la HNMRM.

Tableau XVII : Évaluation de l'intrusion marine au site de Mont-Peltier en hectares

Intrusion par rapport à 2001	Intrusion minimum (Ha)			Intrusion maximum (Ha)		
	Érosion	HNMRM	Total	Érosion	HNMRM	Total
2031	12,59	0,73	13,32	12,45	0,89	13,34
2051	18,67	1,27	19,94	18,76	1,54	20,30
2071	24,61	1,72	26,33	25,70	2,19	27,89

Les eaux marines s'infiltreraient aisément dans les roches poreuses des falaises, en en fragilisant la base et les falaises s'écrouleraient sous l'effet de leur poids. D'où la nécessité de consolider la ligne des côtes avec des digues en pierre et des murs en béton comme moyen de mitigation.

Quant aux cartes de la figure 41 (Intrusion maximum) et celles de la figure 42 (Intrusion minimum) elles confirment les résultats confinés au tableau précédent. On y remarque qu'au centre, là où la pente de la falaise est maximum, la composante plane de la HNMRM est quasiment absente. Il faut aller complètement à l'est du site, à l'embouchure du Cap-de-Ville River, là où le terrain est plat, pour en voir le maximum. Ces cartes montrent également que l'emplacement du terminal gazier risquerait d'être détruit au 2/3 d'ici 2071. Il risquerait aussi d'être encerclé par la mer sous l'effet de l'intrusion marine et de l'érosion qui emprunte l'embouchure de Cap-de-Ville River. D'où la nécessité d'étendre les défenses marines autour du site le long des berges de la rivière vers l'amont.

Il serait pertinent de souligner que les impacts pourraient être beaucoup plus importants car on ne s'est basé, pour les simulations, que sur la moyenne du niveau de la mer actuel. En particulier on n'a pas pris en compte l'amplitude des marées exceptionnelles qui s'écartent de la moyennes de quelques dizaines de centimètres. Ceci sans oublier l'effet des eaux de ruissellement sur les roches particulièrement friables des falaises érodées. Quant au vagues dans le golfe, leurs actions serait peu importante, et ce, vu que les vents qui génèrent les vagues dans la région soufflent généralement du nord-est et perdent de leur intensité contre la chaîne montagneuse du nord (IMA, 1997; Coastal Dynamics, 1999). Certaines de ces vagues génèrent des courants parallèles aux côtes, efficaces dans le transport des sédiments, mais seraient sans action directe dans le processus de l'érosion.

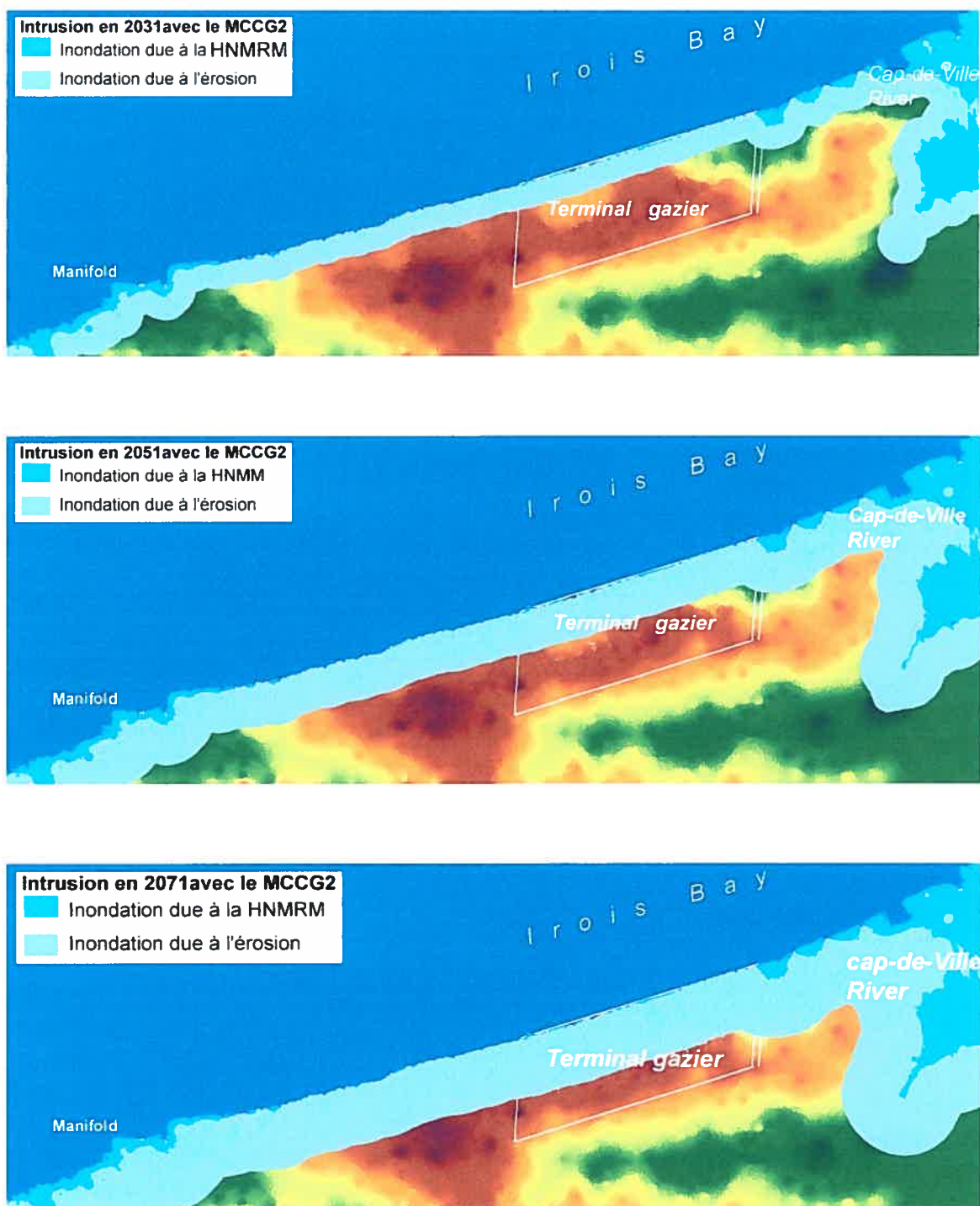


Figure 41 : Intrusion maximale de la mer au Mont-Peltier pour 2031, 2051 et 2071

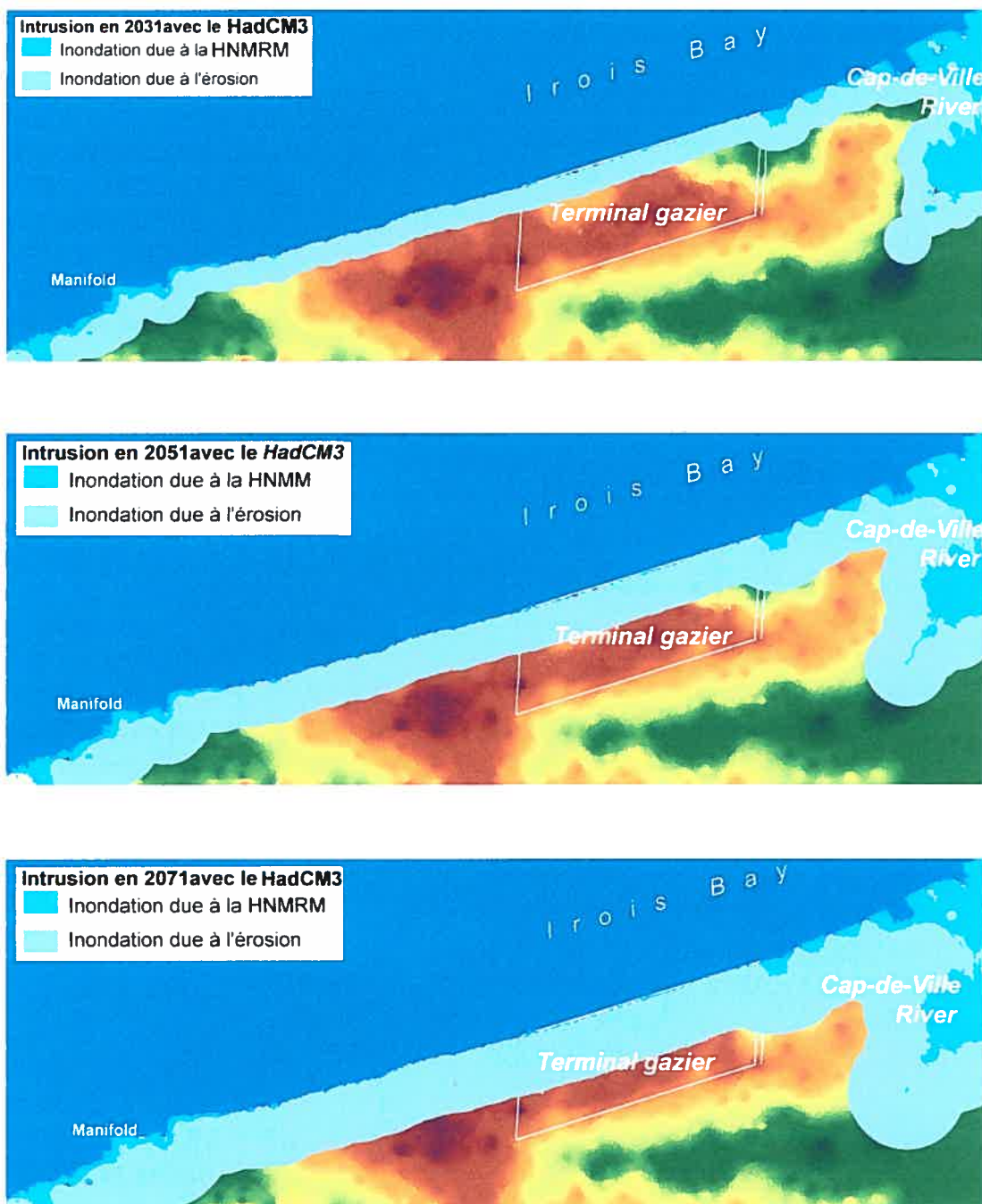


Figure 42 : Intrusion minimale de la mer au Mont-Peltier pour 2031, 2051 et 2071

4.6.4.2 Cas du site d'Oropouche

Oropouche présente la particularité d'être une zone agricole et un habitat de plusieurs espèces sauvages endémiques dont le hausse du niveau de la mer risque de menacer l'existence. Ce serait malheureusement le cas si on se réfère aux résultats de cette étude.

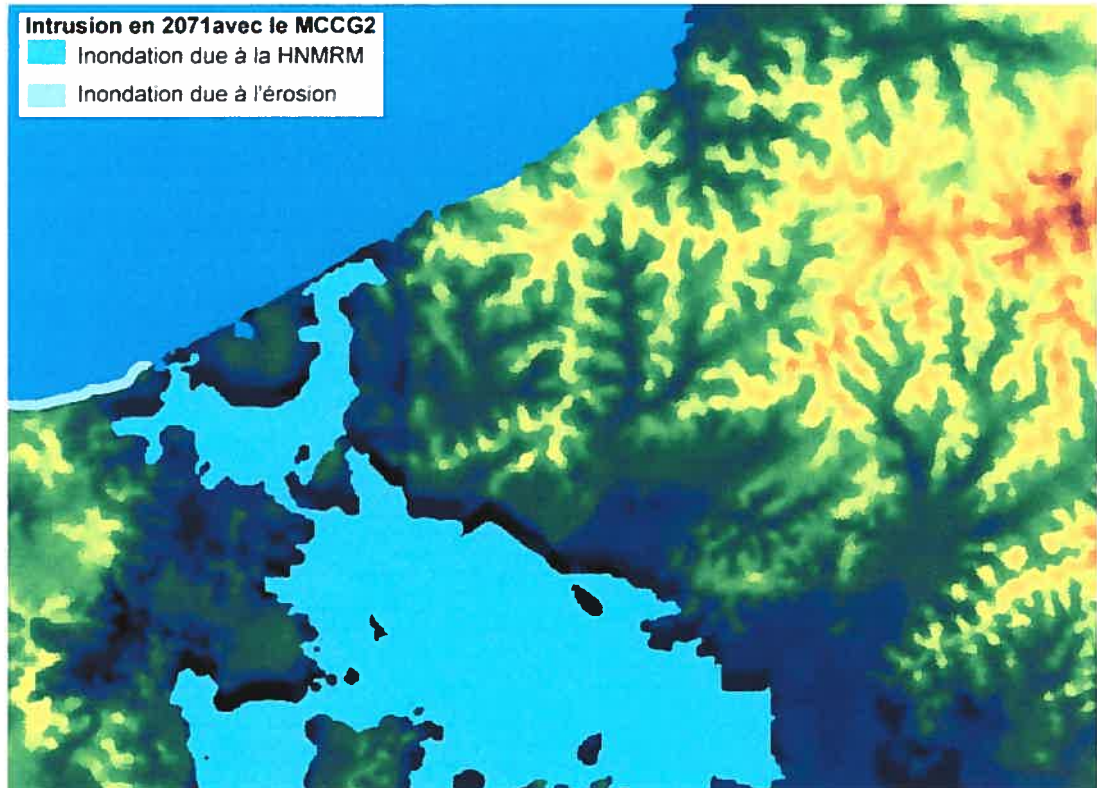


Figure 43 : Intrusion maximale de la mer à Oropouche en 2071

La Figure 43 montre que plus de la moitié la lagune pourrait être inondée en aval d'ici 2071. Mais cette inondation risque de se déclencher dès 2031 comme on le voit sur les autres cartes de simulation des maximums et minimums de l'intrusion marine pour 2031 et 2051 (Annexe E).

L'amplitude de l'inondation s'explique par le fait que la lagune d'Oropouche est constituée de terres dont l'altitude est au niveau de la mer. L'analyse du MNE (figure 43) montre en outre que cette lagune est

verrouillée, du côté de la mer par un talus à faible altitude, et elle est entourée de collines aux pentes assez fortes. Ces deux particularités pourraient expliquer la rapidité avec laquelle la lagune a été immergée et pourquoi les extrêmes de l'intrusion marine figurant sur le tableau XVIII sont si proches.

Tableau XVIII : Évaluation de l'intrusion marine au site d'Oropouche en hectares (Extrait de l'annexe F)

Intrusion par rapport à 2001	Intrusion maximum (Ha)			Intrusion minimum (Ha)		
	Érosion	HNMRM	Total	Érosion	HNMRM	Total
2031	8	1217	1225	8	5	13
2051	12	1303	1315	12	1268	1280
2071	17	1351	1368	17	1325	1342

En effet, mis à part la valeur minimum de 2031, la superficie inondée est passée de zéro (en 2001) à plus de 1368 hectares. Elle s'est ensuite relativement stabilisée pour les deux extrêmes pour n'augmenter que de moins de 35 hectares par époque étudiée. La raison en est qu'une fois l'eau déversée par le verrou situé à l'embouchure de la lagune, elle a occupé la plaine puis elle aurait cessé de monter en se heurtant aux contreforts des collines.

En ce qui concerne le minimum de 2031, ce chiffre correspond aux seules plages étroites, le long du mur de protection et de la falaise située à l'ouest du site. C'est cette falaise qui figure dans la photo de la figure 3B de la page 3. La valeur de la faiblesse de ce minimum pourrait également s'expliquer par le fait que la hauteur du talus constituant le verrou à l'embouchure, quoique de l'ordre de un mètre environ, reste supérieure au

scénario de la HNMRM, lequel est affaibli par la simulation de la dilatation thermique avec le HadCM3.

Par ailleurs, la figure 44 qui représente l'inondation en fonctions de l'occupation des sols montre que l'agriculture et le mangrove (habitat naturel de plusieurs espèces sauvages rares) sont ceux qui pourraient le plus souffrir de l'intrusion marine à Oropouche.

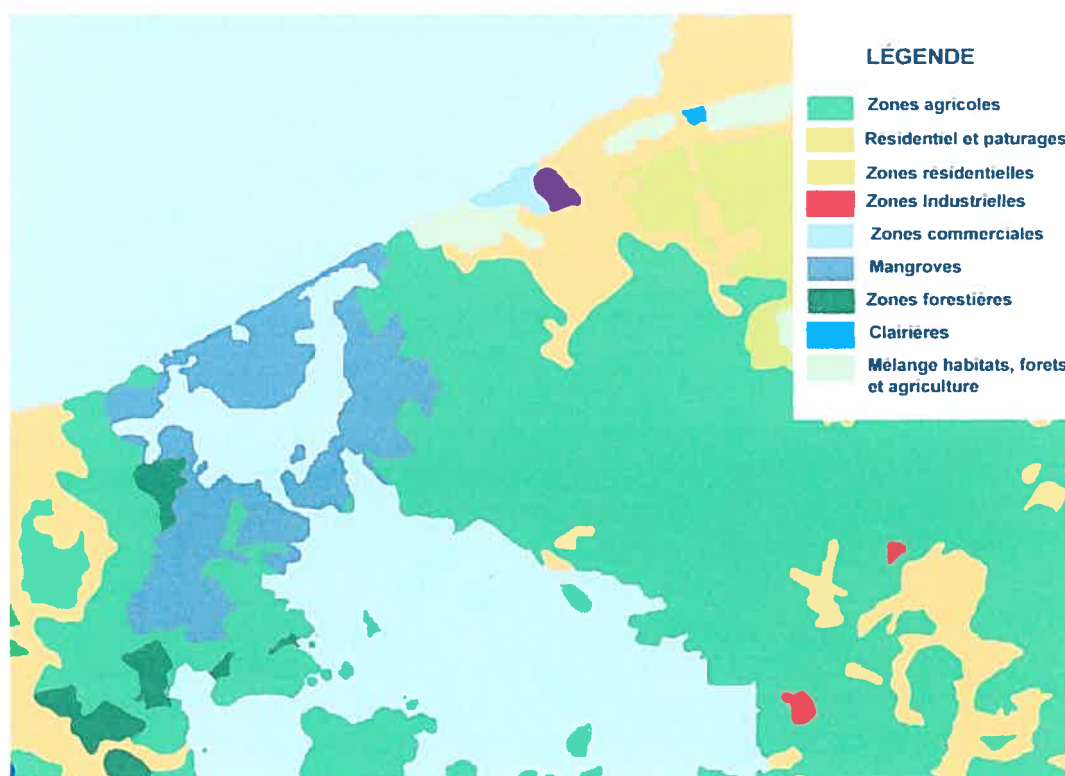


Figure 44 : Inondation maximum des sols, à Oropouche, en 2071.

En effet, selon les statistiques extraites du SIG (tableau XIX) et hormis le minimum de 2031, environ 1000 hectares de terres agricoles vont être submergées par la mer tandis que le mangrove pourrait perdre de 60 à 84 hectares environ. Les types d'occupation des sols semblent être épargnés, en particulier la zone industrielle située à l'amont de la lagune.

Tableau XIX : Impact de la HNMRM sur l'occupation des sols au site d'Oropouche (en hectares)

Type d'utilisation	2031		2051		2071	
	Max	Min	Max	Min	Max	Min
Agriculture	992,35	4,40	1034,45	1016,35	1057,15	1043,30
Forêt	0,10	0	0,15	0,15	0,15	0,15
Mangrove	62,50	0,80	76,25	70,50	83,95	79,05
Résidentiel	9,15	0,05	9,30	9,25	9,50	9,45
Industriel	0	0	0	0	0	0

4.6.5 Synthèse

L'analyse des profils des plages a montré que l'érosion varie de très forte à très faible tout autour de l'île, donnant l'impression qu'on fait face à plusieurs HNMRM au lieu d'une seule. Or le seul cas où on peut avoir affaire à « plusieurs HNMRM », dans un espace aussi restreint que Trinidad, serait celui de la subsidence côtière.

L'absence d'un signal d'une hausse du NMRM homogène, fort et soutenu tout autour de l'île de Trinidad, écarte donc les changements climatiques comme seul facteur expliquant la hausse apparente du niveau de la mer à Trinidad et privilégierait la subsidence locale ainsi que la réactivation de certaines failles comme les facteurs probables pour expliquer la hausse relative du niveau moyen de la mer observée à Trinidad ainsi que ses différents impacts physiques sur sa côte entre 1990 et 2001.

Plusieurs indicateurs plaident en faveur de cette hypothèse dont l'exploitation pétrolière qui aurait créé un *vide* à l'intérieur des roches-réservoirs du pétrole, au golfe de Paria, dans l'île de Trinidad proprement dite et au large des côtes atlantiques respectivement de 850 mm, 1030

mm et 1850 mm. De telles poches créées dans les roches-réservoirs excitées par les ondes sismiques, qui leur fournissent de l'énergie, pour être victimes de subsidences qui expliqueraient en partie la HNMRM observée à l'aide des données marégraphiques et celles calculées ci-dessus. Cette subsidence pourrait être en partie responsable des inondations que pourrait connaître Oropouche et l'érosion drastique que connaît le site d'Oropouche. Quant à utilisation du SIG, elle s'est avérée un bon choix pour évaluer les impacts de la HNMRM, qu'elle découle de cette subsidence ou d'autres facteurs.

4.6.6 Limites de l'étude

Les profils des plages ont permis de montrer que la HNMRM observée à Trinidad, entre 1990 et 2001, est dominée par la dynamique continentale (ce qui est le but de cette étude) et d'apporter assez d'éléments qui étayaient l'hypothèse de subsidence côtière pour expliquer ce qui se passe probablement à South Cocos et ce qui s'est passé à Icacos (disparition de la maison et recul de la côte depuis 1942 et 1998 comme il apparaît dans la figure 3a). Mais ils n'ont pas pu cependant permettre d'évaluer cette subsidence côtière.

En effet, l'estimation de 4,7 à 13,4 mm/an, qu'on a attribuée à la subsidence, suppose que les effets de certaines composantes de la dynamique océanique (comme les perturbations inter annuelles et décennales) soient annulées par les calculs (Moyenne) ou soient inexistantes, ce qui n'est pas nécessairement le cas. Tout ce qu'on peut avancer en ce qui concerne cette estimation, c'est que la contribution de la subsidence serait dominante, et ce, vu la grande variabilité de l'érosion des plages, variabilité qui n'aurait pas été tellement prononcée si des facteurs globaux étaient dominants dans la HNMRM.

L'un des moyens pour pouvoir isoler la dynamique continentale, et par conséquent la subsidence dans le cas de Trinidad, est de disposer de marégraphes dont les coordonnées sont surveillées par GPS. Le calcul de ces coordonnées en trois dimensions permet de quantifier les mouvements isostatiques et de les retrancher, le cas échéant, des mesures marégraphiques afin d'isoler également la dynamique océanique. Malheureusement les deux marégraphes récemment installés à Trinidad ne sont pas encore opérationnels. On s'est trouvé ainsi privé d'un bon outil pour vérifier les conclusions de cette étude.

Par ailleurs, des profils des plages étudiés, seul South Cocos montre des signes d'une érosion soutenue le long de toute la période d'étude, érosion qui pourrait s'expliquer aussi bien par une hausse du niveau de la mer que par un ou plusieurs phénomènes locaux. Il suffit en effet de se rendre compte que la plage est bordée de vieux cocotiers très hauts, qui poussent dans un sol très sablonneux et qui sont soumis à des vents souvent très forts venant du large. Comme les racines ne sont ni longues ni assez solides, le vent finit par mettre les cocotiers à terre et les vagues creusent tout autour, drainant les matériaux sablonneux vers le large où le courant circulant vers le nord se charge de les disperser. La tombée des cocotiers dégage un talus, de sable et de coquillages, facile à éroder par les vagues assez fortes dans ce secteur.

Cependant, si cette hypothèse explique l'érosion dans les premiers mètres des profils, elle n'explique pas pourquoi l'érosion continue jusqu'au 36^{ième} mètre de ces mêmes profils. La fragilité des cocotiers ne serait donc qu'un facteur qui exacerberait l'érosion de la plage qui serait plutôt provoquée par une subsidence côtière.

Par ailleurs, on a souligné que la méthode des profils des plages est une méthode simple et peu coûteuse et donc conseillée pour des chercheurs dont les moyens financiers sont très limités. Mais c'est une méthode dont

les conclusions à un dépôt d'alluvion ou à un déplacement vers le haut du fond marin sont plus sûres que les conclusions à une érosion et, par conséquent à une HNMRM ou à une subsidence : il suffit d'écarter la mire de la verticale ou de l'enfoncer dans le sable pour commettre des erreurs graves qui exagèrent l'érosion et conclure par conséquent à une HNMRM dans certains endroits où elle n'existe pas.

C'est ce qui a conduit à considérer avec beaucoup de précautions les conclusions quant à l'érosion de certaines plages, comme Blanchisseuse, pouvant laisser croire à une HNMRM, et d'être plus confiants dans une conclusion à une baisse relative du niveau de la mer à Punta del Arenal, baisse qu'on a attribuée à un déplacement, vers le haut, des couches géologiques suite à la pression interne qui se serait exercée par l'affaissement de la portion de plage où était érigée la maison engloutie d'Icacos.

Conclusion

Ayant défini la hausse du niveau moyen relatif de la mer (HNMRM) comme étant la somme de la contribution des dynamiques continentale et océanique, cette étude s'était fixé comme objectifs principaux de 1) déterminer, pour Trinidad la contribution de ces deux dynamiques verticalement et horizontalement, 2) de montrer que le facteur dominant de la HNMRM depuis 1990 est la subsidence et 3) de développer une méthodologie basée sur un SIG pour évaluer l'intrusion marine considérée comme la composante horizontale de la HNMRM.

Les résultats obtenus montrent, sous réserve des erreurs qui pourraient entacher les estimations des deux dynamiques, que la HNMRM calculée est inférieure à l'estimé marégraphique, d'une valeur comprise dans l'intervalle 4,7 à 13,4 mm/an. Il est à remarquer qu'on a opté pour des résultats sous forme d'intervalles, et ce, pour diminuer l'effet des erreurs de détermination de certaines valeurs, erreurs qu'on n'a pas pu prendre en compte dans nos calculs.

La différence entre la HNMRM calculée et celle observée a été attribuée à la dynamique continentale, et tout particulièrement à une subsidence due à l'exploitation excessive du pétrole offshore, au lieu d'être attribuée à un quelconque facteur de la dynamique océanique non pris en compte (comme des perturbations inter décennales par exemple), et ce, pour les raisons suivantes :

- 1) La dynamique océanique en général, et les perturbations inter décennales en particulier, agissent sur des échelles spatiales qui dépassent les dimensions d'une petite île comme Trinidad. Donc leurs impacts physiques sur la côte devraient se ressembler sur des plages de même nature géologique et géomorphologique. Or

mis à part la ressemblance de l'intrusion du sel marin dans les deux puits étudiés, les profils des plages ont montré que l'érosion diffère d'une plage à l'autre, certaines plages semblant beaucoup plus se combler que s'éroder.

- 2) Dans la partie nord de la côte ouest, au bord du golfe de Paria, le marégraphe donne entre 1990 et 1999 une HNMRM de 15,2 mm/an. Dans le centre de cette côte, les autorités de l'île érigent des murs pour se protéger de cette hausse, tandis qu'au sud et au sud ouest de cette côte, les falaises connaissent un taux d'érosion exceptionnelle au lieu-dit Mont-Peltier et une maison entière a été emportée par la mer en moins de cinq ans. Bien sûr, ces phénomènes pourraient s'expliquer aussi bien par la dominance de la dynamique continentale que par la dynamique océanique. Mais voilà que pas plus de deux kilomètres au sud de la maison détruite, l'analyse des profils des plages révèle une « érosion négative » qui pourrait s'interpréter comme un dépôt de sédiments. Mais qu'on a interprété comme un soulèvement du fond marin qui se serait produit suite à la poussée interne des couches géologiques le long de la ligne de faille traversant la région et sur laquelle était érigée la maison submergée.
- 3) La HNMRM observée entre 1984 et 1999 est environ 6 mm/an inférieure à celle observée entre 1990 et 1999, ce qui montre qu'au même moment où la maison était en train de s'engloutir au sud, la HNMRM montait au nord, probablement sous l'effet du même mouvement isostatique dont les effets s'étendirent jusqu'à Port of Spain.
- 4) À la même époque, les séismes superficiels se sont multipliés dans le golfe de Paria où rien que du côté trinidadien,

l'exploitation pétrolière offshore faisait baisser le niveau de la nappe pétrolière en moyenne de 18,1 mm/an, et ce depuis 1954. Du côté des exploitations pétrolières de l'atlantique, la nappe pétrolière baissait, en moyenne, de 48,7 mm/an depuis 1964. Or, juste en face de ces exploitations pétrolières, sur la côte est, la plage Cocos est la seule plage où les profils ont montré une érosion soutenue depuis 1990. Donc là aussi le niveau de la mer n'aurait pas cessé de monter. Comme cette plage est, elle aussi, située sur une ligne de faille, on a conclu à la présence d'une subsidence liée à l'exploitation offshore de pétrole et qu'on a évalué entre 4,7 et 13,4 mm/an.

Cependant, même si la dominance de la dynamique continentale semble évidente et que l'existence de subsidence sur plusieurs points de la côte est probable, l'analyse des profils des plages, l'évaluation des deux dynamiques et l'intrusion des sels marins dans les aquifères n'ont pas permis d'infirmer l'existence de certaines composantes de la dynamique océanique omises dans les calculs et évaluations.

Les plus importantes de ces composantes ne seraient certainement pas les vagues atlantiques ni le phénomène d'El Nino car les côtes qui souffrent le plus de l'érosion ne sont pas celles de l'est ou du nord donnant sur l'atlantique, mais celle du golfe de Paria bien protégée et où les vagues et les courants sont les moins forts de la région.

Aussi, ce qu'on peut affirmer au terme de cette étude c'est que l'effet de la dynamique continentale est prédominant et que la différence entre la HNMRM calculée est celle observée pourrait être largement attribuée à la subsidence au golfe de Paria. Donc, comme la dynamique océanique calculée (hausse du niveau moyen de la mer absolue ou HNMM) est nettement inférieure à la HNMRM observée au marégraphe de Port of

Spain, il serait encore trop tôt pour attribuer aux changements climatiques la HNMRM observée récemment à Trinidad.

En outre, malgré l'évidence de la dominance de la dynamique continentale, plusieurs « coins d'ombre » subsistent ne serait-ce que parce que nos estimations et nos calculs ont été basés sur des valeurs globales de la littérature et que les profils des plages ont été construits à partir de certaines mesures prises dans des conditions favorisant les erreurs pouvant impliquer une surestimation de l'érosion.

Toutefois, il faut se rendre à l'évidence que certaines parties des côtes trinidiennes sont bel et bien en train de sombrer et que l'île est davantage menacée par une HNMRM due à une action anthropique locale qu'aux conséquences d'un réchauffement global.

Le SIG utilisé dans le cadre de cette étude a permis de visualiser le comportement de l'intrusion future des eaux marines dans les zones côtières et d'évaluer les pertes en superficie des types d'occupation des sols. Il a permis en particulier de montrer la vulnérabilité du terminal gazier, projeté à Mont-Peltier sur la côte sud ouest. Il a aussi permis de mettre en relief la menace qui pèse, à Oropouche, sur l'agriculture ainsi que sur une mangrove constituant un écosystème fragile de l'île.

La conception de ce SIG est simple et peu coûteuse. Il se base sur un modèle numérique d'élévation du terrain (MNE) qui, une fois reclassé à l'aide des scénarios de la HNMRM, permet de générer des masques de simulation de l'intrusion de la mer. Il suffit ensuite de superposer par multiplication ces masques aux couches d'information spatiale pour générer, comme extrants, des cartes thématiques et des statistiques.

On n'a retenu pour ce SIG que l'impact de la HNMRM future sur l'occupation des sols, sur la topographie et le tracé d'un terminal gazier.

Mais rien n'empêche d'exploiter ce même SIG pour analyser d'autres informations spatiales comme celles relatives au réseau routier, aux installations pétrolières, à l'habitat des espèces sauvage, etc.

Les résultats obtenus sont assez précis pour être utilisés en vue de formuler des stratégies d'adaptation aux impacts futures de la HNMRM. Dans le cas du SIG de cette étude, la résolution des extrants cartographiques pourrait être assimilés à la précision d'une carte topographique au 1/10,000^e pour le site de Mont-Peltier et au 1/50,000^e pour Oropouche.

Outre l'utilisation d'outils d'analyse et de modélisation comme les SIG, les autorités locales devraient donc multiplier les moyens de surveillance car ,comme on l'a vu le long de cette étude, le problème est souvent très limité dans l'espace et les endroits qui sont le plus affectés (Icacos et South Cocos) se trouvent assez loin des sites surveillés par les marégraphes.

Des stations GPS, avec ou sans marégraphes, seraient donc nécessaires surtout pour surveiller la dynamique continentale aux plages sensibles. Les mesures des profils des plages devraient également se poursuivre dans les plages à risque. Mais il faudrait en améliorer la technique et l'approche.

Il faudrait surtout bien situer les points-repères des profils à une distance raisonnable de la ligne de côte, les bien matérialiser et ancrer au sol et s'assurer de leur pérennité en les rattachant au réseau géodésique local. Un rattachement au réseau de nivellement national serait également souhaitable, et ce, pour contrôler leur stabilité verticale quand on n'a pas accès aux moyens de positionnement pas satellite (GPS).

Le plus grand soin doit être également apporté aux opérations de mesure. Il faudrait en particulier s'arranger pour effectuer ces opérations à marée basse, et ce, afin d'éviter les erreurs découlant de l'inclinaison de la mire par rapport à la verticale ainsi que son enfoncement dans le sable sous l'action des courants développés par le mouvement des vagues. Il faudrait rappeler que ce sont ces erreurs qui induisent ces erreurs grossières dont il était question plus haut et qui font exagérer l'effet d'érosion.

Références

Ahmad, R.,1991, Structural styles in Trinidad, in *Gillezeau, K.A. (ed.), Transactions of the Second Geological Conference of the Geological Society of Trinidad and Tobago, Port-of- Spain, Trinidad, April 3-8, 1990*, pp. 244-265.

Alcamo, J., Kreileman, G.J.J., Bollen, J.C., Van Den Born, G.J., Gerlagh, R., Krol, M.S., Toet, A.M.C. and de Vries, H.J.M., 1996, Baseline Scenarios of Global Environment Change, *Global Environmental Change*, Vol. 6, N°4, pp. 261-303.

Alm, A., Blommestein, E. and Broadus, J.M., 1993, Climatic Changes and Socio-economic Impacts, in *Climatic Change in the Intra-Americas Sea*, Edited by Maul, A.G., for the UNEP (Eider Caribbean Region) and IOC (Caribbean and Adjacent Regions), London, Edward Arnold, pp. 333-349.

ALNG, 2002, Environmental Baseline Report for Train 4 and the New Jetty of the Trinidad LNG Facilities, Point Fortin, Trinidad; 209 Pages + Appendices.

Andersen, O. B., Knudsen, P., Beckley, B., 2002, Monitoring sea level and sea surface temperature trends from ERS satellites, *Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C*, Vol. 27, N° 32-34, pp. 1413-1417.

Antonov, J. I., S. Levitus, and T. P. Boyer, 2002, Steric sea level variations during 1957–1994: Importance of salinity, *J. Geophys.Res.*, 107(C12), 8013, doi:10.1029/2001JC000964,.

Arakawa, A.1988 , Finite Difference Methods in Climate Modelling, in *Physically-Based Modelling and Simulation of Climate and Climatic*

Change, Part 1, Schlesinger, M.E. (Ed.), Kluwer Academic Publishers, pp. 79-168.

Arola, A. and Lettenmaier, D.P., 1996, Effects of Subgrid Spatial Heterogeneity on GCM-Scale Land Surface Energy and Moisture Fluxes, *Journal of Climate*, Vol. 9, pp. 1339-1344.

Aubrey, D.G. et Emery K.O., 1993, Recent global sea levels and land levels, in *Climate and sea level change: observations, projections, and implications*, Warrick, R. A. Barrow, E. M., and T. M. L. Wigley (Eds.), Cambridge, Cambridge U. Press, p. 45 -55.

Bacon, P.R., Kenny, J.S., Alkins, M.E., Mootoosingh, S.N., Ramcharan, E.K., Seebaran, G.S.B., 1979, Studies on the Biological Resources of Nariva Swamp, Trinidad, Occasional Papers N° 4, Zoology Department, U.W.I., St. Augustine, 455 p.

Balsillie, J.H., 1999, Volumetric beach and coast erosion due to storm and hurricane impact, *Open File Report No. 78*, Florida Geological Survey, Tallahassee, Florida, 54, 37 p.

Barnett, T.P., 1984, The estimation of "global" sea level change: A problem of uniqueness, *J. Geophys. Res.*, 89, pp. 7980-7988.

Barr, K.W. & Saunders, J.B., 1968, An outline of the geology of Trinidad, in *Saunders, J.B. (ed.), Transactions of the Fourth Caribbean Geological Conference, Port-of-Spain, Trinidad, 28th March-12th April. 1965.*

Beltran, C., 1993, *Mapa neotectonico de Venezuela, Escala 1/ 2.000.000*, Departamento de Ciencias de la tierra, Caracas, 1 hoja.

Benada, R., 1993, *PO.DAAC Merges GDR (Topex/Poseidon) Users Handbook, Ver. 1*, JPL, California Institute of Technology, 71 sheets.

Bengtsson, L.O., 1992, Climate System Modeling Prospects, in *Climate System Modeling*, Trenberth, K.E. (Ed.), Cambridge University Press, pp. 705-724.

Bertiger, W. I., Y. E. Bar-Sever, E. J. Christensen, E. S. Davis, J. R. Guinn, B. J. Haines, R. W. Ibanez-Meier, J. R. Jee, S. M. Lichten, W. G. Melbourne, R. J. Muellerschoen, T. N. Munson, Y. Vigue, S. C. Wu, T. P. Yunck, B. E. Schutz, P. A. M. Abusali, H. J. Rim, M. M. Watkins, and P. Willis, 1994, GPS precise tracking of TOPEX/POSEIDON: Results and implications, *Journal of Geophysical Research*, Vol. 99, No. C12, pp 24,449-24,464.

Bird, E. C. F., 1993, *Submerging Coasts, The Effect of Rising Sea Level on Coastal Environment*, Ed. John Wiley and Sons, Chichester, 184 p.

Boer, G.J.; Flato, G.M.; Reader, M.C.; Ramsden, D., 2000, A transient climate change simulation with historical and projected greenhouse gas and aerosol forcing: experimental design and comparison with the instrumental record for the 20th century. *Climate Dynamics*, 16, 405-425.

Bonnefond, P., Exertier P., Schaeffer P., Bruinsma S., and Barlier F., 1995, Satellite altimetry from a short-arc orbit technique: Application to the Mediterranean, *Journal of Geophysical Research*, Vol. 100, pp 25,365-25,382.

Born, G.H., Parke M.E., Axelrad P., Gold K.L., Johnson J., Key K.W., Kubitschek D.G., and Christensen E.J., 1994, Calibration of the TOPEX altimeter using a GPS buoy, *Journal of Geophysical Research*, Vol. 99, No. C12, pp 24,517-24,526.

Bourke, W., 1988, Spectral Methods in Global Climate and Weather Prediction Models, in *Physically-Based Modelling and Simulation of*

Climate and Climatic Change, Prt 1, Schlesinger, M.E. (Ed.), Kluwer Academic Publishers, pp. 79-168.

Bretherton, F.P., Bryan, K. and Woods, J.D., 1990, Time-Dependant Greenhouse-Gas-Induced Climate Change, *in Climate Change; the IPCC Scientific Assessment*, Eds: Houghton, J. T., Jenkins, G. J. and Ephraums, J. J. , Cambridge U. Press, Cambridge, U.K, pp. 176-193.

Bruce, J. Lee, H., and Haites, E. (Eds.), 1996, Climate Change 1995: Economic and Social Dimensions of Climate Change, Contribution of Working Group III to the Second Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, Cambridge University Press, 464 pages.

Bruun P., 1962, Sea-level rise as a cause of shore erosion, *J. Water, Harbors coastal Eng. Div. Am. Soc. Civ. Eng.*, 88, pp. 117-130.

Bruun, P.T., Schwartz M.L., 1985, Analytical predictions of beach profile change in response to a sea level rise, *Z. Geomorphol. N.F. Suppl.* 57, pp. 33-50.

Busalacchi, A. J., M. J. McPhaden, and J. Picaut, 1994, Variability in equatorial Pacific sea surface topography during the verification phase of the TOPEX/POSEIDON mission, *Journal of Geophysical Research*, Vol. 99, No. C12, p. 24,725-24,738.

Cai, W., Syktus, J., Gordon, H.B. and O'Farrell, S., 1997, Response of a Global Coupled Ocean-Atmosphere-Sea Ice Climate Model to an Imposed North Atlantic High-Latitude Freshening, *Journal of Climate*, Vol. 10, pp 929-948.

Caillemer, A., et Le Coq C., 1983, *Astronomie de position, géodésie*, Éd. Technip, Paris, 264 pages.

Cane, M.A., 1992, Tropical Pacific ENSO models: ENSO as a Mode of the Coupled System, *in Climate System Modeling*, Trenberth, K.E. (Ed.), Cambridge University Press, pp. 583-614.

Capotondi, A. and Holland, W.R., 1997, Decadal Variability in an Idealized Ocean Model and its Sensitivity to Surface Boundary Conditions, *Journal of Physical Oceanography*, Vol. 27, pp. 1072-1093.

Cavazos, T., 1997, Downscaling Large-Scale Circulation to Local Winter Rainfall in North Eastern Mexico, *International Journal of Climatology*, Vol. 17, pp. 1069-1082.

Cazenave, A., et K. Feigl, 1994, Formes et mouvements de la terre, Satellites et géodésie, Paris, Éd. CNRS, 159 p.

Chao, Y. and Fu, L.-L., 1995, A Comparaison Between the TOPEX/POSEIDON Data and a Global Ocean General Circulation Model During 1992-1993, *Journal of Geophysical Research*, Vol. 100, pp. 24 965- 24 976.

Chelton, D.B., 1994, The sea state bias in altimeter estimates of sea level from collinear analysis of TOPEX data, *Journal of Geophysical Research*, Vol. 99, No. C12, pp 24,995-25,008.

Chelton, D. B. and Schlax, M. G., 1996, "Global Observations of Oceanic Rossby Waves." *Science* No 272, pp 234-238.

Chelton, D.B. and Schlax M.G., 1994, The resolution capability of an irregularly sampled dataset: with application to GEOSAT altimeter data, *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, Vol. 11, pp 534-550.

Chen, G., Chapron, B., Tournadre, J., Katsaros, K. and D. Vandemark, 1997, Global oceanic precipitation: A joint view by TOPEX and the TOPEX

microwave radiometer, *Journal of geophysical research*, Vol 102 (C5), pp 10,457-10,471.

Cheney, R., Miller L., Agreen R., Doyle N., and Lillibridge J., 1994, TOPEX/POSEIDON: The 2-cm solution, *Journal of Geophysical Research*, Vol. 99, No. C12, pp 24,555-24,563.

Cheng, M.K., Shum C.K., and Tapley B.D., 1997, Determination of Long-Term Changes in the Earth's Gravity Field from Satellite Laser Ranging Observations, *Journal of geophysical research*, Vol 102 (B10), pp 22,377-22,390.

Chilingarian, G.V., Donaldson, E.C., and Yen, T.F., 1995, Subsidence due to fluid withdrawal, *Developments in Petroleum Science* 41, Elsevier Science, Amsterdam, 520 p.

Christensen, E.J., Haines B.J., and McColl K.C., 1994a, Observations of geographically correlated orbit errors for TOPEX/Poseidon using the global positioning system, *Geophysical Research Letters*, v 21 (19), pp 2175-2178.

Christensen, E.J., Haines B.J., Keihm S.J., Morris C.S., Norman R.A., Purcell G.H., Williams B.G., Wilson B.D., Born G.H., Parke M.E., Gill S.K., Shum C.K., Tapley B.D., Kolenkiewicz R., and Nerem R.S., 1994b, Calibration of TOPEX/POSEIDON at Platform Harvest, *Journal of Geophysical Research*, Vol. 99, No. C12, pp 24,465-24,485.

Church, J. A., J. S. Godfrey, D. R. Jackett, and T. J. McDougall, 1991, A Model of Sea Level Rise Caused by Ocean Thermal Expansion, *Journal of Climate*, Vol. 4, p. 438-456.

Coastal Dynamics, 2000, Final Report : Physical oceanographic Surveys for a Coastal Protection Study – WET SEASON. Prepared for Institute of Marine Affairs.

Coastal Dynamics, 1999, Final Report : Physical oceanographic Surveys for a Coastal Protection Study – DRY SEASON. Prepared for Institute of Marine Affairs.

Coccosis, H., 2004, Integrated Coastal Management and River Basin Management, *Water, Air, & Soil Pollution: Focus*, Vol. 4, No 4 – 5, pp 411 - 419 .

Coleman, A., 2001, That Sinking Feeling – the planner's response to the effects of global climate change – Part One, CAP NEWS, Issue No 2, pp. 25-26.

Cooper, J.A.G. and Pilkey, O.H., 2004, Sea-level rise and shoreline retreat: Time to abandon the Bruun Rule, *Global and Planetary Change*, 43, pp. 157-171.

Cooper, H.H., Jr., 1964, A hypothesis concerning the dynamic balance of fresh water and salt water in a coastal aquifer, *U.S. Geological Survey Water-Supply Paper 1613–C*, p. C1–C12.

Crowley, T.J., 1991, Utilisation of Paleoclimate Results to Validate Projections of a Future Greenhouse Warming, in *Greenhouse-Gas-Induced Climatic Change: A Critical Appraisal of Simulations and Observations*, Schlesinger, M.E. (Ed.), Elsevier, New York, pp. 35-45.

Cubasch, U. and Cess, R.D., 1990, Processes and Modelling, in *Climate Change; the IPCC Scientific Assessment, Working Group I*, Eds: Houghton, J. T., Jenkins, G. J. and Ephraums, J. J. , Cambridge U. Press, Cambridge, U.K, pp. 72-91.

CUENIN, R., 1972, *Cartographie générale, Tome 1: Notions générales et principes d'élaboration*, Collection Scientifique de l'Institut Géographique National, Éd. Eyrolles, Paris, 324 p.

Czeranka, M. and Ehlers, M., 1997, GIS als Instrument zur Entscheidungsunterstützung, in *GIS. Geo-Informationen-Systeme*, Vol. 10, N° 2, pp.9-17.

Dahdouh-Guebas, F., 2002, The Use of Remote Sensing and GIS in the Sustainable Management of Tropical Coastal Ecosystems, *Environment, Development and Sustainability*, Vol. 4, No 2, pp 93 – 112 .

Dames and Moore, 1996, Atlantic LNG Company of Trinidad and Tobago; final report Seismic Hazard Analysis and development of Seismic design Parameters for the Proposed LNG Tanks at point Fortin, Trinidad.

Davis, R. D., Anderson, F. S., Mikhail, J. M., 1981, Surveying: Theory and Practice, Mc. Graw-Hill Book Company, Toronto, pp. 119-067 of 992p.

Dean, R. G., and Maurmeyer, E.M., 1983, Models for Beach profile response. In: Komar, P. D., 1983, *Handbook of Coastal Processes and Erosion*, CRC Press Inc., Boca Raton, Fla., pp. 151-165.

Deane, C.A.W., 1971, Coastal Erosion: Point Fortin to Los Gallos. *Second Interim Report*. Prepared for the Government of Trinidad and Tobago, Ministry of Planning and Development and Ministry of Works, 39 pp.

DONNELLY, T.W., 1994, The Caribbean Sea Floor, In *Caribbean Geology: An Introduction*, Kingston, U.W.I. Publishers' Association, pp. 41-64..

Donovan, S.K., 1994, Trinidad, In *Caribbean Geology: An Introduction*, Kingston, U.W.I. Publishers' Association, p. 209-228.

Dooge, J.C.I., 1992, Hydrologic Models of Climate Change, *Journal of Geophysical research*, Vol. 97, 2677-2686.

Douglas, B.C., 2000, Sea level change in the Era of the Recording Tide Gauge, in *Sea Level Rise, History and Consequences*, B.C. Douglas, M.S. Kearney and S.P. Leatherman (Eds.), New York, Academic Press. 37-63.

Douglas, B.C., 2000a, An Introduction to Sea level, in *Sea Level Rise, History and Consequences*, B.C. Douglas, M.S. Kearney and S.P. Leatherman (Eds.), New York, Academic Press, p. 1-11.

Douglas, B.C., 1995, Global sea level change: Determination and interpretation, *Review of Geophysics*, (Suppl. July, 1995) Vol. 33, pp. 1425 - 1432.

Douglas, B.C., Crowell, M., 2000, Long-term Shoreline Prediction and Error Propagation, *J. Coastal Res.*, 16 (1), pp. 145-152.

Eastman, J.R., 1992, *Idrisi Technical Reference*, Clarke University, Worcester, 229 p.

El Achheb, A., Mania, J., Mudry, J., 2001, Processus de salinisation des eaux souterraines dans le bassin Sahel Doukkala (Maroc occidental), *First International Conference on Saltwater Intrusion and Coastal Aquifers Monitoring, Modeling, and Management*, Essaouira, Morocco, April 23–25, 2001.

El Fouladi, A. et Marceau, D.J., 1997, Optimisation du tracé d'un corridor routier, dans la région du Rif au Maroc, dans le contexte de la liaison fixe Europe-Afrique à l'aide d'un SIG, *The Canadian Geographer/Le Géographe Canadien*, Volume 43, no. 3, pp 287-303.

El Raey, M., Nasr, S., Frihy, O., Desouki, S., Dewidar, K., 1995, Potential impacts of accelerated sea level rise on Alexandria governorate, Egypt, *J. Coastal Res.*, 14, pp. 180-204.

El-Sayed, M.K., 1991, Implications of Climate Change for Coastal Areas along the Nile Delta, *The Environmental Professional*, Vol. 13, p. 59-65.

EMA (Environmental Management Authority), 2001, *Initial National Communication of the Republic of Trinidad and Tobago under the United Nations Framework Convention on Climate Change*, Republic of Trinidad and Tobago, Port of Spain, 77 p.

Engelen, G., White, R. and Uljee, I., 1993, Exploratory Modeling of socio-Economic Impacts of Climatic Change, in *Climatic Change in the Intra-Americas Sea*, Edited by Maul, A.G., for the UNEP (Eider Caribbean Region) and IOC (Caribbean and Adjacent Regions), Edward Arnold, London, pp. 350-368.

Fast, J.D., 1995, Mesoscale Modeling and Four-Dimensional Data Assimilation in Areas of Highly Complex Terrain, *Journal of Applied Meteorology*, Vol. 34, pp. 2 762-2 782.

Feron, R.C.V., De Ruijter W.P.M., and van Leeuwen P.J., 1998, A new method to determine the mean sea surface dynamic topography from satellite altimeter observations, *Journal of geophysical research*, Vol 103 (C1), pp 1343-1362.

Fieguth, P. W., Karl, W.C., Willsky, A.S. and Wunsch, Carl, 1995, Multiresolution Optimal Interpolation and Statistical Analysis of TOPEX/POSEIDON Satellite Altimetry, *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, Vol. 33, No. 2, pp. 280-292.

Flato, G.M. and G.J. Boer, 2001, Warming Asymmetry in Climate Change Simulations. *Geophys. Res. Lett.*, Vol. 28, p. 195-198.

Flato, G.M., Boer, G.J., Lee, W.G., McFarlane, N.A., Ramsden, D., Reader, M.C., and Weaver, A.J., 2000, The Canadian Centre for Climate Modelling and Analysis Global Coupled Model and its Climate. *Climate Dynamics*, Vol. 16, p. 451-467.

Flato, G.M. and Hibler, W.D. III, 1992, Modeling Pack Ice as a Cavitating Fluid. *J. Phys. Oceanogr.*, **22**, 626-651.

Fu, L.L. et Chao, Y., 1997, The Sensitivity of a Ocean Model to Wind Forcing: a Test Using Sea Level and Wind Observations from Satellites and Operational Wind Analysis, *Geophysical Research Letters*, Vol. 24, n° 14, pp. 1783-1786.

Fu, L.-L., Christensen E.J., Yamarone C.A., Jr., Lefebvre M., Ménard Y., Dorrer M., and Escudier P., 1994, TOPEX/POSEIDON mission overview, *Journal of Geophysical Research*, Vol. 99, No. C12, pp 24,369-24381.

Galgano, F.A., Douglas, B.C., 2000, Shoreline Position Prediction: Methods and Errors : Methods and Errors, *Environmental Geosciences*, Vol. 1, pp. 23-31.

Galgano, F.A., Douglas, B.C., Leatherman, S.P., 1998, Trends and variability of Shoreline Position, *J. Coastal Res., Spec.*, Issue N° 26, pp. 282-291.

Gallegos, A., Czitrom, S., Zavala, J. and Fernandez, A., (1993), Scenario Modelling of Climate Change on the Ocean Circulation of the Intra-Americas Sea, in *Climatic Change in the Intra-Americas Sea*, Edited

by Maul, A.G., for the UNEP (Eider Caribbean Region) and IOC (Caribbean and Adjacent Regions), London, Edward Arnold, p.55-74.

Gent, P.R. and J.C. McWilliams, 1990, Isopycnal Mixing in Ocean Circulation Models. *J. Phys. Oceanogr.*, **20**, 150-155.

Giorgi, F. , 1990, Simulation of Regional Climate Using a Limited Area Model Nested In a General Circulation Model, *Journal of Climate*, Vol. 3, pp. 941-963.

Giorgi, F. and Mearns, L.O., 1991, Approaches to the Simulation of Regional Climate Change: a Review, *Reviews of Geophysics*, Vol. 29, pp. 191-216.

Glazman, R.E., Fabrikant, A. and Srokosz, M.A., 1996, Numerical analysis of the sea state bias for satellite altimetry, *Journal of Geophysical Research*, Vol. 101, No. C2, pp 3,789-3,799.

GOODCHILD, M., F., 1993, Data Models and Data Quality: Problems and Prospects, in *Environmental Modeling with G.I.S.*, Goodchild, M., F., Parks, B., O., and Steyaert, L., T., Oxford University Press, pp.94-103.

Gordon, C., C. Cooper, C.A. Senior, H. Banks, J.M. Gregory, T.C. Johns, J.F.B. Mitchell and R.A. Wood, 2000, The simulation of SST, sea ice extents and ocean heat transports in a version of the Hadley Centre coupled model without flux adjustments. *Climate Dynamics* 16: 147-168.

Gornitz, V., 1995, A Comparaison of differences between recent and late holocene sea-level trends from eastern North America and other selected regions, *Journal of Coastal Research*. 17, p. 287-297.

Gornitz, V., 1993, Mean sea level changes in the recent past, in *Climate and sea level change: observations, projections, and implications*, Warrick,

R. A. Barrow, E. M., and T. M. L. Wigley (Eds.), Cambridge, Cambridge U. Press, p. 25-43.

Gornitz, V. and Lebedeff, S., 1987, Global Sea-level Changes during the Past Century, *in Sea Level Fluctuation and Coastal Evolution*, Nummedal, D. et al. (Eds), Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication n° 41, p. 3-16.

Goyette, S., 1995, *Développement d'un Modèle Climatique Régional: FIZR, Simulation des Conditions de Janvier de la Côte Ouest Nord Américaine*, Thèse de Doctorat, Université de Montréal, faculté des Arts et Sciences, Département de Géographie, 154 p.

Gratton, Y., 2002, Le Krigeage : La méthode optimale d'interpolation spatiale, *les articles de l'Institut d'Analyse Géographique, Juin 2002*, Québec, 4pages. (www.iag.asso.fr).

Greenslade, D.J.M., Chelton D.B. and Schlax M.G., 1997, The midlatitude resolution capability of sea level fields constructed from single and multiple satellite altimeter datasets, *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, Vol. 14, 849-870.

Gregory, J.M., Church, J., Boer, G.J., Dixon, K., Flato, G., Jackett, D., Lowe, J., O'Farrel, S., Stouffer, R., 2001, Comparison of results from several AOGCMs for global and regional sea-level change 1900-2100, *Clim. Dyn.*, 18, 225-240.

Grotch, S.L., 1991, A Statistical Intercomparison of Temperature and Precipitation Predicted by Four General Circulation Models with Historical Data, *in Greenhouse-Gas-Induced Climatic Change: A Critical Appraisal of Simulations and Observations*, Schlesinger, M.E. (Ed.), Elsevier, New York, pp. 3-33.

Hack, J.J., 1992, Climate System Simulation: basic Numerical and Computational Concepts, *in Climate System Modeling*, Trenberth, K.E. (Ed.), Cambridge University Press, pp. 283-318.

Haidvogel, B. and Bryan, F.O., 1992, Ocean General Circulation Modeling, *in Climate System Modeling*, Trenberth, K.E. (Ed.), Cambridge University Press, pp. 371-412.

Hasselmann, K., 1988, Some Problems in the Numerical Simulations of Climate Variability Using High Resolution Coupled Models, *in Physically-Based Modelling and Simulation of Climate and Climatic Change, Part 1*, Schlesinger, M.E. (Ed.), Kluwer Academic Publishers, pp. 583-614.

Hendricks, J.R., R.R. Leben, G.H. Born, and C.J. Koblinsky, 1996, Empirical orthogonal function analysis of global TOPEX/POSEIDON altimeter data and implications for detection of global sea level rise, *Journal of Geophysical Research*, 101, 14131-14145.

Hess, H.H. and Maxwell, J.C. 1953: Caribbean research project, Geological Soc. Am. Bull. 64, p.1-6

Hidore, J.J. and Oliver, J.E., 1993, *Climatology, an Atmospheric Science*, Mac Millan Publishing Company, New York, 423 pages.

Hoffman, J.S., Wells, J.B., and Titus, J.G., 1986, Future Global Warming and Sea Level Rise, *Iceland Coastal and River Symposium*, Reykjavik, Ed. G. Sigbjarnason, National Energy Authority, p. 245-266.

Holland, W.R., 1985, Simulation of Mesoscale Ocean Variability in mid-latitude gyres, *Advanced Geophysics*, Vol. 28, 479-523. **Hostetler, S.W., 1994,** Hydrologic and Atmospheric Models: The (Continuing) Problem of Discordant Scales, *Climatic Change*, Vol. 27, pp. 345-350.

Houghton, J.J., Meiro Filho, L.G., Callander, B.A., Harris, N., Kattenberg, A. and Maskell, K. (Eds.), 1996, *Climate Change 1995: The Science of Climate Change*, Contribution of Working Group I to the Second Assessment, Report of the IPCC , Cambridge University Press, 584 pages.

Hsissou, Y., Bouchaou, L., Krimissa, M., Mudry, J., 2001, Caractérisation de l'origine de la salinité des eaux de la nappe côtière d'Agadir (Maroc), *First International Conference on Saltwater Intrusion and Coastal Aquifers, Monitoring, Modeling, and Management. Essaouira, Morocco, April 23–25.*

Hu, Z. and , S., 1998, Effects Of Subrid-scale Heterogeneity of Soil Wetness and Temperature on Grid-scale Evaporation and its Parameterization, *International Journal of Climatology*, Vol. 18, pp 49-63.

Huang, Z., Zong, Y., and Zhang, W., 2004, Coastal Inundation due to Sea Level Rise in the Pearl River Delta, China, *Natural Hazards*, Volume 33, Number 2, pp 247-264.

Hwang, C., 1996, A study of the Kuroshio's seasonal variabilities using an altimetric-gravimetric geoid and TOPEX/POSEIDON altimeter data, *Journal of Geophysical Research*, 101, 6313-6335.

Imel, D.A., 1994, Evaluation of the TOPEX/POSEIDON dual-frequency ionosphere correction, *Journal of Geophysical Research*, Vol. 99, No. C12, pp 24,895-24,906.

Institute of Marine Affairs (IMA), 1996, Marine Environmental Impact Assessment for the Proposed LNG Production Plant and Marine Loading Facility at Point Fortin, Trinidad. Document Prepared for the Atlantic LNG Company of Trinidad and Tobago: Technical Advisory Report, 107 pp.

Institute of Marine Affairs (IMA), 1997, Final Report : Phase 1, Shoreline measurement and monitoring programme for the assessment of impacts of construction the LNG production plant and marine loading facility on the stability of the coastline at Point Fortin, Trinidad.

IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change), 2001, The Scientific Basis, Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [HOUGHTON, J.T., Y. Ding, D.J. Griggs, M. Noguer, P.J. van der Linden, X. Dai, K. Maskell, and C.A. Johnson (eds.)]. Cambridge, U.K and New York, NY, USA, 881 pp.

IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change), 2001a, *Climate Change 2001: Impacts, Adaptation, and Vulnerability*. Contribution of Working Group II to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change (McCarthy, J.J., O.F. Canziani, N.A. Leary, D.J. Dokken, and K.S. White (eds)). Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, N.Y., USA, 1032 pp.

Jackson, T.A., and Donovan S.K., 1994, Tobago, *In Caribbean Geology: An Introduction*, Kingston, U.W.I. Publishers' Association, p. 193-207.

Johnson, G.L. and Hanson, L., 1995, Topographic and Atmospheric Influences on Precipitation Variability over a Mountainous Watershed, *Journal of Applied Meteorology*, Vol. 34, pp. 68-87.

Jordan, T.H., 1975, The present-day motions of the Caribbean plate, *J. geophys. Researsch*, 80, pp 4433-4439.

Karl, T.R., Wang, W.C., Schlesinger, M.E., Knight, R.W., and Portman, D., 1990, A Model of Relating General Circulation Model Simulated

Climate to the Observed Local Climate, Part I: Seasonal Statistics, *Journal of Climate*, Vol. 3, 1053 -1079.

Kattenberg, A., and 81 others, 1995, Climate Models-Projections of Future Climate, in *Climate Change 1995: The Science of Climate Change*, pp. 285-357.

Keckler, D., 1997, *Surfer for Windows*. Colorado: Golden Software, Inc. 483p.

Keckler, D, 1994, *Surfer for Windows, Golden Software, User's Guide, Contouring and 3D Surface Mapping*, Golden, CO. 230 pp.

Kiehl, J.T., 1992, Atmospheric General Circulation Modeling, in *Climate System Modeling*, Trenberth, K.E. (Ed.),Cambridge University Press, pp. 319-369.

Kitsiou, D; Coccossis, H. and Karydis, M., 2002, Multi-dimensional evaluation and ranking of coastal areas using GIS and multiple criteria choice methods, *The Science of The Total Environment* Volume 284, Issues 1-3 , Pages 1-17.

Klige, R.K. and dobrovolsky, S.G., 1988, The Ocean Level and Models Simulating its Oscillations, *Journal of Coastal Research*, n° 4, 273-278.

Komar, P.D., 1998 Beach processes and sedimentation, Prentice Hall, (2nd edition). New Jersey,, 544p.

Komar, P. D., 1983, *Handbook of Coastal Processes and Erosion*, CRC Press Inc., Boca Raton, Fla., pp. 1-20.

Leatherman, S.P., Zhang, K., and Douglas, B. C., 2000, Sea level rise to drive coastal erosion. *EOS Trans.* 81 (6), 55-57.

Kraus, N.C. and McDougal, W.G., 1996, The Effects of Seawalls on the Beach: Part I, An Updated Literature Review, *Journal of Coastal Research*, Vol12, n°3, pp.691-701.

Kugler, H.G. 1953, Jurassic to Recent sedimentary environments of Trinidad. *Vereinigung Schweizerische Petroleum-Geologie und Ingenieur Bulletin*, 20 (59), pp. 27-60.

Labyrie, J., Lalou, C. et Delibrias, G., 1969, Étude des transgressions marines sur l'atoll de Mururoa par la datation des différents niveaux de corail, *Cahiers du Pacifique*, 13, p. 59-68.

Lachman, J.L., 1998, «*Seismic potential of the S.W. Tobago fault system*», St. Augustine, University of the West Indies, Department of Physics and Seismic Research Unit, faculty of Agriculture and Natural Sciences, 159 p.

Land and Surveys Division (LSD), 1999, *Detail Specification*, Ministry of Housing and Settlements, Government of the Republic of Trinidad and Tobago, Annex A (32p) and Annex B (9p).

Laprise, R., Caya, D., Giguère, M., Bergeron, G. , Côté, H., Blanchet, J.P., Boer, G. J., McFarlane, N., 1998, Climate and Climate Change in Western Canada as Simulated by the Canadian Regional Climate Model, *Atmos.-Ocean* 36 (2), 119-167.

Lau, N.C., 1992, Climate Variability Simulated in GCMs, *in Climate System Modeling*, Trenberth, K.E. (Ed.), Cambridge University Press, pp. 617-642.

Leatherman, S.P., 2000, Social and Economic Costs of Sea Level Rise, *in Sea Level Rise, History and Consequences*, B.C. Douglas, M.S. Kearney and S.P. Leatherman (Eds.), New York, Academic Press, p. 181-223.

Leatherman, S.P., Zhan, K. and Douglas B.C., 2000, Sea level rise drives Coastal erosion. EOS trans. AGU 81, p. 55-57.

Li, H., Jiao J.J. , 2001, Tide-induced groundwater fluctuation in a coastal leaky confined aquifer system extending under the sea, *Water Resources Research*, Vol. 37, NO. 5, p.p. 1165–1171.

Lins, H.F., Wolock, D.M. and McCabe, G.J., 1997, Scale and Modeling Issues in Water Resources Planning, *Climatic Change*, Vol. 37, pp. 63-88.

Lott, F., 1994, The Significance of Sub-Grid Scale Orography and Problems in their Representation in GCM's, Proceedings of a Seminar Hold at ECMWF on Parametrization of Sub-Grid Scale Physical Processes. 5-9 September 1994. European Centre for Medium-Range Weather Forecasts, Shinfield Park, Reading RG29AX, U.K. ,pp. 277-303.

MacCracken, M., Cubasch, U., Gates, W.L., Harvey, L.D., Hunt, B., Katz, R., Lorenz, E., Manabe, S., McAvaney, B., McFarlane, N., Meehl, G., Meleshko, V., Robock, A., Stenchikov, G., Stouffer, R., Wang, W.C., Washington, W., Watts, R. and Zebiak, S., 1991, Working Group 2: A Critical Appraisal of Model Simulations, in *Greenhouse-Gas-Induced Climatic Change: A Critical Appraisal of Simulations and Observations*, Schlesinger, M.E. (Ed.), Elsevier, New York, pp. 583-591.

Mann, P., C. Schubert, and K. Burke, 1990, Review of the Caribbean Neotectonics. *The Geology of North America* section 1, Vol. H. The Caribbean Region, The Geological Society of America.

Martin, D., 1998, *Caribbean: Planning For Adaptation To Climate Change (Cpacc)*, Coast Survey Development Laboratory/NOAA,

<http://www.pol.ac.uk/psmsl/gb/gb6/martin.html> .

Schouten, M., W., Matano, R.P., Strub, T.P., 2005, A description of the seasonal cycle of the equatorial Atlantic from altimeter data, *Deep-Sea Research I* 52 (2005) 477–493,

Maul, G.A., 1993, Implications of Future Climate on the Ecosystems and Socio-Economics Structure in the Marine and Coastal Regions of the Intra-Americas Sea, in *Climatic Change in the Intra-Americas Sea*, Edited by Maul, A.G., for the UNEP (Eider Caribbean Region) and IOC (Caribbean and Adjacent Regions), Edward Arnold, London, pp. 3-28.

McDougal, W.G., Kraus, N.C. and Ajiwibowo, H., 1996, The Effects of Seawalls on the Beach: Part II, Numerical Modeling of Supertank Seawall Tests, *Journal of Coastal Research*, Vol12, n°3, pp.702-713.

McQueen, J.T., Draxler, R.R. and Rolph, D., 1995, Influence of Grid Size and Terrain Resolution on Wind Field Prediction from the Operational Mesoscale Model, *Journal of Applied Meteorology*, Vol. 3, n°10, pp. 2166-2181.

Melbourne, W.G., Davis E.S., and Yunck T.P., 1994, The GPS flight experiment on TOPEX/POSEIDON, *Geophysical Research Letters*, v. 21 (19), pp 2171-2174.

Ménard, Y., Jeansou E., and Vincent P., 1994, Calibration of the TOPEX/POSEIDON altimeters at Lampedusa: Additional results at Harvest, *Journal of Geophysical Research*, Vol. 99, No. C12, pp 24,487-24,504.

Meehl, G.A., 1992, Global Coupled Models: Atmosphere, Ocean, Sea-Ice, in *Climate System Modeling*, Trenberth, K.E. (Ed.),Cambridge University Press, pp. 555-581

Meier, M.F., 1984, Contribution of small glaciers to global sea level, *Sciences*, 226 (468), p. 1418-1421.

Menard, H.W. and Ladd, H.P., 1963, Oceanic islands, sea-mounts, guyots and atolls, *in: The Sea*, M.N. Hill (ed.), New York, Wiley Interscience, vol. 3, p. 365-387.

Ministry of Energy, Geological Section, 1997, *Areas under oil exploration in Trinidad & Tobago, Scale 1/300.000*, Government of Trinidad & Tobago, Port of Spain, 1 sheet.

Ministry of Planning and Development, 1998, *Water resources Management Strategy for Trinidad and Tobago*. Draft Final Report. Annex 2. Surface Water. Port-of-Spain. 49 p., Annex 6. Irrigation . Port-of-Spain. 35 p.

Ministry of Agriculture, Land and Marine Resources. 1998. *Report on the Performance of the Agricultural Sector in Trinidad and Tobago, 1997*. Port-of-Spain. 28 p.

Ministry of Planning and Development. Central Statistical Office. 1997, Annual Statistical Digest 1997. Port-of-Spain. 205 p.

Minster, J.F., Brossier C., and Rogel, P. ,1995, Variation of the mean sea level from TOPEX/POSEIDON data, *Journal of Geophysical Research*, Vol. 100, pp 25,153-25,161.

Mitchum, G. T., 1994, Comparison of TOPEX sea surface heights and tide gauge sea levels, *Journal of Geophysical Research*, Vol. 99, No. C12, pp 24,541-24,553.

Molines, J.M., Le Provost, C., Lyard, F., Ray, R.D., Shum, C.K., and Eanes, R.J., 1994, Tidal corrections in the TOPEX/POSEIDON

geophysical data records, *Journal of Geophysical Research*, Vol. 99, No. C12, pp 24,749-24,760.

Morris, C.S. and Gill, S.K., 1994, Evaluation of the TOPEX/POSEIDON Altimeter System over the Great Lakes, *Journal of Geophysical Research*, Vol. 99, No. C12, pp 24,527-24,539.

Morton, R.A., Paine, J.G., Gibeaut, J.G., 1994, Stages and duration of post-storm beach recovery, southeastern Texas coast, *J. Coastal Res.*, 10, pp. 884-908.

Müller, R.D., Cande, S.C., Royer, J.-Y., Roest, W.R., and Maschenkov, S., 1999, New constraints on the Late Cretaceous/Tertiary plate tectonic evolution of the Caribbean, in: *Caribbean Basins. Sedimentary basins of the world*, 4, Ed. P. Mann, Elsevier Science, Amsterdam, p. 39-55.

Murphy, C.M., Moore P. and Woodworth P., 1996, Short-arc calibration of the TOPEX/POSEIDON and ERS 1 altimeters utilizing in situ data, *Journal of Geophysical Research*, Vol. 101 (C6), pp 14191-14200.

Nan-Jung, K. U. O., Quanan, Zheng, Chung-Ru, H. O., 2004, Response of Vietnam coastal up welling to the 1997-1998 ENSO event observed by multisensor data, *Remote sensing of environment* Vol. 89, N°1, p.106-111

Nakada, M. and Inoue, H., 2005, Rates and causes of recent global sea-level rise inferred from long tide gauge records. *Quaternary review*, Volume 24, Issues 10-11, Pages 1109-1330

Nerem, R.S., 1995a, Measuring global mean sea level variations using TOPEX/POSEIDON altimeter data, *Journal of Geophysical Research*, Vol. 100, No. C12, pp 250133-250151.

Nerem, R.S., 1995, Terrestrial and planetary gravity fields, *Reviews of Geophysics, Supplement*, pp 469-476.

Nerem, R.S., Mitchum, G.T. 2000, Observation of Sea Level Change from Satellite Altimetry, in *Sea Level Rise, History and Consequences*, B.C. Douglas, M.S. Kearney and S.P. Leatherman (Eds.), New York, Academic Press. 121-163.

Nerem, R.S., Haines, B.J., Hendricks, J., Minster, J.F., Mitchum, G.T. and Whit, W.B., 1997, Improved determination of Global Mean Sea Level Variations using TOPEX/POSEIDON Altimeter Data, *Geophysical Research Letters*, Vol. 24, n°11, pp. 1331-1334.

Nerem, R.S., Jekeli C. and Kaula W.M., 1995, Gravity field determination and characteristics: Retrospective and prospective, *Journal of Geophysical Research*, Vol. 100, No. B8, pp 15,053-15,074.

Nerem, R.S., Lerch, F.J., Marshall, J.A., Pavlis, E.C., Putney, B.H., Tapley, B.D., Eanes, R.J., Ries, J.C., Schutz, B.E., Shum, C.K., Watkins, M.M., Klosko, S.M., Chan, J.C., Luthcke, S.B., Patel, G.B., Pavlis, N.K., Williamson, R.G., Rapp, R.H., Biancale, R. and Nouël, F., 1994a, Gravity Model Development for TOPEX/POSEIDON: Joint Gravity Models 1 and 2, *Journal of Geophysical Research*, Vol. 99, No. C12, pp 24,421-24,447.

Nerem, R.S., Schrama E.J., Koblinsky C.J., and Beckley B.D., 1994b, A preliminary evaluation of ocean topography from the TOPEX/POSEIDON mission, *Journal of Geophysical Research*, Vol. 99, No. C12, pp 24,565-24,583.

Nerem, R.S., Tapley, B.D., and Shum, C.K., 1990, Determination of the Ocean Circulation Using Geosat Altimetry, *Journal of Geophysical Research*, Vol. 95, pp. 3163-3179.

Neilan, R., Van Scoy, P.A., and Woodworth, P.L., 1998, Proceedings of the workshop on methods for monitoring sea level: GPS and tide gauge benchmark monitoring and GPS altimeter calibration. Workshop organized by the IGS and PSMSL, Jet Propulsion Laboratory, Pasadena, California, 17-18 March 1997.

Nicholls, R.J. and F.M.J. Hoozemans, 2004, Global Vulnerability Analysis. In : *Encyclopedia of Coastal Science*, . Kluwer Academic Publishers.

Nicholls, R.J., F.M.J. Hoozemans, and M. Marchand, 1999, Increasing flood risk and wetland losses due to sea-level: regional and global analyses. *Global Environmental Change*, 9 ; S69-S87.

Nicholls, R.J., and Leatherman S.P., 1995, Global sea-level rise, in *As Climate Changes: Potential Impacts and Implications*, edited by K. Strzepek and J.B. Smith, Cambridge University Press, Cambridge, pp 92-123.

Nielsen, P. , 1999, Groundwater Dynamics and Salinity in Coastal Barriers, *Journal of Coastal Research*, 15(3), p.p. 732-740.

Nielsen, P. , Turner, I., 2000, *Groundwater Waves and Water Exchange in Beaches*. (2000) Proc. 27th Int. Conf. Coastal Eng., Sydney ASCE.

Peltier, W.R., 2000, Global glacial isostatic adjustment and Modern Instrumental Records of Relative Sea Level History, In *Sea Level Rise, History and Consequences*, B.C. Douglas, M.S. Kearney and S.P. Leatherman (Eds.), New York, Academic Press, pp. 65-95.

Peltier, W. R., 1994, Ice-age paleontopography, *Science* 265, pp 195-201.

Peltier, W. R., and A. M. Tushingham, (1989), Global sea level rise and the greenhouse effect: might they be connected?, *Science* 244, no. 4906, p. 806-810.

Perez, O.J. and Y.P. Aggarwal, 1998, Present-Day Tectonics of the South Eastern Caribbean and Northeastern Venezuela. *Journal of Geophysics*.

Pilkey, O.H., Young, R.S., Bush, D.M., 2000, Forum, *Eos*, Vol.81, No 38, p.436.

Pilkey, O.H., Young, R.S., Riggs, S.R., Smith, A.W.S., Wu, H., Pilkey, W. D., 1993, The concept of shoreface profile of equilibrium: A critical review, *J. Coastal Res.*, 9, pp. 255-278.

Pilkey, O.H., Young, R.S., Bush, D.M., 2000, Forum, *Eos*, Vol.81, No 38, p.436.

Pirazzoli, P. A., 1996, *Sea level changes: the last 20 000 years*, CNRS, Meudon France, John Wiley & Sons, New York, 211 p.

Pirazzoli, P. A., (1995), Tectonic shorlines, in *Coastal Evolution: Late Quaternary Shoreline Morphodynamics*, Cambridge, Carter, R.W.G. and Woodroffe, C.D. (eds.), Cambridge University Press, p. 451-476.

Pirazzoli, P. A., 1993, Global sea level changes and their measurements, *Globa Planet Change*, 8, pp. 135-148.

Piromallo, C., G. Spada, R. Sabadini, and Y. Ricard, (1997), Sea-level fluctuations due to subduction: The role of mantle rheology, *Geophysical Research Letters*, v 24 (13), p. 1587-1590.

Pope, V. D., M. L. Gallani, P. R. Rowntree and R. A. Stratton, 2000, The impact of new physical parametrizations in the Hadley Centre climate model -- HadAM3. *Climate Dynamics*, 16: 123-146.

Pugh, D.T., 1993, Improving Sea Level Data, in *Climate and sea level change: observations, projections, and implications*, Warrick, R. A. Barrow, E. M., and T. M. L. Wigley (Eds.), Cambridge, Cambridge U. Press, p. 57-71.

Pugh, D.T., 1987, Tides, Surges and Sea Level, Chichester, John Willey and Sons, 472 p.

Quartly, G.D., 1997, Achieving accurate altimetry across storms: Improved wind and wave estimates from C band, *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, pp. 705-715.

Quartly, G.D., Guymer, T.H. and Srokosz, M.A., 1996, The effects of rain on Topex radar altimeter data, *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, Vol. 13, pp 1209-1229.

Ramanathan, N. and Srinivasan, K., 1995, An Estimation of Optimum Grid Size for Kashmir Valley by Spectral Method, *Journal of Applied Meteorology*, Vol. 34, pp. 2783-2786.

Raper, S.C.B., Warrick, R.A., and Wigley, T.M.L., 1990, Global Sea Level Rise: Past and Future, *Proceeding of the SCOPE Workshop on Rising Sea Level and Subsiding Coastal Areas*, Bangkok 1988, Chichester, Ed. J.D. Milliman, John Wiley and Sons.

Rapp, R.H., 1993, Geoid undulation accuracy, *IEEE Trans. on Geosciences and Remote Sensing*, Vol. 31, pp 365-370.

Rapp, R.H. and Wang, Y.M., 1994, Dynamic topography estimates using Geosat data and a gravimetric geoid in the Gulf Stream region, *Geophysical Journal Int.*, Vol. 117, pp 511-528.

Rapp, R.H., and Wang, Y.M., 1994, Mean sea surface and geoid gradient comparisons with TOPEX altimeter data, *Journal of Geophysical Research*, Vol. 99, No. C12, pp 24,657-24,667.

Rapp, R.H. and Wang Y.M., 1993, Geoid undulations differences between geopotential models, *Surveys in Geophysics*, Vol. 14, pp 373-380.

Reader, M.C.; Boer, G.J., 1998, The modification of greenhouse gas warming by the direct effect of sulphate aerosols. *Clim. Dyn.*, **14**, 593-607.

Renyi Liu and Nan Liu, 2002, Flood area and damage estimation in Zhejiang, China, *Journal of Environmental Management* , Volume 66, Issue 1 , Pages 1-8

Risbey, J.S. and Stone, P.H., 1996, A Case Study of the Adequacy of GCM Simulations for Input to Regional Climate Change Assessments, *Journal of Climate*, Vol. 9, pp. 1441-1467.

Robertson, P. & Burke, K., 1989, Evolution of southern Caribbean plate boundary, *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 73, pp. 490-509.

Robin, G. de Q., 1986, Changing the Sea Level, in *The Greenhouse effect, Climatic Change and Ecosystems*, New York, Bolin, b. et al. (Eds), SCOPE 29, Wiley, P. 323-359.

Robock, A., Turco, R.P., Hrdwell, M.A., Ackerman, T.P., Andressen, R., Chang, H.-S. and Sivakumar, M.V.K., 1993, Use of General Circulation Model Output in the Creation of Climate Change Scenarios for Impact Analysis, *Climatic Change*, Vol. 23, pp. 293-335.

Rowley, K., & Ambeh, W., 1991, The case of the El Pilar Fault system in Trinidad and its implications for seismic hazard in the S.E. Caribbean: in Gillezeau, K.A. (ed.), *Transactions of the Second Geological Conference of the Geological Society of Trinidad and Tobago, Port-of-Prince, Trinidad, April 3-8, 1990*, 106 p.

Russo, R.M., 1990, Seismicity, Gravity Anomalies and the Tectonics of the Southeastern Caribbean, Evanston, Illinois, Northwestern University, 163 p.

Schneider, S.H., 1992, Introduction to Climate Modeling, in *Climate System Modeling*, Trenberth, K.E. (Ed.), Cambridge University Press, pp. 3-26.

Schutz, B.E., Tapley, B.D., Abusali P.A.M. and Rim, H.J., 1994, Dynamic Orbit Determination Using GPS Measurements for TOPEX/POSEIDON, *Geophysical Research Letter*, Vol. 21, No. 19, pp 2,179-2,182.

Schwartz, M.L., 1967, The Bruun Theory of Sea-level as a cause of shore erosion. *Journal of Geology*, 75, pp. 76-92.

Schwartz, M.L., 1965, Laboratory study of Sea-level as a cause of shore erosion. *Journal of Geology*, 73, pp. 528-534.

Segal, M., Alpert, P., Stein, U., Mandel, M. and Mitchell, M.J., 1994, Some Assessments of the Potential 2 X CO₂ Climatic Effects on Water Balance Components in the Eastern Mediterranean, *Climatic Change*, Vol. 27, pp. 351-371.

Shepherd, J.B. and Aspinall, W.P., 1983, Seismicity and Earthquake hazard in Trinidad and Tobago, West Indies, *Earthquake Engineering and Structural Dynamics*, Vol. 11, p. 229-250.

Shine, K.P., Derwent, R.G., Wuebbles, D.J. and Morcrette, J.J., 1990, Radiative Forcing of Climate, *in Climate Change; the IPCC Scientific Assessment*, Eds: Houghton, J. T., Jenkins, G. J. and Ephraums, J. J., Cambridge U. Press, Cambridge, U.K, pp. 43-68.

Schouten, Mathijs W., Matano, Ricardo P. and Strub Ted P., 2005, A description of the seasonal cycle of the equatorial Atlantic from altimeter data, *Deep-Sea Research I* 52, pp 477–493.

Shum, C.K., Ries, J.C. and Tapley B.D., 1995, The Accuracy and Applications of Satellite Altimetry, *Geophysical Journal International*, 121, pp 321-336.

Shui-sen C., Liang-fu C., Qin-huo L., Xia L., Qiyu T., 2005, Remote sensing and GIS-based integrated analysis of coastal changes and their environmental impacts in Lingding Bay, Pearl River Estuary, South China, *Ocean & Coastal Management*, Volume 48, Pages 65-83.

Singh, B., 1997a, Climate Changes in the Greater and Southern Caribbean: *International Journal of Climatology*, 17, p.p. 1093-1114.

Singh, B. 1997b, Climate-induced global changes in the southern Caribbean: Trinidad and Tobago, *Global Planetary Changes*, 15, p.p. 93-111.

Singh, B. 1997c, "Is Trinidad Drowning?" (TV Documentary), Bill Kurtis Productions, PBS (Public Broadcasting Service), Chicago, May, 1997.

Siochrú, Ó, Girard, B., Jensen, M., Devi, P., Gordon, V., Pimienta, D., 2001, Issues And Options For Acp Countries In Global Knowledge Partnerships, *Final Report: Phase 1*, COMUNEX, 50 p.

Spechler, R.M., 1994, Saltwater intrusion and quality of water in the Floridan aquifer system, northeastern Florida, *U.S. Geological Survey Water-Resources Investigations Report 92-4174*, 76 p.

Stammer, D., Tokmakian, R., Semtner, A. and Wunsch, C., 1996, How Well Does a 1/4° Global Circulation Model Simulate Large-scale Oceanic Observations?, *Journal of Geophysical Research*, Vol. 101, pp. 25 779-25 811.

Stammer, D., and Wunsch C., 1994, Preliminary assessment of the accuracy and precision of TOPEX/POSEIDON altimeter data with respect to the large-scale ocean circulation, *Journal of Geophysical Research*, Vol. 9, No. C12, pp 24,584 - 24,604.

Stanly, D.J. and Warne, A.G., 1993, Nile Delta: Recent Geological Evolution and Human Impact, *Science*, Vol. 260, p. 628-635.

Strzepek, K.M., Onyeji, S.C., Salah, M. and Yates, D. N., 1995, An Assessment of Integrated Climate Change Impacts on Egypt, in *As Climate Changes: Potential Impacts and Implications*, Cambridge, edited by K. Strzepek and J. B. Smith, Cambridge University Press, p. 180-200.

Sturges, W., and Hong, B.G., 2000, Decadal Variability of Sea level, in *Sea Level Rise, History and Consequences*, B.C. Douglas, M.S. Kearney and S.P. Leatherman (Eds.), New York, Academic Press. 165--180.

Suter, H.H., 1960, *The general and economic geology of. Trinidad, B. W.I., 2nd edition. With revisionary appendix by G.E. Higgins.* HMSO, London, 145 pp.

Tapley, B.D., Watkins M.M., Ries J.C., Davis G.W., Eanes R.J., Poole S.R., Rim H.J., Schutz B.E., Shum C.K., Nerem R.S., Lerch F.J., Marshall J.A., Klosko S.M., Pavlis N.K., and Williamson R.G., 1996,

The Joint Gravity Model 3, *Journal of Geophysical Research*, Vol.101, pp 28029-28049.

Tapley, B.D., J.C. Ries, G.W. Davis, R.J. Eanes, B.E. Schutz, C.K. Shum, M.M. Watkins, J.A. Marshall, R.S. Nerem, B.H. Putney, S.M. Klosko, S.B. Luthcke, D. Pavlis, R.G. Williamson, and N.P. Zelensky, 1994, Precision orbit determination for TOPEX/POSEIDON, *Journal of Geophysical Research*, Vol. 99, No. C12, pp 24,383-24,404.

Testard, R., 1973, *Notions de Géodésie*, Collection technique de l'Institut Géographique National, École Nationale des Sciences Géographiques, Editions Eyrolles, Paris,199 p.

The Admiralty, updated to 1998, *Approaches to Trinidad including the gulf of Paria*, London, 1965, Marine chart n° 493.

The Trinidad & Tobago Hydrographic Unit, 1987, *Port of Spain*, Land & Surveys Division, Ministry of Planning and Mobilization, Marine chart n° TT002

Thieler, E.R., Pilkey Jr., O.H., Young, R.S., Bush, D.M., Chai, F., 2000, The use of mathematical models to predict beach behavior for U.S. coastal engineering: A critical review, *J. Coastal Res.*, 16, pp. 48-70.

Tsaoussi, L.S., and Koblinsky C.J., 1994, An error covariance model for sea surface topography and velocity derived from TOPEX/POSEIDON altimetry, *Journal of Geophysical Research*, Vol. 99, No. C12, pp 24,669-24,683.

United States Department of Energy, 1985, *Glaciers, Ice Sheets, and Sea Level: Effect of CO₂-induced Climatic Change*, Springfield, VA, National Technical Information Service, United States Department of Commerce, Report DOE/ER/60235-1, 348 p.

Van Andel, T. and Potsna, T., 1954, Recent sediments in the golf of Paria. Reports of the Orinoco Shelf expedition, Vol. 1, North Holland publishing Compagny, Amsterdam.

Van der Veen, C.J., 1988, Projecting Future Sea Level, *Survey in Geophysics*, n° 9, p. 389-418.

Verstraete, J.-M., Park Y.-H., 1995, Comparison of TOPEX/POSEIDON altimetry and in situ sea level data at Sao Tome Island, Gulf of Guinea, *Journal of Geophysical Research*, Vol. 100, pp 25,129-25,134.

Vicente, V.P., Singh, N.C. and Botello, A.V., 1993, Ecological Implications of Potential Climate Change and Sea Level Rise, *in Climatic Change in the Intra-Americas Sea, Edited by Maul, A.G., for the UNEP (Eider Caribbean Region) and IOC (Caribbean and Adjacent Regions)*, Edward Arnold, London, pp. 262-281.

Warrick, R. A., (1993), Climate and sea level change: a synthesis, *in Climate and Sea Level Change: Observations, Projections, and Implications*, Warrick, R. A. Barrow, E. M., and T. M. L. Wigley (Eds.), Cambridge, Cambridge U. Press, p. 3-21.

Warrick, R. and Oerlemans, J.,1990, Sea Level Rise, *in Climate Change; the IPCC Scientific Assessment*, Eds: Houghton, J. T., Jenkins, G. J. and Ephraums, J. J. , Cambridge U. Press, Cambridge, U.K, pp. 260-281.

Washington, W.M. and Meehl, G.A., 1991, Characteristics of Coupled Atmosphere-Ocean CO₂ Sensitivity Experiments with Different Ocean Formulations, *in Greenhouse-Gas-Induced Climatic Change: A Critical Appraisal of Simulations and Observations*, Schlesinger, M.E. (Ed.), Elsevier, New York, pp. 3-33.

Washington, W.M. and Parkinson, C.L., 1986, *An Introduction to Three-Dimensional Climate Modeling*, University Science Books and Oxford University Press, 422 pages.

Watson, R.T., Zinyowera, M.C. and Moss, R.H. (Eds) 1996, Impacts, Adaptations and Mitigation of Climate Change: Scientific-Technical Analyses, *Climate Change 1995, Contribution of Working Group II to the Second Assessment Report of IPCC*, Cambridge University Press 880 pages.

White, W. A., and Morton, R. A., 1997, Wetland losses related to fault movement and hydrocarbon production, southeastern Texas coast, *Journal of Coastal Research*, v. 13, p. 1305-1320.

Wigley, T.M.L., Briffa, J.P.D., and Smith, G., 1990, Obtaining Sub-Grid-Scale Information from Coarse-Resolution General Circulation Model Output, *Journal of Geophysical Research*, Vol. 95, 1943-1953.

Wigley, T.M.L. and Raper, S.C.B., 1993, Future changes in global mean sea level, in *Climate and sea level change: Observations, Projections and implications*, Warrick, R.A., Barrow, E. M. and Wigley, T.M.L. (eds), Cambridge, Cambridge University Press, p. 111-133.

Wigley, T.M.L. and Raper, S.C.B., 1987, Thermal Expansion of Sea Water Associated with Global Warming, *Nature*, n° 330, p. 127-131.

Wiprut, D., and Zoback, M., 2000, Fault reactivation and fluid flow along a previously dormant normal fault in the northern North Sea, *Geology*, v. 28, p. 595-598.

Woodworth, P.L., 1993, Sea level changes, in *Climate and sea level change: observations, projections, and implications*, Warrick, R. A. Barrow,

E. M., and T. M. L. Wigley (Eds.), Cambridge, Cambridge U. Press, p. 379-391.

Wöppelmann G., Boucher, C., Simon, B, 2000, "Suivi du niveau de la mer par marégraphe et GPS". *Revue XYZ*, N°. 83, 2e trimestre 2000, pp. 23-29.

Wöppelmann G., S.Allain, P.Bahurel, S.Lannuzel et B.Simon, 1999, "Zéro hydrographique : vers une détermination globale". *Revue XYZ*, N°. 79, 2e trimestre 1999, pp. 27-34.

Yang, S. and Gutowski Jr., W.J., 1994, GCM Simulations of the Three-Dimensional Propagation of Stationary Waves, *Journal of Climate*, Vol. 7, pp. 414-433.

Zeidler, R, B., 1997a, Continental shorelines: climate change and integrated coastal management, *Ocean & Coastal Management* , Volume 37, Issue 1 , 1997, pp 41-62

Zeidler, R.B., 1997, Climate Change Vulnerability and Response Strategies for the Coastal Zone of Poland, *Climatic Change*, Vol. 36, n° 1-2, pp 151-173.

Zerbini, S., Plag H.-P, Baker T., Becker M., Billiris H., Bürki B., Kahle H.-G., Marson I., Pezzoli L., Richter B., Romagnoli C., Sztobryn M., Tomasi P., Tsimplis M., Veis G., and Verrone G., 1996, Sea level in the Mediterranean: a first step towards separating crustal movements and absolute sea-level variations, *Global and Planetary Change*, pp. 1 - 48.

Zhang, K. , 1998, Twentieth Century Storm Activity and Sea Level Rise Along the U.S. East Coast and Their Impact on Shoreline Position, Ph.D. Dissertation, Department of Geography, University of Maryland, College Park.

Zhang, K., Douglas, B.C., Leatherman, S.P., 2001, Beach Erosion for Severe Nor'easters, *J. Coastal Res.*, 17 (2), pp. 309-321.

Zhang, K., Douglas, B.C., Leatherman, S. P., 1997, U.S. East Coast storm surges provide unique climate record, *EOS*, 78 (37), pp. 396-397.

Annexes

**Annexe A : Moyennes mobiles mensuelles des données marégraphiques
entre 1984 et 1999, à Port of Spain**

01/84		01/89	779	01/94	
02/84		02/89	781	02/94	727
03/84		03/89	784	03/94	771
04/84		04/89	780	04/94	781
05/84		05/89	772	05/94	794
06/84		06/89	768	06/94	809
07/84		07/89	757	07/94	818
08/84		08/89	745	08/94	831
09/84		09/89	725	09/94	846
10/84		10/89	715	10/94	862
11/84	738	11/89	705	11/94	872
12/84	744	12/89	704	12/94	874
01/85	750	01/90	715	01/95	883
02/85	747	02/90	712	02/95	878
03/85	750	03/90	730	03/95	878
04/85	759	04/90	754	04/95	876
05/85	766	05/90	753	05/95	876
06/85	771	06/90	753	06/95	878
07/85	779	07/90	753	07/95	878
08/85	789	08/90	753	08/95	877
09/85	789	09/90	753	09/95	867
10/85	783	10/90	861	10/95	871
11/85	787	11/90	873	11/95	878
12/85	785	12/90	892	12/95	885
01/86	794	01/91	845	01/96	895
02/86	798	02/91	807	02/96	899
03/86	787	03/91	781	03/96	902
04/86	777	04/91	759	04/96	901
05/86	773	05/91	746	05/96	896
06/86	773	06/91	740	06/96	892
07/86	767	07/91	736	07/96	890

08/86	762	08/91	737	08/96	893
09/86	760	09/91	727	09/96	889
10/86	764	10/91	725	10/96	890
11/86	773	11/91	735	11/96	890
12/86	777	12/91	747	12/96	890
01/87	777	01/92	754	01/97	889
02/87	777	02/92	760	02/97	885
03/87	781	03/92	767	03/97	882
04/87	785	04/92	771	04/97	888
05/87	794	05/92	780	05/97	889
06/87	799	06/92	789	06/97	887
07/87	801	07/92	788	07/97	882
08/87	808	08/92	785	08/97	872
09/87	810	09/92	783	09/97	861
10/87	815	10/92	781	10/97	857
11/87	826	11/92	784	11/97	861
12/87	836	12/92	789	12/97	854
01/88	836	01/93	796	01/98	850
02/88	836	02/93	808	02/98	843
03/88	826	03/93	824	03/98	831
04/88	810	04/93	829	04/98	828
05/88	799	05/93	836	05/98	832
06/88	793	06/93	858	06/98	835
07/88	782	07/93	872	07/98	835
08/88	780	08/93	880	08/98	836
09/88	777	09/93	865	09/98	845
10/88	778	10/93		10/98	851
11/88	775	11/93		11/98	866
12/88	781	12/93		12/98	879
				01/99	886
				02/99	897
				03/99	904
				04/99	902
				05/99	901

Annexe B : Calcul des élévations du profil ainsi que du volume des matériaux déplacés, de 1990 à 2001, par rapport au point repère

Calcul des élévations des points du profil, par rapport au repère terrestre, pour la plage Blanchisseuse

NB: Les points du profil sont mesurés de 2 mètres en 2 mètres

Points	10/07/01	27/10/99	16/01/98	Interpolation	10/01/96	17/07/95	06/09/94	10/12/93	24/07/92	08/07/91	23/07/90
	élévation	élévation	élévation	élévation	élévation	élévation	élévation	élévation	élévation	élévation	élévation
Repère	0.00	0.00	0	0.00	0	0	0	0	0	0	0
M1	0.00	0.00	0	-0.01	-0.01	0.06	0	0	0.01	0.03	0.07
M2	-0.01	-0.02	-0.01	-0.01	-0.01	0.06	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01
M3	-0.02	-0.01	0.02	0.01	-0.01	0.1	0.02	0.01	0.07	0.02	0.06
M4	-0.56	-0.47	-0.41	-0.34	-0.26	-0.24	-0.32	-0.29	0.11	0.12	0.17
M5	-1.17	-0.85	-0.74	-0.76	-0.78	-0.76	-0.81	-0.75	-0.9	-0.75	-0.69
M6	-1.47	-1.05	-1.34	-1.19	-1.03	-0.96	-1.27	-1.28	-1.08	-1.24	-1.05
M7	-1.78	-1.29	-1.67	-1.48	-1.28	-1.27	-1.51	-1.58	-1.39	-1.62	-1.15
M8	-2.09	-1.56	-1.88	-1.78	-1.67	-1.57	-1.9	-1.86	-1.8	-1.94	-1.86
M9	-2.39	-1.79	-2.08	-2.03	-1.98	-1.9	-2.26	-2.07	-2.31	-2.21	-2.16
M10	-2.64	-2.01	-2.27	-2.28	-2.29	-2.16	-2.51	-2.26	-2.65	-2.48	-2.4
M11	-2.85	-2.20	-2.46	-2.53	-2.59	-2.43	-2.35	-2.51	-3.01	-2.79	-2.62
M12	-3.08	-2.38	-2.67	-2.77	-2.86	-2.68	-2.55	-2.74	-3.32	-3.08	-2.86
M13	-3.33	-2.60	-2.91	-3.00	-3.09	-2.95	-2.72	-3.04	-3.46	-3.34	-3.1
M14	-3.62	-2.83	-3.11	-3.22	-3.32	-3.2	-2.93	-3.67	-3.47	-3.5	-3.36
M15	-3.85	-3.05	-3.29	-3.42	-3.55	-3.4	-3.1	-3.7	-3.56	-3.52	-3.5
M16	-4.19	-3.36	-3.49	-3.39	-3.28	-3.37	-3.21	-3.62	-3.64	-3.5	-3.84
M17	-4.30	-3.63	-3.66	-3.49	-3.31	-3.39	-3.25	-3.54	-3.71	-3.5	-3.98
M18	-4.32	-3.87	-3.56	-3.51	-3.45	-3.43	-3.27	-3.64	-3.81	-3.48	-4

Calcul du volume des cellules du profil aérien, en mètre cube, pour la plage Blanchisseuse

	10/07/01	27/10/99	16/01/98	8/01/97	10/01/96	17/07/95	06/09/94	10/12/93	24/07/92	08/07/91	23/07/90
Repère	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
M1	0.000	0.002	0.000	-0.005	-0.010	0.060	0.000	0.000	0.010	0.030	0.070
M2	-0.014	-0.014	-0.010	-0.015	-0.020	0.120	0.020	0.010	0.020	0.040	0.080
M3	-0.032	-0.029	0.010	-0.005	-0.020	0.160	0.040	0.020	0.080	0.030	0.070
M4	-0.580	-0.486	-0.390	-0.330	-0.270	-0.140	-0.300	-0.280	0.180	0.140	0.230
M5	-1.728	-1.322	-1.150	-1.095	-1.040	-1.000	-1.130	-1.040	-0.790	-0.630	-0.520
M6	-2.637	-1.902	-2.080	-1.945	-1.810	-1.720	-2.080	-2.030	-1.980	-1.990	-1.740
M7	-3.249	-2.344	-3.010	-2.660	-2.310	-2.230	-2.780	-2.860	-2.470	-2.860	-2.200
M8	-3.864	-2.853	-3.550	-3.250	-2.950	-2.840	-3.410	-3.440	-3.190	-3.560	-3.010
M9	-4.471	-3.355	-3.960	-3.805	-3.650	-3.470	-4.160	-3.930	-4.110	-4.150	-4.020
M10	-5.028	-3.806	-4.350	-4.310	-4.270	-4.060	-4.770	-4.330	-4.960	-4.690	-4.560
M11	-5.491	-4.211	-4.730	-4.805	-4.880	-4.590	-4.860	-4.770	-5.660	-5.270	-5.020
M12	-5.931	-4.576	-5.130	-5.290	-5.450	-5.110	-4.900	-5.250	-6.330	-5.870	-5.480
M13	-6.411	-4.976	-5.580	-5.765	-5.950	-5.630	-5.270	-5.780	-6.780	-6.420	-5.960
M14	-6.951	-5.431	-6.020	-6.215	-6.410	-6.150	-5.650	-6.710	-6.930	-6.840	-6.460
M15	-7.476	-5.881	-6.400	-6.635	-6.870	-6.600	-6.030	-7.370	-7.030	-7.020	-6.860
M16	-8.041	-6.406	-6.780	-6.805	-6.830	-6.770	-6.310	-7.320	-7.200	-7.020	-7.340
M17	-8.486	-6.986	-7.150	-6.870	-6.590	-6.760	-6.460	-7.160	-7.350	-7.000	-7.820
M18	-8.616	-7.498	-7.220	-6.990	-6.760	-6.820	-6.520	-7.180	-7.520	-6.980	-7.980
Somme:	-79	-62	-68	-67	-66	-64	-65	-69	-72	-70	-71

Volume des matériaux déplacés par rapport à 1990 (en Mètre Cube):

A - 1990	-8	9	4	4	5	7	6	2	-1	1	0
----------	----	---	---	---	---	---	---	---	----	---	---

Somme du volume des cellules entre le repère et M9 (en Mètre Cube):

	-16.58	-12.30	-14.14	-13.11	-12.08	-11.06	-13.80	-13.55	-12.25	-12.95	-11.04
--	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------

Volume des matériaux déplacés par rapport à 1990 entre le repère et M9 (en Mètre Cube):

	-6	-1	-3	-2	-1	0	-3	-3	-1	-2	0
--	----	----	----	----	----	---	----	----	----	----	---

Calcul des élévations des points du profil, par rapport au repère terrestre, pour la plage Guayaguayare

NB: Les points du profil sont mesurés de 2 mètres en 2 mètres

	2001 10/07/01	1999 27/10/99	1998 13/01/98	1996 13/01/96	1995 10/07/95	1994 04/06/94	1993 13/07/93	1991 10/07/91	1990 26/07/90
	m	m	m	m	m	m	m	m	m
Repère	0.00	0.00	0.00	0	0	0	0	0	0
M1	-0.64	-1.01	-0.56	-0.85	-0.96	-0.82	-1.48	-1.15	-0.15
M2	-0.75	-1.14	-0.61	-1.02	-1.11	-0.92	-1.58	-1.33	-1.1
M3	-0.90	-1.25	-0.74	-1.2	-1.27	-1.03	-1.71	-1.49	-1.26
M4	-1.11	-1.34	-0.87	-1.35	-1.4	-1.08	-1.79	-1.62	-1.44
M5	-1.25	-1.46	-1.17	-1.49	-1.51	-1.15	-1.88	-1.74	-1.54
M6	-1.38	-1.52	-1.25	-1.61	-1.58	-1.32	-1.94	-1.85	-1.62
M7	-1.49	-1.57	-1.40	-1.66	-1.63	-1.44	-1.98	-1.95	-1.69
M8	-1.58	-1.63	-1.52	-1.74	-1.68	-1.58	-2.02	-2.04	-1.74
M9	-1.64	-1.70	-1.63	-1.81	-1.75	-1.63	-2.07	-2.11	-1.79
M10	-1.71	-1.74	-1.72	-1.87	-1.81	-1.73	-2.11	-2.21	-1.85
M11	-1.77	-1.77	-1.80	-1.92	-1.87	-1.78	-2.16	-2.28	-1.91
M12	-1.83	-1.84	-1.86	-1.97	-1.91	-1.93	-2.25	-2.35	-1.97
M13	-1.87	-1.90	-1.92	-2.01	-1.97	-1.97	-2.29	-2.39	-2.04
M14	-1.93	-1.97	-1.97	-2.05	-2.04	-2	-2.32	-2.44	-2.11
M15	-2.01	-2.03	-2.07	-2.09	-2.09	-2.13	-2.34	-2.48	-2.19
M16	-2.07	-2.10	-2.14	-2.15	-2.16	-2.18	-2.37	-2.54	-2.28
M17	-2.13	-2.18	-2.22	-2.19	-2.24	-2.2	-2.41	-2.61	-2.34
M18	-2.17	-2.23	-2.28	-2.25	-2.3	-2.2	-2.47	-2.68	-2.47

Calcul du volume des cellules du profil aérien, en mètre cube, pour la plage Guayaguayare

2001 1999 1998 1996 1995 1994 1993 1991 1990

Repère	10/07/01	27/10/99	13/01/98	13/01/96	10/07/95	04/06/94	13/07/93	10/07/91	26/07/90
M1	0	0	0	0	0	0	0	0	0
M2	-0.64	-1.01	-0.56	-0.85	-0.96	-0.82	-1.48	-1.15	-0.15
M3	-1.39	-2.15	-1.17	-1.87	-2.07	-1.74	-3.06	-2.48	-1.25
M4	-1.66	-2.39	-1.35	-2.22	-2.38	-1.95	-3.29	-2.82	-2.36
M5	-2.01	-2.59	-1.61	-2.55	-2.67	-2.11	-3.50	-3.11	-2.70
M6	-2.35	-2.79	-2.04	-2.84	-2.91	-2.23	-3.67	-3.36	-2.98
M7	-2.63	-2.97	-2.42	-3.10	-3.09	-2.47	-3.82	-3.59	-3.16
M8	-2.87	-3.09	-2.65	-3.27	-3.21	-2.76	-3.92	-3.80	-3.31
M9	-3.07	-3.20	-2.92	-3.40	-3.31	-3.02	-4.00	-3.99	-3.43
M10	-3.23	-3.33	-3.15	-3.55	-3.43	-3.21	-4.09	-4.15	-3.53
M11	-3.35	-3.44	-3.35	-3.68	-3.56	-3.36	-4.18	-4.32	-3.64
M12	-3.47	-3.51	-3.52	-3.79	-3.68	-3.51	-4.27	-4.49	-3.76
M13	-3.59	-3.61	-3.66	-3.89	-3.78	-3.71	-4.41	-4.63	-3.88
M14	-3.70	-3.74	-3.78	-3.98	-3.88	-3.90	-4.54	-4.74	-4.01
M15	-3.80	-3.87	-3.89	-4.06	-4.01	-3.97	-4.61	-4.83	-4.15
M16	-3.94	-3.99	-4.04	-4.14	-4.13	-4.13	-4.66	-4.92	-4.30
M17	-4.07	-4.12	-4.21	-4.24	-4.25	-4.31	-4.71	-5.02	-4.47
M18	-4.20	-4.28	-4.36	-4.34	-4.40	-4.38	-4.78	-5.15	-4.62
Somme	-54.26	-58.49	-53.18	-60.21	-60.26	-55.98	-71.87	-71.84	-60.51

2001 1999 1998 1996 1995 1994 1993 1991 1990

Volume des matériaux déplacés par rapport à 1990 (en Mètre Cube):

10/07/01	27/10/99	13/01/98	13/01/96	10/07/95	04/06/94	13/07/93	10/07/91	26/07/90
-54.26	-58.49	-53.18	-60.21	-60.26	-55.98	-71.87	-71.84	-60.51

Somme du volume des cellules entre le repère et M9 (en Mètre Cube):

-19.83	-23.53	-17.87	-23.65	-24.03	-20.31	-30.83	-28.45	-22.87
--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------

Volume des matériaux déplacés par rapport à 1990 entre le repère et M9 (en Mètre Cube):

3 -1 5 -1 -1 3 -8 -6 0

Calcul des élévations des points du profil, par rapport au repère terrestre, pour la plage

Los Iros

NB: Les points du profil sont mesurés de 2 mètres en 2 mètres

POINTS	2001	1999	1998	1996	1995	1994	1993	1992	1991	1990
	m	m	m	m	m	m	m	m	m	m
Repère	0.00	0.00	0.00	0.00	0	0	0	0	0	0
M1	-0.89	-0.75	-1.06	-0.64	-0.45	-1.13	-1.08	-1.09	-1.07	-0.91
M2	-1.07	-1.03	-1.16	-0.95	-0.92	-1.35	-1.04	-1.31	-1.42	-1.08
M3	-1.18	-1.29	-1.27	-0.955	-1.03	-1.48	-1.16	-1.5	-1.49	-1.23
M4	-1.27	-1.41	-1.39	-0.96	-1.16	-1.52	-1.35	-1.56	-1.55	-1.35
M5	-1.39	-1.43	-1.49	-1.09	-1.3	-1.58	-1.48	-1.6	-1.59	-1.47
M6	-1.50	-1.46	-1.63	-1.22	-1.41	-1.67	-1.65	-1.69	-1.66	-1.62
M7	-1.61	-1.49	-1.78	-1.47	-1.59	-1.77	-1.81	-1.77	-1.76	-1.77
M8	-1.73	-1.52	-1.94	-1.97	-1.67	-1.97	-1.97	-1.86	-1.88	-1.92
M9	-1.84	-1.54	-2.07	-2.13	-1.65	-1.98	-2.14	-1.97	-2	-1.99
M10	-1.95	-1.68	-2.21	-2.25	-1.72	-2.14	-2.28	-2.1	-2.1	-2.03
M11	-2.04	-1.80	-2.28	-2.35	-1.79	-2.21	-2.38	-2.23	-2.17	-2.07
M12	-2.12	-1.92	-2.34	-2.48	-1.85	-2.28	-2.46	-2.29	-2.24	-2.11
M13	-2.17	-2.04	-2.44	-2.52	-1.91	-2.33	-2.53	-2.33	-2.31	-2.14
M14	-2.23	-2.14	-2.46	-2.58	-1.97	-2.39	-2.59	-2.38	-2.37	-2.18
M15	-2.28	-2.22	-2.52	-2.64	-2.02	-2.45	-2.64	-2.43	-2.44	-2.24
M16	-2.33	-2.32	-2.59	-2.7	-2.06	-2.49	-2.7	-2.48	-2.48	-2.3
M17	-2.39	-2.41	-2.63	-2.75	-2.1	-2.53	-2.77	-2.59	-2.53	-2.37
M18	-2.44	-2.47	-2.67	-2.8	-2.15	-2.58	-2.83	-2.66	-2.59	-2.42

Calcul du volume des cellules du profil aérien, en mètre cube, pour la plage Los Iros

	2001	1999	1998	1996	1995	1994	1993	1992	1991	1990
Repère	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
M1	-0.89	-0.75	-1.06	-0.64	-0.45	-1.13	-1.08	-1.09	-1.07	-0.91
M2	-1.95	-1.78	-2.22	-1.59	-1.37	-2.48	-2.12	-2.40	-2.49	-1.99
M3	-2.24	-2.32	-2.43	-1.91	-1.95	-2.83	-2.20	-2.81	-2.91	-2.31
M4	-2.45	-2.70	-2.66	-1.92	-2.19	-3.00	-2.51	-3.06	-3.04	-2.58
M5	-2.66	-2.84	-2.88	-2.05	-2.46	-3.10	-2.83	-3.16	-3.14	-2.82
M6	-2.88	-2.90	-3.12	-2.31	-2.71	-3.25	-3.13	-3.29	-3.25	-3.09
M7	-3.11	-2.95	-3.41	-2.69	-3.00	-3.44	-3.46	-3.46	-3.42	-3.39
M8	-3.34	-3.01	-3.72	-3.44	-3.26	-3.74	-3.78	-3.63	-3.64	-3.69
M9	-3.57	-3.07	-4.01	-4.10	-3.32	-3.95	-4.11	-3.83	-3.88	-3.91
M10	-3.79	-3.23	-4.28	-4.38	-3.37	-4.12	-4.42	-4.07	-4.10	-4.02
M11	-3.99	-3.49	-4.49	-4.60	-3.51	-4.35	-4.66	-4.33	-4.27	-4.10
M12	-4.16	-3.73	-4.62	-4.83	-3.64	-4.49	-4.84	-4.52	-4.41	-4.18
M13	-4.30	-3.96	-4.78	-5.00	-3.76	-4.61	-4.99	-4.62	-4.55	-4.25
M14	-4.40	-4.17	-4.90	-5.10	-3.88	-4.72	-5.12	-4.71	-4.68	-4.32
M15	-4.51	-4.36	-4.98	-5.22	-3.99	-4.84	-5.23	-4.81	-4.81	-4.42
M16	-4.62	-4.54	-5.11	-5.34	-4.08	-4.94	-5.34	-4.91	-4.92	-4.54
M17	-4.73	-4.73	-5.22	-5.45	-4.16	-5.02	-5.47	-5.07	-5.01	-4.67
M18	-4.84	-4.88	-5.30	-5.55	-4.25	-5.11	-5.60	-5.25	-5.12	-4.79
Somme	-62.42	-59.39	-69.19	-66.11	-55.35	-69.12	-70.89	-69.02	-68.71	-63.98

Volume des matériaux déplacés par rapport à 1990 (en Mètre Cube):

	2001	1999	1998	1996	1995	1994	1993	1992	1991	1990
	2	5	-5	-2	9	-5	-7	-5	-5	0

Somme du volume des cellules entre le repère et M9 (en Mètre Cube):

-23.10 -22.32 -25.51 -20.64 -20.71 -26.92 -25.22 -26.73 -26.84 -24.69

Volume des matériaux déplacés par rapport à 1990 entre le repère et M9 (en Mètre Cube):

2 2 -1 4 4 -2 -1 -2 -2 0

Calcul des élévations des points du profil, par rapport au repère terrestre, pour la plage Punta del Arenal

NB: Les points du profil sont mesurés de 2 mètres en 2 mètres

	2001	1999	1998	1996	1995	1994	1993	1992	1991	1990
POINTS										
Repère	m	m	m	m	m	m	m	m	m	m
M1	0.00	0.00	0.00	0	0	0	0	0	0	0
M2	-0.16	-0.20	-0.21	0.06	0	-0.05	-0.12	-0.01	-0.02	-0.07
M3	-0.15	-0.19	-0.13	0.06	-0.03	0.03	-0.18	-0.09	-0.06	-0.17
M4	-0.12	-0.12	-0.13	0.05	-0.02	-0.07	-0.19	-0.08	-0.16	-0.29
M5	-0.10	-0.13	-0.12	0.1	0.02	-0.09	-0.2	-0.15	-0.25	-0.43
M6	-0.21	-0.25	-0.38	-0.12	0.00	-0.15	-0.44	-0.09	-0.34	-0.52
M7	-0.30	-0.32	-0.78	-0.3	-0.02	-0.24	-0.48	-0.4	-0.49	-0.62
M8	-0.51	-0.40	-0.86	-0.39	-0.47	-0.35	-0.55	-0.68	-0.59	-0.64
M9	-0.64	-0.56	-0.86	-0.57	-0.59	-0.49	-0.68	-0.68	-0.65	-0.68
M10	-0.73	-0.72	-0.86	-0.65	-0.66	-0.57	-0.88	-0.71	-0.79	-0.74
M11	-0.82	-0.79	-0.97	-0.79	-0.62	-0.64	-1.01	-0.78	-0.89	-0.9
M12	-0.88	-0.87	-1.11	-0.96	-0.59	-0.74	-1.12	-1.03	-0.99	-1.08
M13	-0.90	-0.93	-1.21	-1.11	-0.56	-0.85	-1.26	-1.16	-1.09	-1.25
M14	-0.96	-1.02	-1.34	-1.25	-0.59	-0.89	-1.43	-1.35	-1.23	-1.48
M15	-1.05	-1.10	-1.48	-1.34	-0.71	-0.94	-1.56	-1.6	-1.39	-1.76
M16	-1.08	-1.28	-1.66	-1.49	-0.88	-1.06	-1.7	-1.8	-1.53	-1.98
	-1.16	-1.45	-1.80	-1.72	-1.08	-1.28	-1.86	-1.96	-1.68	-2.11
Moyenne										
Moyenne e		06/01/98	06/01/96	11/07/95	07/06/94	15/07/93	26/07/92	11/07/91	26/09/90	

M17	-1.22	-1.65	-1.95	-1.85	-1.31	-1.47	-2.07	-2.13	-1.82	-2.23
M18	-1.38	-1.84	-2.10	-2.07	-1.52	-1.56	-2.25	-2.28	-1.96	-2.37

Calcul du volume des cellules du profil aérien, en mètre cube, pour la plage Punta del Arenal

Repère	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
M1	-0.16	-0.20	-0.21	0.06	0.00	-0.05	-0.12	-0.01	-0.02	-0.07
M2	-0.31	-0.39	-0.34	0.12	-0.03	-0.02	-0.30	-0.10	-0.08	-0.24
M3	-0.27	-0.31	-0.26	0.11	-0.05	-0.04	-0.37	-0.17	-0.22	-0.46
M4	-0.22	-0.25	-0.25	0.15	0.00	-0.16	-0.39	-0.23	-0.41	-0.72
M5	-0.31	-0.38	-0.50	-0.02	0.02	-0.24	-0.64	-0.24	-0.59	-0.95
M6	-0.52	-0.57	-1.16	-0.42	-0.02	-0.39	-0.92	-0.49	-0.83	-1.14
M7	-0.81	-0.72	-1.64	-0.69	-0.49	-0.59	-1.03	-1.08	-1.08	-1.26
M8	-1.15	-0.96	-1.72	-0.96	-1.06	-0.84	-1.23	-1.36	-1.24	-1.32
M9	-1.37	-1.28	-1.72	-1.22	-1.25	-1.06	-1.56	-1.39	-1.44	-1.42
M10	-1.55	-1.51	-1.83	-1.44	-1.28	-1.21	-1.89	-1.49	-1.68	-1.64
M11	-1.70	-1.67	-2.08	-1.75	-1.21	-1.38	-2.13	-1.81	-1.88	-1.98
M12	-1.78	-1.80	-2.32	-2.07	-1.15	-1.59	-2.38	-2.19	-2.08	-2.33
M13	-1.86	-1.94	-2.55	-2.36	-1.15	-1.74	-2.69	-2.51	-2.32	-2.73
M14	-2.00	-2.11	-2.82	-2.59	-1.30	-1.83	-2.99	-2.95	-2.62	-3.24
M15	-2.13	-2.37	-3.14	-2.83	-1.59	-2.00	-3.26	-3.40	-2.92	-3.74
M16	-2.24	-2.72	-3.46	-3.21	-1.96	-2.34	-3.56	-3.76	-3.21	-4.09
M17	-2.38	-3.09	-3.75	-3.57	-2.39	-2.75	-3.93	-4.09	-3.50	-4.34
M18	-2.60	-3.49	-4.05	-3.92	-2.83	-3.03	-4.32	-4.41	-3.78	-4.60
Somme	-23.35	-25.77	-33.78	-26.61	-17.74	-21.26	-33.71	-31.68	-29.90	-36.27

Volume des matériaux déplacés par rapport à 1990 (en Mètre Cube):

2001	1999	1998	1996	1995	1994	1993	1992	1991	1990
13	11	2	10	19	15	3	5	6	0

Somme du volume des cellules entre le repère et M9 (en Mètre Cube):

-5.11 -5.06 -7.78 -2.87 -2.88 -3.39 -6.56 -5.07 -5.91 -7.58

Volume des matériaux déplacés par rapport à 1990 entre le repère et M9 (en Mètre Cube):

2 3 0 5 5 4 1 3 2 0

Calcul des élévations des points du profil, par rapport au repère terrestre, pour la plage South Cocos

NB: Les points du profil sont mesurés de 2 mètres en 2 mètres

POINTS	1990		1991		1992		1993		1995		1996		1997		1998		1999		2001	
	m	m	m	m	m	m	m	m	m	m	m	m	m	m	m	m	m	m	m	m
Repère	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
M1	0.07	-0.06	-0.07	-0.08	-0.09	-0.09	-0.09	-0.09	-0.09	-0.09	-0.09	-0.09	-0.09	-0.30	-0.31	-0.31	-0.31	-0.31	-0.31	-0.31
M2	0.29	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	-0.36	-0.37	-0.37	-0.37	-0.37	-0.37	-0.47
M3	0.24	-0.12	-0.55	-0.68	-0.74	-0.74	-0.71	-0.71	-0.71	-0.71	-0.71	-0.71	-0.71	-0.35	-0.38	-0.38	-0.38	-0.41	-0.41	-0.46
M4	-0.28	-0.43	-0.83	-0.72	-0.98	-0.98	-0.88	-0.88	-0.88	-0.88	-0.88	-0.88	-0.88	-0.35	-0.38	-0.38	-0.38	-0.42	-0.42	-0.46
M5	-0.5	-0.66	-0.98	-1.06	-1.15	-1.15	-1.13	-1.13	-1.13	-1.13	-1.13	-1.13	-1.13	-0.45	-0.47	-0.47	-0.47	-0.53	-0.53	-0.58
M6	-0.66	-0.85	-1.17	-1.2	-1.32	-1.32	-1.3	-1.3	-1.3	-1.3	-1.3	-1.3	-1.3	-0.54	-0.54	-0.54	-0.54	-0.61	-0.61	-0.69
M7	-0.79	-0.86	-1.36	-1.34	-1.43	-1.43	-1.45	-1.45	-1.45	-1.45	-1.45	-1.45	-1.45	-0.58	-0.59	-0.59	-0.59	-0.66	-0.66	-0.74
M8	-0.91	-1.15	-1.49	-1.47	-1.54	-1.54	-1.56	-1.56	-1.56	-1.56	-1.56	-1.56	-1.56	-0.61	-0.62	-0.62	-0.62	-0.70	-0.70	-0.77
M9	-1.01	-1.4	-1.58	-1.59	-1.61	-1.61	-1.65	-1.65	-1.65	-1.65	-1.65	-1.65	-1.65	-0.64	-0.65	-0.65	-0.65	-0.73	-0.73	-0.80
M10	-1.11	-1.61	-1.65	-1.71	-1.68	-1.68	-1.76	-1.76	-1.76	-1.76	-1.76	-1.76	-1.76	-0.63	-0.67	-0.67	-0.67	-0.77	-0.77	-0.82
M11	-1.23	-1.77	-1.75	-1.83	-1.75	-1.75	-1.81	-1.81	-1.81	-1.81	-1.81	-1.81	-1.81	-0.66	-0.68	-0.68	-0.68	-0.79	-0.79	-0.83
M12	-1.36	-1.97	-1.84	-1.92	-1.77	-1.77	-1.91	-1.91	-1.91	-1.91	-1.91	-1.91	-1.91	-0.63	-0.72	-0.72	-0.72	-0.81	-0.81	-0.80
M13	-1.51	-2.05	-1.93	-2.01	-1.83	-1.83	-1.98	-1.98	-1.98	-1.98	-1.98	-1.98	-1.98	-0.61	-0.67	-0.67	-0.67	-0.80	-0.80	-0.79

M14	-1.62	-2.17	-1.99	-2.11	-1.86	-2.05	-0.59	-0.61	-1.40	-1.12
M15	-1.69	-2.3	-2.11	-2.18	-1.91	-2.12	-0.51	-0.52	-1.75	-1.64
M16	-1.79	-2.4	-2.2	-2.27	-1.98	-2.19	-1.42	-1.47	-1.97	-1.96
M17	-1.91	-2.51	-2.25	-2.38	-2.04	-2.3	-1.31	-1.58	-2.13	-2.17
M18	-2.13	-2.66	-2.32	-2.48	-2.08	-2.49	-1.81	-1.69	-2.28	-2.36

Calcul du volume des cellules du profil aérien, en mètre cube, pour la plage Punta del Arenal

Repère	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
M1	0.07	-0.06	-0.07	-0.08	-0.09	-0.09	-0.30	-0.31	-0.28	-0.31
M2	0.36	-0.05	-0.06	-0.07	-0.23	-0.61	-0.66	-0.68	-0.67	-0.79
M3	0.53	-0.11	-0.54	-0.67	-0.88	-1.23	-0.71	-0.75	-0.80	-0.93
M4	-0.04	-0.55	-1.38	-1.40	-1.72	-1.59	-0.70	-0.76	-0.84	-0.92
M5	-0.78	-1.09	-1.81	-1.78	-2.13	-2.01	-0.80	-0.85	-0.95	-1.04
M6	-1.16	-1.51	-2.15	-2.26	-2.47	-2.43	-0.99	-1.01	-1.14	-1.27
M7	-1.45	-1.71	-2.53	-2.54	-2.75	-2.75	-1.12	-1.13	-1.27	-1.42
M8	-1.70	-2.01	-2.85	-2.81	-2.97	-3.01	-1.20	-1.21	-1.36	-1.50
M9	-1.92	-2.55	-3.07	-3.06	-3.15	-3.21	-1.25	-1.27	-1.43	-1.56
M10	-2.12	-3.01	-3.23	-3.30	-3.29	-3.41	-1.27	-1.32	-1.51	-1.61
M11	-2.34	-3.38	-3.40	-3.54	-3.43	-3.57	-1.30	-1.35	-1.56	-1.64
M12	-2.59	-3.74	-3.59	-3.75	-3.52	-3.72	-1.30	-1.40	-1.60	-1.63
M13	-2.87	-4.02	-3.77	-3.93	-3.60	-3.89	-1.24	-1.39	-1.61	-1.59
M14	-3.13	-4.22	-3.92	-4.12	-3.69	-4.03	-1.20	-1.28	-2.20	-1.91
M15	-3.31	-4.47	-4.10	-4.29	-3.77	-4.17	-1.10	-1.13	-3.15	-2.76
M16	-3.48	-4.70	-4.31	-4.45	-3.89	-4.31	-1.94	-1.99	-3.72	-3.59
M17	-3.70	-4.91	-4.45	-4.65	-4.02	-4.49	-2.74	-3.05	-4.10	-4.13
M18	-4.04	-5.17	-4.57	-4.86	-4.12	-4.79	-3.12	-3.27	-4.41	-4.54
Somme	-33.67	-47.26	-49.80	-51.56	-49.72	-53.31	-22.92	-24.10	-32.60	-33.15

Volume des matériaux déplacés par rapport à 1990 (en Mètre Cube):

1990	1991	1992	1993	1995	1996	1997	1998	1999	2001
0	-14	-16	-18	-16	-20	11	10	1	1

Somme du volume des cellules entre le repère et M9 (en Mètre Cube):

-6.09 -9.64 -14.46 -14.67 -16.39 -16.93 -7.73 -7.95 -8.74 -9.75

Volume des matériaux déplacés par rapport à 1990 entre le repère et M9 (en Mètre Cube):

0 -4 -8 -9 -10 -11 -2 -2 -3 -4

Annexe C : Production pétrolière Depuis 1908

Source :

GOVERNMENT OF TRINIDAD

MINISTRY OF ENERGY
GEOLOGICAL SECTION

<http://www.energy.gov.tt>

<http://www.energy.gov.tt/applicationloader.asp?app=documentlibrary&catid=13>

	Land.P.R		Marine.P		Daily Average (bopd)	Cumulative		Country's Cumulative Production
	Land Prod (Daily)	Marine Prod (Daily)	Marine.P rod. (Daily)	Total Production		Land Production	Marine Production	
1908	37	0		37	0	37	37	37
1909	47,295	130		47,295	130	47,332	47,332	47,332
1910	105,078	288		105,078	288	152,410	152,410	152,410
1911	221,292	606		221,292	606	373,702	373,702	373,702
1912	485,905	1,328		485,905	1,328	859,607	859,607	859,607
1913	585,182	1,603		585,182	1,603	1,444,789	1,444,789	1,444,789
1914	993,216	2,721		993,216	2,721	2,438,005	2,438,005	2,438,005
1915	904,719	2,479		904,719	2,479	3,342,724	3,342,724	3,342,724
1916	927,875	2,535		927,875	2,535	4,270,599	4,270,599	4,270,599
1917	1,602,302	4,390		1,602,302	4,390	5,872,901	5,872,901	5,872,901
1918	2,081,920	5,704		2,081,920	5,704	7,954,821	7,954,821	7,954,821
1919	1,841,036	5,044		1,841,036	5,044	9,795,857	9,795,857	9,795,857
1920	2,083,110	5,692		2,083,110	5,692	11,878,967	11,878,967	11,878,967
1921	2,354,159	6,450		2,354,159	6,450	14,233,126	14,233,126	14,233,126

1922	2,444,670	6,698	2,444,670	6,698	16,677,796
1923	3,050,787	8,358	3,050,787	8,358	19,728,583
1924	4,058,060	11,088	4,058,060	11,088	23,786,643
1925	4,386,510	12,018	4,386,510	12,018	28,173,153
1926	4,971,479	13,620	4,971,479	13,620	33,144,632
1927	5,380,800	14,742	5,380,800	14,742	38,525,432
1928	7,684,587	20,996	7,684,587	20,996	46,210,019
1929	8,715,788	23,879	8,715,788	23,879	54,925,807
1930	9,418,957	25,805	9,418,957	25,805	64,344,764
1931	9,743,498	26,695	9,743,498	26,695	74,088,262
1932	10,126,121	27,667	10,126,121	27,667	84,214,383
1933	9,561,353	26,195	9,561,353	26,195	93,775,736
1934	10,894,363	29,848	10,894,363	29,848	104,670,099
1935	11,671,224	31,976	11,671,224	31,976	116,341,323
1936	13,237,030	36,167	13,237,030	36,167	129,578,353
1937	15,502,989	42,474	15,502,989	42,474	145,081,342
1938	17,737,201	48,595	17,737,201	48,595	162,818,543
1939	19,741,616	54,087	19,741,616	54,087	182,560,159
1940	22,226,876	60,729	22,226,876	60,729	204,787,035
1941	20,505,980	56,181	20,505,980	56,181	225,293,015
1942	22,069,178	60,464	22,069,178	60,464	247,362,193
1943	21,385,240	58,590	21,385,240	58,590	268,747,433
1944	21,634,965	59,112	21,634,965	59,112	290,382,398
1945	21,092,608	57,788	21,092,608	57,788	311,475,006
1946	20,232,641	55,432	20,232,641	55,432	331,707,647
1947	20,520,554	56,221	20,520,554	56,221	352,228,201
1948	20,110,901	54,948	20,110,901	54,948	372,339,102
1949	20,616,721	56,484	20,616,721	56,484	392,955,823
1950	20,632,421	56,527	20,632,421	56,527	413,588,244
1951	20,842,716	57,103	20,842,716	57,103	434,430,960

1952	21,257,680	58,081	21,257,680	58,081	455,688,640	455,688,640
1953	22,345,923	61,222	22,345,923	61,222	478,034,563	478,034,563
1954	23,629,329	64,738	23,629,329	64,738	501,663,892	501,663,892
1955	24,860,809	68,112	24,895,805	68,208	526,524,701	526,559,697
1956	28,691,311	78,392	28,928,768	79,040	555,216,012	555,488,465
1957	33,568,774	91,969	34,063,947	93,326	588,784,786	589,552,412
1958	35,661,281	97,702	37,355,059	102,343	624,446,067	626,907,471
1959	36,645,866	100,400	40,918,786	112,106	661,091,933	667,826,257
1960	34,802,554	95,089	42,357,329	115,730	695,894,487	710,183,586
1961	34,654,714	94,944	45,767,772	125,391	730,549,201	755,951,358
1962	34,324,460	94,040	48,876,144	133,907	764,873,661	804,827,502
1963	31,349,972	85,890	48,678,270	133,365	796,223,633	853,505,772
1964	30,749,936	84,016	49,730,998	135,877	826,973,569	903,236,770
1965	30,767,737	84,295	48,858,937	133,860	857,741,306	952,095,707
1966	35,418,634	97,037	55,603,484	152,338	893,159,940	1,007,699,191
1967	40,912,584	112,089	64,994,582	178,067	934,072,524	1,072,693,773
1968	38,814,714	106,051	66,903,906	182,798	972,887,238	1,139,597,679
1969	29,715,985	81,414	57,418,493	157,311	1,002,603,223	1,197,016,172
1970	25,374,558	69,519	51,046,893	139,855	1,027,977,781	1,248,063,065
1971	24,214,281	66,340	47,147,731	129,172	1,052,192,062	1,295,210,796
1972	21,927,399	59,911	51,210,809	139,920	1,074,119,461	1,346,421,605
1973	20,158,449	55,229	60,669,960	166,219	1,094,277,910	1,407,091,565
1974	18,787,674	51,473	68,135,818	186,673	1,113,065,584	1,475,227,383
1975	15,095,302	41,357	78,620,938	215,400	1,128,160,886	1,553,848,321
1976	16,345,682	44,660	77,672,635	212,220	1,144,506,568	1,631,520,956
1977	16,506,057	45,222	83,619,077	229,093	1,161,012,625	1,715,140,033
1978	16,589,963	45,452	83,777,503	229,527	1,177,602,588	1,798,917,536
1979	17,134,768	46,945	78,249,474	214,382	1,200,000,000	1,877,167,010
1980	17,102,907	46,729	77,612,960	212,057	1,211,840,263	1,954,779,970
1981	15,797,640	43,281	69,107,289	189,335	1,227,637,903	2,023,887,259

Source :

GOVERNMENT OF
TRINIDAD
MINISTRY OF ENERGY
GEOLOGICAL SECTION

**CRUDE OIL PRODUCTION BY FIELD AREAS
OR DISTRICTS 1999**

COMPAGNY, FIELDS, AREAS OR DISTRICT	DISCOVERY YEAR	TOTAL WELLS COMPLITED	CUMULATIVE PRODUCTION THROUGH DECEMBER 1999	REMARKS
PETROLEUM COMPAGNY OF TRINIDAD AND TOBAGO LTD.			'000 barrels	
Balta Est and west	1952	77	4322	Land
Catshill	1950	137	25166	
Innis	1956	41	6409	
Rock Dome	1962	3	16	
Penal	1936	289	65325	
New Dome	1928	31	3171	
San Francisque	1929	27	5980	
Guapo/Boodoosingh	1922	890	98317	
Parrylands 1-5	1913	513	44320	
Point Fortin and Grand ravine	1907	767	78944	
Beach	1907	0	244	
Erin/Erin (TTOC)	1963	31	7503	
Mahaica	1954	6	0	
Guayagaure and Los bajos	1902	729	91809	
Trinity	1956	95	16035	
Barrackpore	1911	437	40730	
Oropouche	1944	132	7710	
Morne Daiblo and Quinam	1926	104	7868	
Forest Reserve	1920	2091	274554	
Palo Seco	1930	955	170874	
Brighton land	1903	623	72202	

Pt. Ligoure/Brighton				
marine	1937	15	4095	
Couva Marine	1963	6	301	
Cruse	1913	150	262520	Mistake?
				Original:
Wilson	1936	82	205832625203	
Balata Central	1949	6	371	
Mayaro		9	0	
Siparya		2	25	
Fyzabad/Apex Quarry 1920-1938		1049	180685	
Moruga East	1953	80	2956	
Moruga North	1956	23	1085	
Moruga West	1957	130	9774	
Coora/Quarry	1936	744	97377	
Mc Kenzie	1926	1661	7228	
North Marine	1956	19	1269	
Galeota	1963	105	22777	Marine
Central Los Bajos	1973	280	16706	Land
Marcelle Vally	1973	0	230	
Tabaquite	1911	238	1978	
Malony	1902	1	2	
Navette		0	1028	
Antilles Vessigny		1	227	
Goudron	1902	2	62	
Lease Operators		85	5417	
Farmout		63	1532	
Brighton J.V.	1999		15	
Puzzle Island/Debe	1998	1	0	
Total		12730	1659742	
PREMIER				
CONSOLIDATED				
OILFIELDS LIMITED				
Siparia	1957	5	931	Land
San Francisque	1929	120	5195	
Fyzabad/Roodal	1918	282	14272	
Palo Seco	1915	84	1729	
Barrackpore	1970	9	652	
Icacos	1955	14	5284	
Defunct Fields	1954	19	323	
Total		533	28386	
TRINIDAD				
NORTHERN AREAS				

FOS/FT	1954	35	8088	Golf
Soladado	1955	812	606421	of
Total		847	614509	Paria

AMOCO TRINIDAD
OIL CO. LTD.

Sparrow	1997	1	0	Off shore
Teak	1969	155	342875	
samaan	1971	91	227621	
Poui	1974	94	215297	
Cassia	1973	10	19429	
Mora	1982	6	956	
Flambouyant	1993	3	4676	
Immortelle	1993	25	10484	
Banyan	1995	1	9753	
Renegade	1997	1	1833	
Tatou	1997	1	0	
Mahogany	1998	13	3740	
Total		401	836664	

TRINTOMAR

Pellican	1990	3	5808	Marine
ENRON				
Kiskadee	1993	10	8898	Marine
Ibis	1995	6	210	
Total		16	9108	

MORAVEN

Mora	1982	9	1757	Marine
------	------	---	------	--------

TED

Bonasse	1997	6	10	Land
---------	------	---	----	------

VENTURE

Venture	1999	0	15	Land
---------	------	---	----	------

Annexe D : Séismes entre 1964 et 2002

PROFONDEUR: 0-9 KM**GOLFE DE PARIÀ**

Année	Mois	Jour	Latitude.	Longitud.	Magnitude	Profon- deur
1967	3	30	10.61	-61.45	5.3	9
1978	2	24	10.14	-62.21	2.9	2
1978	3	13	10.56	-62.04	3.4	2
1978	9	21	10.72	-61.74	2.7	5
1979	7	18	10.23	-62.24	3.9	8
1979	7	17	10.26	-62.24	4.3	4
1979	7	17	10.59	-61.94	4.1	1
1979	10	3	10.51	-61.83	3.4	5
1992	7	23	10.53	-62.04	3.1	5
1992	3	13	10.60	-61.46	2.6	5
1995	9	24	10.50	-61.95	3.0	5
1997	5	4	10.44	-62.24	3.2	5
1997	1	15	10.52	-61.84	3.3	5
1998	8	17	10.47	-62.12	4.1	7
1998	1	27	10.58	-61.62	2.7	1
1999	1	20	10.49	-62.12	3.2	3
1999	4	7	10.45	-62.09	3.3	4
1999	9	5	10.22	-62.02	3.6	5
1999	8	30	10.21	-61.96	3.5	1
1999	1	27	10.36	-61.82	2.3	3
1999	3	6	10.58	-61.62	2.7	1
2000	1	25	10.35	-62.14	3.6	4
2000	3	12	10.46	-61.80	3.6	3

**CÔTE
ATLANTIQUE**

1994	5	3	10.57	-60.88	3.3	5
1997	2	20	10.07	-60.65	4.0	5

BLANCHISSEUSE

1978	4	4	10.79	-61.19	3.3	9
1993	1	21	10.81	-61.23	3.1	5

NOMBRE DE SÉISMES PAR AN

Année	PARIA	Cumul	ATLANTIC	Cumul	BLANCHIS SEUSE	Cumul
1964			0	0		0
1965			0	0		0
1966			0	0		0
1967		1	1	0		0
1968			1	0		0
1969			1	0		0
1970			1	0		0
1971			1	0		0
1972			1	0		0
1973			1	0		0
1974			1	0		0
1975			1	0		0
1976			1	0		0
1977			1	0		0
1978		3	4	0	1	1
1979		4	8	0		1
1980			8	0		1
1981			8	0		1
1982			8	0		1
1983			8	0		1
1984			8	0		1
1985			8	0		1
1986			8	0		1
1987			8	0		1
1988			8	0		1
1989			8	0		1
1990			8	0		1
1991			8	0		1
1992		2	10	0		1
1993			10	0	1	2
1994			10	1	1	2
1995		1	11	1	1	2
1996			11	1	1	2
1997		2	13	1	2	2

2000	1	26	10.86	-62.19	3.9	4	1998	2	15	2	2
2001	2	15	10.87	-62.21	3.0	3	1999	6	21	2	2
							2000	2	23	2	1
							2001		23	2	1
							2002		23	2	4

PROFONDEUR: 10-55 KM

GOLFE DE PARIÀ

Région Atlantique

Année	Mois	Jour	Latitude	Longitude	Magnitude	Profondeur	Année	Mois	Jour	Latitude	Longitude	Magnitude	Profondeur
1965	8	4	10.10	-61.90	5.4	33	1966	1	4	10.66	-60.80	4.3	10
1965	9	2	10.51	-61.75	4.5	25	1977	11	2	10.77	-61.01	3	14
1966	9	9	10.28	-62.18	4.9	45	1977	10	30	10.50	-61	3.3	50
1966	6	2	10.29	-62.13	5.4	49	1978	4	16	10.51	-61	3.6	24
1966	8	14	10.76	-61.88	4.6	31	1978	9	24	10.65	-60.83	3.1	15
1968	10	20	10.13	-62.06	4.2	45	1978	9	21	10.18	-60.61	3	14
1972	12	6	10.34	-62.15	4.1	35	1980	3	4	10.53	-60.94	3.7	30
1972	6	15	10.15	-61.96	4.1	51	1981	5	10	10.52	-60.91	3.7	34
1973	9	30	10.59	-62.13	4.1	46	1981	5	10	10.52	-60.91	3.7	34
1973	9	30	10.48	-62	4.7	35	1988	3	12	10.47	-61.02	3.4	33
1973	9	30	10.70	-61.99	4.1	35	1988	3	14	10.57	-60.97	3.4	33
1976	10	13	10.75	-61.6	4.9	55	1988	3	17	10.76	-60.91	3.4	33
1977	8	16	10.07	-62.05	3.8	38	1988	3	25	10.68	-60.9	2.8	33
1977	12	8	10.47	-61.74	3.3	39	1988	3	16	10.67	-60.82	3.1	33
1977	7	3	10.77	-61.74	3.7	29	1988	3	10	10.70	-60.79	4.3	33
1977	7	19	10.51	-61.55	3.2	10	1988	3	19	10.72	-60.79	3.6	33
1977	10	7	10.62	-61.55	3.4	28	1988	3	24	10.64	-60.77	3.4	33
1977	8	1	10.52	-61.46	3.3	17	1988	3	14	10.65	-60.76	2.9	33
1977	10	17	10.35	-61.45	3.7	42	1988	3	11	10.52	-60.73	4.1	33
1977	6	28	10.60	-61.45	3.2	40	1988	3	15	10.42	-60.71	4.2	33
1977	6	28	10.51	-61.40	3.2	27	1988	3	14	10.53	-60.67	3	33
1978	5	19	10.30	-62.24	4.8	38	1988	3	15	10.49	-60.63	3.2	33
1978	1	18	10.26	-62.19	4.8	46	1988	3	10	10.47	-60.61	2.9	33
1978	12	3	10.15	-61.98	3.9	48	1988	3	14	10.48	-60.61	3.3	55
1978	4	2	10.46	-61.69	3	15	1988	3	11	10.17	-60.6	5.2	53
1978	5	26	10.31	-61.54	3.9	42	1988	3	10	10.40	-60.58	5.4	53

1979	7	17	10.25	-62.24	4.6	40	1988	3	12	10.14	-60.57	5.7	51
1979	4	20	10.34	-62.23	4	46	1988	3	11	10.44	-60.57	3.9	33
1979	7	17	10.31	-62.21	4.6	25	1988	6	24	10.21	-60.56	6	38
1979	7	17	10.28	-62.08	4.1	22	1988	3	10	10.51	-60.56	3.6	33
1979	7	22	10.01	-61.98	3.6	49	1988	3	10	10.39	-60.5	5.1	47
1979	9	29	10.53	-61.98	3.4	14	1988	4	28	10.31	-60.48	4.6	55
1979	7	17	10.23	-61.92	4.3	29	1988	3	11	10.53	-60.47	4.9	54
1979	7	17	10.51	-61.86	4.1	38	1988	3	10	10.56	-60.44	2.9	33
1979	10	13	10.60	-61.63	3.1	28	1988	3	12	10.42	-60.42	4.4	33
1979	4	13	10.19	-61.46	3.3	27	1988	3	14	10.39	-60.36	4.5	33
1980	1	3	10.49	-62.21	4.7	33	1988	3	10	10.17	-60.32	4.5	33
1981	5	22	10.56	-61.48	3.4	29	1988	3	17	10.21	-60.26	4	33
1981	5	22	10.56	-61.48	3.4	29	1988	5	8	10.10	-60.25	4.5	33
1981	4	19	10.77	-61.44	4.4	32	1988	3	12	10.23	-60.22	4.7	40
1981	4	19	10.77	-61.44	4.4	32	1988	3	10	10.47	-60.22	3.5	33
1985	1	24	10.71	-62.21	4.9	26	1988	3	18	10.04	-60.17	4.5	33
1986	4	7	10.03	-61.9	4.3	33	1988	3	13	10.21	-60.17	5.1	31
1986	11	7	10.34	-61.9	4.5	10	1988	12	4	9.98	-60.16	4.8	30
1988	3	23	10.48	-61.83	4.2	10	1988	3	10	10.16	-60.16	4.6	33
1988	6	24	10.30	-61.72	4.3	50	1988	3	10	10.24	-60.12	4.4	33
1989	12	24	10.41	-62.24	4.4	22	1988	4	22	10.05	-60.11	4.4	50
1989	6	1	10.52	-62.22	3.6	10	1988	3	10	10.23	-60.1	3.9	33
1989	3	20	10.39	-62.18	4.6	10	1988	3	10	10.28	-60.1	4	33
1989	3	16	10.40	-62.17	4.2	10	1988	3	14	10.10	-60.09	4.4	33
1989	2	10	10.43	-62.06	4.3	30	1988	3	10	10.18	-60.08	4.5	33
1989	12	2	10.35	-61.45	2.8	33	1988	3	10	10.42	-60.07	4.6	33
1989	10	26	10.66	-61.43	2.3	33	1988	3	10	10.10	-60.06	3.8	33
1989	11	28	10.30	-61.41	2.6	33	1988	3	12	10.04	-60.03	4.4	20
1990	9	24	10.53	-62.13	3.6	10	1989	4	3	10.75	-60.82	3.3	10
1990	2	3	10.52	-61.96	3	10	1989	7	30	10.42	-60.72	3.4	33
1990	11	20	10.54	-61.83	3.1	33	1989	11	18	10.64	-60.72	3.1	33
1990	8	5	10.45	-61.49	2.9	10	1989	8	23	10.31	-60.59	3.4	33
1991	9	28	10.77	-62.24	3.2	33	1989	5	30	10.55	-60.57	3.4	33
1991	9	12	10.51	-62.1	3.5	10	1989	5	16	10.27	-60.46	3.5	26
1991	6	14	10.45	-61.93	3.5	33	1990	9	3	10.75	-60.93	3.6	33
1991	8	27	10.38	-61.84	3.3	33	1990	7	7	10.71	-60.81	3.4	33
1991	8	27	10.46	-61.77	3.3	10	1990	10	9	10.20	-60.26	4.7	28
1991	3	29	10.50	-61.75	3.7	33	1991	10	11	10.75	-60.99	2.8	10
1991	1	15	10.54	-61.74	3	10	1991	8	26	10.64	-60.8	3.3	27
1991	12	14	10.47	-61.71	2.9	10	1991	9	20	10.67	-60.7	2.9	33
1991	8	20	10.48	-61.69	4.3	42	1991	2	27	9.88	-60.02	4.2	33
1991	10	2	10.56	-61.65	2.9	33	1992	8	7	10.69	-60.92	3.5	10
1991	8	20	10.52	-61.62	3.2	33	1992	5	11	10.50	-60.9	2.6	33
1991	7	25	10.47	-61.55	2.7	33	1992	3	25	10.60	-60.9	3	33
1991	10	8	10.43	-61.47	2.1	33	1992	10	3	10.53	-60.72	2.9	10
1992	12	22	10.53	-62.17	3.7	10	1992	3	20	10.40	-60.59	3.5	33
1992	3	10	10.63	-62.13	3.1	10	1993	1	24	10.52	-61.03	3	33

1992	10	13	10.59	-62.11	2.9	33	1993	9	29	10.61	-60.99	2.7	33
1992	9	29	10.10	-62.09	3	10	1993	7	6	10.49	-60.98	3.4	33
1992	8	24	10.52	-62.01	3.3	10	1993	6	23	10.72	-60.81	2.5	10
1992	1	4	10.69	-61.95	3	10	1993	12	17	10.60	-60.77	3	33
1992	7	30	10.73	-61.83	3.2	10	1994	5	4	10.36	-61	3.4	33
1992	2	10	10.46	-61.79	2.7	27	1994	5	3	10.53	-60.98	3.5	33
1992	8	23	10.58	-61.77	3.1	33	1994	8	3	10.54	-60.98	3.5	33
1992	3	23	10.47	-61.71	3.1	10	1994	5	3	10.38	-60.96	3.3	33
1992	11	11	10.63	-61.64	3.6	33	1994	5	3	10.72	-60.96	3.2	10
1992	12	28	10.74	-61.62	2.8	10	1994	6	3	10.30	-60.95	2.4	50
1992	7	21	10.61	-61.45	3	10	1994	9	21	10.35	-60.94	2.6	50
1992	2	9	10.46	-61.39	2.7	10	1994	5	24	10.44	-60.91	3.4	50
1992	7	25	10.47	-61.38	2.3	10	1994	5	4	10.49	-60.91	3	33
1993	1	18	10.45	-62.23	3.5	10	1994	12	4	10.50	-60.9	3.1	33
1993	6	13	10.38	-62.2	3.6	10	1994	8	30	10.60	-60.9	3.3	33
1993	8	26	9.90	-62.19	4.1	30	1994	5	4	10.61	-60.9	3.6	31
1993	4	17	10.19	-62.16	3.4	10	1994	5	3	10.64	-60.89	3.3	33
1993	7	14	10.73	-62.11	3.5	33	1994	5	4	10.48	-60.88	3.7	33
1993	10	25	10.56	-62.09	3.1	10	1994	9	16	10.55	-60.87	3.2	33
1993	10	21	10.60	-62.08	3.3	10	1994	5	6	10.69	-60.87	3.2	10
1993	1	21	10.55	-61.97	3.5	10	1994	5	3	10.57	-60.86	3.6	33
1993	9	24	10.49	-61.95	3.6	54	1994	5	3	10.54	-60.82	3	33
1993	5	5	10.55	-61.91	3	33	1994	5	3	10.24	-60.76	6.2	36
1993	7	23	10.15	-61.76	3.2	33	1994	5	3	10.55	-60.75	3.6	33
1993	9	22	10.48	-61.7	3.1	10	1994	5	10	10.52	-60.74	3.4	33
1993	1	12	10.55	-61.66	2.6	10	1994	5	6	10.55	-60.74	3.2	33
1993	8	4	10.67	-61.63	2.7	33	1994	5	13	10.59	-60.74	3.5	33
1993	12	31	10.58	-61.59	2.5	10	1994	5	3	10.52	-60.69	3.3	33
1993	4	4	10.46	-61.54	2.8	33	1994	5	3	10.51	-60.67	2.8	33
1994	8	11	10.77	-62.24	3.3	33	1994	5	3	10.27	-60.60	5.1	40
1994	8	2	10.26	-62.12	2.7	10	1994	5	3	10.36	-60.57	4	55
1994	6	23	10.54	-62.09	3.1	10	1994	4	4	10.52	-60.53	3.4	33
1994	9	17	10.66	-62.05	3.6	33	1994	5	17	10.21	-60.38	4	33
1994	8	18	10.64	-62.03	3.3	10	1994	5	9	10.19	-60.32	3.6	33
1994	8	16	10.33	-61.99	3.3	10	1994	5	9	10.39	-60.07	3.1	10
1994	6	10	10.60	-61.68	2.8	10	1995	4	5	10.47	-61.03	2.6	33
1994	10	11	10.45	-61.62	2.8	10	1996	10	23	10.73	-60.86	3.2	20
1994	7	8	10.40	-61.48	3	33	1996	10	20	10.41	-60.82	3.6	50
1994	4	15	10.38	-61.46	2.5	33	1997	5	12	10.60	-61.05	2.6	33
1994	12	18	10.58	-61.46	2.9	10	1997	2	20	10.34	-60.98	3.4	15
1995	9	8	10.77	-62.10	3.3	33	1998	2	18	10.65	-60.90	2.6	45
1995	1	3	10.52	-61.77	2.8	33	1998	11	19	10.42	-60.70	4.1	34
1995	10	7	10.66	-61.72	2.4	50	1998	11	20	10.18	-60.48	3.8	32
1995	8	27	10.46	-61.69	2.2	33	1999	3	8	10.77	-61.06	2.7	18
1995	5	24	10.45	-61.65	2.8	33	1999	7	29	10.77	-60.91	3.3	28
1995	7	10	10.43	-61.63	2.7	50	1999	5	11	10.75	-60.88	3	40
1996	2	23	10.28	-62.22	4.4	10	1999	4	29	10.24	-60.28	3.5	10

1996	7	18	10.55	-62.12	3.2	10
1996	8	11	10.49	-61.85	3.2	10
1996	8	22	10.59	-61.72	2.9	10
1996	6	16	10.56	-61.70	3.1	10
1996	7	22	9.98	-61.67	3.5	10
1996	4	25	10.33	-61.54	3.1	33
1997	11	16	10.48	-62.18	4.2	10
1997	5	21	10.45	-62.01	3.5	15
1997	9	5	10.48	-61.95	3.2	10
1997	1	20	10.57	-61.84	3	10
1997	12	11	10.68	-61.83	3.6	40
1997	12	11	10.66	-61.79	3.2	33
1997	1	26	10.49	-61.58	3.1	33
1997	1	18	10.40	-61.42	3.5	33
1997	11	25	10.63	-61.42	3.2	33
1998	11	7	10.33	-62.16	3.2	14
1998	12	14	10.37	-62.15	2.9	17
1998	7	16	10.50	-61.58	3.1	39
1998	7	16	10.47	-61.50	3.3	28
1998	12	9	10.27	-61.45	2.3	50
1999	4	8	10.27	-62.10	4.2	33
1999	8	25	10.53	-62.06	3	10
1999	8	20	10.45	-61.89	3.2	15
1999	11	1	10.56	-61.89	3.6	11
1999	6	21	10.77	-61.78	3.5	46
1999	4	9	10.49	-61.63	2.8	30
1999	4	3	10.47	-61.62	2.6	34
1999	4	16	10.49	-61.56	2.7	34
2000	11	3	9.93	-62.15	3.7	33
2000	1	17	10.62	-62.15	3.3	42
2000	4	12	10.49	-62.07	3.4	17
2000	4	7	10.51	-61.83	3.2	47
2000	5	6	10.58	-61.66	2.7	45
2000	3	15	10.47	-61.58	2.7	42
2000	3	6	10.63	-61.54	2.7	36
2000	3	28	10.47	-61.44	2.4	11
2000	4	14	10.77	-61.42	2.2	41
2000	11	26	10.54	-61.41	2.5	32
2001	1	3	10.47	-62.03	2.7	33
2001	5	9	10.17	-61.92	3.4	33
2001	3	1	10.52	-61.75	3.2	13
2001	3	1	10.60	-61.46	3.1	25
2001	11	17	10.66	-61.43	4.3	33
2001	3	29	10.55	-61.40	2.4	35

2000	5	7	10.58	-60.94	3	41
2000	5	31	10.48	-60.93	3.3	30
2000	8	31	10.70	-60.87	2.5	31
2000	3	19	10.22	-60.83	3.6	24
2000	2	3	10.44	-60.81	2.7	48
2000	7	8	10.70	-60.81	2.6	46
2000	11	3	10.58	-60.78	2.9	51
2000	5	31	10.68	-60.77	2.5	50
2000	5	1	10.08	-60.56	3.3	24
2000	9	9	10.14	-60.26	3.4	22
2001	2	17	10.72	-61.05	5	27
2001	1	5	10.37	-60.96	2.5	50
2002	3	30	10.13	-60.57	4.4	33
2002	11	23	10.72	-60.43	4.3	33

BLANCHISSEUSE

1973	5	21	10.89	-61.09	3.9	34
1978	2	21	10.79	-61.22	3.6	38
1978	1	5	10.81	-61.21	3.6	26
1987	9	17	10.81	-61.14	4.1	10
1987	9	17	10.79	-61.13	4.1	10
1988	3	20	10.86	-61.08	4.5	33
1992	6	19	10.79	-61.33	2.6	33
1992	12	3	10.80	-61.17	2.7	33
1997	3	26	10.86	-61.15	3.3	33
1997	3	26	10.85	-61.14	2.3	33
1998	11	20	10.82	-61.19	2.2	33
1999	9	13	10.90	-61.33	2.9	31
2001	2	27	10.80	-61.11	3.3	21
2001	2	18	10.81	-61.11	2.2	27
2001	2	19	10.81	-61.11	2.7	18
2001	2	18	10.78	-61.09	2.3	31
2001	2	18	10.79	-61.09	2.4	27
2001	2	18	10.79	-61.09	2.1	27
2001	2	18	10.84	-61.09	2.2	18
2001	2	18	10.78	-61.08	4.5	25

NOMBRE DE SÉISMES PAR AN

	PARIA	Cumul	ATLANTIQUE	Cumul	BLANCHISSEUSE	Cumul
1964		0		0		0
1965		0		0		0
1966		0		0		0
1967	1	1		0		0
1968		1		0		0
1969		1		0		0
1970		1		0		0
1971		1		0		0
1972		1		0		0
1973		1		0		0
1974		1		0		0
1975		1		0		0
1976		1		0		0
1977		1		0		0
1978	3	4		0	1	1
1979	4	8		0		1
1980		8		0		1
1981		8		0		1
1982		8		0		1
1983		8		0		1
1984		8		0		1
1985		8		0		1
1986		8		0		1
1987		8		0		1
1988		8		0		1
1989		8		0		1
1990		8		0		1
1991		8		0		1
1992	2	10		0		1
1993		10		0	1	2
1994		10	1	1		2
1995	1	11		1		2
1996		11		1		2
1997	2	13	1	2		2
1998	2	15		2		2
1999	6	21		2		2
2000	2	23		2	1	3
2001		23		2	1	4
2002		23		2		4

PROFONDEUR: 56-70 KM

GOLFE DE PARIÀ

Année	Mois	Jour	Latitude	Longitude	Magnitude	Profondeur
1973	11	27	10.54	-61.62	4.6	60
1975	1	8	9.54	-62.11	4.8	60
1975	1	8	9.52	-62.07	4.8	63
1979	4	29	9.93	-61.65	4.6	58
1981	12	4	10.47	-61.45	4.9	61
1981	12	4	10.52	-61.42	5	65
1981	12	4	10.52	-61.42	5	65
1988	4	30	10.49	-61.96	4.2	58
1991	9	19	10.73	-62.23	3.3	70
1991	8	17	10.62	-62.18	5.4	63
1991	4	29	10.74	-62.13	3.9	70
1993	12	1	10.20	-61.4	2.4	60
1994	11	14	10.41	-61.73	2.4	60
1994	7	30	10.04	-61.49	3.2	60
1998	10	16	10.04	-61.38	3.4	60
1999	5	11	10.67	-62.24	3.3	59
2000	11	5	10.05	-62.14	4.6	62

CÔTE ATLANTIQUE

1988	4	1	10.34	-60.8	4.5	63
1988	3	16	10.21	-60.61	5.7	56
1988	3	25	10.18	-60.6	5.2	56
1988	6	6	10.36	-60.6	4.8	60
1988	3	10	10.40	-60.59	6.6	56
1988	6	26	10.31	-60.58	5	58
1988	3	17	10.47	-60.56	4.6	62
1988	3	11	10.55	-60.56	4.9	59
1988	3	24	10.45	-60.55	4.4	69
1988	3	16	10.45	-60.45	4.9	56
1988	6	4	10.43	-60.34	4.5	58
1989	5	5	10.43	-60.62	3.6	56
1989	9	14	10.56	-60.3	4	70

NOMBRE DE SEISMES PAR AN

	PARIA	Cumul	ATLANTIC	Cumul	BLANCHISS.	Cumul	PARIA
1964	0		0		0		0
1965	0		0		0		0
1966	0		0		0		0
1967	0		0		0		0
1968	0		0		0		0
1969	0		0		0		0
1970	0		0		0		0
1971	0		0		0		0
1972	0		0		0		0
1973	1	1	1	1	0	0	0
1974			1	2	0	0	0
1975	2	3	3	5	0	0	0
1976			3	8	0	0	0
1977			3	11	0	0	0
1978			3	14	0	0	0
1979	1	4	4	18	0	0	0
1980			4	22	0	0	0
1981	3	7	7	29	0	0	0
1982			7	36	0	0	0
1983			7	43	0	0	0
1984			7	50	0	0	0
1985			7	57	0	0	0
1986			7	64	0	0	0
1987			7	71	0	0	0
1988	1	8	8	79	11	11	0
1989			8	87	2	13	0
1990			8	95	13	26	0
1991	3	11	11	106	1	27	0
1992			11	117	1	28	1
1993			11	128	15	43	1
1994	2	13	13	141	7	50	1
1995			13	154	1	51	1
1996			13	167	1	52	1
1997			13	180	24	76	1

1991	12	20	10.42	-60.53	3.2	60	1998	1	14	24	1	
1992	3	25	10.38	-60.36	3.7	70	1999	1	15	24	1	
1994	5	4	10.34	-60.73	3.8	67	2000	1	16	2	26	1
1994	8	16	10.35	-60.69	3.3	60	2001		16	26	1	
1994	5	5	10.16	-60.65	3.6	66	2002		16	26	1	
1994	5	5	10.32	-60.59	3.7	56						
1994	5	5	10.28	-60.53	3.5	64						
1994	5	6	10.23	-60.48	3.8	63						
1994	5	11	10.23	-60.43	3.5	60						
1995	9	16	10.26	-60.47	3.5	70						
1996	12	1	10.34	-60.59	3.8	68						
2000	2	3	10.29	-60.42	2.9	69						
2000	1	27	10.36	-60.37	3.3	68						

BLANCHISSEUSE

Year	Month	Day	Lat.	Long.	Magni	Depth
1992	6	21	10.78	-61.24	3.4	60

PROFONDEUR SUPÉRIEURE À 70 KM**GOLFE DE PARIÀ**

Année	Mois	Jour	Latitude	Longitude	Magnitude	Profondeur
1965	2	22	10.75	-61.88	4.4	89
1965	9	1	10.62	-61.67	3.5	80
1966	5	19	10.22	-62.21	5.2	120
1966	2	25	10.27	-62.1	3	90
1966	9	24	10.40	-62	4.6	252
1966	4	30	9.84	-61.99	3.7	110
1974	7	16	10.46	-62.21	4.1	113
1977	8	15	10.21	-61.53	3.4	101
1978	9	17	10.37	-62.04	2.6	74
1979	4	29	9.86	-61.78	4.6	96
1980	9	25	9.78	-62.24	3.6	157
1980	9	7	10.61	-62.24	3.8	112
1980	9	3	9.69	-61.55	3.7	133

NOMBRE DE SEISMES PAR AN

	PARIÀ	Cumul	ATLANTIC	Cumul	BLANCHISS.	Cumul	PARIÀ
1964	0	0	0	0	0	0	0
1965	2	2	2	1	1	0	0
1966	4	6	6	0	1	0	0
1967	0	6	6	0	1	0	0
1968	0	6	6	0	1	0	0
1969	0	6	6	0	1	0	0
1970	0	6	6	0	1	0	0
1971	0	6	6	0	1	0	0
1972	0	6	6	0	1	0	0
1973	0	6	6	0	1	0	0
1974	1	7	7	0	1	0	0
1975	0	7	7	0	1	0	0
1976	0	7	7	0	1	0	0
1977	1	8	8	0	1	0	0

1989	8	7	10.71	-62.21	3.8	90
1990	6	3	10.53	-62.15	3.8	71
1990	3	13	10.76	-62	3.8	84
1995	4	3	10.65	-62.06	4.1	77

CÔTE ATLANTIQUE

Year	Month	Day	Lat	Long.	Mag ni	Depth
1965	8	26	9.82	-60.75	3.2	100
1988	3	11	10.50	-60.94	4.5	76
1989	9	27	10.41	-60.49	4.4	114
1989	6	3	9.98	-60.34	3.5	88
1989	9	16	10.56	-60.30	3.5	80
1992	4	30	9.66	-60.05	3.7	90
1993	11	5	10.42	-60.78	3.3	102
1993	6	3	10.19	-60.48	3.3	120
1994	10	3	10.16	-60.93	4.2	75
1994	10	17	10.28	-60.86	3	80
1994	5	22	10.37	-60.78	4.5	72
1994	7	21	10.42	-60.58	3.3	80
1995	3	23	10.35	-60.45	3.3	80
1997	11	6	10.37	-60.46	2.8	100
1998	2	21	10.46	-60.24	3	91
2000	2	13	9.71	-60.72	3.1	98
2000	7	15	9.97	-60.59	3.1	91
2000	2	6	9.92	-60.18	3.5	78
2001	5	21	10.21	-60.35	3	73

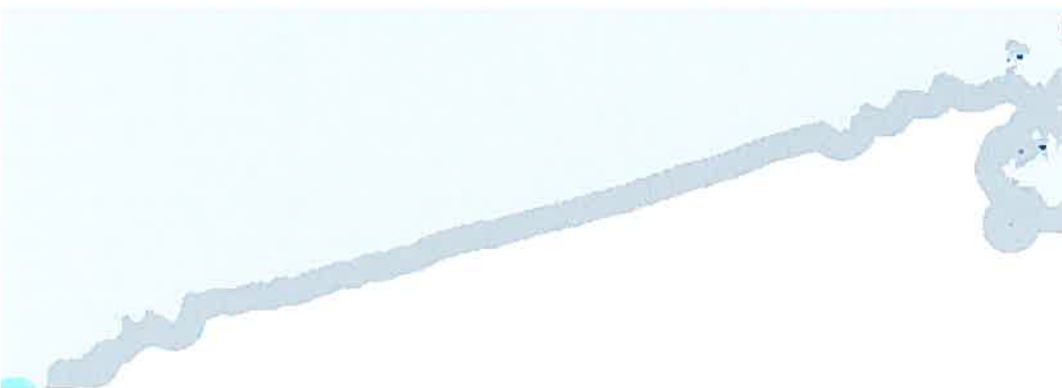
1978	1	9	0	1	0	0
1979	1	10	0	1	0	0
1980	3	13	0	1	0	0
1981	0	13	0	1	0	0
1982	0	13	0	1	0	0
1983	0	13	0	1	0	0
1984	0	13	0	1	0	0
1985	0	13	0	1	0	0
1986	0	13	0	1	0	0
1987	0	13	0	1	0	0
1988	0	13	1	2	0	0
1989	1	14	3	5	0	0
1990	2	16	0	5	0	0
1991	0	16	0	5	0	0
1992	0	16	1	6	0	0
1993	0	16	2	8	0	0
1994	0	16	4	12	0	0
1995	1	17	1	13	0	0
1996	0	17	0	13	0	0
1997	0	17	1	14	0	0
1998	0	17	1	15	0	0
1999	0	17	0	15	0	0
2000	0	17	3	18	0	0
2001	0	17	1	19	0	0
2002	0	17	0	19	0	0

Annexe E : Masques de simulation et cartes divers

1) Exemples de Masques de simulation

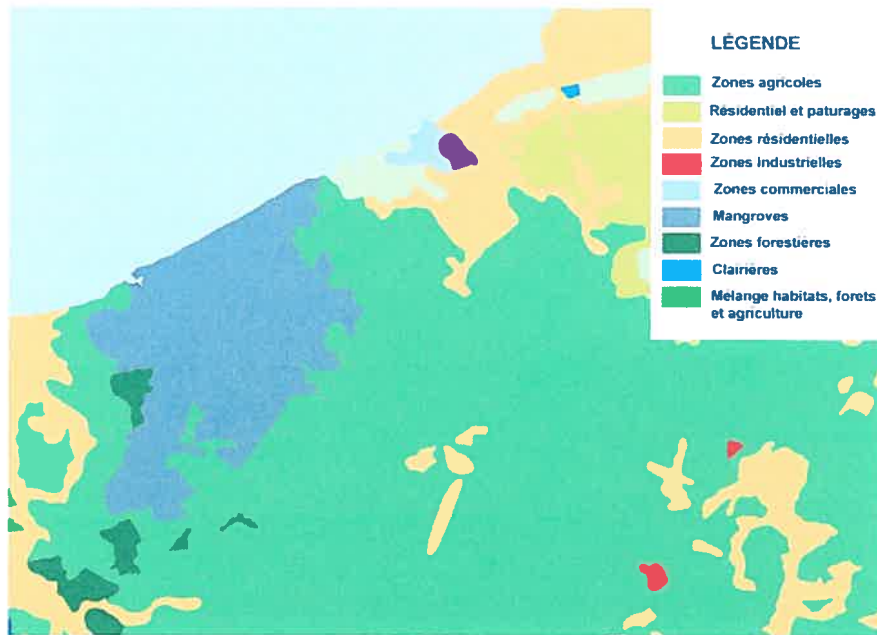


Exemple de masque de simulation de la HNMRM dans le site d'Oropouche

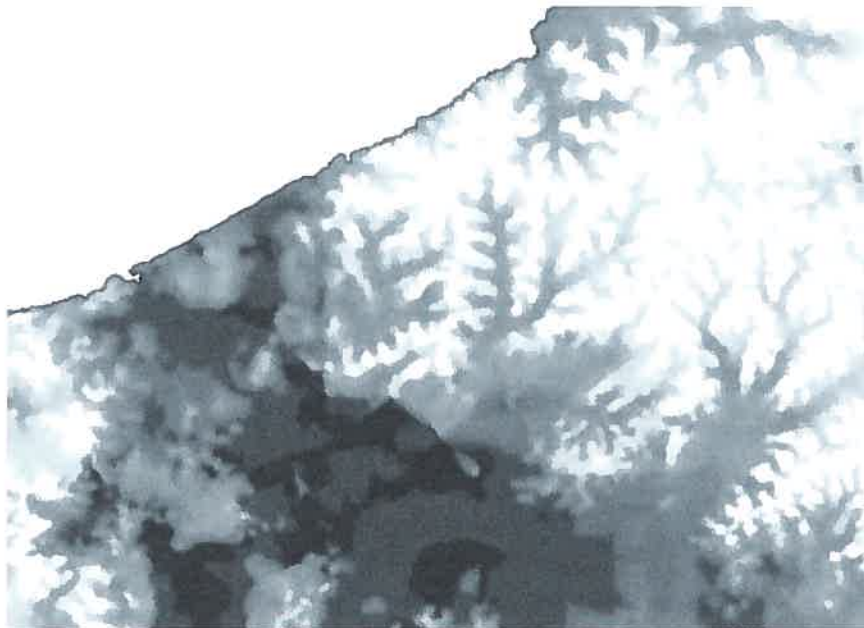


Exemple de masque pour la simulation de l'érosion à Mont-Peltier

2) Autres cartes

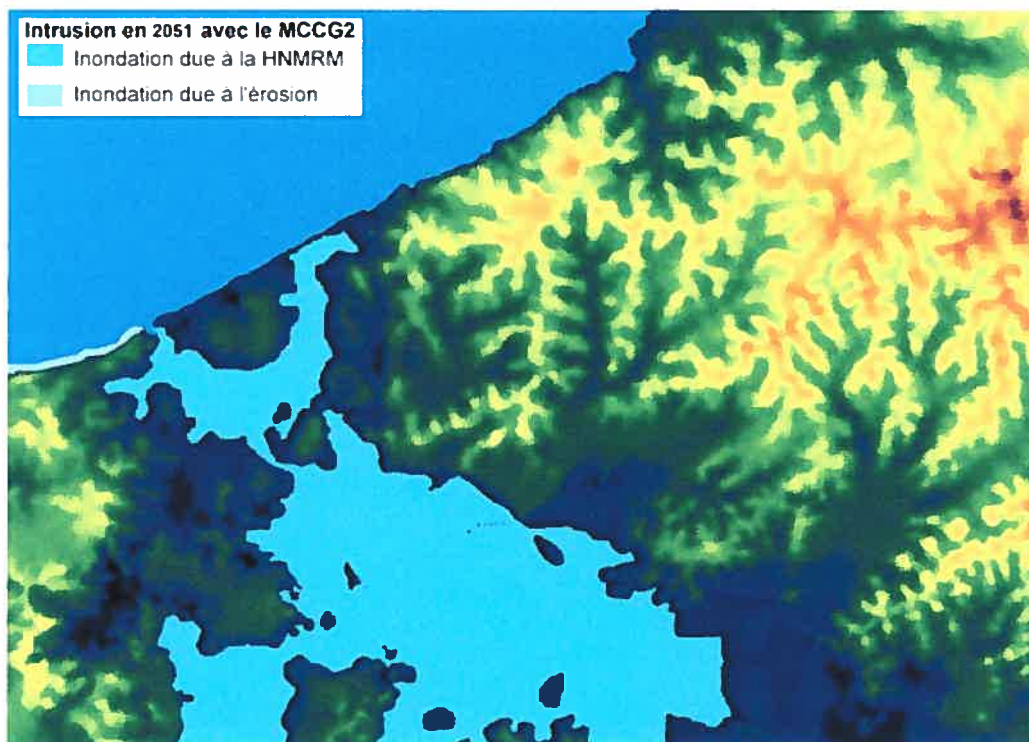
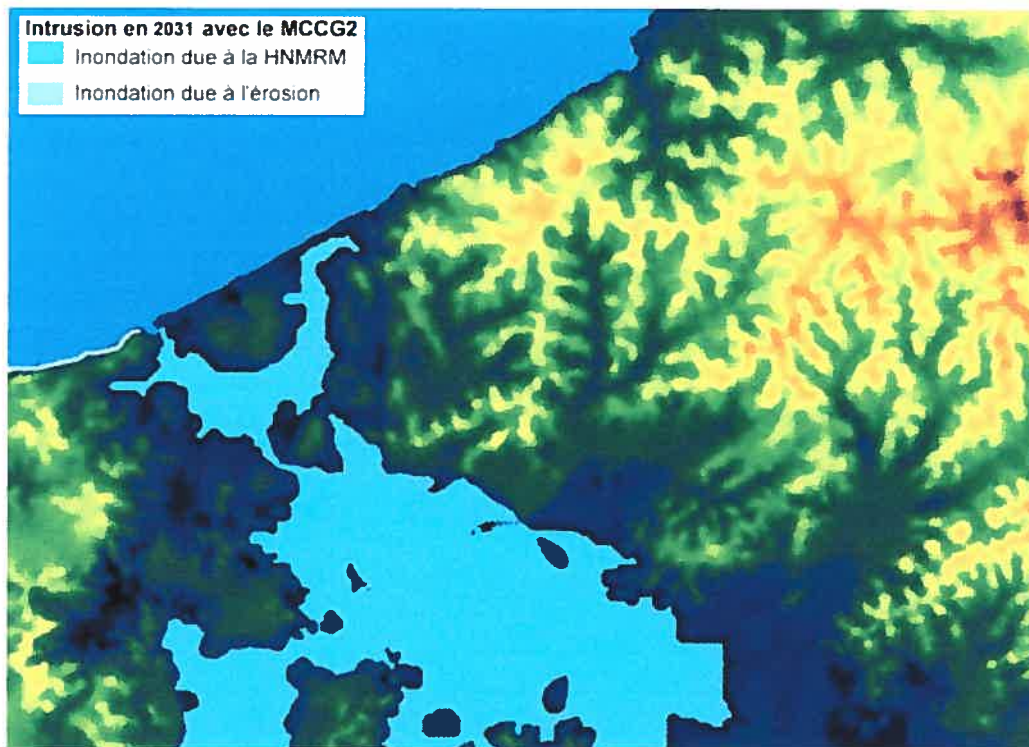


Exemple de carte pour la numérisation des informations spatiales. Ici on a la carte de l'utilisation des sols dans le site d'Oropouche

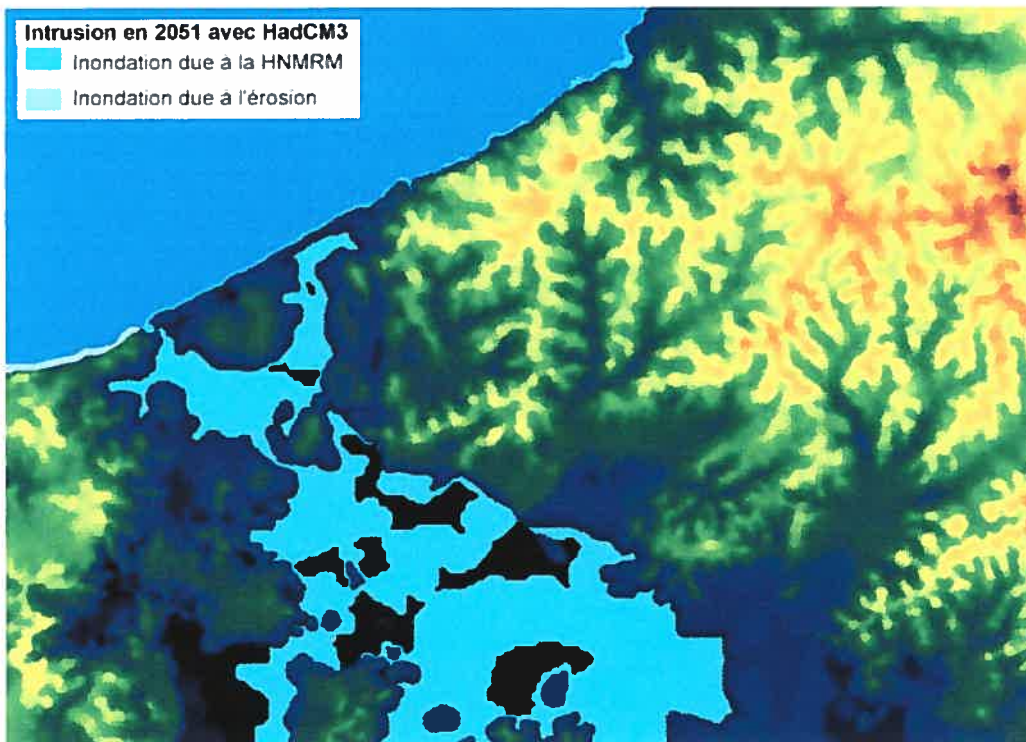
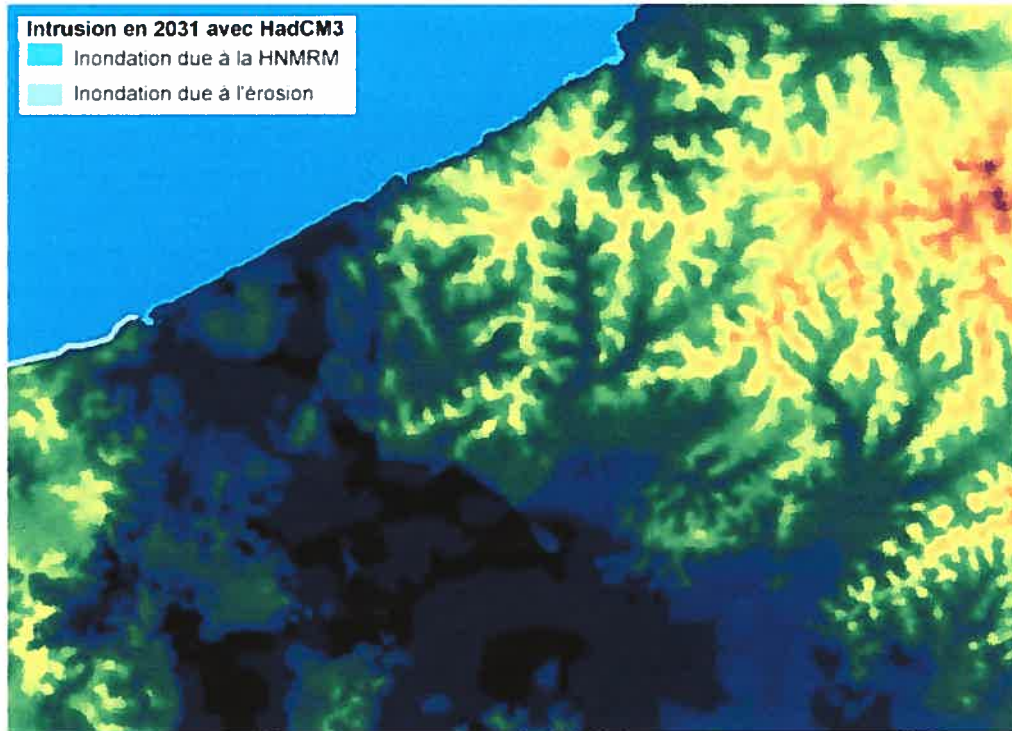


Représentation d'un exemple de modèle numérique d'élévations (MNE). Ici on a la représentation du MNE d'Oropouche

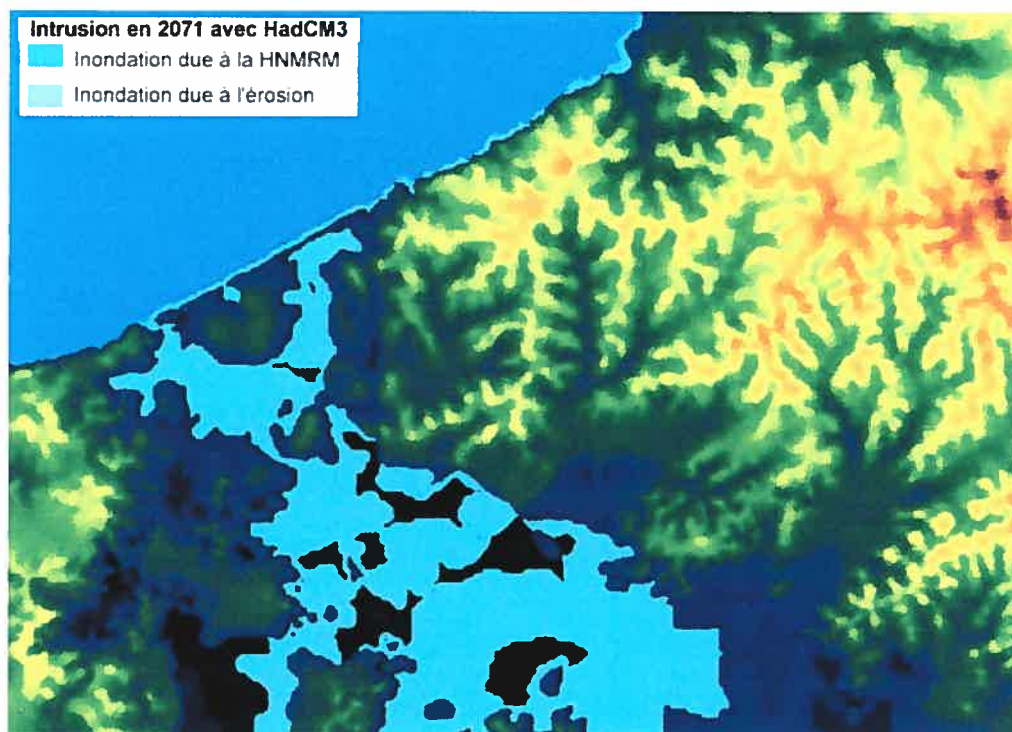
2) Autres cartes d'Oropouche (suite)



2) Autres cartes d'Oropouche (suite)



2) Autres cartes d'Oropouche (suite)



Annexe F : Calcul des superficies inondées et érodées

OROPOUCHE Inondation

Ref 2001	Brut 637834	Surface pixels	Surface hectares	Total Erosion et Inondation
had 2031	639678	1844	5	13
had 2051	1144955	507121	1268	1279
had 2071	1167756	529922	1325	1342
cgcm 2031	1124810	486976	1217	1225
cgcm 2051	1159127	521293	1303	1315
cgcm 2071	1178237	540403	1351	1368

Oropuouche Erosion

had 2031	3164	8
had 2051	4632	12
had 2071	6859	17
		0
cgcm 2031	3164	8
cgcm 2051	4632	12
cgcm 2071	6859	17