

LA BANDE CÔTIÈRE DE L'ÉTAT DU CEARÁ, NORD-EST DU BRÉSIL: presentation geomorphologique

Prof. Dr. Jean-Pierre Peulvast
Université Paris-Sorbonne et IDES, Université Paris-Sud
peulvast@geol.u-psud.fr

Prof.^a. Dr.^a. Vanda Claudino Sales
Universidade Federal do Ceará
vcs@ufc.br

RESUMO

O estudo geomorfológico da zona costeira do Estado do Ceará permite estabelecer relações entre formas e depósitos herdados de períodos geológicos anteriores ao Presente, bem como das tendências evolutivas atuais, cada vez mais perturbadas pelas influências de usos sociais. Principalmente baixa e arenosa, a faixa costeira do Ceará se organiza em três zonas - a zona litorânea, a zona marítima e a zona costeira propriamente dita. Na zona litorânea atuam as águas marinhas e os agentes correspondentes (correntes, marés, vagas), criando formas específicas (praias, falésias, pontas litorâneas, barreiras, estuários). A zona marítima, onde a dinâmica das águas marinhas atuou no passado geológico criando planícies litorâneas e lagunas, hoje abandonadas, precede em direção ao interior a zona costeira, cujo substrato é de origem continental (os chamados Tabuleiros). Em todo esse conjunto ocorrem dunas e lagoas interdunares e costeiras. Formadas em condições litorâneas ou continentais e associadas a oscilações do nível do mar e subidas e descidas da linha de costa em um margem continental fracamente inclinada - cuja formação remonta à abertura oceânica cretácea -, a faixa sedimentar na qual se acha inserida a zona costeira *latu sensu* começou a ser modelada no Terciário, ao sabor de oscilações climáticas com tendência semi-árida cada vez mais demarcadas e de flutuações eustáticas, assim como por aportes detríticos intermitentes entrecortados por episódios de dissecação fluvial. A essas variações responderam múltiplos episódios de formação de sistemas de flechas litorâneas, barreiras e ilhas-barreira, falésias, praias e campos de dunas, os quais continuam a evoluir em função de flutuações do meio e, mais recentemente, de intervenções sociais. Essa perpétua mobilidade coloca-se também como uma fonte de fragilidade.

Palavras chave: Geomorfologia litorânea, evolução morfoestrutural costeira, zonação morfodinâmica

RÉSUMÉ

L'étude géomorphologique de la bande côtière du Ceará permet d'établir la filiation entre les formes et les dépôts hérités de l'évolution géologique à long terme et les tendances actuelles d'une évolution de plus en plus perturbée par les influences sociales. Principalement basse et sableuse, la zone littorale du Ceará s'organise en trois zones, les zones littorale, maritime et d'arrière-côte. Dans la zone littorale, agissent les eaux marines et les agents correspondants (courants, marées, vagues), créant des formes spécifiques (plages, falaises, pointes littorales, barrières, estuaires). La zone maritime, où la dynamique des eaux marines a agi dans le passé (plaines littorales, lagunes asséchées), précède la zone d'arrière-côte, dont le substrat est d'origine continentale (« tabuleiros »). Partout dans cet ensemble se trouvent des dunes et des étangs, qui appartiennent aux trois domaines. Mise en place dans des conditions littorales ou continentales, en relation avec les oscillations du niveau marin et les allées et venues du rivage sur une marge faiblement inclinée dont la formation remonte à l'ouverture océanique crétacée, la bande sédimentaire dans laquelle s'inscrit la côte a été façonnée depuis le Néogène, au gré des variations d'un climat aux tendances semi-arides de plus en plus marquées et des oscillations du niveau marin, mais aussi d'apports détritiques intermittents entrecoupés d'épisodes de dissection fluviale. A ces variations ont répondu de multiples épisodes de formation de systèmes de fleches littorales, de barrières et d'îles-barrières, de falaises, de plages et de champs de dunes qui continuent d'évoluer en fonction des fluctuations du milieu et, plus récemment, des interventions humaines. Cette perpétuelle mobilité apparaît aussi comme une source de fragilité.

Mots-clé : Géomorphologie littorale, évolution morphostructurale côtière, zonation morphodynamique.

Introduction

Des plages sableuses immenses, des falaises multicolores, des pointes littorales offrant des promontoires hardis ou fuyants aux vagues poussées par les alizés, des estuaires à mangroves et quelques plaines deltaïques amphibies, de vastes champs de dunes et de mégadunes mobiles, végétalisées ou cimentées, abritant ou

barrant de nombreux petits étangs d'eau douce ou saumâtre : telles sont quelques unes des formes qui caractérisent les 573 km de la façade maritime de l'État du Ceará.

S'appuyant sur une double zonation longitudinale et transversale de la zone côtière, l'article a pour but de montrer que les facteurs morphostructuraux et paléoenvironnementaux conditionnent tout autant que les conditions morphodynamiques actuelles sa configuration et ses paysages. L'identification de formes spécifiques actuelles et héritées aide à comprendre l'évolution à long terme de la ligne de côte, soulignant le fait que les constructions littorales actuelles ne sont que les produits les plus récents d'une longue évolution où des processus similaires se sont répétés de multiples fois dans la bande côtière au fil des variations eustatiques du Cénozoïque supérieur. La zonation dynamique esquissée ici peut aussi aider à gérer et prévoir l'évolution du littoral, au moment où d'importantes infrastructures portuaires, touristiques et urbaines sont prévues ou construites. Permettant une meilleure évaluation des budgets sédimentaires à long terme dans des conditions changeantes, elle aide à comprendre certains effets prévisibles des changements que subissent actuellement les environnements côtiers.

Le présent article est le résultat d'études menées depuis plusieurs années sur l'ensemble de la bande côtière. A l'usage de la documentation existante (bibliographie ; documents cartographiques et iconographiques : cartes thématiques, images satellitaires et de radar aéroporté, mosaïques de photos aériennes orthorectifiées) se sont ajoutées des investigations systématiques basées sur les observations de terrain, l'analyse de photographies aériennes obliques prises lors de survols en avion léger, et des travaux de laboratoire (analyses granulométriques, datation ^{14}C).

Présentation du relief

Délimitation

La zone côtière de l'Etat du Ceará – c'est à dire l'aire de transition entre les environnements marins et continentaux – représente un territoire où la dynamique naturelle est ou a été contrôlée dans le passé géologique par des processus marins et subaériens. Cette bande côtière s'étend de l'Etat du Rio Grande do Norte jusqu'à l'Etat du Piauí, présentant une telle diversité qu'il serait plus juste de parler de l'existence de plusieurs littoraux que d'un seul (fig. 1).



Figure 1 - Carte de la bande côtières du Ceará.

Si la longueur de la zone côtière de l'Etat est clairement définie par les frontières politiques, sa largeur est plus délicate à déterminer. Si on la définit comme la bande affectée par l'action des processus littoraux et côtiers actuels, cette zone ne dépasse généralement pas les 3 kilomètres de largeur, sa limite intérieure étant celle des champs de dunes mobiles.

Les paysages littoraux actuels sont aussi le résultat d'un long processus évolutif incluant des événements anciens comme l'ouverture de l'océan Atlantique équatorial et des phénomènes d'âges et de durées très variées comme les oscillations climatiques et eustatiques. Au cours de l'histoire géologique, chacun de ces phénomènes a imprimé ses marques dans une façade maritime où le trait de côte n'a cessé de se déplacer. De la sorte, en incluant les formes héritées les plus présentes dans les paysages, la largeur de la zone côtière de l'Etat du Ceará s'étend considérablement, la limite retenue étant celle des sédiments détritiques néogènes qui recouvrent la zone côtière, connus sous le nom de « Formation Barreiras ». Ainsi définie, elle dépasse 80 km de largeur entre Aracati et les environs de Fortaleza où, étranglée par les promontoires du massif de Baturité, elle se réduit à moins de 10 km. De Fortaleza vers l'ouest, elle s'élargit à nouveau jusqu'à la frontière du Piauí, sur 40 à 60 kilomètres en moyenne.

À la largeur variable de la zone côtière correspond un changement dans la direction du trait de côte: le littoral est orienté SE-NW entre le Rio Grande do Norte et Fortaleza, ESE-WNW entre Fortaleza et l'embouchure de la rivière Acaraú et E-W entre Acaraú et la frontière du Piauí (fig. 1). La conjonction de ces deux faits – orientation du littoral vers le nord-ouest puis vers l'ouest et variation de largeur de la zone côtière là où le littoral change de direction – n'est pas l'oeuvre du hasard, mais reflète la succession des processus de formation de cette bande côtière, sur un temps beaucoup plus long que ne le suggèrent des rythmes actuels d'évolution très élevés.

Une origine très ancienne

Le relief des régions situées entre le bassin du Parnaíba et le massif de la Borborema s'organise en un vaste hémicycle de 450 km de diamètre, cerné de hauts plateaux (Serra da Ibiapaba, Chapada do Araripe, Borborema, 700 à 1200 m) et ouvert au NNE vers l'Atlantique équatorial. Précédés vers l'intérieur par une large bande concentrique de massifs morcelés et de dépressions, ces plateaux sédimentaires ou cristallins encadrent les vastes plaines d'érosion à inselbergs de la « dépression » Sertaneja qui s'épanouissent dans le socle précambrien, autour de massifs montagneux isolés et des principaux fleuves, ainsi que sur la façade océanique. Cette basse surface d'aplanissement s'abaisse doucement vers l'océan, de 300 m à 0, disparaissant sous les sédiments crétacés (à l'est) et sous les dépôts tertiaires qui forment les bas plateaux (« tabuleiros ») côtiers (PEULVAST & CLAUDINO SALES, 2004).

L'origine de ce domaine morphologique remonte à un passé sans commune mesure avec la brièveté des temps historiques. Voici un peu plus de 110 millions d'années, l'Amérique du Sud était encore rattachée à l'Afrique. Agissant sur un vaste ensemble de chaînes arasées et de boucliers cristallins hérités du long processus de formation du continent de Gondwana au cours du Précambrien, les forces nées des contraintes accumulées dans la Pangée finalement rassemblée au Primaire ont assez vite engendré le processus de dislocation de ce supercontinent. A l'ouverture de rifts intracontinentaux au Crétacé inférieur (rift Cariri-Potiguar : MATOS, 1992) a succédé la déchirure continentale, précisément achevée au niveau du Ceará entre les continents sud-américain et africain, le long de la zone de coulissement qui a donné naissance à l'Atlantique équatorial, vers 100 Ma).

Né en contexte transformant à l'Albien (MATOS, 2000), ce segment de la marge équatoriale du Nordeste a par la suite évolué en marge passive, ne présentant que sur une partie de son territoire les structures distensives communes à de nombreuses marges passives (bassin Potiguar offshore). Ailleurs, les structures de cette marge étroite correspondent aux systèmes offshore de failles ou de plis des zones de transtension et de transpression qui ont joué lors de l'ouverture, le long d'accidents qui ont donné naissance aux zones de fractures de l'Atlantique équatorial.

Certains des reliefs qui encadraient la façade maritime ainsi constituée vers le milieu du Crétacé ont vite pris des contours proches des actuels, autour des fossés et des bassins sédimentaires dont la formation

a précédé ou accompagné l'ouverture océanique, tandis que l'érosion ultérieure a aménagé un modelé différencié dans l'intérieur des terres à la faveur du soulèvement régional. Le perfectionnement des surfaces d'aplanissement taillées au pied des reliefs depuis le Crétacé, l'enfouissement, vers la fin du Tertiaire, de leurs parties externes sous les débris arrachés aux massifs résiduels et à leurs piémonts par une érosion relancée lors des grandes baisses du niveau marin mondial (les dépôts Barreiras), ont préparé la mise en place, au sein de la marge passive constituée après la séparation continentale, de la zone côtière plate qui caractérise maintenant la région.

En avant de quelques massifs montagneux isolés et de leur piémont cristallin rétréci dans la région de Fortaleza, cette large bande de dépôts sableux et argileux diversement colorés couvre la zone de transition entre le continent et la mer. Mise en place dans des conditions littorales ou continentales, en relation avec les oscillations du niveau marin et les allées et venues du rivage sur la marge très faiblement inclinée, cette zone sédimentaire ou ses parties externes ont été façonnées depuis le Néogène, au gré des variations arides à humides du climat et des variations du niveau marin, mais aussi d'une dissection fluviale intermittente. A ces variations ont répondu, entre l'actuelle arrière-côte et la plate-forme continentale externe (PESSOA NETO, 2003), de multiples épisodes de formation de systèmes de flèches littorales, de barrières et d'îles-barrières, de falaises, de plages et de champs de dunes dont seuls les derniers, édifiés ou remaniés depuis la fin de la dernière grande transgression marine, sont clairement identifiables, continuant d'évoluer en fonction des fluctuations du milieu et, plus récemment, des interventions humaines.

Dans le passé récent, à l'échelle de l'histoire humaine, ces littoraux ont été le théâtre des pérégrinations des Amérindiens. Les premiers "cearenses", dont les pas et les chemins habituels commencent à peine à être déchiffrés, ont bénéficié des richesses naturelles de cette côte aux conditions semi-arides sans avoir pour autant, semble-t-il, provoqué de grands changements dans le cadre naturel. De la sorte, les paysages sont restés largement naturels jusqu'à une époque très récente.

Organisastion morphostructurale de la bande côtière

Les héritages du Crétacé

Les principaux ensembles morphologiques de la région sont hérités de l'extension intracontinentale diffuse et du rifting transformant équatorial qui ont précédé au Crétacé inférieur l'ouverture océanique (PEULVAST & CLAUDINO SALES, 2004 ; fig. 2). Dans l'est du Ceará, un ensemble complexe de reliefs structuraux de plus en plus surélevé vers le sud et fortement aménagé par l'érosion correspond à la zone de rifting Cariri-Potiguar (plateaux tabulaires aux deux extrémités, bassins d'effondrement et couloirs d'érosion différentielle, bordés par des reliefs de faille et des massifs résiduels).

Ouverte au nord sur la basse plate-forme calcaire du bassin Potiguar (Crétacé supérieur), cette large zone est bordée au NW par une des épaules du rift, partiellement aplanie jusqu'au pied de massifs élevés qui en représentent les vestiges (Baturité, Aratanha, Maranguape). Recoupant ces reliefs, la façade océanique oppose donc à la vaste échancrure de l'est (bassin Potiguar), dominée au sud par un escarpement discontinu à plus de 100 km en retrait de la côte, une retombée plus abrupte s'étendant à l'ouest de Fortaleza. Correspondant aussi à l'épaule sud de l'ancienne déchirure coulissante atlantique (fig. 3), celle-ci forme le rebord des hautes terres du Ceará central et occidental, formées ici de hauts massifs cristallins isolés (Baturité, Itapagé, Meruoca) et de l'extrémité NE d'un plateau sédimentaire (Ibiapaba), au-dessus de la pédiplaine côtière que fossilisent à l'aval les sables argileux de la Formation Barreiras.

Selon une analyse récente de ce dispositif (PEULVAST & CLAUDINO SALES, 2003, 2004), la surface Sertaneja qui s'étend entre ces massifs, à l'est comme à l'ouest, est une surface composite incorporant des aplanissements à inselbergs mi-enfouis, mi-exhumés, d'âge pré-cénomaniens, autour des rifts néocomiens, et, le long de la mer, des paléo-piémonts formant le substrat des sédiments Barreiras, déposés au Néogène en milieu continental et/ou littoral. Les calcaires crétacés de la Chapada do Apodi qui la recouvrent encore à l'est ne la dominent que de quelques dizaines de mètres, par une cuesta qui s'abaisse vers la côte là où l'ensemble s'enfouit sous les sédiments des tabuleiros.

SKETCH BLOCK-DIAGRAMME OF THE
BRAZILIAN "NORDESTE"

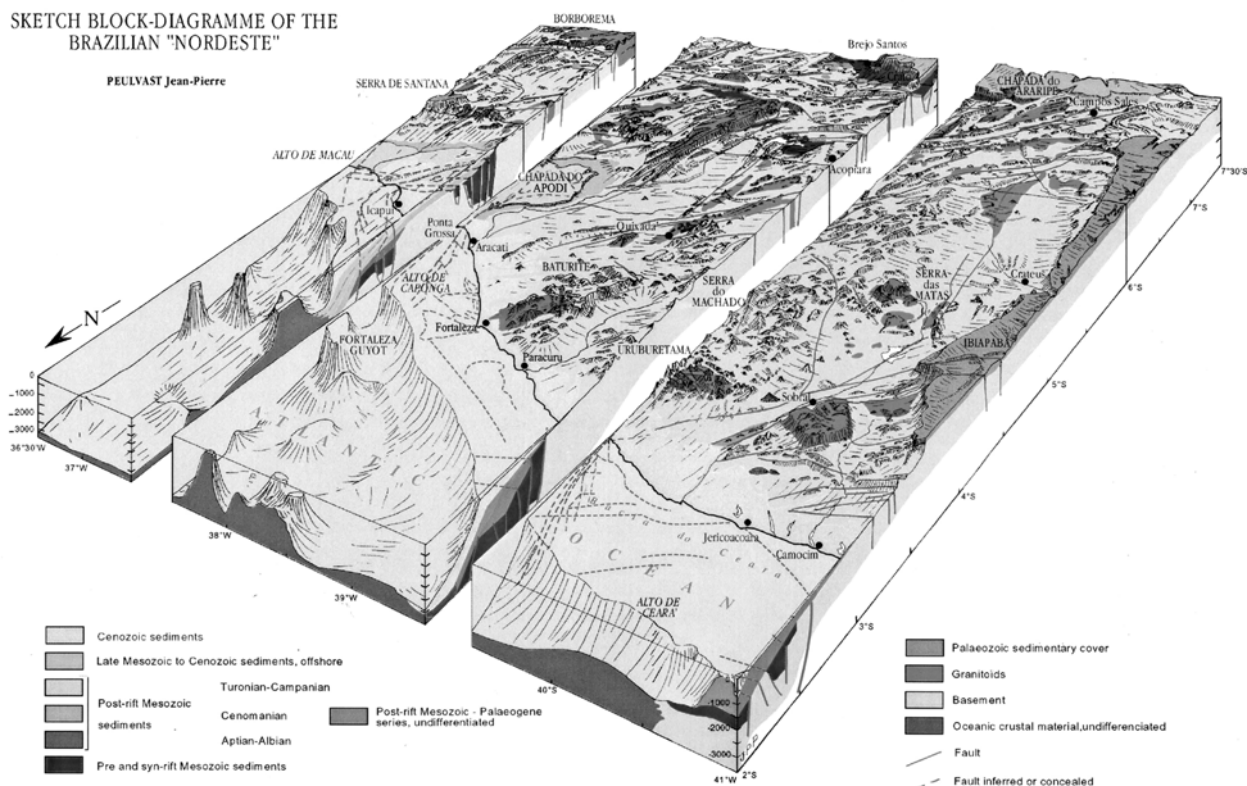


Figure 2 - Bloc-diagramme représentant le relief de la bande côtière dans ses relations avec les dispositifs morphologiques de l'intérieur.

Ce dispositif ne semble pas avoir beaucoup changé au cours du Cénozoïque (PEULVAST & CLAUDINO SALES, 2004). C'est ce que suggèrent la présence de reliefs de failles hérités bordant les anciens rifts et de couloirs guidés par les grandes zones de broyage brasilianas réactivées au Crétacé, et les volumes modestes de dépôts sédimentaires onshore et offshore, preuve d'une érosion modérée depuis lors (PEULVAST *et al.*, soumis). La permanence dans le temps de ces compartiments morphostructuraux semble être la réponse à une activité tectonique post-crétacée peu intense ou limitée à certains secteurs de la façade maritime *s.l.* ainsi qu'à l'existence de climats cénozoïques à tendance de plus en plus aride ou semi-aride.



Figure 3 - Taiba, la côte et l'escarpement marginal (Serra do Camará) à l'ouest de Fortaleza, vus vers l'est. Noter l'exceptionnel rétrécissement de la bande côtière et son envahissement par d'imposants systèmes dunaires (dunes mobiles de Pecém, Cauipe et Cumbuco, dunes végétalisées plus anciennes au centre).

Zonation morphostructurale

Au découpage issu de la tectonique crétacée correspond une compartimentation morphostructurale qui contrôle en partie les caractéristiques morphodynamiques de la bande côtière. Cinq domaines différents y ont été identifiés les domaines Jaguaribe, Choró, Baturité, Jaibaras et Chaval (CLAUDINO SALES, 2002).

A l'est, les **domaines Jaguaribe et Choró** correspondent au bassin Potiguar et à ses abords. Ils sont principalement aménagés dans des roches sédimentaires récentes (cénozoïques) et plus anciennes (d'âge crétacé). Dans ce compartiment longtemps subsident, les dépôts sédimentaires ont toujours été à la portée des agents de la dynamique littorale, et c'est là que se situent les falaises actives et inactives les plus développées de la région (hauteur de 5 à 25 m), avec par conséquent des plages plus étroites et des champs de dunes moins développés qu'ailleurs (fig. 4). Le socle n'affleure pas au rivage, mais la platitude est interrompue par des inselbergs dispersés ; deux d'entre eux, d'âge crétacé (pré-cénomaniens), sont en voie d'exhumation en avant de la Chapada do Apodi.



Figure 4 - La côte orientale du Ceará à Retirinho. Au fond : Ponta Gossa et la plaine maritime d'Icapui. Noter l'étroitesse du liséré dunaire, soulignant l'existence d'une falaise vive taillée essentiellement dans les sédiments de la Formation Barreiras.

Au centre, dans les **domaine Baturité et Jaibaras**, la surface Sertaneja est moins large, au pied de reliefs vigoureux atteignant plusieurs centaines de mètres de hauteur à 15 km du rivage seulement. Leur appartenance à un secteur saillant et surélevé de la marge est matérialisée par la présence le long du rivage de quatre affleurements du substrat – les pointes d'Iguape, de Mucuripe, de Pecém et de Jericoacoara (fig. 5). Il est possible que d'autres pointements rocheux soient masqués par de faibles épaisseurs de dépôts cénozoïques, car en d'autres sites, des pointes littorales se projettent vers la mer (les pointes de Mundaú, de Flexeiras, d'Amontada, de Patos) sans que d'autres roches que des cordons de beachrock y soient présentes. L'existence de ces pointes littorales, ainsi que la dynamique des eaux marines et le climat sont responsables du tracé zetaforme du littoral et de la présence des plus grands champs de dunes de l'État, à la fois secteurs de piégeage et de bypass de sédiments, abritant en certains sites (Jericoacoara) des mégadunes de taille exceptionnelle.

A l'ouest, dans le **domaine Chaval**, l'érosion différentielle et localement la tectonique crétacée (zone de broyage de Sobral-Pedro II) ont mis en valeur les anciens bassins tardi-brasilianos arasés et exhumés de la bordure du bassin du Parnaíba. Plusieurs cours d'eaux se sont installés entre des compartiments comprenant des crêtes résiduelles et des inselbergs. La proximité du haut plateau de l'Ibiapaba et l'existence de nombreux couloirs de fractures expliquent la forte densité de drainage dans ce domaine morphostructural, que l'on retrouve aussi dans la zone de transition avec le domaine Jaibaras (fig.

6). On y trouve le plus grand estuaire à mangrove de l'Etat (estuaire de la Timonha), ainsi que les plus grands et les plus nombreux étangs d'eau douce de la façade cearense, issus du barrage des cours d'eau par les dunes côtières transgressives.



Figure 5 - La pointe de Pecém en juin 1996, avant la construction du port. Pointement surbaissé du socle cristallin arasé et cordons de beachrock dans la zone intertidale. By-pass dunaire fonctionnel contribuant à alimenter une flèche littorale à l'aval-dérive de la pointe.

Un littoral inscrit dans un piémont d'ablation et de dépôt

D'origine composite, la surface d'aplanissement Sertaneja s'est perfectionnée ou étendue au détriment des hautes terres en réponse au soulèvement flexural du continent depuis le Crétacé supérieur (PEULVAST & CLAUDINO SALES, 2004). De ce fait, la façade maritime a été pendant tout le Cénozoïque le réceptacle ou la zone de transit des sédiments fournis par l'érosion des reliefs de l'intérieur et acheminés vers la marge. Ceux de ces sédiments détritiques qui sont conservés dans la zone côtière sont classés dans la « Formation Barreiras » (MABESOONE *et al.*, 1972 ; BIGARELLA, 1975), et considérés comme d'origine continentale.



Figure 6 - Barra da Timonha et Chaval. Large estuaire à mangroves et flèche littorale (Pontal das Almas). Au fond (vers le sud) : Serra da Ibiapaba.

Les dépôts onshore diffèrent de leur contrepartie offshore – la partie supérieure de la Formation Tibau – par leur épaisseur limitée (moins de 80 m, souvent moins de 15 m) et par leur distribution relativement uniforme le long de la côte. Ils s’inclinent doucement vers la mer, de quelques dizaines de mètres d’altitude à l’intérieur au niveau marin ou plus bas à la côte. Ils présentent de multiples variations de faciès et sont probablement diachroniques.

C’est dans la région de Natal (RN), que des datations assez précises, par paléomagnétisme et palynologie, ont été proposées, indiquant des âges miocènes à pliocènes (BEZERRA *et al.*, 2001). Selon Shimabukuro & Arai (2001), l’identification d’effets de la regression tortonienne sur les sédiments de la marge inciterait à distinguer une série pré-tortonienne d’âge aquitainien-serravallien d’une série post-tortonienne d’âge néomiocène à pliocène. Il a aussi été suggéré que les sédiments Barreiras du Ceará oriental prolongent ceux de la Formation Faceira, un dépôt de terrasse fluviale conservé en rive gauche des cours inférieurs des Rios Jaguaribe et Banabuiu.

Des coupes situées à l’arrière de la côte (Cascavel, Beberibe, Aquiraz...) montrent des lits de sables argileux rougeâtres à jaunes ou blancs, contenant des graviers de quartz en proportions minimales, et des lits argileux plus nombreux en profondeur (fig. 7). Dans les falaises, affleurent souvent des dépôts plus grossiers, sous des dépôts dunaires et paléodunaires. Des lits de silt et d’argile (kaolinite) s’intercalent parmi des couches de grès ou de conglomérats ferrugineux massifs contenant des cailloutis de quartz émoussés à sub-anguleux et des galets cristallins, souvent mal triés ; le litage peut être oblitéré par des déformations plastiques synsédimentaires. On y rencontre aussi des gravillons ferrugineux et des galets d’argile, ainsi que des concrétions carbonatées. Un horizon latéritique plus ou moins développé surmonte localement cette couche, sous des sables argileux passant vers le haut à des sables blancs, jaunes ou rougeâtres contenant des gravillons épars de quartz subanguleux. Communément considérés comme paléodunaires, ces dépôts sableux sont sans doute plus complexes, représentant des sédiments altérés formés dans des environnements dunaires, interdunaires (ruisseaux, étangs), lagunaires ou littoraux (MENEZES *et al.*, 1998 ; CLAUDINO SALES, 2002). Les conglomérats sont mieux représentés aux abords des embouchures fluviales actuelles et des montagnes les plus proches de la côte.

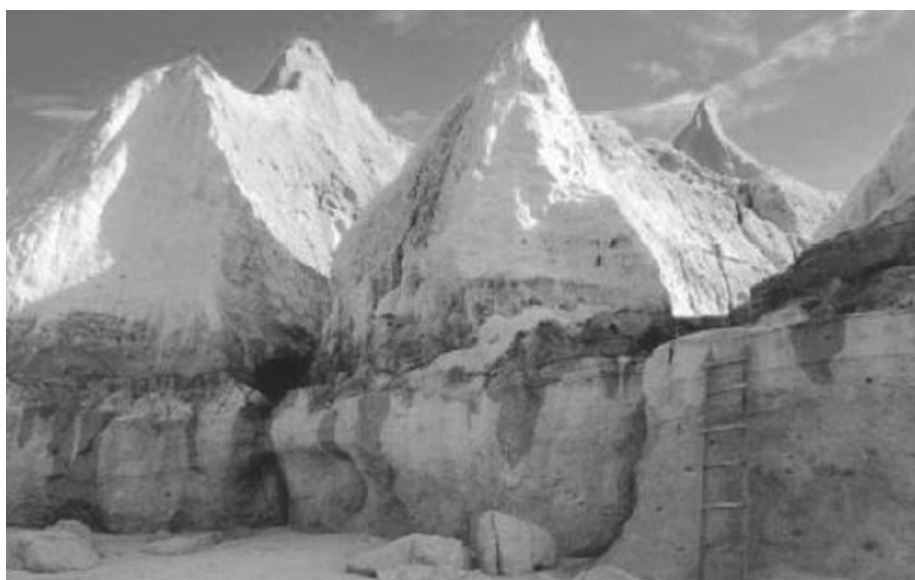


Figure 7 - Sédiments de la Formation Barreiras et paléodunes, en falaise à Morro Branco (faciès conglomératique ou paraconglomératique surmonté par un mince niveau argilo-gréseux (ligne de sources) sous des sables blancs à gravillons quartzeux épars et des dépôts dunaires colorés.

La dissection des dépôts Barreiras en plateaux triangulaires par des vallées peu profondes atteignant

le socle suggère qu'ils ont auparavant formé un tablier plus continu, avant les plus anciennes (Tortonien, Messinien) ou les plus récentes (Pléistocène) baisses de niveau marin du Cénozoïque supérieur. La présence de discordances de ravinement suggère une histoire complexe où seules les dernières régressions pléistocènes auraient autorisé cette dissection. Les principaux épisodes de sédimentation seraient donc plus anciens, d'âge miocène moyen ou pliocène. L'érosion a dû prédominer auparavant, comme le suggèrent l'aplanissement ou la dissection locale du substrat, qui se serait donc accomplis dans des contextes de hauts niveaux marins pré-tortonien (40 to 150 m : HAQ *et al.*, 1987), ou de niveaux variables jusqu'au Pliocène inférieur (regressions tortonienne et messinienne). De hauts niveaux marins (jusqu'à 80 m) ont encore prévalu pendant de longues périodes du Pliocène. Pourtant, on ne trouve pas de sédiments marins pré-Barreiras sur cette surface.

Donc, soit la surface pré-Barreiras s'est formée en fonction d'un niveau de base plus élevé que son altitude actuelle (30-80 m à 0 ou moins), soit des conditions marines ou littorales y ont régné (ce qui suppose qu'elle ait été élaborée auparavant), sans laisser de traces identifiables, avant la sédimentation Barreiras. Dans les deux cas, les dépôts continentaux actuellement trouvés jusqu'au niveau de la mer ou plus bas auraient dû se former dans des zones ultérieurement affectées par la subsidence. Selon une interprétation alternative et plus simple, les sédiments Barreiras, comme ceux du "Continental Terminal" du Sénégal (LAPPARTIENT, 1985), contiendraient plus de dépôts d'origine marine que ce qui est actuellement admis (MENEZES *et al.*, 1998 ; CLAUDINO SALES, 2002).

Les faciès continentaux correspondraient à des cônes d'épandage (alluvial fans) formés en avant des massifs élevés de l'intérieur (fig. 2). Des écoulements très chargés auraient retravaillé les secteurs distaux de ces cônes, permettant l'acheminement de sédiments jusque dans des sites très éloignés des régions sources. Le transport et le remaniement de ces dépôts souvent conglomératiques ou paraconglomératiques (fig. 7) se seraient faits sous forme d'écoulements torrentiels très chargés et de debris flows. Souvent bien consolidés et entaillés en falaises (Praia das Fontes, Taíba, Lagoinha, Paracuru), les faciès conglomératiques sont fréquents au voisinage des embouchures des principaux fleuves actuels, ce qui souligne la pérennité des anciens axes de transport de débris vers la marge (PESSOA NETO, 2003).

En dehors de ces sites, les sédiments Barreiras, souvent argilo-sableux et rubéfiés, comportent dans leurs parties distales ou supérieures des faciès moins typiquement continentaux, où l'on peut localement reconnaître d'anciennes barrières et îles-barrières et les environnements aquatiques associés (lagunes, marais maritimes, estuaires, embouchures fluviales fermées). Par suite de la migration de dunes transgressives partant des barrières, les lagunes et autres plans d'eau auraient été ensablés et l'ensemble (barrières et lagunes) finalement colmaté et incorporé au rivage. De tels processus expliqueraient aussi la stratigraphie typique de la partie supérieure des dépôts Barreiras : des dépôts argileux (dépôts de fond des lagunes ensablées) surmontés par des lits sableux (matériaux des dunes transgressives qui ont réalisé l'incorporation ; fig. 7). L'existence de graviers de quartz et de cailloutis au sein de ces sables pourrait s'expliquer par des irrptions épisodiques d'écoulements interdunaires chargés venus de l'intérieur des terres.

Cette identification est proposée sur la base d'analogies avec les environnements sédimentaires des systèmes de barrières identifiés sur la côte actuelle du Ceará, et formés là où les stocks sableux sont abondants (en particulier dans les parties distales des cellules sédimentaires et en présence d'apports depuis la plate-forme continentale). Plusieurs de ces formes sont instables et paraissent peu durables, mais en certains sites, il y a des signes de persistance de conditions propices à la formation de barrières pendant tout l'Holocène, voire au Pléistocène (Icapuí, Itarema, Bitupitá).

Les changements paleoenvironnementaux quaternaires dans le Nordeste

Tendances de l'évolution paléoclimatique quaternaire

A de rares exceptions près, les études publiées ne concernent que le Pléistocène Supérieur et l'Holocène, principalement l'intervalle compris entre le Dernier Maximum Glaciaire, avec la dernière régression eustatique de 18 ka, et les premiers millénaires de la période postglaciaire, avec le maximum de

la transgression holocène, de 7 ka sur la majorité des côtes mondiales, et de 5,1 ka au Brésil (MARTIN *et al.*, 1985). Il est classiquement admis que les climats du dernier maximum glaciaire, lors de la dernière grande régression eustatique, ont été plus secs que les actuels, et que la période postglaciaire a été plus humide dans l'ensemble du Brésil (PETIT-MAIRE, 1999).

Des études récentes (e.g. ABSY, 1979 ; Markgraf, 1989 ; ABSY ET AL., 1991 ; LEDRU, 1993 ; SALGADO-LABOURIAU, 1995 ; SERVANT *et al.*, 1996) indiquent que la dernière période glaciaire aurait été caractérisée par des oscillations humides de courte durée dans les parties centrales et septentrionales du Brésil, y compris le Ceará (e.g. TINTELNOT *et MORAIS*, 1996 ; ARZ *et al.*, 1999), au sein d'un contexte globalement sec et relativement frais, caractérisé par la faiblesse de l'activité convective de la Zone de Convergence Intertropicale (HOBBS *et al.*, 1998). C'est ce que suggèrent les fortes variations de la vitesse de sédimentation qui ont été enregistrées sur la pente continentale du Ceará pour la dernière glaciation et l'Holocène (TINTELNOT & MORAIS, 1996 ; ARZ *et al.*, 1999). Dans ce cas, il a été montré qu'elles correspondent aux conditions sèches du Dernier Maximum Glaciaire et de la période antérieure, interrompues par de courtes périodes de précipitations plus fortes autour de 40 000, 33 000 et 24 000 ¹⁴C yr BP. Le Tardiglaciaire est caractérisé par un changement vers des conditions plus humides, dans un contexte de remontée du niveau marin (BEHLING *et al.*, 2000). En ce qui concerne l'Holocène, ces recherches indiquent des climats plus secs, malgré une ou plusieurs oscillations plus humides, y compris au cours du dernier millénaire.

Implications pour l'évolution des littoraux du Ceará

Au cours des périodes alternativement sèches et humides de la fin de la dernière glaciation, alors que la production de sédiments fins (silt, argiles et sables) devait être la plus élevée, la plate-forme continentale était exposée, car ces phases ont coïncidé avec des niveaux marins encore bas. De ce fait, les sédiments (boues rouges, matière organique de mangroves) auraient été transportés vers la plate-forme externe et la pente continentale. En revanche, au cours des phases holocènes sèches de la transgression postglaciaire et des périodes ultérieures, les matériaux terrigènes auraient pu être retenus sur la plate-forme interne, voire transportés vers la côte et le volume des apports aurait fortement décru.

Compte tenu de l'occurrence, au cours de l'Holocène, de plusieurs périodes sèches, et de l'absence d'apports abondants de sédiments terrigènes dans la zone littorale depuis le Pléistocène Supérieur au moins (TINTELNOT ET MORAIS, 1996), il semble qu'il n'y ait jamais eu un grand stock de matériaux terrigènes disponibles pour les remaniements que les changements pléistocènes du niveau marin auraient pu produire dans la zone littorale.

La couverture sédimentaire de la plate-forme continentale est caractérisée par la présence de sédiments carbonatés d'âge pré-Pléistocène supérieur dans ses parties moyenne et externe. La modération des apports terrigènes dans la zone littorale du Ceará pourrait aussi expliquer, dans le contexte du jeu de la flexure marginale (Peulvast *et al.*, soumis), la remarquable persistance d'affleurements du socle au niveau des pointes littorales, lesquelles correspondraient à des vestiges incomplètement arasés de morphostructures formées au cours de la taphrogenèse créacée.

Ce contexte pourrait peut-être expliquer l'absence dans le Nord-est brésilien des larges plaines littorales holocènes qui caractérisent le littoral du sud-est et de l'est du pays, et qui se seraient construites dans un contexte d'importantes variations holocènes du niveau marin. Néanmoins, les apports sédimentaires et les migrations des dépôts suffisent à imprimer leurs marques dans les paysages des étendues aquatiques côtières et des milieux dunaires, par exemple la migration récente de nombreuses embouchures fluviales d'est en ouest, en raison de l'ensablement provoqué par les dunes mobiles.

Les effets des variations climatiques récentes se traduisent aussi dans la morphologie des cours d'eau, en particulier dans les largeurs respectives des vallées fluviales et des écoulements actuels. A l'amont des zones directement affectées par les effets de la remontée eustatique post-glaciaire, les rivières présentent des lits majeurs très larges, malgré leurs faibles débits moyens, mais les fréquents affleurements du socle au fond des lits mineurs reflètent la faiblesse des transports alluviaux actuels par rapport à ceux du passé et une tendance à la dissection prolongeant, pour des raisons bioclimatiques, celle qui a prévalu en relation

avec les bas niveaux marins pléistocènes. Le façonnement de ces lits actuels peut avoir débuté au cours des alternances de périodes humides et sèches du Pléistocène Supérieur, sauf dans les basses vallées, où le remblaiement partiel des embouchures et l'établissement des dynamiques littorales actuelles, en liaison avec la remontée post-glaciaire du niveau marin, se sont accompagnés d'une reprise de la migration à l'Holocène.

Outre les caractéristiques des fleuves côtiers, la présence de nombreux étangs dans les parties plus internes de la zone côtière est aussi en accord avec les données issues des études paléoclimatiques, en particulier l'existence de climats plus ou moins humides au cours du Pléistocène supérieur et d'oscillations entre climats humides et secs au cours de l'Holocène, en association avec la dynamique littorale et les changements du niveau de la mer.

Une autre implication de ces variations climatiques de la fin du Pléistocène et de l'Holocène concerne les générations de dunes côtières : le point de vue général concernant cette évolution a toujours été qu'au cours des phases de régression marine l'accumulation de sables sur la zone côtière aurait été plus importante, du fait de l'émersion de la plate-forme continentale et des conditions rappelées par la «règle de Brunn» (e.g. MAIA, 1998).

Le modèle d'évolution littorale de Bruun (1966) suggère que pendant les périodes de transgression, les sables de la zone littorale seraient transportés vers la plate-forme, tandis qu'un transfert de sables de la plate-forme vers le littoral aurait lieu durant les régressions. Bien que cette règle soit largement utilisée dans les études sur l'évolution littorale, il semble que sa valeur ait été exagérée (ROY *et al.*, 1995 ; PASKOFF, 1996), car le modèle a été établi pour aider à évaluer les changements érosifs se produisant sur les rivages pendant les épisodes de tempêtes. Ainsi, elle ne serait pas nécessairement vraie pour ce qui est des changements eustatiques, correspondant à des intervalles de temps plus importants. En outre, les conditions locales telles que le stock de sable disponible, la profondeur de la plate-forme, la capacité de disperser ou de concentrer l'énergie des vagues des plages (c'est-à-dire le caractère dissipateur ou réfléchissant des plages indiqué par la classification de SHORT et HESP, 1982) et les caractéristiques du climat de houle de chaque région n'ont pas été pris en considération.

Les conditions qui ont régné au Pléistocène supérieur et pendant la régression correspondante ne semblent pas avoir été plus favorables à la formation de dunes dans l'actuelle bande côtière, alors éloignée de la mer, que celles instaurées par les climats secs qui auraient régné à l'Holocène, lors du pic transgressif de 5,1 ka et après, sans doute plus favorables.

Les variations quaternaires du niveau marin et leurs implications

La présence de paléofalaises, de platiers situés au-dessus du niveau marin actuel, ainsi que de plaines littorales développées au pied des paléofalaises, semble indiquer l'occurrence de variations marines holocènes modérées (fig. 8). D'après les indices repérés au Ceará (platier perché de Jericoacoara surtout : CLAUDINO SALES, 2002), la transgression holocène et/ou les plus anciennes (en particulier lors du stade isotopique 5e, entre 125 et 115 ka) semblent avoir atteint des cotes de l'ordre de 2,7 m à 3,0 par rapport au NMM (fig. 9). Depuis le dernier maximum (qui a probablement eu lieu vers 5,1 ka), la mer aurait régressé jusqu'à son niveau actuel. L'action abrasive de ces transgressions, en dehors des platiers de Jericoacoara et Barreiras, aurait produit la ligne discontinue de paléofalaises présente en arrière des rivages presque tout au long de la côte. Le façonnement de celles-ci aurait débuté avec les transgressions pré-holocènes, la dernière n'ayant été probablement responsable que de leur reprise érosive. Aujourd'hui elles sont masquées par les accumulations dunaires de diverses générations, ne représentant en général qu'une discontinuité topographique modeste entre le littoral et la côte (fig. 10).

Quant aux *falaises actives* façonnées dans les roches anciennes (quartzites précambriens de Jericoacoara, grès et latérites crétacés ou paléogènes d'Icapuí), elles auraient été actives aussi au cours des transgressions anciennes, et leur persistance dans le paysage serait probablement due à une forte résistance de ces roches à l'abrasion, ou même à des contrôles morphostructuraux à une autre échelle – par exemple, l'extension des affleurements du socle vers le large en relation avec le comportement flexural

différencié de la marge (fig. 11). Celles qui sont façonnées dans des roches sédimentaires friables (fig. 7) résultent de l'action abrasive de la transgression holocène et leur caractère actif serait la réponse à l'absence d'une forte progradation des plages dans les sites correspondants (surtout dans les domaines Jaguaribe et Baturité, structurellement associés à l'aire du bassin Potiguar). Les raisons de la non-progradation ne sont pas encore évidentes, mais pourraient être associées à l'orientation du rivage face aux vents dominants et à la dérive littorale, et surtout à un bilan sédimentaire localement déficitaire dû à une position en aval-dérive de zones de piégeage de sédiments (e.g. le delta en construction d'Icapuí par rapport aux promontoires de Redonda et Ponta Grossa : fig. 12 ; ou l'embouchure de la rivière Jaguaribe par rapport aux falaises de Beberibe).



Figure 8 - L'embouchure du Rio Choró à Barra Nova (Cascavel). Etroite plaine maritime construite au pied d'une falaise rectiligne recoupant la Formation Barreiras (trace colorée dans les sables), à l'abri du système progradant de double flèche formé au front d'un petit delta. La construction de la plaine et son colmatage dunaire ont provoqué l'enfouissement partiel de l'ancienne falaise.

Sur l'ensemble du rivage, mais de façon discontinue, la régression holocène aurait facilité la formation de *plaines littorales* constituées d'accumulations de sédiments marins (MEIRELES, 1991 ; MAIA *et al.*, 1999), fluvio-marins, lagunaires, lacustres (MAIA, 1993) et dunaires. Ces plaines ne sont pas très étendues, ne dépassant pas, en général, quelques centaines de mètres de largeur. L'exception est constituée par les plaines littorales d'Icapuí, de Barra Velha, d'Itarema et de Barreiras (fig. 1), larges de 1 à 3 km et résultant de conditions locales particulières d'accumulation de sédiments (CLAUDINO SALES, 2002 ; fig. 12).



Figure 9 - Platiers actuel et perché (+ 2,8 m) et falaise partiellement sur le flanc nord du Serrote de Jericoacoara. Ce dispositif est le seul actuellement connu sur la côte du Ceará qui matérialise un ancien niveau marin (encore non daté) supérieur à l'actuel. La préservation du paléo-platier est due à la grande dureté des quartzites formant le Serrote de Jericoacoara.

Aux variations du niveau marin, associées ou non à des oscillations climatiques quaternaires, pourraient aussi correspondre diverses générations de dunes, en raison de changements dans les conditions de mobilisation de sédiments dans la zone littorale. Cependant, sur les côtes du Ceará, les systèmes dunaires, comportant jusqu'à 6 générations de dunes (CLAUDINO SALES, 2002 ; CLAUDINO SALES & PEULVAST, 2002), ne sont pas encore toutes rapportés à des périodes précises, ni bien corrélés avec de telles variations, d'autant plus que les dunes les plus anciennes, sans doute antérieures au pic de la transgression holocène, ne correspondent pas à des niveaux identifiés.



Figure 10 - Guriu (littoral ouest) : champ de barkhanes à l'arrière d'un large estran et d'une dune bordière, s'étendant en oblique vers l'intérieur en ensevelissant une falaise morte taillée dans les sédiments de la Formation Barreiras (à gauche).

Actuellement, les stocks sableux littoraux sont soumis à une forte déflation et de nombreuses plages, à une intense érosion. La remobilisation de sédiments côtiers et littoraux est aussi attestée par l'exhumation d'anciens cordons de beachrocks et de dépôts lagunaires, lacustres et de mangroves. Cette tendance érosive peut être liée à un contrôle climatique ou sédimentologique propre à la période actuelle, ou bien encore à l'occupation humaine de la région. Mais elle peut aussi être liée au contexte actuel de hausse du niveau marin, tel que le suggèrent plusieurs marégraphes du monde (PIRAZZOLI, 1991, 1996).



Figure 11 - Le Serrote de Jericoacoara, vu vers le sud. Colline résiduelle de quartzite entaillée par une falaise vive ou partiellement ensablée (à gauche) et à l'arrière de laquelle de hautes barkhanes migrent d'est en ouest sur une basse plaine (surface Sertaneja surmontée ici par une très mince couche de sables argileux de la Formation Barreiras), assurant un by-pass sédimentaire continental entre Prea et Jericoacoara.

L'organisation transversale de la bande côtière

Éléments physiographiques et principes de zonation

La zone littorale du Ceará est principalement basse et sableuse (sables quartzeux fins à grossiers). Dotée d'un climat tropical humide à saison sèche marquée (et de type semi-aride dans l'arrière-pays), elle se caractérise par des conditions météorologiques relativement stables sur l'année, d'où l'absence de tempêtes et d'autres phénomènes climatiques catastrophiques. De forts contrastes saisonniers caractérisent cependant les précipitations, qui se concentrent largement (80% du total annuel) sur l'automne austral ; les moyennes sont de l'ordre de 850 à 1400 mm/an. Les températures moyennes sont de l'ordre de 26 °C (FUNCEME, 2000).



Figure 12 - La plaine maritime d'Icapui. A l'avant d'une paléofalaise partiellement transgressée par des dunes en épingle à cheveux, elle s'étend entre les plages d'Areia Branca (RN) et de Barreiras (CE), dépassant 1 km de largeur à Icapui. Elle comporte 7 cordons parallèles successivement construites, avec des crêtes de plage et des dunes bordières atteignant 3 m de hauteur. Aboutissant à la formation d'un cap (cusped foreland : Bird, 2000), son développement reflète une progradation active by construction successive de flèches sableuses et de formes associées (cônes de débordement, deltas de marée), de part et d'autre d'un marais s'ouvrant sur la mer par deux chenaux de marée. En avant s'édifie un remarquable delta de marée partiellement émergé à marée basse. Ce dispositif est caractéristique des systèmes de barrières à énergie mixte (drumsticks barriers), décrits par Hayes (1979) and Davis & Hayes (1984). Si une partie du sable transporté par la dérive littorale se dépose à l'amont-dérive sous forme de flèches progradantes, ce sont des flèches inverses qui se construisent sur le côté aval moins bien alimenté.

La région est soumise à l'action des alizés de SE (vents principaux, vitesses moyennes de 7 m/s) et de NE (vents secondaires, vitesses moyennes de 4 m/s) (CLAUDINO SALES, 1993 ; MAIA, 1998). Le réseau hydrographique est formé de rivières exoréiques à faible débit liquide et solide. Les flux d'eau diminuent très fortement pendant l'étiage, impliquant dans l'existence d'un régime fluvial à caractère intermittent

Du point de vue morphodynamique, la région se divise en trois zones distinctes, les **zones littorale, maritime et d'arrière-côte**. L'identification de barrières anciennes dans des parties plus internes de la

dernière, ainsi que d'une origine littorale pour de nombreux affleurements de sédiments Barreiras sur le rivage nous a permis de vérifier qu'au fil des allées et venues du rivage qui ont accompagné les variations du niveau marin depuis le Néogène, ces trois zones morphologiques se sont toujours partagé la façade atlantique de l'Etat. Dans la **zone littorale**, agissent les eaux marines et les agents correspondants (courants, marées, vagues), créant des formes exclusivement littorales (plages, falaises, pointes littorales, barrières, estuaires ; fig. 13). A l'arrière, la **zone maritime**, où la dynamique des eaux marines a agi dans le passé (plaines littorales, lagunes asséchées), précède la **zone d'arrière-côte**, dont le substratum est d'origine continentale (tabuleiros, vallées fluviales). Partout dans cet ensemble se trouvent des dunes et des étangs, qui appartiennent aux trois domaines.



Figure 13 - Flèche et marais à Ilha Grande (Itarema). Large de 50 à 200 m, cette flèche s'étire sous le vent, vers l'ouest, tandis que sa partie au vent (à gauche) migre également, soumettant à l'érosion les dépôts et les anciennes mangroves du marais situé à l'arrière. Des dunes longitudinales construites sur d'anciennes flèches sableuses plus internes contribuent à isoler de la mer plusieurs lagunes, dont la vaste lagune d'Itarema (au fond).

Des dynamiques côtières assurant une grande mobilité

La bande littorale du Ceará est caractérisée par un puissant transport de sédiments, essentiellement des sables de granulométrie moyenne à fine. Ces sables ont comme sources primaires l'érosion des plages, des falaises, de dépôts et d'affleurements littoraux divers, et comme sources secondaires, les apports des rivières (dont la contribution est réduite en raison du climat semi-aride de l'intérieur et, plus récemment, de la construction de nombreux barrages dans l'intérieur) et depuis la plate-forme continentale. Les budgets sédimentaires (MAIA, 1998) indiquent l'existence d'un fort déficit en sable sur l'ensemble de la façade maritime, auquel correspondent d'intenses processus d'érosion des rivages et de déflation sur les dépôts maritimes et côtiers.

Quant aux pertes de sédiments, les principaux agents de transport dans la **zone littorale** sont les vents et les vagues. Les *vagues* - dont la force diminue de l'est et du sud-est vers l'ouest et le nord-ouest - et les courants longitudinaux qu'elles engendrent, constituent l'autre grand agent. Elles sont majoritairement du type *sea*. Elles présentent une hauteur moyenne de l'ordre de 1,1 m et une période moyenne de 5 à 6 s. Formées par l'action des alizés de SE et NE, elles maintiennent ces directions tout au long de l'année. Les vagues secondaires du type *swell* (ou la houle) ont une direction NE. La dynamique de la houle est encore mal connue sur le littoral du Ceará ; cependant, son importance commence à être reconnue, à la suite de recherches récentes. Pour l'instant, il semble possible de considérer qu'elle a une période de l'ordre de 24 s et un action apparemment permanente tout au long de l'année (MAIA, 1998).

Les *marées*, du type semi-diurne, ont un marnage de l'ordre de 2,7 m (DHN, 2000). Du fait de la faiblesse généralisée des pentes et des profondeurs des avant-plages, ce marnage est responsable de l'existence d'estrans qui dépassent souvent plusieurs centaines de mètres de largeur (fig. 12, 13). Au long de l'année, les oscillations des marées sont surtout d'origine harmonique (dictées par les paramètres

astronomiques, et non contrôlées par les conditions de vents et de pression). Les marées, les courants de marée et les courants de retour produisent un transport secondaire, qui se fait transversalement au trait de côte.

Du fait de l'absence relative au Ceará de grandes perturbations atmosphériques telles que tempêtes et cyclones, les plages et les dépôts littoraux présentent des conditions de relative stabilité. Cependant, au cours du deuxième semestre de l'année, les vents atteignent leurs plus grandes vitesses et les vagues *sea*, leur plus grande hauteur; le swell étant aussi en action : c'est alors que la zone de déferlement des vagues est caractérisée par la plus forte turbulence, avec pour résultat l'ablation des sables des plages, d'où une augmentation du volume de sable dans la dérive littorale sous le vent.

De même, les oscillations entre les marées maximales de vive-eau des mois de décembre et de juin et l'association de celles-ci avec l'action des vagues sur les plages sont tout de même capables d'engendrer des profils d'amaigrissement. Mais l'évolution des profils des plages est contrôlée en particulier par les régimes de vagues, de sorte qu'entre les mois de juin et de novembre (période où les vagues sont les plus hautes) s'établissent les profils d'amaigrissement à dissipateurs, alors que des profils d'engraissement s'établissent entre février et mai (MAIA, 1998).

Les courants littoraux engendrés par l'action des vents (*la dérive littorale*) effectuent un transport longitudinal permanent de l'est vers l'ouest avec des vitesses minimales de l'ordre de 0,22 m/s, maximales de 0,68 m/s et moyennes de 0,34 m/s (MAIA, 1998). Les vitesses maximales sont atteintes dans le deuxième semestre de l'an et les minimales, dans le premier semestre. Ce courant est responsable du transport d'une grande quantité de sable par an au long de la zone littorale (de l'ordre de 860.000 m³/an dans le domaine Baturité)

Les courants de marée sont importants dans les embouchures fluviales, ayant des vitesses variant entre 0,29 m/s et 3 m/s ; ces courants sont responsables de la soustraction d'environ 10% du volume total des sables mobilisés dans la zone infra-littorale par l'action de la dérive littorale.

L'action des vagues et des courants est souvent contrôlée par la présence d'embouchures fluviales et de pointes littorales, lesquelles, en général, barrent les sédiments en transit dans la dérive littorale. De ce fait, il est fréquent d'observer l'accumulation de sable à l'amont de ces obstacles, et en revanche, une carence en sédiments à l'aval-dérive. Dans le cas des rivières, le piégeage de sédiments n'est cependant pas suffisant pour permettre la formation de deltas (à deux exceptions près: fig. 14) dans la région, en raison du faible volume total de sédiments fluviaux, lui-même lié au climat semi-aride de l'arrière-pays. En revanche, il se forme actuellement des flèches littorales à l'aval-dérive des embouchures et dans le sens de la dérive littorale (fig. 15).

Par ailleurs, la présence de falaises actives et de grès de plage facilite la présence permanente de sable dans la dérive littorale, car elles limitent le transfert de sédiments vers l'intérieur. Mais le long des segments rectilignes du rivage et là où les plaines littorales s'épanouissent, ainsi que dans les périodes où prédominent les états dissipateurs sur les plages, le transport vers l'intérieur est plus intense, d'où la formation de vastes champs de dunes dans la zone côtière.

L'action conjointe de ces facteurs, associée à la modestie des apports actuels de sédiments - les rivières et la plate-forme ne fournissent que peu de sable, celui-ci étant surtout apporté à la dérive littorale par l'érosion des falaises et des plages - implique un fort déficit dans les profils littoraux, d'où l'existence d'importants secteurs soumis à l'érosion côtière. L'érosion des plages et la déflation sur les dépôts littoraux et maritimes indiquent un contexte général de carence actuelle de sédiments.

A l'échelle locale, le transit de sables se fait à l'intérieur de compartiments littoraux ou *cellules sédimentaires* (BONNEFILLE, 1963), délimités par des obstacles, caps ou pointes, jetées hydrauliques (embouchures fluviales, courants de marée), plus ou moins imperméables au transport ou susceptibles d'être contournés ou traversés (by-pass), selon leur importance. A l'intérieur de ces compartiments, aux processus érosifs des secteurs d'amont-dérive correspondent des processus de progradation dans ceux d'aval-dérive. Ce sont ces compartiments et les équilibres ou déséquilibres locaux associés à leur fonctionnement qui sont les plus susceptibles d'être modifiés et perturbés par les aménagements littoraux.



Figure 14 - Le delta du Jaguaribe à Fortim et les dunes transgressives de Canoa Quebrada.

Dans la *zone de l'arrière-côte*, les processus sont contrôlés par le transport de sable effectué par les alizés de SE et de NE, qui agissent sur les plages, les plaines littorales, les sommets des falaises et les dépôts préexistants, provoquant l'accumulation de dunes qui migrent à des vitesses de 6 m/an à 11 m/an. Les apports de sédiments venus des plages et des plaines littorales ne sont cependant pas suffisants pour répondre aux demandes de l'action éolienne, de sorte que la plus grande partie des sables en migration dans la zone littorale a pour source la déflation sur les champs de dunes anciennes et sur les sommets de falaises.

La migration des dunes dans la plaine côtière est souvent arrêtée par des paléofalaises, des dunes fixes, des mangroves, des rivières et des étangs côtiers, d'où la formation d'une série de types différents de dunes mobiles. L'interception des sédiments et le freinage du vent permettent alors la colonisation des dunes par des complexes végétaux côtiers, à l'origine des champs de dunes végétalisées actuelles. Par la suite, la végétation continue à piéger les sédiments libres, de telle façon qu'à quelques exceptions près, les dunes végétalisées sont les plus grandes de la plaine côtière.



Figure 15 - L'embouchure du Rio Mundaú. Iles-barrières et flèches développées au front d'un étroit delta immergé et de part et d'autre du bras principal du fleuve.

Un autre type particulier de dynamique intervient en arrière des pointes littorales. Dans ces sites, les sédiments partent des plages au vent et traversent la langue de terre jusqu'à atteindre les plages sous le vent, en les nourrissant avec des apports continentaux. De ce fait interdit, les plages situées sous le vent des pointes littorales sont réalimentées au lieu d'être érodées, tant que le by-pass fonctionne. Certains des

plus grands champs de dunes mobiles de la côte du Ceará correspondent à ce type de situation (Mundau, Jericoacoara; fig. 16).



Figure 16 - Desterro (Gijoca de Jericoacoara), la plage, la dune bordière et la zone de déflation au vent du train de mégabarkhanes de Jericoacoara, vues vers l'ouest. Les barkhanes migrent sur une basse plaine partiellement inondée et sur des dunes longitudinales surbaissées et partiellement enherbées qui réapparaissent après leur passage. Largement détaché de la côte et dépourvu de « successeur », ce train de dunes mobiles contribue à réalimenter en sable les plages sur le côté aval-dérive de la pointe, une partie des dunes finissant leur course en mer (by-pass).

Les éléments et les dynamiques littorales présentés ci-dessus ont permis la réalisation d'estimations qualitatives et semi-quantitatives – le budget sédimentaire - des interactions entre les processus de transport, de dépôt et d'érosion et les formes littorales et côtières résultantes, pour l'ensemble de la façade atlantique du Ceará. Elles indiquent un fort déficit annuel de sable dans la zone littorale et côtière (respectivement de l'ordre de 1.744.100 m³/an et de 471.300 m³/an dans le domaine Baturité), reflétant l'action de l'érosion sur les estrans et les dépôts littoraux (MAIA, 1998). A cette situation correspondent de larges secteurs littoraux en récession et des secteurs où l'érosion des dépôts côtiers (dunes fixes ou semi-fixes, sommet des sédiments Barreiras) alimente la formation de vastes nappes de sable à dunes transversales, sur les tabuleiros côtiers (e.g. Paracuru, fig. 17). L'ensemble de ces dynamiques est responsable de la formation et de l'évolution quaternaire des différents domaines morphologiques représentés dans les zones littorale, maritime et côtière de la région d'études.



Figure 17 - Paracuru (côte ouest) : champ de dunes barkhanoïdes mobiles (d'où les tentatives de fixation destinées à protéger routes et constructions de l'ensablement : bas de la photographie) et étangs interdunaires. A l'arrière : zone de déflation et végétalisation sur l'étroite plaine maritime partiellement inondée (juin 1996 : saison des pluies).

Zonation morphodynamique et milieux

La zone littorale

Les dynamiques y sont contrôlées par le régime des vagues, les marées, les courants et les flux estuariens. Des courants longitudinaux de direction principale est sont associés à l'arrivée de houles de

NE dans les segments central et occidental, d'où l'existence d'un littoral «zetaforme», caractérisé par l'alternance de pointes littorales et anses avec des plages projetées vers la mer à l'aval-dérive (fig. 1). La zone d'avant-côte est plate et peu profonde, excepté dans le secteur occidental, où une série de rides sableuses se disposent entre l'isobathe de - 10 m et le rivage.

De cette association résultent de larges estrans (des centaines de mètres, parfois plus de 1 km), longs de plusieurs kilomètres, les plages ayant tendance à développer des profils intermédiaires et dissipatifs. Les états intermédiaires caractérisent le premier semestre de l'année, tandis que les conditions dissipatrices s'établissent au deuxième semestre de l'an, alors que les précipitations sont réduites, les vents plus forts et les vagues plus hautes.

La zone littorale est caractérisée par la présence de falaises actives hautes de 3 à 20 m, et de cordons de beach-rocks (fig. 18). La datation d'un de ces cordons dégagé dans la zone intertidale, à Sabiaguaba, a donné un âge ^{14}C de 2,7 Ka (CLAUDINO SALES, 2002). Les sources sédimentaires sont l'érosion des falaises, l'érosion des plages et, en certains secteurs, la plate-forme continentale.



Figure 18 - Cordon de grès de plage (beachrock) à Sabiaguaba (Fortaleza).

En raison de l'énergie des vagues, du transport longitudinal de sédiments et du régime fluvial à caractère intermittent, il existe en plusieurs sites (embouchures fluviales, aval-dérive des pointes littorales, entre autres), des flèches littorales et des îles ou flèches barrières en cours d'évolution et d'incorporation aux plages préexistantes (fig. 19). Il en résulte des embouchures fluviales totalement ou partiellement barrées par des limans en général temporaires, où se forment des estuaires à mangroves, ainsi que des marais maritimes à mangroves, des environnements lagunaires de petites dimensions et des milieux aquatiques variés entre les flèches littorales incorporées et le rivage. Parmi ces milieux aquatiques se situent les étangs littoraux en contact avec la mer.

Le colmatage des espaces aquatiques ou amphibies à l'arrière des flèches et cordons littoraux est réalisé par la migration de barkhanes transgressives, et en certains endroits par l'action de dunes bordières (CLAUDINO SALES, 2002). Ces barkhanes, ainsi que les dunes longitudinales qui se forment sur les cordons littoraux déjà incorporés, forment avec les dunes bordières et les nebkas, la plus récente des générations dunaires.

La zone maritime

La zone maritime a vu sa dynamique évolutive contrôlée par le régime des vagues, des marées et des fleuves, ainsi que par les variations du niveau marin et les changements climatiques. Incluant plusieurs types et générations de dunes et d'étangs, elle comporte des plaines maritimes d'âge holocène (où l'existence de dépôts pléistocènes est possible). Les plaines s'associent surtout aux rivières : beaucoup d'entre elles ont

évolué par formation de doubles flèches littorales dans les embouchures fluviales (fig. 8, 14). Toutefois il existe des plaines maritimes dont les cordons littoraux ont été formés par l'action des vagues et des marées, et d'autres par l'action des vagues et des courants longitudinaux.

La zone maritime holocène correspond grosso modo à l'aire littorale occupée par les eaux marines lors de la transgression holocène (cote maximale probable de + 1m à + 3m vers 5,1 ka). Elle a été édiflée par construction et rattachement de flèches et de cordons littoraux après le pic de la transgression holocène et jusqu'à l'Actuel. Sa largeur est très irrégulière, très importante dans les segments zetaformes projetés vers la mer et autour des embouchures fluviales, et très limitée à l'aval immédiat des pointes littorales et sur les segments en cours de récession.

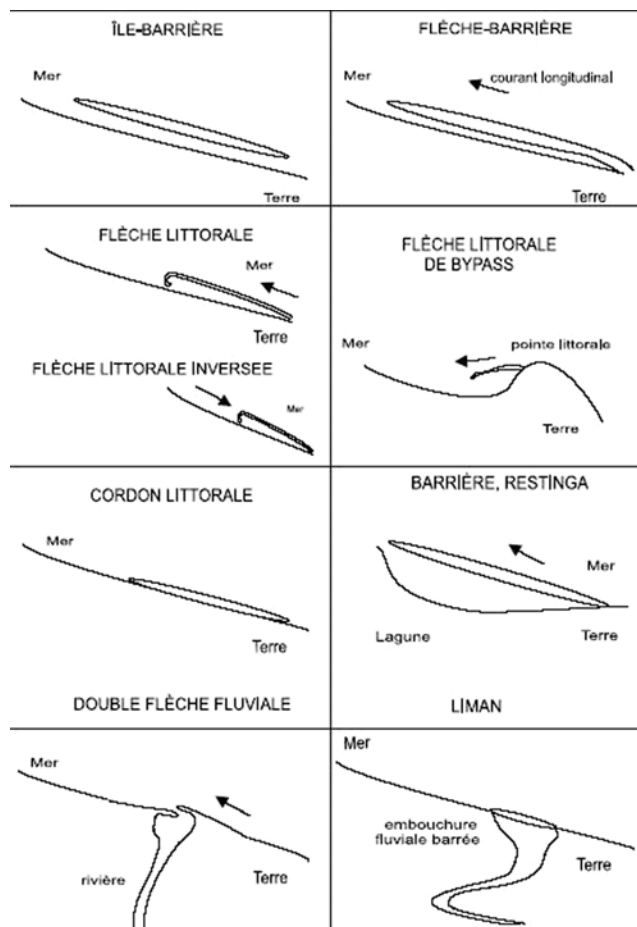


Figure 19 - Cordons, flèches et barrières de la côte du Ceará (Claudino Sales, 2002).

Les processus de formation (par les courants longitudinaux et les vagues) et d'accrétion des cordons littoraux (par les sables dunaires) semblent avoir été semblables aux processus actuels. Toutefois les conditions climatiques holocènes (probablement sèches pendant la transgression holocène, plus humides ensuite, et variant du sec à l'humide à l'Holocène Supérieur) et les variations du niveau marin ont sans cesse modifié la disponibilité de sédiments, ainsi que les conditions de présence d'eau et de végétation dans la zone maritime.

Outre les cordons littoraux, la morphologie maritime est caractérisée par trois types et générations de dunes inégalement représentés (selon le tracé de la côte, la morphologie du substrat, la quantité de sable disponible, les équilibres mobiles entre déflation et accumulation), entre lesquelles s'insèrent divers types d'étangs. Présents sur la plus grande partie de la côte, ces systèmes dunaires (fig. 20) sont bien représentés

là où les orientations respectives de la côte et des vents dominants leur permettent de s'allonger vers l'intérieur des terres en bandes larges de plusieurs kilomètres, jusqu'à 10-15 km de la côte (Canoa Quebrada, Paracuru... ; fig. 21).

Par ordre d'âge croissant (et de mobilité décroissante), les formes dominantes sont 1) des barkhanes, souvent groupées en trains plus ou moins serrés (fig. 10), des champs de dunes transversales barkhanoïdes (sandsheets), généralement séparés des secteurs côtiers d'origine par des zones de déflation partiellement enherbées (fig. 16), et des dunes longitudinales ; 2) des dunes bordières plus ou moins fixées, des dunes cimentées, parfois retravaillées en véritables yardangs (e.g. Icarai d'Amontada, fig. 22) et des dunes longitudinales parfois couvertes puis découvertes par les trains de barkhanes (Jericoacoara, fig. 16, 23) ; 3) des dunes paraboliques en épingles à cheveux (« hairpin ») fixes, végétalisées et affectées par la pédogenèse, et au bout desquelles de hautes accumulations végétalisées servent parfois de butée aux dunes transgressives récentes et actuelles (Cumbuco). L'action sub-actuelle et actuelle de la déflation a produit différentes formes aux dépens des dépôts sableux plus anciens, caoudeyres (« blow-outs »), dunes paraboliques semi-fixes (Punta Aguda-Lagoinha-Guajiru, Punta de Mundau ; fig. 24), rebdous et yardangs, crêtes et couloirs de déflation qui semblent se développer sur les sites de colmatage à l'arrière des cordons littoraux. Quant aux étangs, certains des plus grands correspondent à des cours d'eau barrés par les dunes transgressives des sandsheets ou par les cordons littoraux, mais il peuvent aussi représenter d'anciennes lagunes ou des segments de lagunes formés lors de la transgression (Itarema ; fig. 13) et aussi des étangs interdunaires de types divers dont le niveau varie avec les battements de la nappe phréatique (fig. 17, 23, 24) (CLAUDINO SALES, 2002).

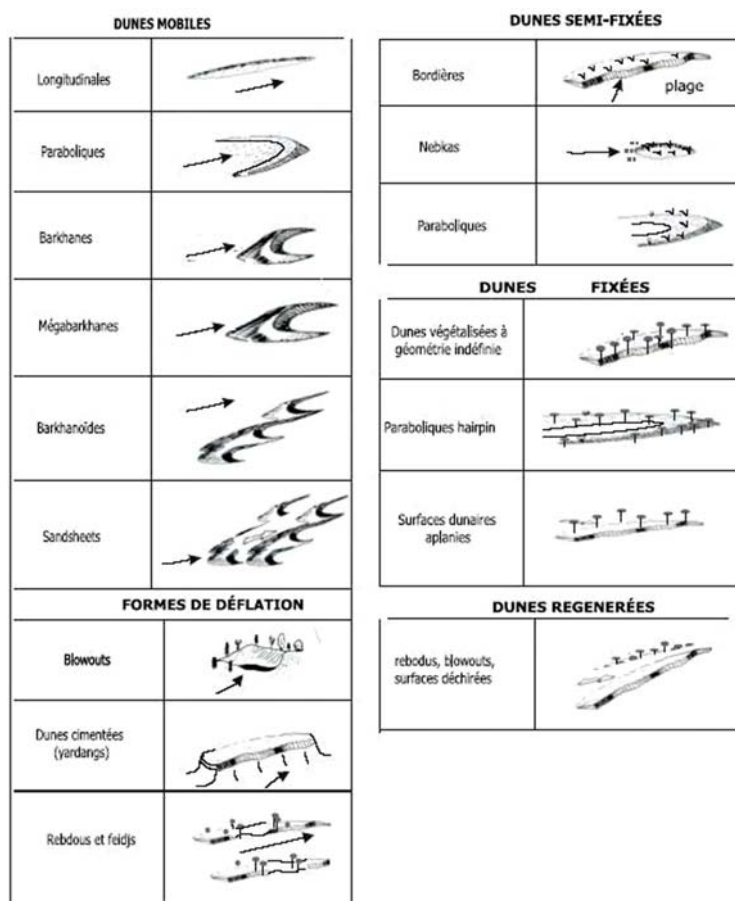


Figure 20 - Dunes et systèmes dunaires de la côte du Ceará (Claudino Sales, 2002).

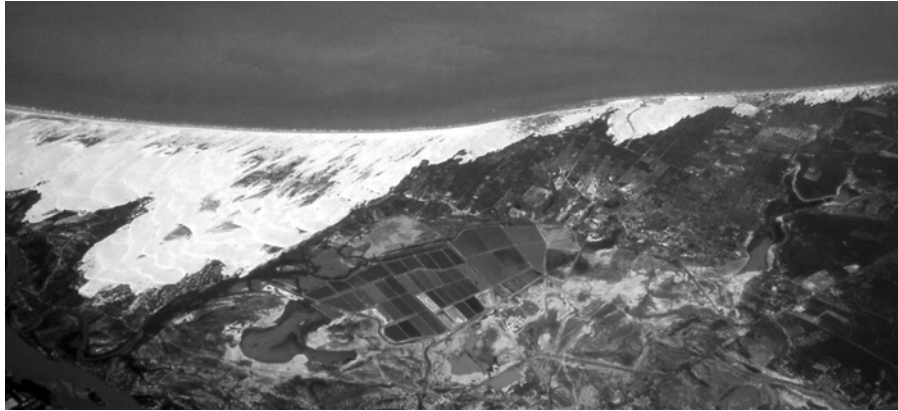


Figure 21 - La plaine fluviale du Jaguaribe et les dunes transgressives de Canoa Quebrada.

Le rapport entre barrières, étendues aquatiques et dunes, principalement les barkhanes, est très étroit. Plus qu'au manque de sable (les dimensions des mégabarkhanes de Jericoacoara le prouvent : fig. 22), l'individualisation de barkhanes est liée à des arrêts temporaires de l'alimentation (par exemple en raison de la présence d'étangs temporaires formés par affleurement de la nappe phréatique au fond de cuvettes de déflation), empêchant les sédiments de s'amasser et de constituer des nappes de sable (Claudino Sales, 2002). Par contre, la déflation permanente sur un même stock de sable a tendance à former des dunes paraboliques et longitudinales.



Figure 22 - Icarai d'Amontada (côte ouest) : dunes longitudinales cimentées et sculptées en yardangs.

Les barkhanes se forment à l'arrière de la plage et migrent sur les aires mouillées qui s'étendent à l'arrière des barrières sous forme de dunes transgressives, incorporant ces barrières aux plages et escaladant des falaises et des paléofalaises, jusqu'à former de grandes nappes de sable sur les tabuleiros côtiers (fig. 10). Le parcours de migration des barkhanes est alors constellé d'étangs en demi-cercle, lesquels ont parfois la capacité de changer la forme des nouvelles générations de dunes et parfois d'interrompre la migration des sables, d'où la colonisation des dépôts par la végétation sous forme de croissants d'arrière-dune matérialisant leur rapide migration (fig. 23). Ces trois éléments (dunes, étangs, végétation) se combinent de façons variées dans la zone littorale et maritime, et l'identification de ces combinaisons oblige dorénavant à considérer ces éléments comme parties intégrantes de l'évolution morphologique de la région.



Figure 23 - Barchane à Jericoacoara. Noter la dune longitudinale sur laquelle passe la barchane, et les croissants sableux d'arrière-dune, végétalisés ou inondés. Ceux-ci matérialisent les positions successives du pied du revers de dune au fil des battements de la nappe phréatique en relation avec les saisons des pluies plus ou moins marquées.

La zone de l'arrière-côte

Son substrat est principalement d'âge tertiaire, et son évolution a été contrôlée surtout par des processus continentaux. Elle comporte les tabuleiros, dont la frontière avec le socle est cartographiée et bien apparente sur les divers types d'imagerie, et où sont incorporés des dépôts littoraux pléistocènes (faciès littoraux des sédiments Barreiras).

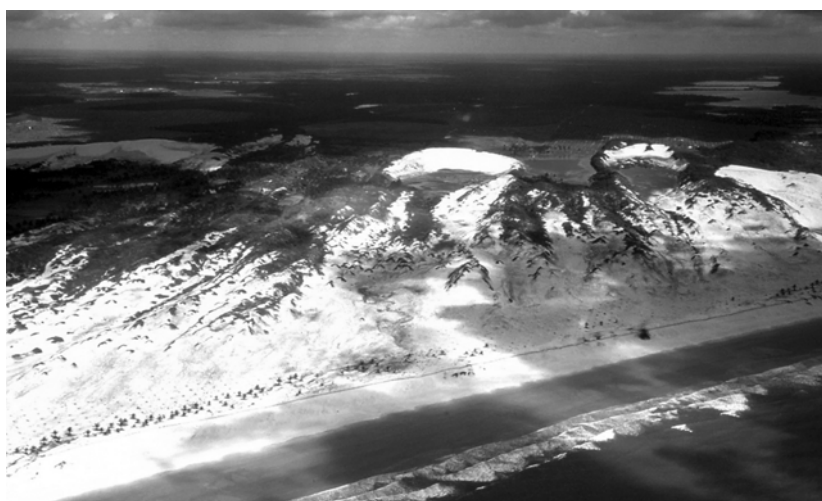


Figure 24 - Lagoinha-Guajiru (côte ouest). Dunes paraboliques.

Sur les tabuleiros existent deux générations de dunes anciennes, dont une d'âge pléistocène probable, et des étangs dont l'origine est antérieure à la transgression holocène. Les plus récentes de ces dunes sont fixes et gardent encore la morphologie dunaire. Les plus anciennes ont été tassées et démantelées par la dynamique ultérieure, ne formant en général que des surfaces sableuses aplaties. Quant aux étangs, ils sont de petites tailles et représentent surtout d'anciennes dépressions interdunaires dispersées sur toute l'étendue des tabuleiros. Soumis à l'action de processus continentaux, les tabuleiros sont disséqués par des rivières venues de l'intérieur des terres. Formés de dépôts poreux coupés de niveaux argileux imperméables, ils constituent aussi les plus grands réservoirs d'eaux souterraines de la zone côtière (Claudino Sales, 2002).

Les pointes littorales appartiennent en grande partie à ce domaine. Elles sont modestement projetées vers la mer et indiquent, quand elles sont modelées dans les roches du socle, des vestiges des structures faillées crétacées, ou bien des compartiments armés par des faciès résistantes des sédiments Barreiras.

Elles sont parfois traversées par les sables en migration sur les tabuleiros côtiers jusqu'aux plages sous le vent (fig. 11, 16), en même temps qu'elles interdisent le bypass de sables transportés par les courants longitudinaux dans la zone infra-littorale, formant ainsi les parties distales des cellules sédimentaires. Ainsi, les pointes littorales - qui correspondent à des héritages dont le rôle dans la dynamique littorale pléistocène, holocène et actuelle a été ou est important - représentent des reliefs qui associent tous les processus évolutifs responsables de l'évolution de la zone côtière.

Des littoraux fragiles

Le cas des plaines maritimes

Les plaines maritimes sont parmi les plus convoités des espaces côtiers alors même que la mobilité des formes littorales à l'abri desquelles elles sont édifiées en fait des milieux particulièrement fragiles. Plusieurs d'entre elles s'étendent à l'arrière de flèches et de barrières accrétées au littoral grâce à l'invasion des zones humides par de grands champs de dunes transgressives, ou à l'abri de systèmes de flèches doubles construites dans les embouchures fluviales. Certaines d'entre elles sont actuellement en progradation, tandis que d'autres sont en recul, en relation avec les variations des budgets sédimentaires et les changements apportés aux compartiments côtiers par les variations naturelles ou artificielles de la morphologie littorale.

A quelques exemples près (Jaguaribe, Barrinha, Jericoacoara), les sites des plaines maritimes sont ceux où sont identifiées des systèmes de flèches, de doubles flèches et de barrières. Ces sites correspondent le plus souvent à des rentrants de la ligne de côte, où l'accumulation de sable est facilitée par le tracé, par exemple (1) à l'amont-dérive des caps, (2) dans les rentrants des secteurs à caps et baies (zetaformes) où fonctionnent des cellules sédimentaires presque fermées, et (3) dans les embouchures fluviales. Cependant, certaines des plus grandes plaines sont situées dans des secteurs très exposés à l'action des vagues (Icapuí, Itarema-Acaraú), mais caractérisés par de très faibles profondeurs de l'avant-côte et de la partie interne de la plate-forme continentale.

Du fait de pertes en sables généralement plus élevées, par migration de dunes vers l'intérieur, la plupart des autres plaines maritimes du Ceará sont étroites et semblent s'être construites dans des conditions plus habituelles de formation de flèches et d'îles-barrières, sous l'influence des apports sableux – budget positif, granulométrie moyenne à grosse –, permanence d'une dérive littorale orientée comme les vents dominants, la houle et les vagues. Modulés sur les moyen et long termes par les variations du niveau marin et du climat, ces facteurs sont plus ou moins influents en fonction d'une morphologie côtière changeante (compartiments favorables ou non à l'accumulation de sable) et de la participation active de la dynamique dunaire à l'accrétion définitive (CLAUDINO SALES, 2002).

Des changements dans les processus à l'œuvre se produisent là où des flèches doubles (indiquant l'influence dominante de l'énergie des marées et celle, discontinue, de l'écoulement fluvial : fig. 20) ont été remplacées par des flèches simples construites le long du rivage par l'action des vagues. Les évolutions inverses (formation de barrières et de flèches simples suivie par celle de flèches doubles) sont moins représentées car les anciennes barrières allongées ont été plus facilement couvertes par les dunes (ex : Pirangi). A l'intérieur des cellules sédimentaires, de telles évolutions permettent l'existence simultanée de secteurs proximaux soumis à une forte érosion et de secteurs distaux en progradation, et vice-versa (fig. 13). Donc, dans ces cellules et de l'une à l'autre, la morphologie de longs segments côtiers reflète la coexistence de formes contemporaines ou diachroniques de recul et de progression.

Dans ce contexte, l'évolution de la zone côtière s'explique bien sans prendre en considération les variations récentes du niveau marin. L'influence de ces variations est probablement limitée. D'amplitude modérée, comme le montre la position des grès de plage holocènes dans la zone intertidale actuelle (CLAUDINO SALES, 2002), elles pourraient cependant contribuer aux processus locaux de progradation ou de recul. Une régression favoriserait la progradation, avec un agrandissement vers la mer des systèmes barrières-lagunes. Ennoyant des embouchures fluviales (rias) et formant des barrières transgressives (migrant vers l'intérieur), les transgressions peuvent provoquer un recul du rivage, jusqu'à destruction complète des

barrières et des plaines maritimes. Les côtes à falaises actives façonnées dans les sédiments Barreiras – qui incluent des dépôts d’avant-plage – ont subi de telles évolutions à long terme, dans des secteurs à budget sédimentaire négatif et/ou pourvus d’espaces d’accommodation insuffisants.

Bien que les cellules sédimentaires comprennent actuellement des secteurs en progradation, les marques d’érosion, souvent matérialisées par le déchaussement des grès de plage ou par la réapparition d’anciennes mangroves dans les plages (fig. 25), y sont plus fréquentes que les formes d’accrétion, sauf dans quelques cas liés à des modifications artificielles (côté abrité du cap de Pecém, après la construction des jetées et des brise-lames du nouveau port en eau profonde: MAIA, 1998.). Une tendance transgressive caractérise donc la dynamique côtières actuelle. Cette dynamique tend à régulariser le tracé – ou à accentuer les saillants et rentrants de la côte zetaforme de l’ouest -, alors que ce processus a souvent été considéré comme dû aux processus d’accumulation principalement holocènes (e.g. BIRD, 2000).



Figure 25 - Caponga (Cascavel, côte est). Ancienne mangrove en voie de déchaussement dans la zone intertidale et témoignant d’un recul en cours de la ligne de côte.

L’identification de flèches littorales et de flèches-barrières sur le littoral du Ceará souligne une évidence, démontrée depuis longtemps sur l’ensemble des littoraux mondiaux, celle de la nécessité de prendre en compte les interactions entre l’ensemble des agents de la dynamique littorale quand il s’agit d’explicitier les origines des modelés, ainsi que des processus évolutifs qu’ils ont subis depuis leur formation. Elle permet d’individualiser des secteurs où l’intervention d’un ou de plusieurs de ces agents est actuellement prédominante, autorisant la division de la zone littorale en plusieurs secteurs inégalement sensibles aux conséquences des aménagements littoraux (CLAUDINO SALES, 2002) :

- (1) les secteurs dominés par l’action des courants longitudinaux et des fleuves ; dans ce cas, il s’agit d’une large partie des embouchures fluviales ;
- (2) les secteurs contrôlés par l’action des courants longitudinaux et des vagues - dans ce cas, il existe des compartiments où les vagues formées localement semblent être plus fortes, et ils se situent sur le littoral oriental. Les secteurs où les rivières sont fermées par des limans correspondent aussi à des aires dominées par les vagues et les courants longitudinaux ;
- (3) le secteurs contrôlés par l’action des courants longitudinaux et de la houle, à l’ouest, où les flèches littorales modernes sont absentes;
- (4) un secteur dominé par les courants longitudinaux, les vagues et les marées, qui correspond aux barrières-mixtes d’Icapuí (fig. 12).

Dégradation ou gestion des espaces côtiers ?

Restant à approfondir, cette zonation dynamique fait partie des données qui aideront à gérer et à prévoir l'évolution de longs secteurs littoraux, au moment où d'importantes infrastructures portuaires, touristiques et urbaines sont prévues ou construites, modifiant fortement la dynamique côtière dans des régions d'extension croissante. Permettant une meilleure évaluation des budgets sédimentaires à long terme dans des conditions changeantes, elle aide à comprendre certains effets prévisibles des changements que subissent actuellement les environnements côtiers.

Si les transformations des espaces littoraux ont trouvé leur point historique de départ avec l'urbanisation consécutive à la colonisation, le début de la transformation des espaces littoraux naturels au Ceará peut être précisément fixé : il correspond à l'installation par les organismes publics, dans les années 1940/1950, du Port Commercial du Mucuripe dans la ville capitale de l'Etat, Fortaleza. Construit sans préoccupation environnementale, le Port du Mucuripe a provoqué la rétention totale des sables qui voyageaient librement le long la zone littorale et qui nourrissaient les plages situées à l'aval-dérive. Sans aliments, celles-ci ont commencé à maigrir : l'érosion et la récession littorale associée ont alors grignoté des morceaux considérables du littoral occidental de la ville. Cinquante ans plus tard, un nouveau port public – le Port du Pecém – menace de reproduire en intensité et en processus un phénomène de récession analogue à celui des plages de Fortaleza, à 60 kilomètres à l'ouest de cette ville, malgré les précautions prises cette fois pour le maintien du transit marin des sédiments et d'un by-pass continental (Claudino Sales & Maia, 2003).

L'érosion littorale semble pouvoir être renforcée par les effets environnementaux d'un grand barrage récemment construit dans la vallée du Jaguaribe, le principal fleuve de l'Etat, le barrage du Castanhão, qui, construit dans la vallée de la Rivière Jaguaribe. Ces effets de rétention de sédiments sont venus s'ajouter à ceux des barrages plus petits construits sur la plupart des autres cours d'eau, à ceux du démantèlement et de l'aplanissement des champs de dunes effectués pour la constructions de nouveaux quartiers urbains et de stations balnéaires, en particulier autour de Fortaleza, à ceux de l'occupation urbaine de plaines maritimes inondables, de l'installation de constructions diverses sur les plages et les falaises, du défrichement des mangroves pour l'aquaculture (élevage de crevettes : cassinoculture). Dans ces conditions, l'érosion littorale progresse. Aidée aussi par l'action de processus naturels comme l'immobilisation de stocks sableux dans l'intérieur des terres par la migration des dunes transgressives, cette érosion touche aujourd'hui des étendues considérables du rivage, et dévore certaines plages à des vitesses ayant ponctuellement atteint jusqu'à 13 mètres par an – tel est le cas des rivages du Pecém entre 2000 et 2003 : Claudino Sales & Maia, 2003).

Considerations finales

L'étude géomorphologique de la bande côtière du Ceará a permis d'établir une filiation entre les formes et les dépôts hérités de l'évolution géologique à long terme et les tendances actuelles d'une évolution de plus en plus perturbée par les influences anthropiques. Principalement basse et sableuse, la zone littorale du Ceará s'organise en trois zones, les zones littorale, maritime et d'arrière-côte. Dans la zone littorale, agissent les eaux marines et les agents correspondants (courants, marées, vagues), créant des formes spécifiques (plages, falaises, pointes littorales, barrières, estuaires). La zone maritime, où la dynamique des eaux marines a agi dans le passé (plaines littorales, lagunes asséchées), précède la zone d'arrière-côte, dont le substrat est d'origine continentale (« tabuleiros »). Partout dans cet ensemble se trouvent des dunes et des étangs, qui appartiennent aux trois domaines. Mise en place dans des conditions littorales ou continentales, en relation avec les oscillations du niveau marin et les allées et venues du rivage sur une marge faiblement inclinée dont la formation remonte à l'ouverture océanique crétacée, la bande sédimentaire dans laquelle s'inscrit la côte a été façonnée depuis le Néogène, au gré des variations d'un climat aux

tendance semi-arides de plus en plus marquées et des oscillations du niveau marin, mais aussi d'apports détritiques intermittents entrecoupés d'épisodes de dissection fluviale.

Parmi les résultats de cette étude, l'identification de flèches et de barrières au sein des formes littorales actuelles et héritées aide particulièrement à comprendre l'évolution à long terme de la ligne de côte, soulignant le fait que les constructions littorales actuelles ne sont que les produits les plus récents d'une longue évolution où des processus similaires se sont répétés de multiples fois dans la bande côtière au fil des variations eustatiques du Cénozoïque supérieur.

En dépit de ses caractéristiques parfois surprenantes et de l'amélioration des connaissances dont elle est l'objet, la dynamique littorale de la façade maritime du Ceará n'avait, jusqu'à un passé récent, guère suscité d'attention particulière de la part des responsables de son occupation et des ses transformations, surtout récentes. De ce fait, les paysages littoraux naturels qui ont mis si longtemps à se former tout en évoluant dans les conditions d'un équilibre dynamique sans cesse remis en cause, se trouvent à présent en voie de dégradation, cédant de la place à toutes sortes de constructions – édifices, routes, équipements touristiques, équipements portuaires. Il est donc temps que les inventaires des formes et des milieux littoraux déjà réalisés ou en cours, et les résultats des études scientifiques et techniques de plus en plus nombreuses quittent les domaines confidentiels ou académiques et puissent servir de base à une gestion durable d'un capital d'autant plus précieux qu'il est fragile et difficilement renouvelable à l'échelle des générations humaines.

Bibliographie

- ABSY, M.L. **A palynological study of Holocene sediments in the Amazon basin**. Rapport non publié, Amsterdam, 1979, 86p.
- ABSY, M.L., CLEEF, A., FOURNIER, M., MARTIN, L., SERVANT, M., SIFFERDINE, A., SILVA, M.F.F., SOUBIÈS, F., SUGUIO, K., TURCQ, B., VAN DER HAMMEN, T. Mise en évidence de quatre phases d'ouverture de la forêt dense dans le sud-est de l'Amazonie au cours des 60.000 dernières années. Première comparaison avec d'autres régions tropicales. **C.R. Ac. Sci.** s. 2 (312):673-678, 1991.
- BEHLING, H., ARZ, H.W., PÄTZOLD, J. & WEFER, G. Late Quaternary vegetational and climate dynamics in northeastern Brazil, inferences from marine core GeoB 3104-1. **Quat. Sci. Rev.**, 19, 981-994, 2000.
- ARZ, W.H., KNOPPERS, K., MEDEIROS, C. (1996). Influence of mangrove on diversity and productivity of the coastal areas of Northeast Brazil. In: EKAU, W.; KNOPPERS, B. (orgs.). Sedimentation processes and Productivity in the Continental Shelf Water off East and Northeast Brazil. **Joint Oceanographic Projects (JOPS) II, Cruise Report and Firts results**, vol II, Bremen, 77-85, 1996.
- BEZERRA, F.H.R., AMARO, V.E., VITA-FINZI, C. SAADI, A. Pliocene-Quaternary fault control of sedimentation and coastal plain morphology NE Brazil. **J. South Am. Earth Sci.**, 14, pp. 61-75, 2001.
- BIGARELLA, J.J. The Barreiras Group in Northeastern Brazil. **An. Acad. Bras. Ciên.**, 47, 365-393, 1975.
- BIRD, E. **Coastal Geomorphology – An Introduction**. Jonh Wiley & Sons, 2000, 317 p.
- BONNEFILLE, R. Essais de synthèse des lois de début d'entraînement des sédiments sous l'action d'un courant en régime continu. **Bulletin Centre de Recherhce Chatou** 5:67-72, 1963.
- BRUUN, P. Sea-level rise as a cause of shore erosion. **Proceedings of American Society of Civil Engineers** 88:117-130, 1962.
- CLAUDINO SALES, V. **Les littoraux du Ceará - Evolution géomorphologique de la zone côtière, du long terme au court terme**. Thèse de Doctorat en Géographie, Université Paris-Sorbonne, France, 2002.,523p.
- CLAUDINO SALES, V. **Lagoa do Papicu – Natureza e Ambiente na cidade de Fortaleza, Ceará**. Dissertação de Mestrado, USP, São Paulo, 1993, 344p
- CLAUDINO SALES, V., MAIA, L.P. Degradação ambiental associada à construção do Porto do Pecém, Ceará. **XLIII Congresso de Geologia do Brasil**, João Pessoa, vol. 23, p. 89, 2003.
- CLAUDINO SALES, V., PEULVAST, J.P. Dunes and ponds in the Ceará coastal area, North-east Brazil. In: ALLISON, R. **Geomorphology – theory and practice**. John Willey and Sons, London, 443-460, 2002.

- DAVIS, JR. R.A., HAYES, M.O. What is a wave-dominated coast ? **Marine Geology**, 60: 313-329, 1984.
- DHN - Diretoria de Hidrografia e Navegação. **Tábua de Marés**. Ministério da Marinha, Brasília, 2000.
- HAQ, B.U., HARDENBOL, J., VAIL, P.R. Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. **Science** 235:51115-1166, 1987.
- HAYES, M.O. Barrier island morphology as a function of tidal and wave regime. In : LEATHERMAN S.P. (ed.). **Barrier islands**. New York, Academic Press, 1979, p. 1-29.
- FUNCEME – Fundação Cearense de Meteorologia. **Relatórios técnicos internos**. Governo do Estado do Ceará, Fortaleza, 2000.
- JIMINEZ, J.A., MAIA, L.P. SERRA, J., MORAIS, J.O. Aeolian dune migration along the Ceará coast, North-Eastern Brazil. **Sedimentology**, 46:689-701, 1999.
- HOBBS J.E., LINDESAY J.A., BRIDGMAN H.A. **Climates of the southern continents. Present, past and future**. J. Wiley & Sons, Chichester, 1998, 297 p.
- LAPPARTIENT, J.R. **Le continental terminal du Pléistocène Ancien du Bassin Sénégal-Mauritanien : stratigraphie, sédimentation, diagénese, altération ; reconstitution de paléorivage au travers des cuirasses**. Thèse de doctorat, Aix-Marseille III, 1985, 290p.
- LEDRU, M.P. Late Quaternary environmental and climatic changes in Central Brazil. **Quaternary Research** 39:90-98, 1993.
- MABESOONE, J.M.; CAMPOS E SILVA, A.; BEURLLEN, K. Estratigrafia e origem do Grupo Barreiras em Pernambuco, Paraíba e Rio Grande do Norte. **Revista Brasileira Geociências**, 2:173-188, 1972.
- MAIA, L.P. **Controle Tectônico e evolução geológica/sedimentar da região da desembocadura do Rio Jaguaribe, Ceará**. Dissertação de Mestrado, Departamento de Geologia, UFPE, Recife, 144p
- MAIA, L.P. (1998). **Procesos costeros y balance sedimentario a l o largo de Fortaleza (NE-Brasil): Implicaciones para una gestión adecuada de la zona litoral**. Tesis Doctoral, Universitat de Barcelona, Facultat de Geologia, Departement d'Estratigrafia i Paleontologia, 1993, 269p
- MAIA, L.P., RODRIGUES, A.C.B., CASCON, H.M., BARRETO, A.M.F., CASTRO, I.B., TATUMI, H.S., COSTA, A. A. Correlação estratigráfica em poços de subsuperfície e datação de dunas costeiras inativas da região do Cauípe/Pecém - Costa Oeste do Ceará. **VII Simpósio da ABEQUA**, Florianópolis, 1999, p.65-68
- MARKGRAFF, V. Palaeoclimates in central and south america since 18.000 BP based on pollen and lake-level records. **Quaternary Science Reviews** 8:1-24, 1989.
- MARTIN, L., SUGUIO, K., FLEXOR, J.M., DOMINGUEZ, J.M.L., AZEVEDO, A.E.G (1984). Evolução da planície costeira do Rio Paraíba do Sul (RJ) durante o Quaternário: Influência das flutuações do nível do mar. **XXXIII Congresso Brasileiro de Geologia**, Rio de Janeiro 1:19-35
- MATOS, R.M.D. The Northeast Brazilian Rift System. **Tectonics** 11(4):766-791, 1992.
- MATOS, R.M.D. Tectonic evolution of the Equatorial South Atlantic. **American Geophysical Union**, Geophysical Monograph 115:331-354, 2000.
- MEIRELES, A.J. **Mapeamento Geológico/ Geomorfológico da Planície Costeira de Icapuí, Extremo Leste do Estado do Ceará**. Dissertação Mestrado, UFPe, 1991, 178p.
- MENEZES, M.R.F., DANTAS, E. P., CALDAS, N.H. Estudos sedimentológicos na Formação Tibau, porção emersa da Baía Potiguar. **XXXVIII Congresso Brasileiro de Geologia**, Anais, Belo Horizonte, 1998, p.77
- PASKOFF, R. **Les littoraux. L'impact de l'aménagement sur leur évolution**. Masson, Paris, 1996, 127p.
- PETIT-MAIRE N., BOUYASSE P. (EDS), **Maps of the world environments during the last two climatic extremes (1 :25,000,000 scale). Explanatory notes**. CCGM-CGMW, Paris & ANDRA, Châteanay-Malabry, 1999, 25 p.
- PEULVAST, J.P. , CLAUDINO SALES, V., BETARD, F. (Soumis). Morphotectonic evolution and denudation in a transform passive margin and aborted rift zone: the Northern Brazilian "Nordeste". **Basin Research**.

- PEULVAST, J.P., CLAUDINO SALES, V. **Carta morfoestrutural do Ceará e áreas adjacentes do Rio Grande do Norte, Paraíba e áreas adjacentes.** CPRM, Fortaleza. Atlas de Recursos Minerais do Estado do Ceará. Mapas na escala 1:500.000. Serviço Geológico do Brasil, CD Room, 2003.
- PEULVAST, J.P. ; CLAUDINO SALES, V. Stepped surfaces and palaeolandforms in the northern Brazilian « Nordeste » : constraints on models of morphotectonic evolution. **Geomorphology**, **62**:89-122, 2004.
- PIRAZZOLI, P. A. World Atlas of Holocene Sea-Level Changes. *Elsevier Oceanography* **58**, 1991, 300 p.
- PIRAZZOLI, P.A. **Sea-Level changes. The last 20.000 years.** John Willey and Sons, 1996, 203p.
- ROY, P. S., COWELL, P. J., FERLAND, M.A., THOM, B.G. Wave-dominated coasts. *In*: CARTER, W.G.; WOODROFFE, C.D. (Eds). **Coastal Evolution: Late Quaternary shoreline morphodynamics.** University Press Cambridge, 1994, p.122-143
- SALGADO-LABORIAU, M.L *História Ecológica da Terra.* Ed. Edgard Blücher, São Paulo, 1994, 307 p.
- SERVANT, M., FOURNIER, M., SOUBIÈS, F., SUGUIO, K., TURCQ, B. Sécheresse holocène au Brésil (18-20° latitude sud). Implications paléométéorologiques. **C. R. Acad. Sci. Paris** **309** (II): 153-156, 1989.
- SHIMABUKURO, S., ARAI, M. A discordância tortoniana e sua relação com o arcabouço estratigráfico de Grupo Barreiras e unidades correlatas (Neogeno do Brasil). **XVII Congresso Brasileiro de Paleontologia**, Boletim de Resumos, Rio Branco, Acre, 2001, p.54
- SHORT, A.D, HESP, P.A. Wave, beach and dune interactions in South Eastern Australia. **Marine Geology** **48**: 259-284, 1982.
- TINTELNOT, M., MORAIS, J.O. Geological and Biological investigations of late Quaternary processes off Northeast Brazil. *In*: EKAU, W., KNOPPERS, B. (orgs). Sedimentation processes and Productivity in the Continental Shelf Waters off East and Northeast Brazil. **Joint Oceanographic Projects (JOPS) II.** Cruise report an first results. Bremen, 1996, p.96-103

Trabalho enviado em janeiro de 2004.

Trabalho aceito em agosto de 2004.