



Samuel ETIENNE

Physiographie des littoraux tropicaux

Master BGE, Axe Corail, UE « Littoraux tropicaux », 2016-2017



École Pratique
des Hautes Études

École pratique des hautes études

Laboratoire de Géomorphologie et Environnement Littoral, Dinard

**Ce document est personnel et destiné uniquement aux étudiants du
Master BSE inscrits à l'UE Littoraux tropicaux, merci de ne pas le diffuser**

Ce document est un support du CM « Les biomes des littoraux tropicaux » d'une durée de 3h30. Aborder en détail l'ensemble des points développés ici demanderait 15 à 20h de CM. Il est donc impératif et indispensable d'avoir lu ce document AVANT le cours.

Table des matières

I - PHYSIOGRAPHIE DES LITTORAUX TROPICAUX	4
1. LES BIOMES LITTORAUX DES MILIEUX TROPICAUX : CARACTERES GENERAUX	4
11. <i>Paysages écologiques et géomorphologiques des récifs coralliens</i>	4
12. <i>Les mangroves</i>	19
2. CARACTERISTIQUES GEOMORPHOLOGIQUES DES LITTORAUX TROPICAUX	27
21. <i>Côtes rocheuses (essentiellement coralliennes)</i>	27
22. <i>Côtes meubles (à dominante sableuse, à dominante vaseuse)</i>	35
3. EVENEMENTS DE HAUTE-ENERGIE ET DYNAMIQUE GEOMORPHOLOGIQUE DES LITTORAUX TROPICAUX : IMPACTS ET RESILIENCES MORPHOLOGIQUES	43
31. <i>Cyclones, houles</i>	43
32. <i>Tsunamis</i>	44
33. <i>Protection du trait de côte par les récifs coralliens et les mangroves</i>	45
4. IMPACTS DES VARIATIONS DU NIVEAU MARIN SUR LA MORPHOLOGIE DES LITTORAUX TROPICAUX.	47
41. <i>L'eustatisme : origine, état des lieux</i>	47
42. <i>Réponses des littoraux aux forçages eustatiques</i>	50
ENCART 1 ELEVATION DU NIVEAU MARIN ET REPONSES DES RECIFS CORALLIENS	51
BIBLIOGRAPHIE	55

L'objectif de ce cours est de comprendre la dynamique physique des récifs coralliens, sachant que les processus écologiques en jeu dans le domaine ont une dimension géographique déterminante. Cette dimension spatiale ne peut être totalement comprise sans connaissance des facteurs abiotiques qui contrôlent plus ou moins les processus écologiques ou qui contribuent à la fragmentation spatiale des récifs. Autrement dit, suivant l'échelle spatiale d'analyse, un récif corallien peut apparaître comme homogène ou bien, au contraire, comme très hétérogène ; les processus géophysiques ont alors un rôle potentiellement majeur dans la différenciation spatiale.

I - Physiographie des littoraux tropicaux

Cette première partie abordera les littoraux tropicaux dans leur diversité géographique. Celle-ci résulte de la combinaison de types physiographiques (ou géomorphologiques) ubiquistes (côtes rocheuses, côtes meubles) et de biomes spécifiques à la zone intertropicale (récif corallien, mangrove). Les particularités des dynamiques géomorphologiques de ces littoraux seront expliquées afin de comprendre les impacts des événements ponctuels (cyclones, tsunamis, etc.) et des phénomènes graduels (élévation du niveau marin) dans le remodelage de ces littoraux.

1. Les biomes littoraux des milieux tropicaux : caractères généraux

En biogéographie, on appelle biome un ensemble d'écosystèmes propres à une aire géographique et déterminés par le régime climatique (T° , pp°) de l'aire en question. Le climat influe lui-même sur la pédogenèse (en combinaison avec la lithologie) ainsi que sur les régimes hydriques et hydrologiques. Les récifs coralliens sont considérés comme un biome aquatique, alors que les mangroves sont un biome terrestre.

11. Paysages écologiques et géomorphologiques des récifs coralliens

111. Qu'est-ce que le corail ?

cf. cours de l'UE Ecologie corallienne



Corallium rubrum, corail rouge de Méditerranée, utilisé en joaillerie

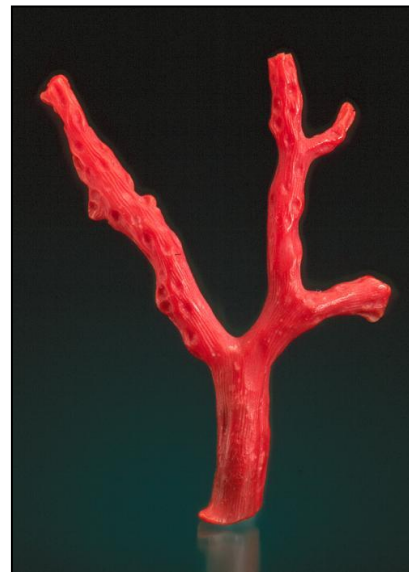
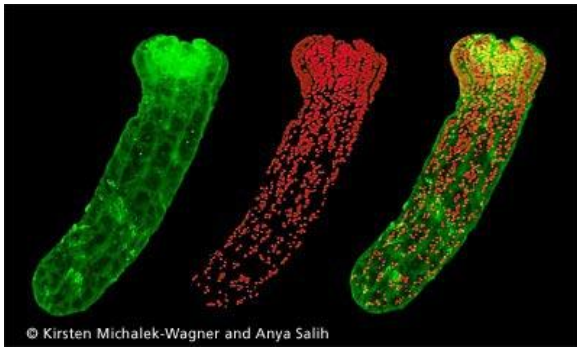


Photo : M. Augeyre (gauche) et Jeffrey A. Scovil (droite)

Corail: Terme générique désignant des organismes marins vivant en colonies. Jusqu'au milieu du 18^e siècle, on pensait qu'il s'agissait de végétaux aquatiques (notamment parce qu'ils « fleurissaient »). En 1723, Jean-André Peyssonnel a établi leur caractère animal. Embranchement des Cnidaires (« orties » en grec). Deux branches : les coraux « mous » (*Corallium rubrum* de Méditerranée, prisé en joaillerie) et les coraux « durs », les scléactinaires. Parmi eux, les coraux hermatypiques (« constructeurs de récifs ») qui possèdent un squelette rigide et calcifié ($CaCO_3$).

Le corail hermatypique est un animal symbiotique (voir image suivante) constitué d'un **polype** à squelette calcifié et d'une **zooxanthelle** (algue unicellulaire (Dinoflagellés) du genre *Symbiodinium*) qui fournit énergie et carbone (tirés de la photosynthèse) au polype.



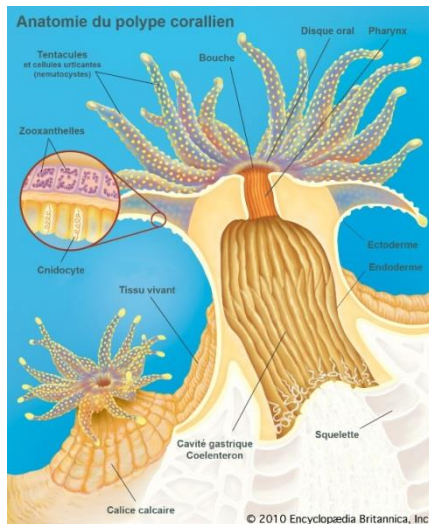
-Une même colonie (par exemple une colonie de corail massif du genre *Porites*) peut vivre plusieurs siècles (voire plusieurs millénaires ?). Ainsi, les colonies en dômes constituent de précieux enregistreurs des changements climatiques (croissance continue et radiale avec marquage de bandes annuelles)

Le squelette des coraux durs est fait de carbonate de calcium secrété par le polype sous la forme d'aragonite. Le calcium provient de l'eau de mer et est combiné avec le CO₂ issu de la respiration (mécanisme précis mal connu). La calcification augmente avec l'activité photosynthétique donc avec la disponibilité en lumière.



*Sclérobandes (un couplet clair-sombre = une année de croissance).
Cliché : Lucien Montaggioni*

Un récif corallien est une bioconstruction constituée d'éléments organiques vivants (coraux et algues rouges corallines, ex. *Porolithon* ou *Lithotamnion*) et d'organismes morts (coquillages, tests d'oursins). La partie vivante est essentiellement épidermique et concentrée près de la surface des océans. Les RC rivalisent avec les forêts humides tropicales au niveau de la richesse spécifique et abritent de grandes populations de poissons et autres animaux ayant une forte productivité. Cependant la particularité des RC est qu'ils se développent dans un espace étroit et souvent pauvre en nutriments.



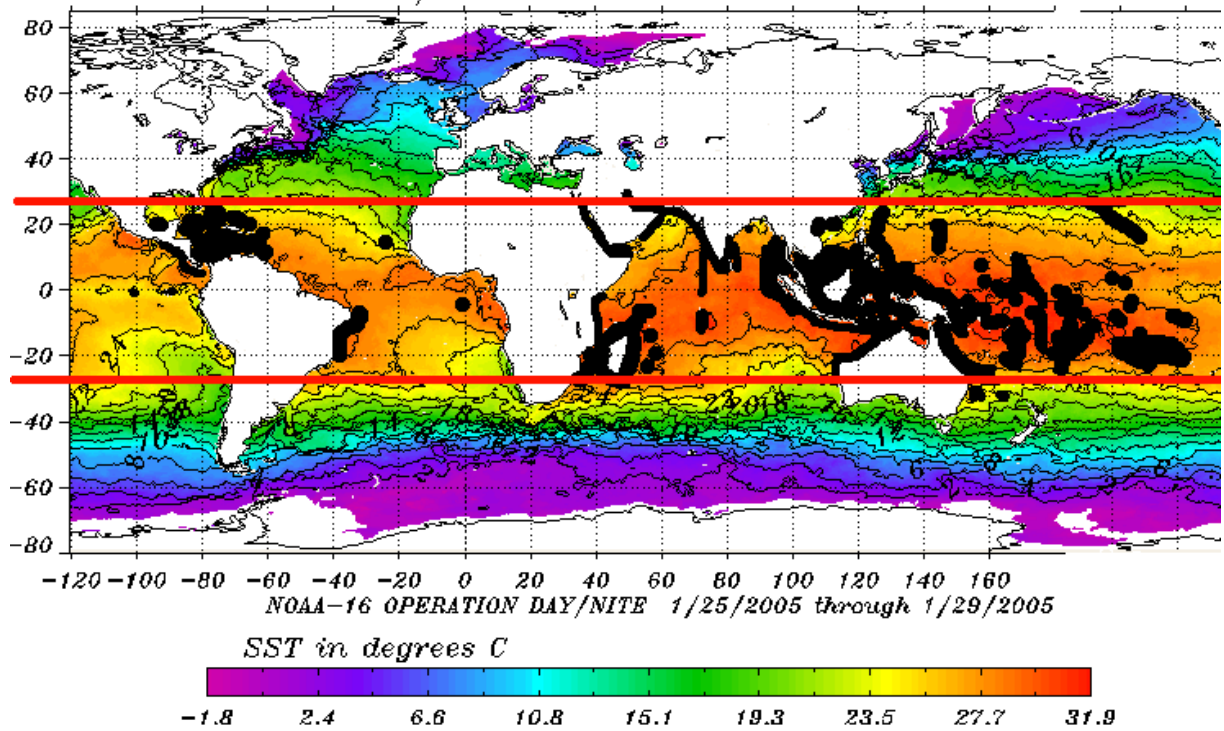
- Grandes exigences écologiques : température des eaux (18 à 30°C, optimale à 26°C, létale à 34°C, en-dessous de 18°C le corail peut se développer et construire des récifs mais il est généralement concurrencé par les algues), salinité (30 à 38 ‰), un bon éclairage (nécessaire à la photosynthèse, optimum jusqu'à 25-30 m), une courte émerision (max. 2

heures) pour les zones soumises à une marée significative, des eaux bien oxygénées (préférence pour le mode battu), et forcément une faible turbidité.¹

¹ Ces données très générales ne doivent pas faire oublier l'importance des paramètres locaux : en Polynésie par exemple, la transparence des eaux en marge des atolls permet un meilleur éclairage à 50 m qu'au débouché des petits fleuves des îles hautes comme Tahiti.

- Répartition géographique des récifs coralliens : 600.000 km². Deux grands ensembles : le domaine indo-pacifique (*Indo-Pacific Warm Pool*) et le domaine atlantique-caraïbe (Floride et nord-Brésil). Exclusion : zones à *upwelling*, débouchés des grands fleuves tropicaux, zones sans substrat rocheux (Golfe de Guinée) où pourrait se fixer le corail. Fort contraste de biodiversité entre les deux domaines, le domaine IP étant 50% plus riche que le domaine AC. Triangle corallien = pôle de biodiversité marine = Amazonie des mers (700 esp de coraux / 50 à 150 dans le Pacific central, 10 à Hawaii). Ouest Oc. Indien : 50-200 sp / Mer Rouge ~200 / Caraïbes 10-50 sp). Dans le domaine AC, le pôle de biodiversité se situe autour de la Jamaïque.

Répartition globale des récifs coralliens de surface (source : NOAA)



Le Triangle du Corail, pôle mondial de biodiversité marine.



112. Typologie des récifs coralliens

Récif frangeant : longe la côte, mais peut être séparé par un chenal d'embarcation peu profond et large de quelques mètres/dizaine de mètres (lié à la turbidité des eaux proches du rivage, forcément absent des régions arides). C'est le type le plus élémentaire, sa répartition péri-insulaire peut être dissymétrique reflétant différentes conditions de vagues/vent, de décharge sédimentaire (différence des régimes de précipitation des façades des îles) voire des phénomènes de tilt tectonique des édifices supports (ex. Tahiti).

Récif-barrière : formation linéaire détachée de la terre principale, parfois à >50 km. La ceinture est rarement continue mais tronçonnée par des passes (*ava* en polynésien). Entre le récif et la terre ferme, se trouve un lagon profond où sédimentent produits récifaux et déchets terrigènes en proportions variables suivant l'importance relative des terres émergées / surface du lagon.



Récif frangeant (Rennell, îles Salomon) et récif-barrière (Nouvelle-Calédonie)



Atoll de Hiti (Tuamotu) (photo S. Etienne)

Atoll de Rangiroa, Tuamotu.

Presqu'atoll / Atoll : couronne de calcaire récifal entourant un lagon qui peut dépasser 50 m de profondeur. 425 atolls dans le monde dont ¼ en PF. La couronne porte des îlots détritiques, les motu, séparés par des chenaux au fonctionnement intermittent, les hoa. Le presqu'atoll (type Bora-Bora) est le stade intermédiaire entre le récif-barrière ceinturant une île haute et l'atoll : la superficie des terres émergées représente un pourcentage minime par rapport à celle du lagon.

Banc/guyot : récifs ou atolls ennoyés (avec coraux vivants/morts).

Les atolls peuvent avoir des tracés complexes (ex : Rangiroa) liés à la forme des îles supports (juxtaposition de volcans) ou aux effets des grands glissements sectoriels de flancs affectant les îles océaniques.

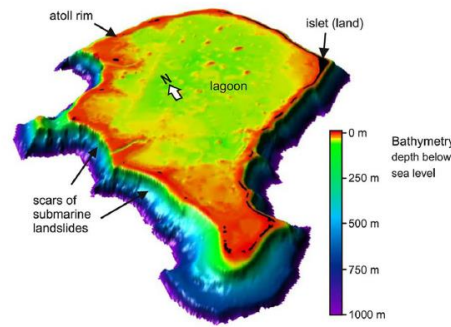
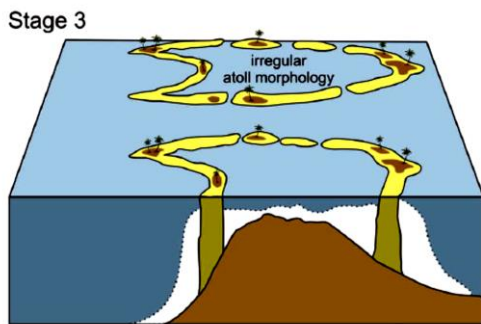
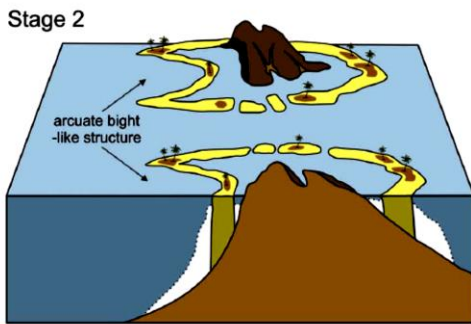
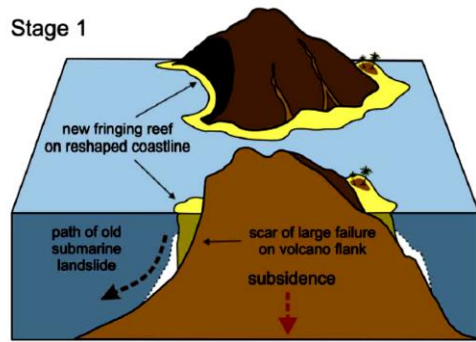


Figure 2. Many atolls have irregular shapes with one or more large arcuate bight-like structures (ABLS) in their plan form. The image shows the shape of Funafuti Atoll in Tuvalu (8°30' S 179°07' E). Bathymetry to 1000 m depth reveals scars below some of the ABLS which have been interpreted as submarine landslides (Krüger, 2008). Source: Base image courtesy of SOPAC (Applied Geoscience and Technology Division of the Secretariat of the Pacific Community).

Effets des glissements de flancs sous-marins sur le tracé en plan des atolls (source : Terry et Goff, 2013)

- évolution temporelle des récifs coralliens des îles océaniques et liens génétiques entre les types, cf. classification de Darwin (1837), basée sur la subsidence des îles volcaniques océaniques et validée ultérieurement par la théorie de la tectonique des plaques, est toujours d'actualité (même si la division tripartite proposée est souvent mal adaptée pour les récifs péricontinentaux). Des forages à Funafuti ont montré qu'à 340 m de profondeur dans le récif corallien on rencontre des faciès

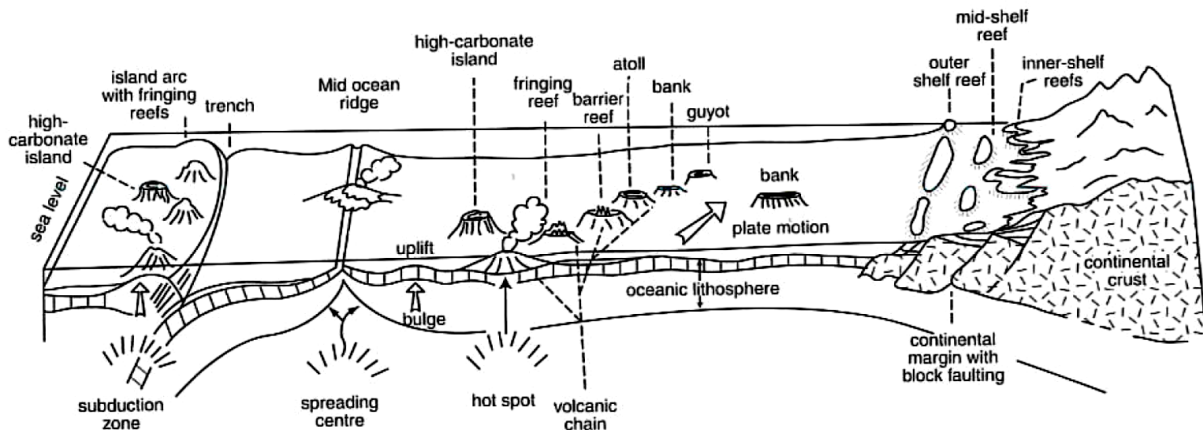


Figure 1.1 Distribution of reef morphotypes in relation to plate tectonics. Modified and redrawn from Scoffin and Dixon (1983).

coralliens d'eau peu profonde confirmant l'importance de la subsidence. Il existe une théorie alternative et complémentaire, celle de Daly (développée entre 1915-48) qui met en avant le rôle des variations eustatiques (théorie du contrôle glaciaire), les récifs se formant sur des surfaces préalablement érodés durant les périodes de bas niveau marin (ce qui semble particulièrement convenir pour les récifs-barrières). Les variations eustatiques apparaissent en effet comme un facteur de contrôle important de la croissance des récifs : en cas d'élévation du niveau marin à une vitesse égale à celle de l'accrétion verticale des coraux, une croissance différentielle existe, au sein du récif, entre la partie interne et la partie externe en faveur de cette dernière, le récif croît donc plus rapidement « vers l'océan », ce qui permettrait le « détachement » du récif et l'extension progressive du récif-barrière.

Cas particulier des récifs soulevés : durant l'évolution « tectono-darwinienne » du récif corallien dérivant avec la plaque océanique, le passage à proximité d'un autre point chaud réchauffe la plaque, l'allège (diminution de la densité) en provoquant un bombement crustal, ce qui entraîne une émergence du récif corallien (exemples des Australes-Cook avec Rurutu, voir Etienne, 2014). Le soulèvement peut aussi être d'origine flexural et lié à un bombement de la plaque à la périphérie d'une île massive (ex Tahiti qui soulève Makatea, Anaa, Tikehau et enfonce Tetiaroa).

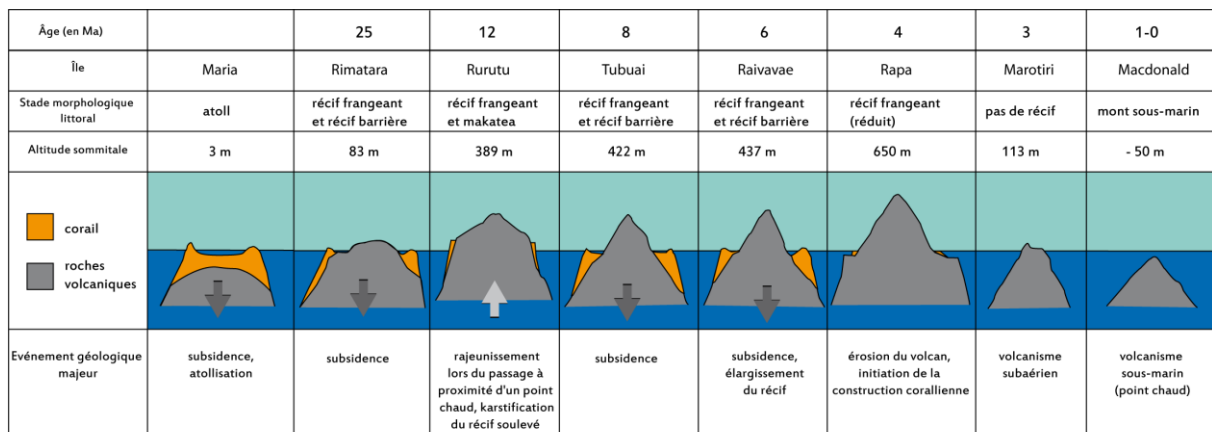


Figure 1. Stades d'évolution des volcaniques de point chaud dans le Pacifique Sud. Exemple de l'archipel des Australes-Cook, d'après G. Mottay, 1976, modifié

113. Morphologie du récif²

De l'océan vers le lagon, il existe une succession de modelés ou de formes de dépôt qui participent de l'originalité géomorphologique des récifs coralliens.

Pente externe : pente très forte (> 30°) autour des îles océaniques. Encorbellement, boyaux, cavernes se succèdent en profondeur. Seul le corail de la partie supérieure est vivant.

Bord externe : crêtes et éperons plus ou moins perpendiculaires au front du récif, alternant avec des sillons larges d'une dizaine de mètres et profonds de quelques mètres : association de formes de construction et de destruction (déferlement des vagues). Crête algale bien marquée dépassant à marée basse MB (*Porolithon*).

² Pour une terminologie détaillée et illustrée voir la revue *Téthys* vol.7-1, 1975.



Eperons et sillons sur le bord externe du récif, Takapoto, Tuamotu. Photo S. Etienne, sept. 2016. Remarquez la couleur orangée de la crête algale, les blocs en transit sur le platier récifal et les accumulations détritiques (remparts de débris).

Platier récifal : une centaine de mètres de large, affleure à marée basse et est constitué essentiellement de corail mort. Levée détritique en arrière (blocs de corail arraché à la crête externe). Topographie de détail très irrégulière : présence de mégablocs noircis (« têtes de nègre » dans la littérature ancienne) qui sont des fragments du bord externe arrachés par les vagues de haute-énergie (cyclone, fortes houles, tsunami). Lorsque ces pinacles sont ancrés dans le platier, on parle de *rochers-champignons* ; malgré leur similitude avec les mégablocs, leur origine est très différente puisqu'ils sont les témoins d'anciens hauts niveaux marins et représentent les reliefs résiduels d'un paléo-platier. La patine noire est due à un biofilm d'algues perforantes.

Champ de mégablocs sur le platier récifal d'un atoll, Makemo, Tuamotu. Photo S. Etienne



Rochers-champignons (ou feo) résultant de la karstification d'un récif soulevé. Tikehau, Tuamotu, PF. (S. Etienne)



Micro-atoll à Fakarava, photo S. Etienne

Micro-atoll : colonie corallienne massive (*Porites*) circulaire de taille métrique (max. 6 m de diamètre) dont la partie centrale et sommitale est dénuée de polypes vivants (présence d'un turf algal ou de sables). Plusieurs explications : turbidité (dépôt de sédiments au centre), croissance verticale limitée au profit d'une croissance latérale, disponibilité en nutriments plus importante en périphérie qu'au centre. Les micro-atolls émergés témoignent soit du drainage d'une mare, soit d'un ancien niveau marin plus élevé.

Pavage conglomératique : il s'agit d'un agglomérat de débris coralliens grossiers cimentés (précipitation des carbonates). Les débris sont amenés par les vagues de tempêtes ou les houles à un niveau supérieur à celui des plus hautes mers ce qui permet une cimentation subaérienne. Le pavage constitue un élément fondamental de pérennité spatiale du motu agissant comme un point d'accroche.

De gauche à droite : Pavage conglomératique, beach rock, rempart de blocs et graviers, Makemo, Tuamotu (S. Etienne)



Rochers-champignons : rochers isolés en place témoignant d'ancien haut niveau marin ou du basculement tectonique ou isostatique d'une île (Tikehau). Ces *feo* sont des formes essentiellement karstiques (dissolution du calcaire), mais la participation d'algues perforantes et autres acteurs de la bioérosion est importante lorsque les *feo* se situent sur le platier (aspersion, mouillage tidal).

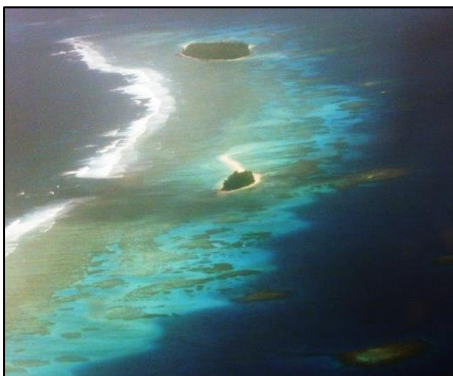
Remparts de blocs et graviers : accumulations longilignes de débris grossiers (colonies branchues brisées), certains atteignant parfois plusieurs dizaines de m³. Ce sont des dépôts associés aux événements de haute énergie. Ils sont essentiels à l'alimentation sédimentaire du motu lors des débordements (*washover*). Leur topographie est liée au phénomène d'accumulation résultant de la succession de vagues (un ou plusieurs événements) et ils constituent souvent des points hauts topographiques derrière lesquels les populations trouvent abri.



Rempart cyclonique à Takapoto (Tuamotu, Polynésie française). Cliché S. Etienne, sept. 2016.

Caye : Ilot sableux ou graveleux non (ou peu) végétalisé reposant en discordance sur le platier récifal et ayant, en coupe, la forme d'un bouclier surbaissé.

Motu : Îlot sablo-graveleux végétalisé, pouvant présenter des dunes, constitué de matériaux nettement plus grossiers que les cayes (incorporant des blocs plurimétriques). Le motu a un profil dissymétrique avec une crête élevée côté océan (remparts cycloniques) et une partie lagonaire plus fine. Sur un atoll, la répartition de ces îlots est différentielle entre la face au vent/ face sous le vent.



Motu Tauna, Mangareva, Gambier, photo : S. Etienne

Ava, hoa, tairua : éléments introduisant une discontinuité transversale dans la structure géomorphologique récifale. On peut les distinguer suivant leurs caractéristiques hydrodynamiques : passe profonde et navigable (ava), chenaux intermittents actifs lors des surcotes (hoa). Lorsque le lagon est large et que des houles peuvent se former, des barres sableuses peuvent venir fermer le hoa dont les eaux se transforment par développement d'algues (tairua). Ces bassins naturels étaient traditionnellement utilisés pour l'aquaculture. Sur Taïaro, les 18 tairuas sont les seuls moyens de

connexion océan-lagon et ils ne fonctionnent que lors des fortes tempêtes ; le niveau du lagon est de 60 cm en-dessous du niveau de la mer à marée haute et la salinité de 42-44 ‰.

Beach rock (ou grès de plage) au contact plage-platier. Formation sédimentaire indurée à ciment calcaire (aragonite, calcite) de niveau médiotidal (donc couvrant et découvrant à chaque cycle de marée). Les grès de plage sont lités avec un net pendage orienté vers l'océan. Le grès de plage est typique des littoraux tropicaux et subtropicaux à sédiments fins, on le rencontre donc aussi en dehors des zones coralliennes. Il se forme sous la surface de la plage et témoigne donc, lorsqu'il est apparent, d'un budget sédimentaire déficitaire (érosion). L'utilisation des grès de plage fossiles comme marqueurs d'anciens niveaux marins reste controversée car le lien entre niveau marin et beachrock actif est difficile à établir avec précision.

Pente interne : pente faible, vie corallienne active (moins que sur la pente externe cependant car l'eau est moins oxygénée) mais de plus en plus clairsemée et laissant place progressivement à une zone essentiellement sableuse.

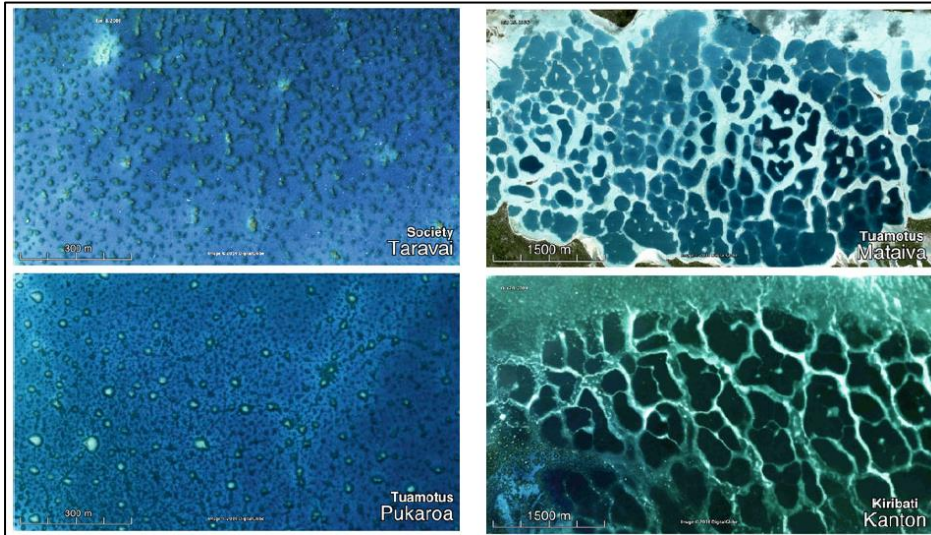
Lagon : il faut bien distinguer lagon d'île haute et lagon d'atoll car leurs dynamiques sédimentaires respectives sont très différentes. Dans le premier cas, les sources sédimentaires sont la production biologique (directe ou indirecte) et les apports terrigènes, dans le second cas, seuls les apports biologiques sédimentent dans le lagon. Du point de vue des faciès sédimentaires, on peut distinguer les séquences associées aux conditions de temps calme des séquences de haute énergie (cyclones, houles) : les premières se caractérisent par la désagrégation des coquilles, tests de foraminifères, algues vertes etc. sous un régime de faible abrasion ou de remobilisation des sédiments et d'une intense bioturbation. Les secondes, au contraire, se caractérisent par une intense remobilisation, une désagrégation poussée et une forte abrasion mécanique, l'incorporation de sédiments grossiers est également importante.

Récif-barrière et lagon de Huahine. (photo S. Etienne)

Remarquez la zonation morphologique océan-terre : zones à patates coralliennes, zone sableuse, chenal profond et apports terrigènes rougeâtres depuis les versants.



Pinacles et tourelles lagunaires : origine débattue : anciennes tourelles karstiques héritées des périodes de bas niveau marin ? atoll réticulé (Mataiva). Lorsque le récif corallien émerge (soulèvement tectonique, régression marine, etc.), il va subir – comme toute formation calcaire – les effets de la dissolution par les eaux de surface (développement d'un karst).



Pinacles (à gauche) et réticulations (à droite) (Hopley 2011, Encyclopedia of modern coral reefs)

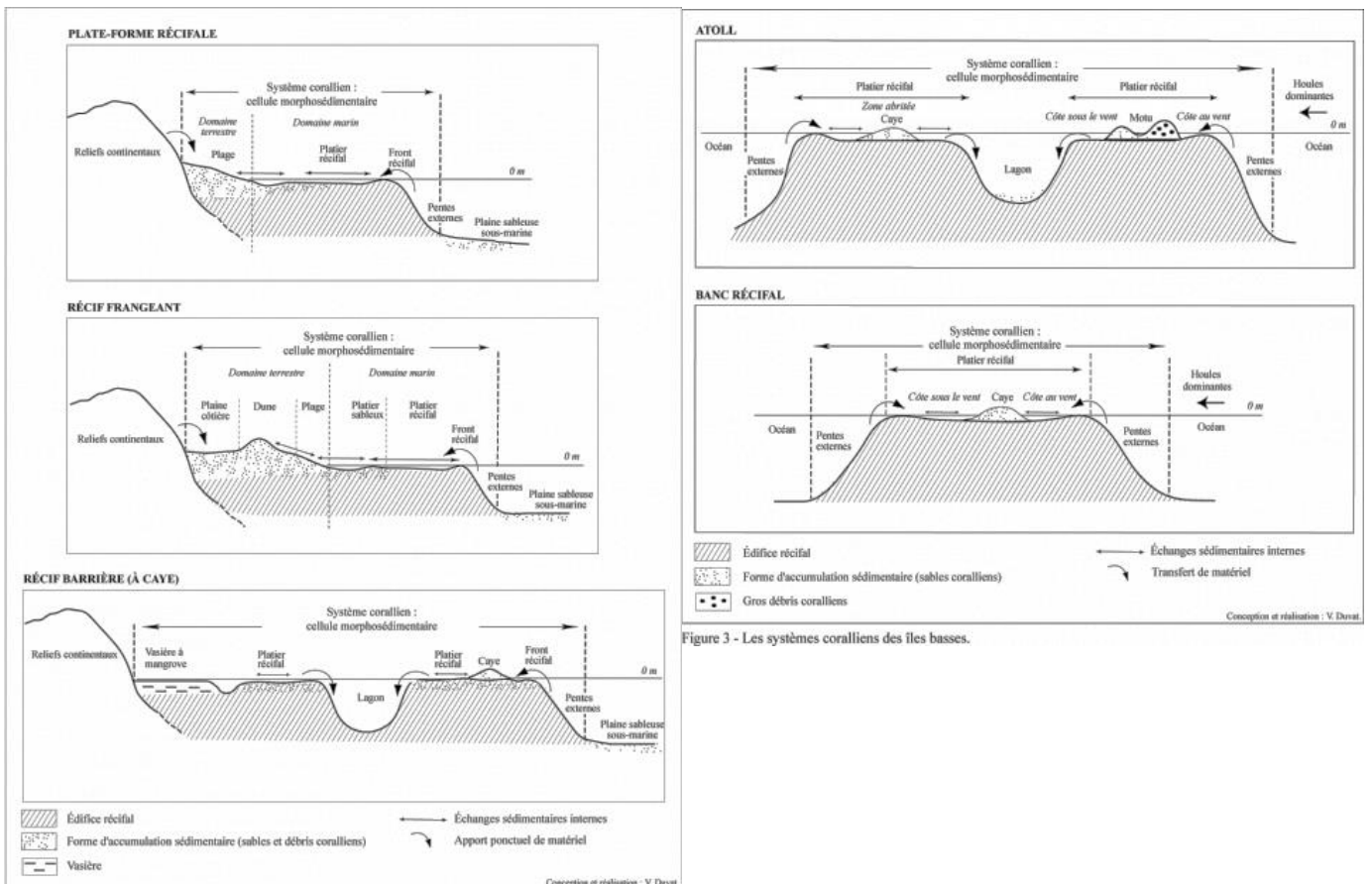
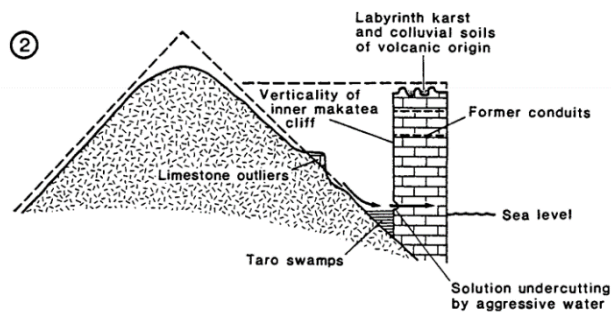
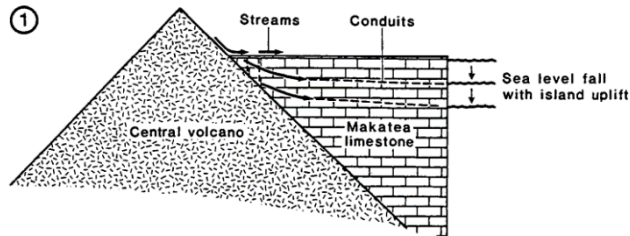


Figure 2 - Les systèmes coralliens des îles hautes.

Figure 3 - Les systèmes coralliens des îles basses.

Typologie des récifs coralliens (source : Virginie Duvat, 2008. L'évolution de la recherche sur les systèmes coralliens (1960-2007). *VERTIGO*, vol.8, n°2)

Makatea : terme géomorphologique qui désigne le relief d'une île volcanique ceinturée par un récif corallien soulevé. Le cœur de l'île laisse apparaître le volcan tandis que le récif soulevé est soumis à la karstification. Attention, l'île de Makatea, en PF, n'est pas un makatea au sens géomorphologique du terme car l'île volcanique est entièrement fossilisée par la couronne corallienne.



Formation d'un makatea à Mangaia (Îles Cook) par érosion subaérienne d'un récif corallien soulevé (source : Stoddart & Spencer, 1987). Autre exemple : Rurutu en PF.



Eléments morphologiques du récif de l'atoll de Makemo, Polynésie française (photo S. Etienne).




114. Processus géomorphologiques des récifs coralliens

Bioérosion

La destruction du substrat récif par les organismes bioérodeurs est l'un des premiers processus de production de sédiments carbonatés.

De la partie immergée : Cyanobactéries, champignons, éponges, vers polychètes, chitons et autres mollusques produisent de 0,2 à 20 kg CaCO₃ par m²/an. Mécanismes physiques et/ou chimiques. Mais le premier bioérodeur est le poisson perroquet par broutage de la surface. Entre 50 et 100 morsures toutes les 5 minutes. La quantité de sédiments produits annuellement varie fortement d'une espèce à l'autre (d'une vingtaine de kilos pour des petits perroquets (*Chorurus sordidus*, 20 cm) à près de 5 tonnes pour un *Bolbometopon muricatum* (100 cm), mais aussi au sein d'une même espèce en fonction de la taille de l'individu : *Scarus rubroviolaceus* (14 kg/an pour la classe 15-24 cm ; 380 kg/an pour les individus > 45 cm). Moorea : 0,7 à 3,3 kg.m².an. Le poisson perroquet est le principal producteur de sédiments lagunaires.

Variation géographique au sein du récif : des zones comme le platier sont déficitaires (bioérosion > production carbonatée brute).



Reef zone	Parrotfish bioerosion (kg.m-2.yr-1)	Gross carbonate production (kg.m-2.yr-1)	Net carbonate accretion (kg.m-2.yr-1)
Reef flat	1.98 ± 0.32	0.67 ± 0.44	-1.31 ± 0.76
Crest and Fore reef	1.17 ± 0.18	1.84 ± 0.83	0.67 ± 1.01
Reef shelf	0.93 ± 0.14	4.76 ± 1.35	3.83 ± 1.49

Sources : photo: S. Etienne;

tableau : Hong & Holland Univ of Hawaii

De la partie émergée : algues perforantes sont broutées par des éponges (*Cliona*) ou des mollusques (*Lithophaga*) ce qui les oblige à s'enfoncer plus profondément dans la roche. Cela crée des encoches de bioérosion dans la zone inter et supratidale.



Prédation des récifs coralliens : infestation d'*Acanthaster planci* (taramea)

L'étoile de mer épineuse *Acanthaster planci* s'attaque aux polypes aux dépens desquels elle se nourrit. A proprement parler elle n'est pas un agent d'érosion puisqu'elle ne modifie pas la

géométrie du récif. Cependant, en détruisant, la partie vivante du corail elle contribue à un appauvrissement écologique et réduit drastiquement l'activité biologique. Elle fragilise donc l'épiderme récifal et peut donc être considérée comme un facteur d'érosion indirect.



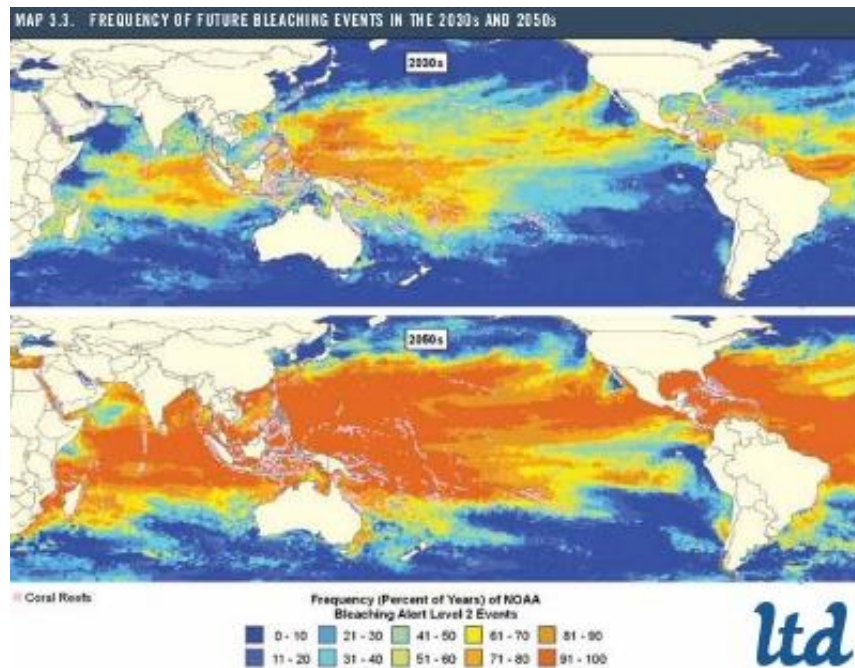
Acanthaster retourné. On aperçoit les tentacules qui vont participer à l'ingestion des polypes coralliens. Tahiti (S. Etienne)

Effet d'une taramea sur le corail. On aperçoit le blanchissement de la colonie corallienne après le passage de l'étoile de mer : seul le squelette carbonaté subsiste. (CRIOBE, Legouy, 2007)



Blanchissement des coraux

Mécanisme : expulsion de la zooxanthelle donc perte des pigments photosynthétiques. Causes : augmentation ou baisse de la température (seuil thermique : 29,5°C pendant 5 à 10 semaines) ; augmentation du rayonnement UV ; maladies ; turbidité.



Perturbations d'origine anthropique

Pêche au cyanure et à la dynamite ; prélèvements de matériaux de construction (dragage lagonaire à Tahiti : 36 sites en 1985) ; érosion des terres agricoles ; essais nucléaires.

12. Les mangroves

La mangrove n'est pas un type de côtes mais une formation végétale propre aux littoraux des zones tropicales et subtropicales. Elle est cependant le type dominant de paysages naturels des littoraux tropicaux (75% du linéaire selon Osborne 2012) couvrant environ 160 000 km² (FAO, 2003). On peut la considérer comme l'équivalent des marais maritimes des régions tempérées, en ce sens que c'est une formation littorale basse, très faiblement inclinée, poussant sur des accumulations de sédiments très fins (vase dominante), récemment déposés. La présence d'arbres reste le caractère de différenciation majeur avec les vasières tempérées. La mangrove est donc une formation arborescente (« forêt tidale »), apparaissant lorsque l'hiver thermique disparaît (isotherme hivernal 20°C). Elle peut momentanément supporter des températures atmosphériques basses (5°C) mais ne supporte pas le gel. Elle s'étend hors des tropiques (38°S en Australie) si le mois le plus chaud dépasse 24°C et les précipitations 1250 mm environ. Ce critère thermique de distribution géographique ne suffit pas car cette formation végétale est également sensible aux courants marins froids : elle est ainsi absente des côtes soumises au phénomène d'*upwelling* (par exemple : Pérou, Namibie). Sa distribution se cale assez bien avec l'isotherme océanique 24°C. A côté du facteur thermique, la pluviométrie est un second facteur de variabilité : plus les précipitations sont élevées, plus la mangrove est riche ce qui est également à relier avec le régime hydrologique fluvial induit par les précipitations. L'appauvrissement dans les zones arides est net : à latitudes égales, les côtes ouest et est de l'Australie sont inégalement pourvues : 18 espèces pour le Queensland (20°S) contre seulement 4 à l'Ouest. La mangrove est une formation végétale illustrant le principe d'évolution convergente : bien qu'elle abrite des plantes issues de genres et familles différentes, ces plantes montrent de fortes similitudes en termes d'apparence, de physiologie, de reproduction et d'adaptation au milieu.

La mangrove est un écosystème particulièrement productif contribuant simultanément à la biodiversité continentale et marine. La biomasse aérienne décroît avec la distance à l'équateur, depuis un maximum d'environ 700 t.ha (mat. sèche) (Nord Australie, PNG) à 7 t.ha (NZ).

La mise en place des mangroves nécessite des conditions topographiques favorables donc des espaces plans qui résultent directement des dynamiques géomorphologiques et des variations du niveau marin : une stabilité du NM favorise l'aplanissement côtier ou la mise en place de prismes sédimentaires (deltas, rives d'estuaires) offrant une topographie plane. Le rôle du contexte tectonique régional n'est pas négligeable : l'absence de mangrove sur les côtes occidentales des Amériques est à relier avec une position en marge active de plaque, avec une zone littorale sismiquement instable, étroite (cordillère en arrière), un réseau de fleuves courts et délivrant une charge sédimentaire difficilement stockée sur l'avant-côte (grandes profondeurs). A l'opposé, les marges passives (Amazone, Mississippi) sont des étendues basses drainées par de longs fleuves à la charge fine importante et pouvant s'accumuler massivement le long de la côte. Le contexte géodynamique y est donc plus favorable pour le développement des mangroves. Les mangroves les plus étendues se rencontrent aux débouchés des grands fleuves tropicaux et subtropicaux.

Conditions d'existence : chaleur, humidité atmosphérique (très bien développée dans les tropiques humides, moyennement dans les tropiques secs), marnage assez important (exondation suffisamment longue : 3-4 m). Autre rôle marée : apport sédimentaire (vase), sel, dissémination des graines. Milieu saumâtre (25-28 ‰) donc apports fluviaux conséquents sont un facteur favorable. Elle peut se développer en eaux douces car les sels ne sont pas importants physiologiquement, mais là elle ne peut faire face à la compétition des espèces dulçaquicoles.

Distribution globale des mangroves. Source : Osborne, 2012

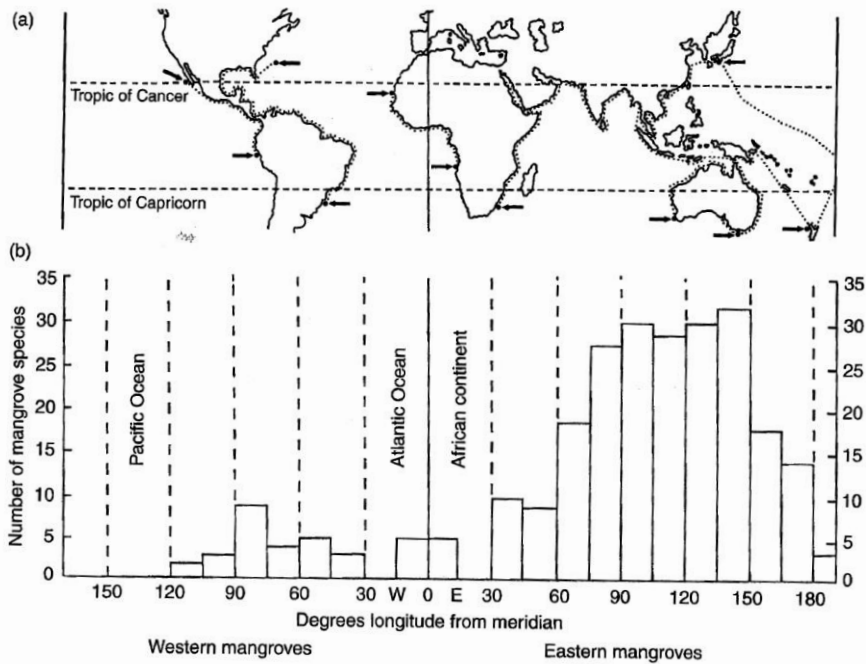


Figure 10.2 (a) Global distribution of mangroves. Arrows indicate latitudinal extremes of mangroves on large land masses. Mangroves occur on islands in South-East Asia and the Pacific but are not mapped. (b) Histogram of the approximate number of mangrove species per 15° of longitude. The floristic richness of the eastern group with peak diversity centred on Australasia and South-East Asia is clearly shown (after Tomlinson 1986, with kind permission from Cambridge University Press).

Définition Mangrove = formation végétale arborée (> 50 cm), amphibie et sempervirente, occupant la partie supérieure de la zone intertidale des littoraux intertropicaux.

La mangrove est caractérisée par un type d'arbres particulièrement adaptés à un substrat instable : les palétuviers (70 sp. arborées appartenant à 27 genres, 20 familles) répartis en 3 catégories : les palétuviers blancs ou noirs (*Avicennia*) ; les rouges (*Rhizophora*) ; les gris (*Laguncularia*). Les sols sont anoxiques, salins et riches en bactéries qui commandent les mécanismes de dégradation de la MO.

Particularités des palétuviers et de la mangrove : adaptation à un milieu instable et salé (ce qui présente aussi certains avantages puisque la compétition écologique y est réduite). Cette adaptation se traduit morphologiquement et physiologiquement :

Racines aériennes ; viviparité ; dispersion tidale des propagules ; absence fréquence d'un sous-bois ; absence de cernes annuels ; mécanismes de rétention des nutriments très efficaces ; mécanismes physiologiques de tolérance au sel.

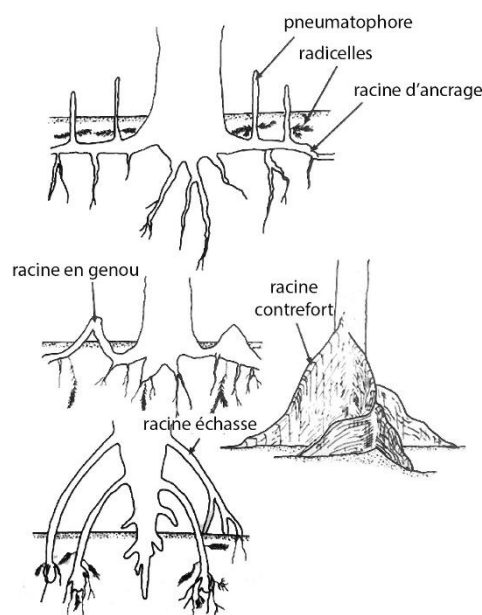
121. L'adaptation des végétaux

Adaptation à la submersion et aux courants de marée

Les sols de mangrove sont souvent sursalés et anoxiques obligeant les arbres à trouver des parades pour assurer leur alimentation en oxygène. Les pneumatophores (palétuviers blancs + *Bruguiera*, *Ceriops*, *Sonneratia*) : organes respiratoires situés au bout de racines traçantes qui émergent de la vase à marée basse et se remplissent alors d'air. Lorsque l'eau monte, les pneumatophores se ferment par pression hydraulique = bouteilles de plongée. L'O² est consommé durant l'immersion et le CO² produit se dissout dans l'eau créant une pression négative dans la lenticelle. Lors de l'émersion, cette dépression permet d'aspirer de l'air. Cette adaptation se retrouve sur les racines en genou au bout desquels se trouvent des lenticelles.

Les racines-échasses : elles facilitent l'ancrage dans la vase, évitent l'asphyxie des lenticelles (organe respiratoire placé dans les racines des Rhizophoracées). Ces racines permettent aussi aux huîtres de se fixer, aux périophtalmes de guetter leur proie.

Morphologies racinaires majeures des palétuviers (modifié d'Osborne, 2012)



Palétuvier Avicennia germinans avec ses racines traçantes à pneumatophores, Rio Lagartos, Yucatan, Mexique (photos S. Etienne et Encyclopedia Britannica)



Pneumatophores dans la mangrove de Mayotte, photo : Matthieu Jeanson



L'ensemble du réseau racinaire apparent participe à la dissipation de l'énergie incidente des vagues et favorise donc la sédimentation, il s'agit d'une boucle de rétroaction positive qui permet d'assimiler la mangrove à un bioconstructeur littoral, de moindre efficacité que les coraux cependant.

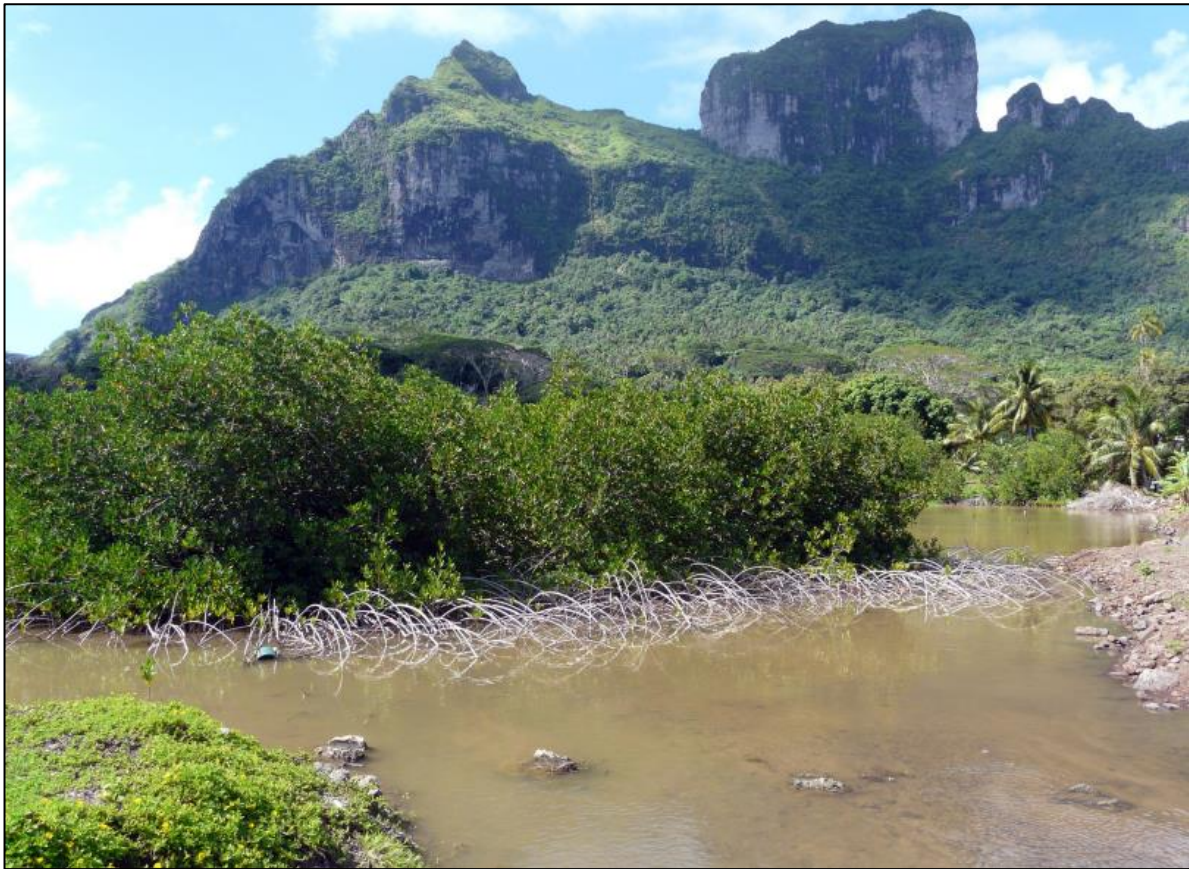
Le mode de reproduction par viviparité est aussi une forme d'adaptation à la submersion : des plantules poussent et germent sur la plante-mère à laquelle elles restent attachées pendant 3-4 ans.

Si la plantule tombe à marée basse, elle se fiche dans la vase et développent rapidement (2 jours) des racines qui lui permettront de se fixer définitivement (*Rhizophora*). Si elle tombe à marée haute, la plantule flotte à l'horizontale et se redresse lorsqu'elle retrouve des eaux saumâtres (dissémination).

Adaptation au manque d'oxygène

Les sols des mangroves sont souvent anoxiques quelques millimètres sous la surface. Le système racinaire est alors superficiel et rayonnant. Pour s'adapter au manque d'oxygène, certaines espèces (*Bruguiera*, par ex.) produisent des racines en genoux, à intervalle régulier, qui sont protubérantes au-dessus de la surface. Ces genoux sont couverts de lenticelles qui se ferment durant la submersion. L'oxygène étant consommé durant la submersion, une pression négative s'installe ce qui permettra d'aspirer de nouveau de l'air à marée basse.

Mangrove à Rhizophora stylosa en fond de baie lagonaire, Bora-Bora. Remarquez les racines-échasses (photo S. Etienne).



Périophthalmes dans la mangrove des Tongians, Sulawesi. (Photos : Jean-Philippe Delobelle)

Adaptation au sel

Les plantes ont besoin d'eau douce pour remplacer celle qui est perdue par évapotranspiration. Dans la mangrove, l'apport en eau dépend des caractéristiques tidales, du régime de précipitations et des taux d'évaporation. Les plantes de la mangrove affichent de nombreux caractères xériques (cuticule épaisse, pilosité, stomates profondes) qui permettent avant tout de réduire l'évapotranspiration. Pour récupérer de l'eau douce, on remarque trois stratégies d'adaptation au sel : l'exclusion, l'excrétion ou la tolérance. Le phénomène d'exclusion est mal compris mais la plante, par un taux de transpiration élevé, générerait une pression hydrostatique négative suffisante pour contrecarrer la pression osmotique négative des racines immergées dans l'eau de mer. L'excrétion du sel se fait au niveau des feuilles grâce à des cellules spécialisées (*Avicennia*, *Sonneratia*, *Laguncularia*), mais le mécanisme de transport du sel des racines aux feuilles reste méconnu. La tolérance enfin consiste à accepter le stockage du sel, soit dans des feuilles anciennes ou dans l'écorce. Pour les espèces caducifoliées, la chute des feuilles constituent alors un moyen d'éliminer le sel. *Avicennia* est le palétuvier le plus tolérant, on le rencontre, sous une forme rabougrie, sur des littoraux arides où le taux de salinité de la vase atteint 90 ‰. *Avicennia marina* est d'ailleurs un pur halophyte qui ne pousse plus lorsque les eaux sont douces.



Excrétion des sels au revers des feuilles d'Avicennia marina, St Kilda, Australie (photos S. Etienne)

122. Typologie des mangroves

La typologie des mangroves répond directement aux contraintes du milieu par une structuration de la végétation en zone ou étages. La zonation des mangroves peut être tenue et indétectable lorsque les espaces sont très plans favorisant une composition mono-spécifique, elle devient plus évidente avec des variations topographiques marquées favorables à l'étagement des espèces. Les contraintes introduisant de la diversité sont : l'exposition des côtes (+/- abritées), le bilan sédimentaire (positif ou négatif) de la vasière ; la salinité des eaux (qui dépend de la submersion donc du régime tidal, d'arrivées +/- importantes d'eaux fluviales, des pluies) ; la texture des sols (porosité facilitant ou non l'oxygénation des racines). En règle générale, les principes de succession expliquant la dynamique spatio-temporelle des formations végétales terrestres ne s'appliquent pas à la dynamique de la mangrove.

Dans les régions tropicales à saisons alternées (Guinée, Inde, Ouest Madagascar), l'arrière mangrove est souvent un espace nu que l'on appelle le tanne. Cet espace n'est atteint par l'eau de mer que lors des marées de vives-eaux, une forte évaporation suit l'émersion et le sel se concentre en surface : cette croûte de sel (sursalure) empêche le développement de la végétation (tanne vif) ou favorise une végétation halophile (tanne herbacé).

Au niveau des estuaires, les variations de salinité font qu'une mangrove littorale, adaptée à l'eau salée (*Avicennia*), cède peu à peu la place en amont à une mangrove estuarienne (*Rhizophora*

mucronata). Il existe donc une zonation marquée liée au gradient de salinité, en lien également avec le régime tidal et la profondeur de la colonne d'eau.

La nature du substrat influe sur la dynamique de la mangrove : il peut être sédimentaire et allochtone (vase amenée par les fleuves), organique et autochtone (tourbe issue du réseau racinaire de la mangrove), voire rocheux et carbonaté (platier récifal colonisé). D'une manière générale, les régimes microtidaux favorisent la production autochtone de sédiments, tandis que la proportion de sédiments allochtones augmente avec le marnage.

Zonation naturelle de la mangrove aux Antilles (Perillo et al., 2010)

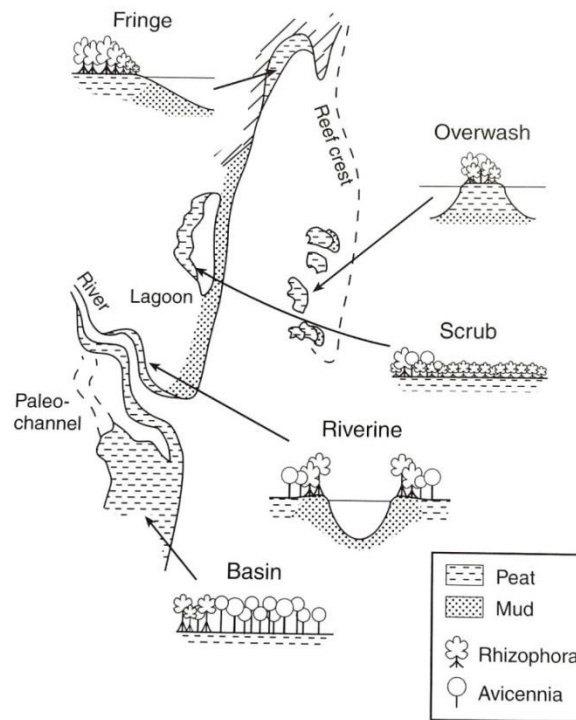
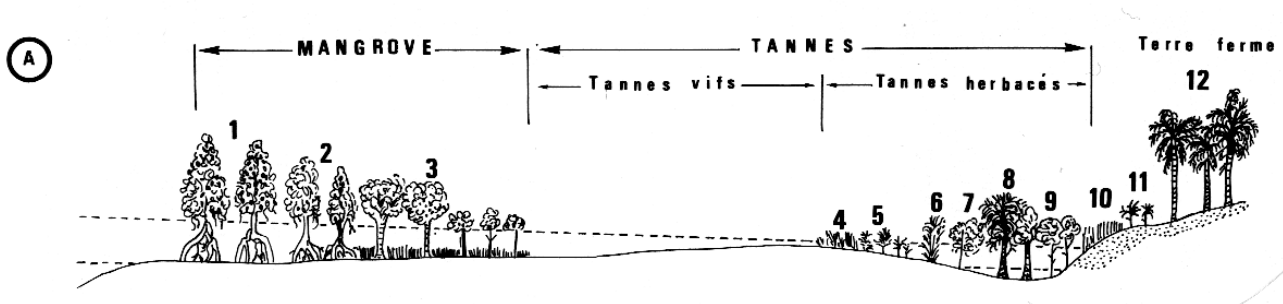


Figure 1 Mangrove forest types distinguished in the West Indies, illustrated schematically, and their typical occurrence in the landscape (following Lugo et al., 1976; Bacon, 1994).

Zonation naturelle de la mangrove en Afrique de l'Ouest (Salomon, 1987)



Zonation naturelle de la mangrove en arrière d'un platier récifal, Palau, Micronésie (Kelletat, 1993)

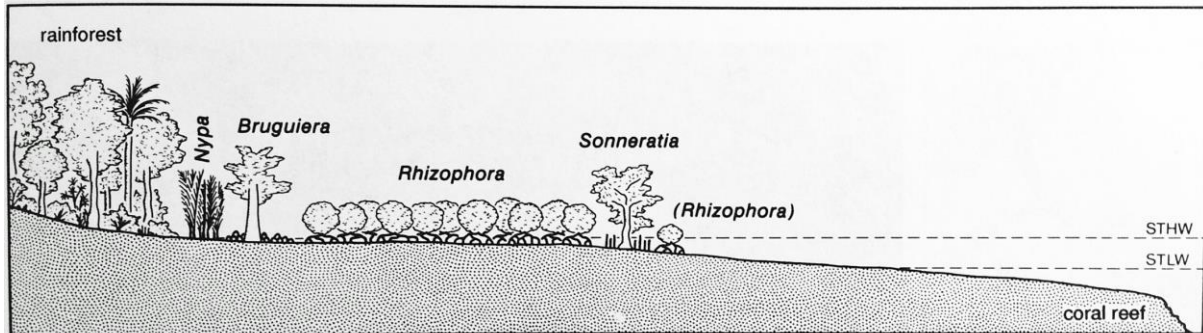


Figure 282. Catena of mangrove species on the landward margin of a reef platform at the Palau Archipelago, Micronesia (KELLETTAT, 1991c).

123. Mangroves et changement global

GIEC 2007 : « Les zones humides côtières, y compris les marais salins et les mangroves seront, d'après les projections, négativement affectées par la hausse de niveau de la mer, particulièrement là où elles sont bloquées du côté intérieur des terres ou privées de sédiments. »

Les mangroves fournissent aux hommes de nombreux services écosystémiques : approvisionnement en bois de chauffage, de construction, en tanins, en teintures, mais aussi en nourriture (poisson, crustacés, coquillages). Elles assurent aussi une protection du littoral (effet de dissipation de l'énergie des vagues de tempête, piège à sédiments). Elles agissent en tant que nurserie pour de nombreuses espèces commerciales. Des études ont montré que la biomasse des récifs coralliens pouvait être parfois doublée lorsque des mangroves se trouvaient à proximité, les poissons, notamment, occupant les herbiers, puis les mangroves puis le récif au fur et à mesure de leur développement. Du point de vue global, les mangroves sont un puit à carbone important, assurant 12% du stockage en zone littorale malgré une étendue limitée (seulement 0.5% de la superficie de stockage). Malgré cela, les mangroves voient leur surface se réduire d'environ 3000 km² par an depuis les années 1980 (2% de la couverture globale par an). La poldérisation des mangroves représente la plus grave menace pour ces écosystèmes parmi les plus riches du globe : la déforestation n'est plus traditionnelle mais presque industrielle (mécanisation) (= Bagas de Guinée avec rotation permettant une régénération). Destruction pour implantation de rizières par exemple (cf. Indonésie).

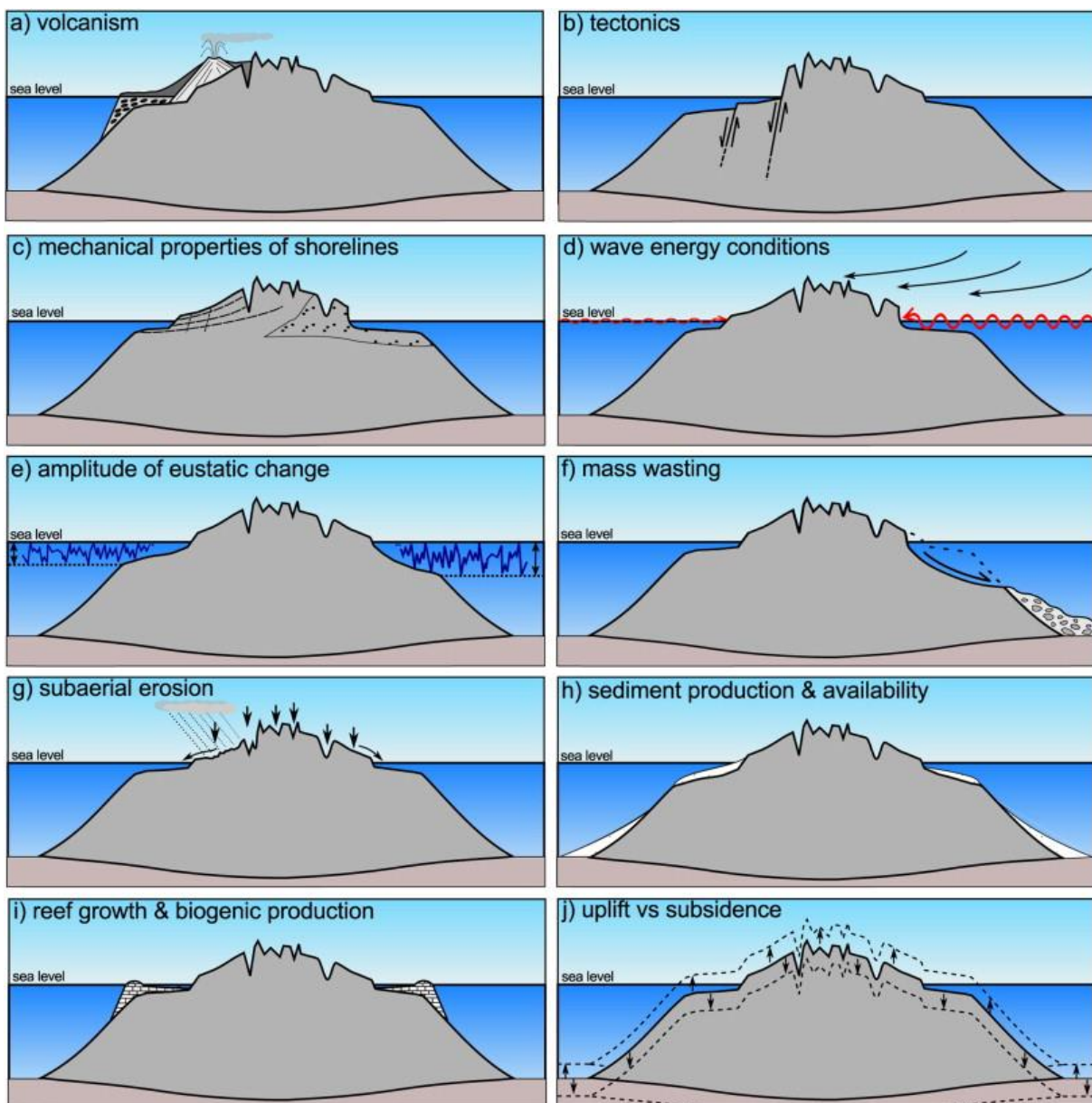
Le changement global va également affecter ces forêts littorales : alors que l'augmentation de la température et de la concentration en CO² sont favorables à la photosynthèse au départ, le bilan photosynthétique décroît lorsque la T[°]>33°C. Cependant, on peut aussi s'attendre à une extension latitudinale des mangroves (extension naturelle de l'aire de répartition). L'élévation du niveau marin va avoir pour conséquence une modification du régime tidal (augmentation de la durée d'immersion par exemple), ce que certaines espèces ne seront pas capables de supporter. Une migration vers l'intérieur des terres (lorsque la topographie l'autorise) permettrait de compenser cette élévation mais, bien souvent, l'occupation de l'arrière-côte ne permet pas cette migration, donc érosion et rétrécissement de la frange littorale occupée par la mangrove. La transgression marine risque aussi, outre l'érosion, de modifier la zonation et la composition spécifique des mangroves.

2. Caractéristiques géomorphologiques des littoraux tropicaux

21. Côtes rocheuses (essentiellement coralliennes)

L'une des caractéristiques remarquables des littoraux tropicaux est l'importance primordiale des organismes vivants en tant que bioconstructeurs des côtes, assurant également un rôle de protection du littoral. Au-delà de cette évidence d'ordre général, l'étude des côtes rocheuses tropicales ne peut se faire sans une connaissance fine des géodynamiques locales qui vont conditionner l'évolution et le modelé des côtes rocheuses : activité volcanique, mobilité tectonique, contrôle lithologique, stabilité structurale des masses rocheuses, vitesse de l'érosion subaérienne, décharge sédimentaire d'origine continentale, environnement énergétique marin, forçage eustatique, variation relative du niveau marin, production biogénique et croissance récifale.³

Facteurs de contrôle du trait de côte des îles océaniques (Ramalho et al., 2013)



³ Consultez des ouvrages de géomorphologie générale et de géomorphologie littorale pour connaître l'importance respective de ces différents facteurs.

211. Un exemple d'îles tropicales à littoraux rocheux : les îles Marquises, Polynésie française

Lorsqu'on aborde l'archipel des Marquises par la mer, on est immédiatement frappé par la noirceur de l'interface littorale, la végétation n'apparaissant qu'au faite de falaises souvent puissantes. La première caractéristique des paysages géomorphologiques littoraux marquisiens est en effet leur nature essentiellement minérale, plus précisément volcanique. L'influence structurale est primordiale et confère à ces paysages beaucoup de points communs avec ceux d'autres littoraux volcaniques d'îles océaniques, qu'elles soient situées sous des latitudes tropicales (Hawaii), subtropicales (Canaries), tempérées (Açores) voire même subpolaires (Islande). Une véritable « tyrannie volcanique » imprime son cachet à ces paysages géomorphologiques (voir Etienne et Paris, 2007). Au sein de l'espace polynésien, l'originalité des littoraux marquisiens réside dans la quasi absence de récifs coralliens entourant la masse volcanique. Lors du dernier maximum glaciaire, entre 26 000 et 19 000 BP, le niveau marin s'établissait 125 m en dessous du niveau actuel. La fonte des glaciers a conduit à une remontée eustatique très rapide du niveau marin (de l'ordre du centimètre par an au début de la déglaciation) entrecoupée de phases de ralentissement ou de stagnation de la transgression. Des pulsations rapides dans la remontée accompagnée d'afflux d'eaux froides (provenant de la fonte des glaciers andins) auraient fait chuter la température des eaux de surface de 5°C autour des îles Marquises ($T < 18^{\circ}\text{C}$), empêchant les coraux du récif-barrière de continuer à croître verticalement pour compenser la transgression (keep-up) et prévenant également un rattrapage ultérieure (catch-up). Les récifs frangeants ennoyés, dont au moins quatre unités étagées et hétérochrones ont été identifiées par Cabioch et al. (2008), sont aujourd'hui présents entre -125 m et -60 m. Autour des îles hautes, les structures coralliennes actuelles, confinées dans les 30 premiers mètres, se présentent sous la forme de bancs récifaux, de fonds coralliens ou de récifs frangeants malingres dominés par le genre *Porites*. Les morphologies coralliennes coiffant les volcans ennoyés (Motu One, Banc Jean Goguel, Banc Clark) ou dont ne percent au-dessus de la surface océanique que des chicots résiduels (Motu Nao, Fatu 'uku, Hatu Iti) sont peu connues, mais ces constructions semblent relever davantage d'un glaçage coralligène superficiel que d'une bioconstruction massive. Ainsi, les volcans marquisiens sont partout en contact direct avec l'océan – une configuration que l'on ne retrouve que très rarement ailleurs en Polynésie française (falaises vives de Mehetia, du secteur du Te Pari et de Papenoo à Tahiti) – ce qui se traduit par des paysages littoraux uniques pour ce territoire.

Les côtes rocheuses constituent le paysage littoral dominant aux Marquises : plus de 90% des quelques 700 km de linéaire côtier sont armés de falaises ou de plates-formes d'érosion en place (tableau 1). Les côtes meubles (plages de sable, grèves et cordons de galets, plages de blocs) sont indigentes (7,6%) mais elles n'en sont pas moins capitales puisque leur présence s'accorde souvent avec celle de l'occupation humaine, qu'elle soit actuelle ou passée. Enfin, l'artificialisation du littoral, sous la forme d'aménagements portuaires ou de défense du trait de côte, est mineure (moins de 1%) et fortement concentrée dans l'espace, ce qui fait du linéaire côtier marquisien un espace naturel à plus de 99%.

Pour la plupart des îles marquisiennes, les côtes rocheuses déchiquetées situées au Nord et à l'Est correspondent aux flancs externes des volcans boucliers tandis que les côtes sud et ouest sont localisées dans la zone interne, désormais exposée à l'océan en raison des effondrements sectoriels ayant éventrés les édifices volcaniques (Nuku Hiva, Ua Huka, Tahuata, Fatu Hiva, secteur ouest de Hiva Oa). Font exception à cette règle : le secteur est de Hiva Oa (Baie de Puamau : flancs internes de caldeira orientés nord), l'île de Ua Pou (pas de caldeira), Motane... Sur les côtes septentrionales et

orientales, le découpage prononcé du littoral correspond alors à l'ennoyage de la basse vallée de petits cours d'eau côtier. Ces petites rias subéquatoriales peuvent être assimilées aux deux catégories distinguant leurs homologues européennes selon qu'elles relèvent de l'invasion de vallées puissantes à versants raides (type « galicien », le plus fréquent) ou bien qu'elles correspondent à des vallées de plateaux plus étroites et sinueuses (type « léonard », plus rare et seulement sur les faces internes des volcans : Baie de Vaipae'e à Ua Huka, par exemple). L'incision de ces vallées est à rapprocher des périodes de bas niveau marin où la pluviométrie des îles devait être plus importante et l'érosion linéaire plus efficace. Le comblement des fonds de baie est en cours à l'heure actuelle et c'est ici que l'on rencontre les plus belles accumulations littorales sous la forme de plages et dunes de sable ou de plages et cordons à blocs et galets.

Tableau 1. Physiographie des littoraux marquisiens

Île	Superficie terrestre km ²	Longueur du trait de côte km	Côtes rocheuses (falaises, plates-formes)		Côtes meubles (plages de sable, galets ou blocs)		Trait de côte artificialisé (enrochement, digue, quai)	
			km	% linéaire	km	% linéaire	km	% linéaire
Nuku Hiva	339,5	175,5	159,3	91,8	13,7	7,8	2,5	1,4
Hiva Oa	315	168,0	155,6	92,6	10,9	6,5	1,5	0,9
Ua Pou	105,3	69,6	62,1	89,2	6,6	9,5	0,9	1,3
Tahuata	61	69,0	63,4	91,9	5,1	7,4	0,5	0,7
Ua Huka	83,4	66,9	61,7	92,3	4,7	7	0,5	0,7
Fatu Hiva	84	57,8	48,7	84,3	8,6	14,8	0,5	0,9
Eiao	43,8	43,8	41,9	95,6	1,9	4,4	0	0
Moho Tani	15	21,0	20,1	95,7	0,9	4,3	0	0
Hatuta'a	6,6	15,7	15,7	100	0	0	0	0
Fatu 'uku	1,3	5,1	4,8	94,1	0,3	5,9	0	0
Hatu Iti	0,2	2,1	2,1	100	0	0	0	0
Total / moyenne	1055,1	694,5	635,4	91,5	52,7	7,6	6,4	0,9

2112 - Les secteurs à falaises

Les falaises plongeantes ou falaises accores se rencontrent sur toutes îles hautes marquisiennes. La puissance et l'aplomb de leur profil topographique doivent peu aux actions marines mais correspondent plutôt aux plans d'effondrement des édifices volcaniques, que ce soit sur leurs faces internes (parois de caldeira) ou sur leurs flancs externes. Les fortes pentes sous-marines favorisent en effet l'instabilité gravitaire de l'édifice et des glissements sectoriels périphériques emportent des écailles de plusieurs millions de m³ contribuant à raidir le versant littoral (côte ouest de Hiva Oa, par exemple). Les falaises accores inhibent le déferlement des vagues et se caractérisent par une forte réflexion de l'énergie incidente des houles. Elles sont ainsi relativement immunisées face à l'érosion marine, preuve en est l'absence de rupture de pente en pied de falaise et donc l'inexistence d'une quelconque plate-forme d'érosion ou d'un replat permettant la mise en place de placages sédimentaires. Certains chicots résiduels comme Fatu Huku sont délimités par de telles falaises plongeantes et sont de ce fait quasi inaccessibles par voie maritime. Leur évolution géomorphologique dépend alors davantage de l'action des processus gravitaires que de l'érosion littorale. Les processus subaériens d'altération de la masse rocheuse contribuent également à l'instabilité des versants dont la raideur est maintenue à la suite de glissements ou d'écroulements rocheux guidés par des discontinuités structurales (réseau de dykes : falaise de Vaifaite à Fatu Hiva). Au sud-est de Tahuata, les falaises correspondent aux parois internes d'une caldeira aujourd'hui inondée. Les éboulements et effondrements construisent en pied de paroi des tabliers qui sont plus

ou moins ré-entaillés par les vagues. A l'Est de la baie de Hanatetena, ces accumulations basales occupent, au mieux, un tiers du versant et plus généralement entre 10 et 20% ce qui atteste de la fraîcheur des formes. Elles sont largement colonisées par la végétation littorale et constituent souvent des isolats au pied de puissantes falaises chauves (Figure 9). Une partie du matériel est probablement redistribué vers les baies adjacentes qui présentent des grèves de galets bien développées (Hanatetana).



Figure 9. Falaises plongeantes sur la côte Sud-Est de Tabuata. La paroi rocheuse est d'origine structurale : elle représente le mur intérieur d'une caldeira désormais ennoyée. Les processus gravitaires permettent la mise en place de tabliers d'éboulis colonisés par la végétation. Cliché : S. Etienne, 18 juin 2012

Plus exceptionnels sont les secteurs à falaises taillés dans des matériaux tendres issues du démantèlement de cônes stromboliens (Ua Huka) ou de dépôts de lahars en position littorale. Ces configurations structurales sont par ailleurs propices au développement de plates-formes d'érosion pouvant atteindre une cinquantaine de mètres de largeur.

2112 - Le trottoir marquisien

Le « trottoir marquisien » est une plate-forme subhorizontale en position basse (1 à 5 m au-dessus du niveau marin actuel), relativement étroite. A l'échelle du versant littoral, il représente un infime ressaut basal, ce que l'on peut considérer comme un indice de jeunesse de la forme. Ce « trottoir » pose un double problème : celui de sa dynamique (quels processus sont à l'œuvre ?) et celui de son âge (quand ce trottoir s'est-il formé ?)

Etablir l'origine de ce trottoir renvoie directement au débat scientifique qui anime depuis la fin du XIXe siècle la communauté des géomorphologues littoralistes, déchirée entre les « eustaticiens » partisans d'une origine exclusivement marine (action des vagues), et ceux privilégiant le rôle premier de la météorisation subaérienne commandée par le niveau de saturation de la masse rocheuse

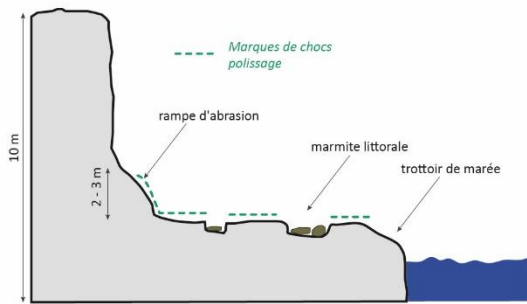
(water-layer weathering), les vagues se cantonnant au déblaiement des produits de l'altération (voir Etienne, 2007 pour de plus amples développements sur cette controverse). Parmi les arguments en faveur d'un rôle non négligeable des processus continentaux, on peut souligner la relative indifférence de la géométrie du trottoir marquisien à l'exposition aux vagues : si les vagues commandent la construction du trottoir, ce dernier devrait être beaucoup plus large en position exposée et absent dans les baies profondes ou les golfes (Figure 11). Ceci ne se vérifie pas systématiquement et des schémas locaux inverses sont fréquents. Par ailleurs, la structure volcanique est parfois recoupée indifféremment par le trottoir sans que les différences de résistance mécanique ou de diaclasage ne soient exploitées par les vagues.



Figure 11. Falaise basse et plate-forme d'érosion marine dans des coulées basaltiques, Manihina, Ua Huka. Au premier plan, on notera le trottoir marquisien en pied de falaise : très large en position saillante, il rétrécit jusqu'à disparaître en fond de baie. On remarquera aussi le champ dunaire de Manihina qui se développe dans un secteur naturellement protégé de l'assaut des vagues par un épi structural formé par un dyke. Entre les deux saillants, falaises basses héritées recouvertes aux deux-tiers d'un tablier d'éboulis grossier alimentant une plage à blocs. Cliché : S. Etienne, 26 janvier 2009.

A partir d'observations de terrain effectuées sur cinq îles hautes de l'archipel marquisien (Ua Huka, Nuku Hiva, Hiva Oa, Ua Pou, Tahuata), il semble possible de proposer une typologie préliminaire des plates-formes littorales marquisiennes basée, en première approche, sur le profil topographique et les empreintes morphodynamiques : le type I correspondrait à la plate-forme d'érosion marine classique dont la formation résulte essentiellement de l'action des vagues et des processus mécaniques d'érosion ; le type II serait celui des trottoirs où agissent de concert les processus marins et ceux de météorisation subaérienne, les uns s'imposant aux autres suivant l'exposition (position d'abri ou secteur ouvert), la largeur de la plate-forme (étroite ou large), la sensibilité des matériaux (résistants ou tendres). Ce second type s'identifie, du fait de l'action notable de la météorisation, par la présence d'un rempart externe. Des combinaisons variables définissent alors des sous-types mixtes que l'on distinguera par des éléments morphologiques de détail : présence/absence d'une encoche basale, présence/absence de marmites d'évrosion actives, présence/absence de placages sédimentaires.

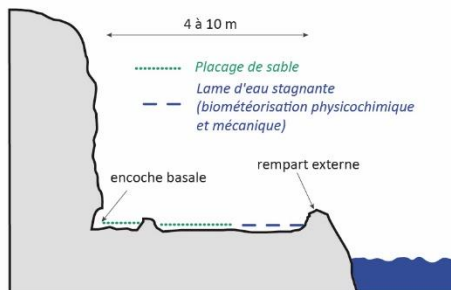
Type I - Profil d'érosion marine



Trottoir de type I en fond de baie de Haavei, Ua Huka, 25 janvier 2009. Exposition Ouest.

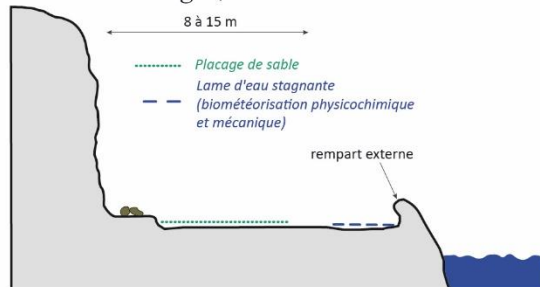
Type II - Profil mixte

IIa - à trottoir étroit (actions marines > météorisation)



Trottoir de type IIa en baie de Taaoa, Hiva Oa, 21 décembre 2010. Exposition Est.

IIb - à trottoir large (actions marines = météorisation)



Trottoir de type IIb en fond de baie de XXX, Ua Pou, 23 décembre 2010. Exposition Nord-Est.

IIc - plate-forme (actions marines < météorisation)

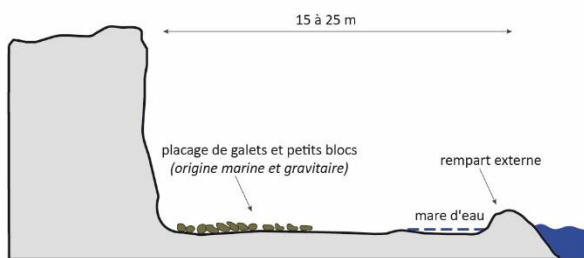


Plate-forme de type IIc en baie de Hakahau, Ua Pou, 27 décembre 2010. Exposition Nord-Ouest.

a)

Figure 13. Typologie des trottoirs et plates-formes rocheuses marquisiennes.

Profil d'érosion marine (type I)

Le trottoir d'érosion marine est une plate-forme relativement étroite, à profil tendu et horizontal et caractérisé par une rupture de pente brutale côté océan (falaise sous-marine ou trottoir de marée), un contact plate-forme falaise lui-même brutal mais décliné sous la forme d'une rampe d'abrasion ou d'une encoche basale. La surface fondamentale de la plate-forme n'est pas encombrée de sédiments, ce qui traduit un nettoyage fréquent et suffisamment dynamique pour permettre l'évacuation de la charge sédimentaire amenée par les vagues ou des pierres produites par l'éboulisation de la falaise. En fonction du dispositif lithologique entaillé, la jonction plate-forme/falaise prend la forme d'une rampe d'abrasion (matériaux durs : par exemple, cœur massif des coulées) ou d'une encoche basale (matériaux tendres : semelles scoriacées, tuffs) ; des surplombs voire des grottes peuvent alors être dégagées le long des zones de faiblesses structurales (scories). Cette plate-forme n'est pas figée : elle présente des indices géomorphologiques témoignant de l'activité des processus d'édification ou de démantèlement, comparables à ceux observés ailleurs sur les littoraux volcaniques (Etienne et Paris, 2007). Elle présente des cicatrices de chocs (cupules, stries) et de polissage distribuées de manière aréolaire sur la plate-forme mais dont la densité augmente vers le rebord maritime. Ces cicatrices résultent du transport sur la surface fondamentale de la plate-forme de sédiments grossiers (blocs) qui parfois se retrouvent accumulés sous forme de plages de poche à blocs ou de cordons cyclopéens. Cependant, la plate-forme peut être partiellement défoncée par des marmites littorales de taille pluri-décimétrique et dotées d'outils abrasifs (galets et petits blocs) libres et non encroutés par un biofilm (ce dernier étant un témoin de la stabilité de l'outil).

b) Profil mixte à rempart externe (type II)

A l'opposé de ce premier type de trottoir, on retrouve une plate-forme où l'action des processus de météorisation subaérienne domine celle des processus mécaniques liés aux vagues. L'abaissement vertical du niveau du trottoir l'emporte sur le recul dans le plan horizontal ou le ponçage mécanique aréolaire. Le premier indice est la présence d'un rebord externe en saillie, modelé contraire à la dynamique classique de défonçage externe par les vagues que révèle la présence d'un trottoir de marée semblable à un escalier. Nous en faisons l'élément discriminant des deux grands types de trottoirs. Ce rebord joue un rôle d'amortisseur de vagues et est donc défavorable à l'approfondissement de la partie interne du trottoir par les processus mécaniques. A l'inverse, il favorise la stagnation des eaux et donc l'œuvre des processus biogéochimiques. La surface de la plate-forme est plus irrégulière et devient de plus en plus encombrée de sédiments à mesure que l'on se rapproche du pied de falaise. Au sein même des dépôts, on remarque l'augmentation du nombre de débris anguleux dans la fraction grossière témoignant de l'absence ou du rare remaniement des éléments fournis par la paroi rocheuse. La subordination des actions marines aux agents météoriques subaériens devient la règle lorsque la largeur de la plate-forme augmente, mais elle peut aussi se rencontrer dans un contexte de trottoir étroit lorsque l'altitude du plan de taille est défavorable à une dynamique marine régulière. A Ua Pou, par exemple, une partie du trottoir est perché (+3 m environ) et ne subit les actions marines que de manière intermittente. La surface fondamentale du trottoir est encombrée de cailloutis et blocs dont la plupart provient des versants bordant la plate-forme. Le contact avec la falaise est franc ou marqué par une encoche basale ancienne et inactive. Il s'agit là probablement d'un héritage d'ancien haut niveau marin.

La formation de cette plate-forme littorale résulte donc d'une collaboration de processus marins et continentaux dont la part respective est variable dans l'espace. Faute d'études spécifiques ayant abordé le sujet, on ne peut dresser à l'heure actuelle une géographie de ce trottoir. Toutefois, en position maritime, de petits îlots correspondant souvent à des édifices volcaniques adventifs (cônes stromboliens) font la part belle aux processus marins : la dissymétrie de la taille de la plate-forme en fonction du degré d'exposition aux vagues atteste de la prédominance des actions marines (Motu Hane à Ua Huka). Cette configuration morphologique se retrouve fréquemment le long des côtes marquisiennes dès qu'un saillant est constitué de matériaux relativement tendres comme les brèches ou tuffs volcaniques.

La typologie des plates-formes marquisiennes que nous dressons s'appuie sur la morphométrie générale du modelé et sur les processus actuellement à l'œuvre. On a pu voir que de nombreux secteurs (dont l'inventaire exhaustif reste à faire) sont hérités ou peu actifs désormais. Se pose ainsi le problème de l'âge de ce trottoir. Selon Guille et al. (2002), la sculpture du trottoir aurait pris place au cours du dernier interglaciaire (stade isotopique 5e) marqué par un haut niveau dont l'altitude concorde grossièrement avec celle du trottoir. Comme le souligne ces auteurs cela impliquerait une stabilité isostatique des édifices volcaniques depuis au moins 120 000 ans. En dehors du critère altimétrique rien ne permet de caler l'âge de ce trottoir. Or, il a été démontré en Irlande du Nord, que l'altitude des plates-formes d'érosion marine dans des structures volcaniques stratifiées (empilement de coulées) entretient un rapport assez faible avec le niveau marin moyen, le guidage structural (notamment les horizons inter-coulées) étant le premier paramètre de localisation du niveau d'entaille (Etienne, 1995, 2007). Dans les environnements de forte énergie, le niveau d'entaille contemporain peut se situer entre -2 et +5 m suivant l'épaisseur des coulées et la localisation de cette principale discontinuité structurale. Ceci amoindrit donc la valeur de la plate-forme comme indicateur de paléo-niveau marin, notamment dans les régions où l'environnement maritime est très énergétique. Ce guidage structural ne se retrouve pas aux Îles Marquises, l'altitude du trottoir étant d'une régularité étonnante. Il nous semble qu'il s'agit là d'un argument supplémentaire soulignant la contribution importante, actuelle ou passée, des processus continentaux (météorisation subaérienne) dans le façonnement de ce modelé. A titre d'hypothèse, il nous semble acceptable de considérer que le niveau supérieur du rempart externe des trottoirs de type II correspond effectivement à un niveau d'ablation d'un ancien haut niveau marin. La régression marine ultérieure en inhibant l'action marine aurait permis l'expression paysagère des processus météoritiques et donc l'abaissement de la partie interne du trottoir. Pour le type I, l'action contemporaine de la mer ne saurait être évaluée sans un monitoring : de simples retouches cosmétiques d'un ancien haut niveau marin à celui de réentaille chirurgicale d'un pied de falaise, tous les scénarios restent envisageables.

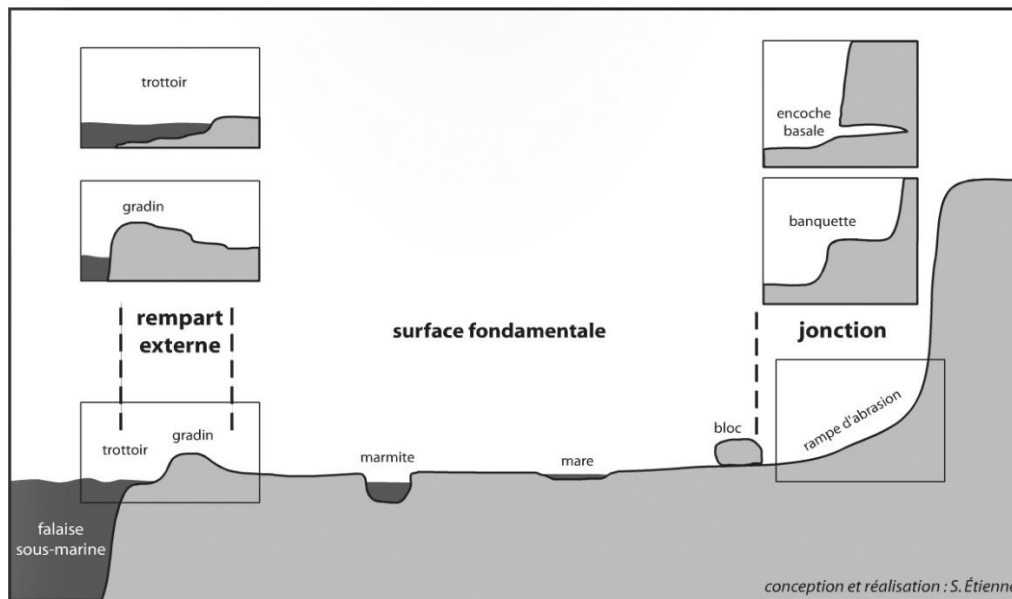


Figure 14. Terminologie des modèles des plates-formes d'érosion marine volcanique (source : Etienne, 2007).

22. Côtes meubles (à dominante sableuse, à dominante vaseuse)

221. Types de côtes meubles

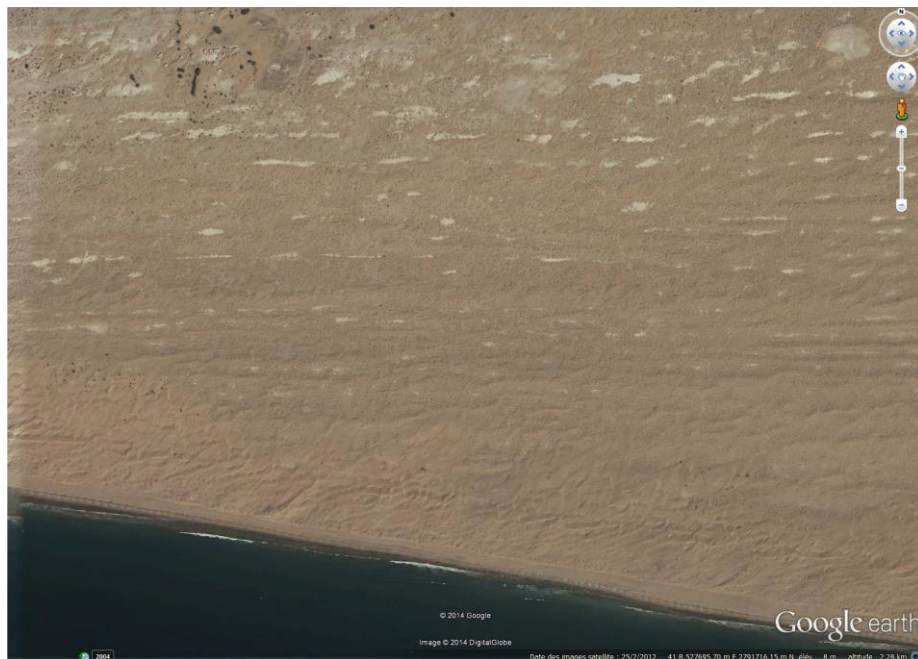
Les littoraux meubles sont des côtes d'accumulation, c'est-à-dire qu'elles sont l'expression d'un bilan sédimentaire positif permettant le stockage – temporaire à l'échelle des temps géologiques – de sédiments non cohérents. Elles expriment l'incapacité des vagues et courants littoraux à transporter « plus loin » les sédiments disponibles. En fonction de l'environnement énergétique, du tracé de la côte (rentrants, saillants), des types et des volumes de matériaux disponibles, on rencontre des côtes meubles à dominantes sableuses (plages et dunes) ou vaseuses (marais maritimes, mangroves en milieu tropical humide). Au débouché des grands fleuves tropicaux, on rencontre de grands deltas progradants (env. 75 m/an pour le Mekong) qui sont les formes de construction par dépôt de sédiments les plus massives sur les littoraux. Dans la plupart des cas, leur dynamique générale est contrôlée par les dynamiques continentales, les processus littoraux se limitant à la redistribution longitudinale des sédiments. Le rapport de force entre processus fluviaux et marins peut évoluer dans le temps et le trait de côte deltaïque est donc extrêmement mobile. D'une manière générale, les littoraux tropicaux meubles sont caractérisés par une très forte proportion de sédiments biogéniques (jusqu'à 100% dans les environnements coralliens) et une faible proportion de matériaux grossiers (les plages de galets sont absentes en dehors des littoraux bordant des massifs montagneux ou des îles volcaniques).

Les massifs dunaires (cf. cours M1 « Environnements littoraux). En complément du cours de M1, ajoutons que les littoraux des tropiques arides peuvent être bordés de très vastes massifs dunaires s'étendant loin dans les terres lorsque les conditions topographiques et aérologiques se conjuguent favorablement.

Côte du Mekran, Pakistan. Ce littoral meuble est constitué d'une succession de crêtes longitudinales (beach ridges) partiellement recouvertes par des dunes paraboliques naissant en haut de plage.



La vue GoogleEarth ci-dessous mesure 2 x 2,5 km.



222. Les côtes meubles des îles Marquises

Les côtes d'accumulation ou côtes meubles représentent moins de 8% du trait de côte marquisien, soit environ 52 km. Les plages à blocs en constituent l'essentiel, suivi des plages de sables parfois flanquées d'accumulations dunaires lorsque le contexte topographique s'y prête. Les marais maritimes herbacés ou arborescents (mangroves) sont absents des littoraux marquisiens.

A - Plages de sables et cordons de galets

Les plages de sable sont souvent mixtes : une fraction non négligeable de graviers et galets occupent une partie de l'interface meuble, la répartition pouvant évoluer saisonnièrement (figure 15). Les sables sont de nature volcanique mais peuvent contenir une fraction bioclastique importante (30 à 35% de carbonates pour des sables dunaires de Ua Huka). Des éléments très grossiers (blocs métriques) se rencontrent parfois au sein des plages sableuses et dans la plaine littorale, ils constituent des legs d'événements de haute énergie, tels que des tsunamis.



Figure 15. Plage mixte en Baie de Motuhee, Nuku Hiva. Le bas de plage est occupé par un dépôt de galets et blocs lié à l'évacuation de la fraction sableuse par les courants de dérive littorale et d'arrachement ; le haut de plage est sableux et formé par un mélange de dépôt de débordement (overwash) et de sables éoliens colonisés par l'ipoméie (micro-dune). Encadré : Blocs de *Porites* remontés sur le trait de côte par des vagues de haute énergie, probablement un ou plusieurs tsunamis. Cliché : Samuel Etienne, juin 2012.

B - Dunes

Les dunes littorales sont des accumulations de sables transportés depuis l'estran par le vent et fixées par une végétation psammophile. En jouant un rôle de stabilisation du sable, la végétation permet l'accroissement vertical de la dune qui constitue alors un obstacle topographique freinant les vents et favorisant le dépôt. La végétation dunaire des Marquises est pauvre et dominée par le groupement herbacé à ipomées et vigne marine (*Ipomoea littoralis* - *Ipomoea pes-caprae* subsp. *Brasiliensis* - *Vigna marina*) et *Paspalum vaginatum* (Figure 17). En arrière des dunes se développe une forêt littorale sèche (Hallé, 1978) à *Pisonia grandis*, *Hibiscus tiliaceus*, *Cordia subcordata*. Les espaces dunaires sont peu présents aux Marquises pour deux raisons essentielles : tout d'abord, les dunes sont alimentées par une plage de sable, un modelé d'accumulation rare dans cet archipel. Ensuite, le développement dunaire est favorisé lorsque l'estran, c'est-à-dire l'espace alternativement

couvert et découvert au gré des marées, est large donc lorsque le marnage est important. Aux Marquises, le régime de marées est microtidal (1,56 m à Taihoae, Nuku Hiva) ; l'estran est donc d'une étendue très limitée. Des analyses granulométriques effectuées à Hane (Ua Huka) montrent que la dynamique de construction dunaire est totalement contrôlée par l'activité éolienne, sans indication de submersion marine venant tronquer le corps sédimentaire (Etienne, 2010). Le matériau dunaire est fin et remarquablement homogène (médiane entre 220 et 260 μm) ; le tri étant excellent l'origine éolienne est certaine. Quelques lits plus grossiers (médiane 400 μm) s'intercalent parfois dans le corps dunaire mais le tri étant toujours très bon, ils témoignent simplement de la survenue d'épisodes tempétueux renforçant la compétence des vents. Les sites dunaires ont dans l'histoire de l'occupation des îles une place essentielle que l'on tente de reconstituer par l'étude des nombreux sites archéologiques qui s'y cachent.



Figure 17. Système plage-dune de Haatnatua, Nuku Hiva. La végétation dunaire est dominée par *Ipomoea littoralis* (vert-jaune) et *Vigna marina* (vert vif). Ce site est connu pour sa richesse archéologique. Il présente également des laisses de submersion marine jusqu'à +9 m. A l'horizon, on devine l'île de Ua Huka. Cliché : Samuel Etienne, juin 2012.

C - Plages à blocs

Les plages et cordons à blocs constituent un modèle typique des littoraux volcaniques, notamment basaltiques en lien avec la morphologie massive des coulées qui délivre des matériaux grossiers, résistants aux actions mécaniques lors du transport hydrodynamique, mais s'émoissant cependant rapidement (Etienne, 1995). Du point de vue granulométrique, les blocs sont une classe de sédiments dont l'axe intermédiaire (axe B ou largeur) est supérieur à 256 mm (-8 Phi sur l'échelle d'Udden-Wentworth). Par rapport aux plages de sable, ils constituent un dépôt littoral original dont les

caractéristiques trahissent davantage l'action des événements de haute énergie que l'environnement hydrodynamique du moment (Oak, 1984). L'existence des plages à blocs est dépendante des conditions énergétiques mais également des matériaux rocheux disponibles. Les littoraux volcaniques, notamment basaltiques, sont particulièrement propices à la formation de ce type de dépôt car le pré-découpage structural des coulées fournit des éléments grossiers (Etienne, 1995 ; 2007), soit par décapitation par les vagues des coulées en position basse (plate-forme), soit par alimentation directe depuis des escarpements rocheux en position rétrolittorale (Figure 18). Ces dépôts grossiers peuvent se retrouver perchés plusieurs mètres au-dessus des plates-formes d'érosion marine et leur degré d'altération ou de météorisation (alvéolisation) traduit leur ancienneté (baie d'Atuona, Hiva Oa) ; ils peuvent être les témoins d'anciens événements extrêmes, tsunamis ou cyclones. Fatu Hiva se distingue des autres îles marquisiennes par une surreprésentation des côtes meubles (15% du linéaire côtier). Ces côtes meubles sont essentiellement des plages à blocs dont l'existence est liée à la présence de nombreux glissements structuraux en bordure littorale. Il s'agit donc pour l'essentiel de côtes de déblaiement très grossières, le matériau de plage provenant de l'affouillement basal des paquets glissés ou effondrés et largement fragmentés (Cap Teaitohe, Vaifaita). Cette configuration n'est pas exclusive de Fatu Hiva, mais elle s'y démultiplie de manière unique. Ces glissements affectant les versants littoraux (le dernier datant de 1999) représentent un aléa indirect majeur puisqu'ils peuvent entraîner la formation de tsunamis locaux particulièrement soudains et destructeurs (Okal et al., 2002).



Figure 18. Système plage-dune de Manihina, Ua Huka. La plage est mixte et présente une succession beachrock/ plage à blocs/ plage de sable/ dune. Le sable et la dune ne sont présents que dans les zones les moins exposées à l'attaque directe des houles. Cliché : Samuel Etienne, janvier 2009.

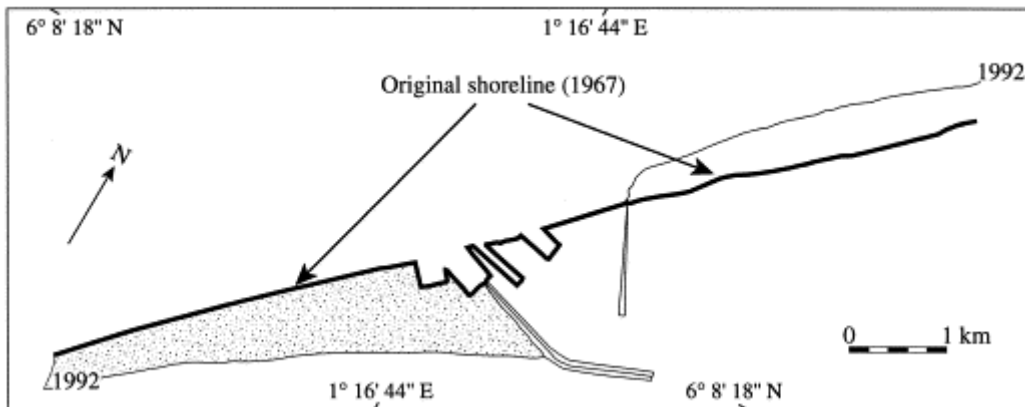
222. Impacts des aménagements sur la dynamique du trait de côte meuble

Les logiques d'aménagement du trait de côte et leurs interférences avec les dynamiques sédimentaires littorales étudiées dans les milieux tempérés (cf. UE « *Environnement littoral* », M1) se retrouvent également dans la zone intertropicale. Les récifs coralliens et les mangroves ne bordent pas l'ensemble des littoraux de cette zone : il existe de vastes zones purement sableuses ou rocheuses. Les dynamiques sont donc comparables à la zone tempérée et font appel aux spécificités du climat de vague (dérive littorale), à la configuration topographique de l'avant-côte, du trait de côte, à la fourniture sédimentaire fluviale, etc.

Premier cas : le port d'Abidjan (cf. Paskoff, 1998). Dérive littorale (DL) W-E avec une capacité de transport de 800.000 m³ de sédiments par an à l'Ouest et 400.000 m³ à l'est : à l'ouest, érosion car DL non saturée, à l'E stable voire progradation (avancée). Dans les années 1970, deux jetées sont construites pour éviter l'ensablement du chenal d'accès au port, la plus longue avançant de 350 m en mer. Le transit littoral a été totalement bloqué et a provoqué l'avancée de près de 600 m de la plage à l'ouest (en amont DL) saturant totalement et très rapidement l'espace au-devant de la jetée. Conséquence : le problème d'ensablement du chenal n'est pas résolu et cet aménagement provoque de plus l'érosion au rythme de 2 m par an de la plage située à l'est (en aval dérive). Cas classique de perturbation de la DL par des aménagements situés directement sur le trait de côte, bien que non spécifique aux littoraux tropicaux. Il devient spectaculaire lorsque les courants littoraux sont puissants et agissent le long d'un trait de côte meuble étendu, ce qui est le cas dans ce secteur de l'Afrique.

Second cas : Plus spectaculaire encore sont les conséquences de la construction du barrage hydro-électrique d'Akosombo sur la Volta au Ghana. Barrage situé à distance du trait de côte, achevé en 1961. Ce barrage piège 95% des sédiments en transit (dont 3 M m³ de sables). La DL qui longe le Golfe de Guinée d'W en E n'est donc plus la rivière de sable qu'elle était, elle devient un agent sous-alimenté qui doit « se rassasier » en prélevant du sable à la côte. Toute la côte située à l'est du delta de la Volta a subi les CSQ de cette modification du bilan sédimentaire : les taux de recul de la côte ont doublé au Ghana, à l'est de l'estuaire, atteignant 8 m/an après la mise en service du barrage (4 m/an au maximum avant 1962). Quelques années plus tard, les côtes du Togo ont commencé à reculer, atteignant parfois jusqu'à 40 m par an. La route côtière qui va du Ghana au Bénin a dû être déplacée à deux reprises vers l'intérieur des terres. A cela s'est ajoutée en 1964 la construction du port artificiel de Lomé. La jetée occidentale avance de plus d'1 km dans la mer. A l'ouest des atterrissements considérables de sables ont été provoqués par le blocage de la DL (800 m de large), ce qui a résolu le problème de l'érosion provoquée par le barrage (avancée de 30 m par an entre 1964 et 1985). Un hôtel a même été construit sur le terre-plein. Ce banc de sable fournit également les entreprises de BTP de la région, un usage nécessaire car l'épi étant saturé, le sable déborde et envahit le chenal d'accès au port... Par contre, à l'est de la jetée, les effets de l'érosion ont été démultipliés : 200 m de recul en 25 ans. Par chance, la liquidation des plages a mis au jour en 1980 un banc de grès, un *beach rock* fossile, large de 30 m et épais de 3 à 7 m : celui-ci agit alors comme un brise-lames dissipant l'énergie des vagues et protégeant l'arrière-côte. L'érosion a donc été stoppée dans le secteur immédiatement à l'est du port, mais elle s'est déplacée plus loin et affecte alors des secteurs qui étaient jusqu'à présent épargnés. Dans la zone de Kpémé et Aného, l'Office Togolais des Phosphates rejette les résidus industriels d'exploitation du phosphate en bord de mer (texture argileuse) ce qui permet d'atténuer légèrement l'érosion.

Variation de la position du trait de côte à Lomé (Togo) après la construction d'une jetée en sortie du port.
Remarque: L'irrégularisation du trait de côte : rectiligne en 1967, en baïonnette en 1992



Beach rock exhumé par l'érosion près du port de Lomé (Togo), Source : Anthony, 2009



D'un point de vue socio-économique, 6 des 64 villages de pêcheurs ont été engloutis progressivement et 36 autres ont disparu (il n'en reste que 22), l'activité économique traditionnelle ne pouvant être maintenue : la pêche à partir de la plage n'est plus possible avec l'apparition du *beach rock* (trop de vagues, déchire les filets), les barques ne sont pas adaptées à la mer en eaux profondes, certains villageois sont devenus des pêcheurs-nomades et ont émigré vers le Bénin. D'autres se sont reconvertis dans l'extraction et le tri de sédiments grossiers difficilement revendus par la suite aux entreprises de BTP. Le recul du trait de côte amincit la bande littorale habitable, peu large car à 1 ou 2 km en arrière existent des lagunes qui ne permettent pas aux populations de se replier indéfiniment.

Aujourd'hui la moitié du linéaire côtier togolais est affecté par l'érosion. Elle se poursuit au rythme de 30 ha par an (10 m par an en moyenne entre 1985 et 2000) avec un déplacement vers l'est pour atteindre le Bénin. Le problème s'est aggravé après la construction en 1987 du barrage de Nangbeto sur le Mono (fleuve frontalier Togo-Bénin) : 15 km de linéaire côtier ont déjà été artificialisés (épis) pour protéger des installations industrielles. Dans cette logique, seuls ceux qui ne figent pas leur trait de côte vont en payer les CSQ. Le problème est que la gestion de cette érosion-là dépasse le cadre des politiques nationales. Dans cette partie de l'Afrique, le vrai problème a des racines lointaines : la

colonisation et ses comptoirs qui a vu après coup se multiplier des états longilignes et juxtaposés, aspirant tous –et en toute légitimité !–, au lendemain de la décolonisation, au développement économique, dvp éco passant pour chacun d’entre eux par la possession d’un port de commerce et d’une centrale de production électrique.

L’artificialisation d’un trait de côte a toujours des conséquences sur sa dynamique géomorphologique en perturbant les transferts longitudinaux (dérive littorale) ou transversaux (petits-fonds-plage-dunes), on doit donc anticiper ses conséquences par des études d’impacts. Toutefois, des conséquences « néfastes » d’un point de vue sédimentaire (érosion) sont parfois contre-balancées par un effet positif d’un point de vue écologique (cf. intervention de D. Lecchini : effet des enrochements sur le recrutement).

3. Événements de haute-énergie et dynamique géomorphologique des littoraux tropicaux : impacts et résiliences morphologiques

31. Cyclones, houles

Un cyclone est un système dépressionnaire de forme circulaire, d'un diamètre de 100 à 500 Km avec un gradient barométrique fort et un creux central (œil) où la pression peut descendre en deçà de 900 hPa, sa hauteur atteint 12 km. Il est accompagné de vents violents et de pluies intenses. C'est l'étroitesse du système qui est responsable de la vigueur des déplacements (et donc des vents) L'œil, zone de 10 à 50 km de large, renseigne à maturité sur l'intensité du phénomène : étroit, il indique un cyclone violent, large, un cyclone peu violent, l'élargissement de l'œil étant souvent le signal du déclin. L'évolution d'un cyclone est assez caractéristique : dans l'hémisphère nord, il se déplace d'abord d'E en W sur la face équatoriale des anticyclones subtropicaux avec une trajectoire rectiligne et une vitesse réduite au départ (moins de 20 Km/h). Puis la trajectoire devient radicalement méridienne (polaire), la marche s'accélère (60 Km/h) et le cyclone, suivant désormais la face polaire des anticyclones subtropicaux, gagne les latitudes tempérées.

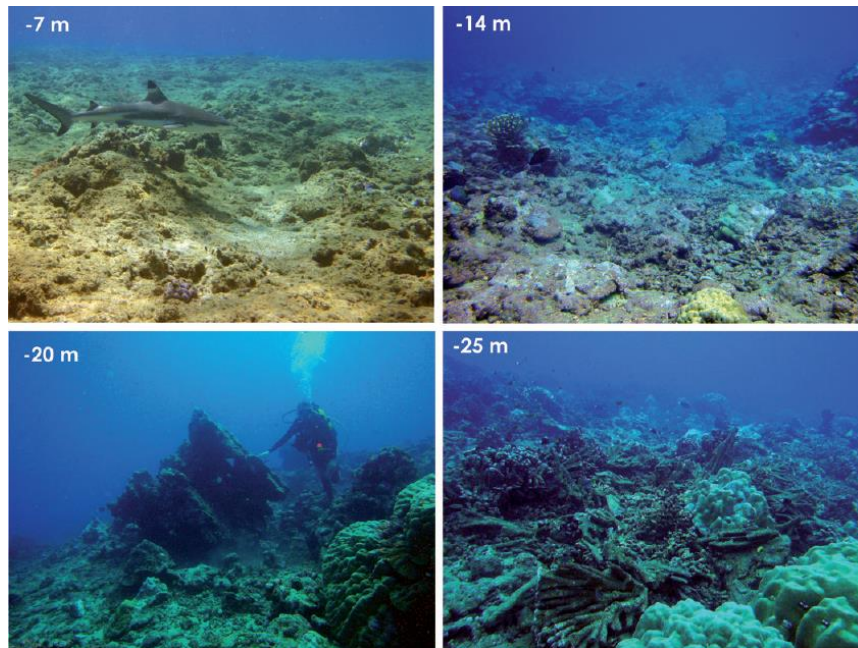
Son existence est liée directement aux interactions océans-atmosphère : il s'agit d'une machine à recycler la chaleur latente du couple évaporation-condensation. La quantité d'énergie nécessaire au fonctionnement d'un cyclone moyen est équivalente à l'énergie électrique produite par les Etats-Unis pendant une année entière. Un cyclone moyen mobilise en une seconde la quantité d'énergie électrique consommée à Tahiti en un an !

Les cyclones s'accompagnent de vents violents, de précipitations intenses et d'une marée de tempête (raz-de-marée au sens strict). La marée de tempête est une élévation (ou surcote) brutale et temporaire du niveau de la mer, lors du passage d'un cyclone. A la surface de l'océan, la dépression entraîne la formation d'un véritable dôme d'eau (« aspiration »). L'élévation est de 1 cm par hPa (1 hPa = 1 mbar). Pour une chute de pression de 100 hPa, le niveau de la mer (plan d'eau) s'élève donc de 1 m (record 870 hPa à Guam = surcote de +1,45m). Cette hausse est accentuée par la tension du vent sur l'eau orientée vers le centre du cyclone. Il faut également ajouter les vagues elles-mêmes qui gonflent et déferlent à la côte. La marée de tempête est donc la somme algébrique de l'onde de tempête générée par le cyclone (effet du vent + dépression barométrique) et de la marée astronomique. Le dôme fait entre 60 et 80 km de large et les dégâts liés à la submersion marine seront maxima là où l'œil du cyclone atterrit. Dans certains cas exceptionnels elle peut atteindre 10 à 12 m comme ce fut le cas en 1970 dans le golfe du Bengale (>500 000 victimes).

En Polynésie française, la saison cyclonique 1982-1983 marquée par le passage exceptionnel de six ouragans en cinq mois a provoqué de nombreux dégâts socio-économiques et écologiques, notamment aux Tuamotu où l'atoll d'Anaa a été dévasté et le principal village rasé par la marée de tempête. Cet événement fut aussi l'occasion d'observer les impacts géomorphologiques des cyclones tropicaux sur les récifs coralliens polynésiens. En février 2010, le cyclone tropical Oli traverse la partie occidentale de la Polynésie française, affectant les îles-sous-le-Vent et les Australes et plus particulièrement l'île de Tubuai. Les effets géomorphologiques de ce cyclone sur les côtes ont été rapidement inventoriés (Etienne, 2012). Cet examen montre la variabilité des destructions au sein des édifices coralliens en fonction de l'exposition à la trajectoire cyclonique, et souligne le rôle majeur du platier récifal comme atténuateur des effets érosifs des vagues sur le trait de côte, un constat qui peut paraître évident mais qui n'est pourtant pas systématique. Le cyclone a également

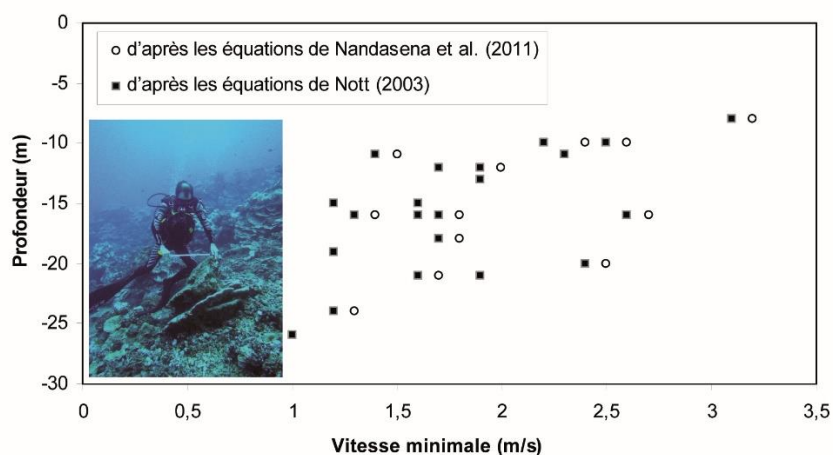
un rôle constructeur important puisque la grande quantité de débris coralliens produits durant l'événement vient alimenter directement les plages ou les motus (cf. Etienne et Terry, 2012).

Impacts du cyclone tropical Oli sur le pente externe du récif tahitien, Etienne, 2012



En l'absence d'instruments de mesure in situ ou capables de résister aux vagues cycloniques, l'estimation de la puissance des vagues peut se faire via une modélisation du transport hydrodynamique des blocs coralliens (Etienne et al, 2011). Ainsi, une variation des vitesses des courants avec la profondeur le long de la pente externe de Tahiti a pu être proposée à partir de l'étude des colonies coralliennes massives retournées et déplacées par les vagues (Figure).

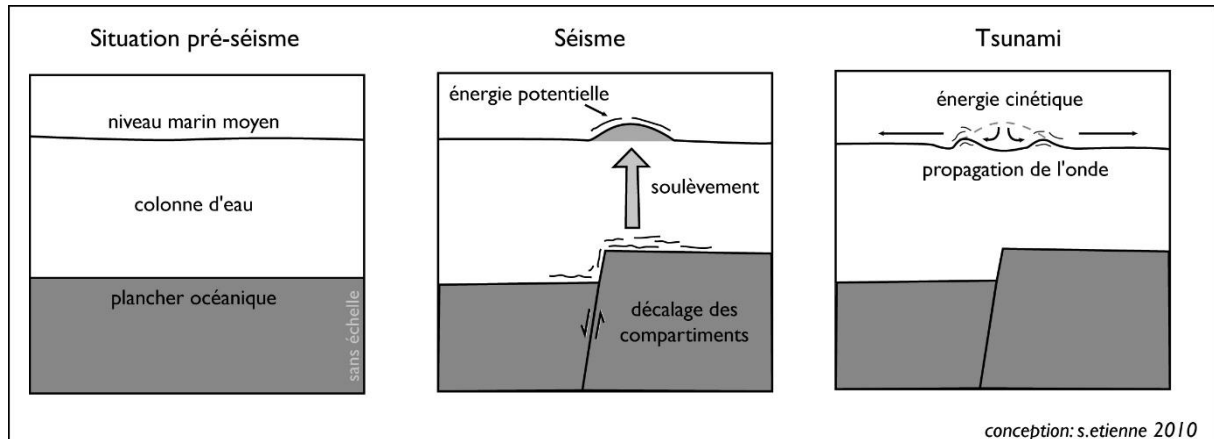
Estimation des vitesses des vagues cycloniques par mesure des colonies coralliennes retournées, Tahiti, Polynésie française (Etienne, 2012)



32. Tsunamis

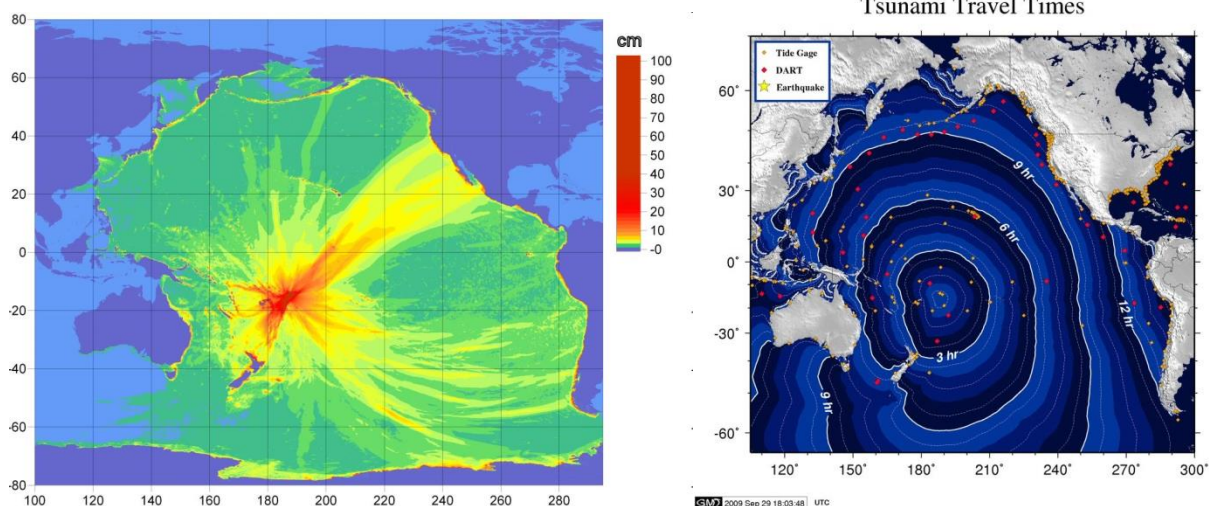
Tsunami signifie littéralement « vague de port » car c'est un phénomène qui s'observe particulièrement bien dans les ports où il y a un effet de résonance (même les petits tsunamis s'y observent). Improprement dénommé raz-de-marée (il n'y a aucun lien avec la marée) mais, comme

pour les marées astronomiques, on observe lors de l'arrivée d'un tsunami à la côte un retrait de la mer suivi d'une brusque remontée. Les tsunamis destructeurs sont des phénomènes rares : entre 1861 et 1948, on en a recensé 124 sur les 15.000 séismes sous-marins enregistrés (moins de 1%). La plupart ne sont pas observés car trop petits mais ils prennent de l'importance lorsque $M > 6,5$ et deviennent très dangereux au-delà de $M = 8$ ($run-up > 5$ m).



Origine : séismes sous-marins, glissements sous-marins, activités volcaniques sous-marines, mais aussi dynamiques continentales en bordure littorale : effondrement d'un volcan qui atteint la mer, nuée ardente... 85 % des tsunamis sont dus à des séismes (Ex. 26 décembre 2004 au large de Sumatra) : une crise sismique majeure avec un séisme M_w 9.0 suivi de répliques parfois $> M_w$ 7.0, entraînant une réorganisation des fonds marins. Un tsunami régional, 290.000 victimes.

Propagation et temps de parcours des ondes du tsunami du Pacifique Sud, 29-09-2009, source : NOAA



Impacts des tsunamis : étude de cas. Tsunami de l'Océan Indien, 26 décembre 2004 et tsunami du Pacifique Sud 29 septembre 2009. Cf. articles Paris et al. 2007 et 2010 / Richmond et al. 2010, Etienne et al. 2010.

33. Protection du trait de côte par les récifs coralliens et les mangroves

L'atténuation de l'énergie des vagues arrivant sur le trait de côte est un des services écosystémiques rendus à aux sociétés littorales par les récifs coralliens et les mangroves.

Dans les environnements océaniques (i.e. Pacifique sud), la barrière corallienne agit comme un brise-lame naturel qui casse la houle (qui n'a souvent pas le temps de diffracter tant la pente externe est forte) et dissipe l'énergie résiduelle des vagues à travers le platier permettant l'existence de plages au niveau du trait de côte. Cette fonction protectrice que l'on devine assez intuitivement est plus ou moins efficace : elle varie pendant le cycle de marée, étant très efficace à basse mer, elle devient plus permissive à marée haute où les courants lagonaires sont alors au maximum. Lors des événements extrêmes (cyclones, tsunamis), la dissipation énergétique est fortement réduite et les côtes sont alors très exposées au risque d'érosion.

La dissipation de l'énergie par les mangroves dépend tout d'abord de la densité forestière car les mécanismes de déperdition énergétique sont liés aux interférences générées par le réseau racinaire et les troncs, en plus de la friction exercée par la rugosité du substrat. La densité arborée est importante tout comme le diamètre des troncs : plus les troncs sont larges plus la dissipation énergétique est efficace. Les vagues à période courte (2-3 s) sont absorbées très rapidement (40-50 m) et la bande d'absorption s'élargit avec la période des vagues. Le filtrage varie grandement selon les types de palétuviers.

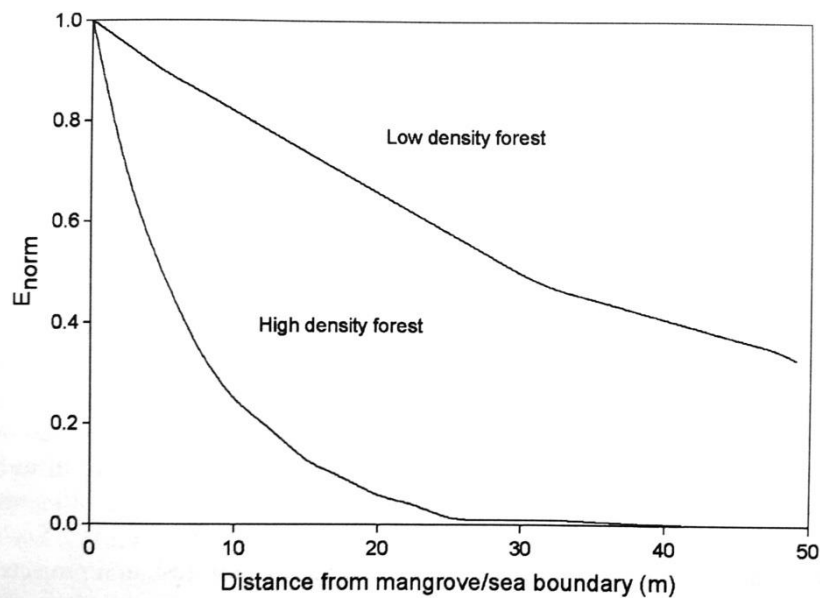


Fig. 3.3 Influence of stand density on the attenuation of wave energy in tropical mangrove forests, as modeled by Massel et al. (1999). E_{NORM} is the calculated normalized wave energy which is the ratio of wave energy at a distance x from the mangrove/sea boundary and the incident wave energy

Source : Alongi, 2010

4. Impacts des variations du niveau marin sur la morphologie des littoraux tropicaux.

4.1. L'eustatisme : origine, état des lieux.

Eustatisme : variation absolue du niveau de la mer à l'échelle planétaire liée à la variation du volume d'eau liquide et la constitution de réserves d'eau solide sur les continents (calottes glaciaire : glacio-eustatisme), à une modification de la forme des bassins océaniques (tectono-eustatisme ; auj ~1cm par millénaire) (exemple formation de dorsales : Crétacé = ouverture de l'Océan atlantique), à l'enfoncement du plancher océanique sous le poids de la tranche d'eau supplémentaire (hydro-isostasie), à une variation de la température moyenne des eaux de surface (thermo-eustatisme ; +1°C sur 50 m relève le NM de 1,5 cm), de leur salinité (halo-eustatisme) ou des phénomènes d'ordre astronomique.

Le haut niveau marin mi-Holocène du Pacifique Sud s'expliquerait ainsi par l'hydro-isostasie : le NM remonte rapidement avec la fonte des inlandsis et se stabilise à +1 m entre 6 000 BP et 1 500 BP. Le poids de la colonne d'eau ayant augmenté le plancher de la cuvette océanique s'enfoncé progressivement (mais avec un retard par rapport à la remontée du NM) et entraîne donc un abaissement apparent du NM dans le Pacifique Sud alors même que le volume global des eaux océaniques est constant.

Tous ces changements concernent le niveau global des océans, mais des variations peuvent également affecter localement les littoraux : dans un contexte général de relèvement du NM (ennoisement du trait de côte), certains littoraux se soulèvent, émergent: on a alors une variation relative du NM, qui est primordiale en terme d'aménagements.

Subsidence régionale : enfoncement d'un bassin sédimentaire sous le poids des sédiments, sur les bordures, les terres sont ennoyées (Mer Egée : sites grecs antiques enfouis par subsidence des côtes)

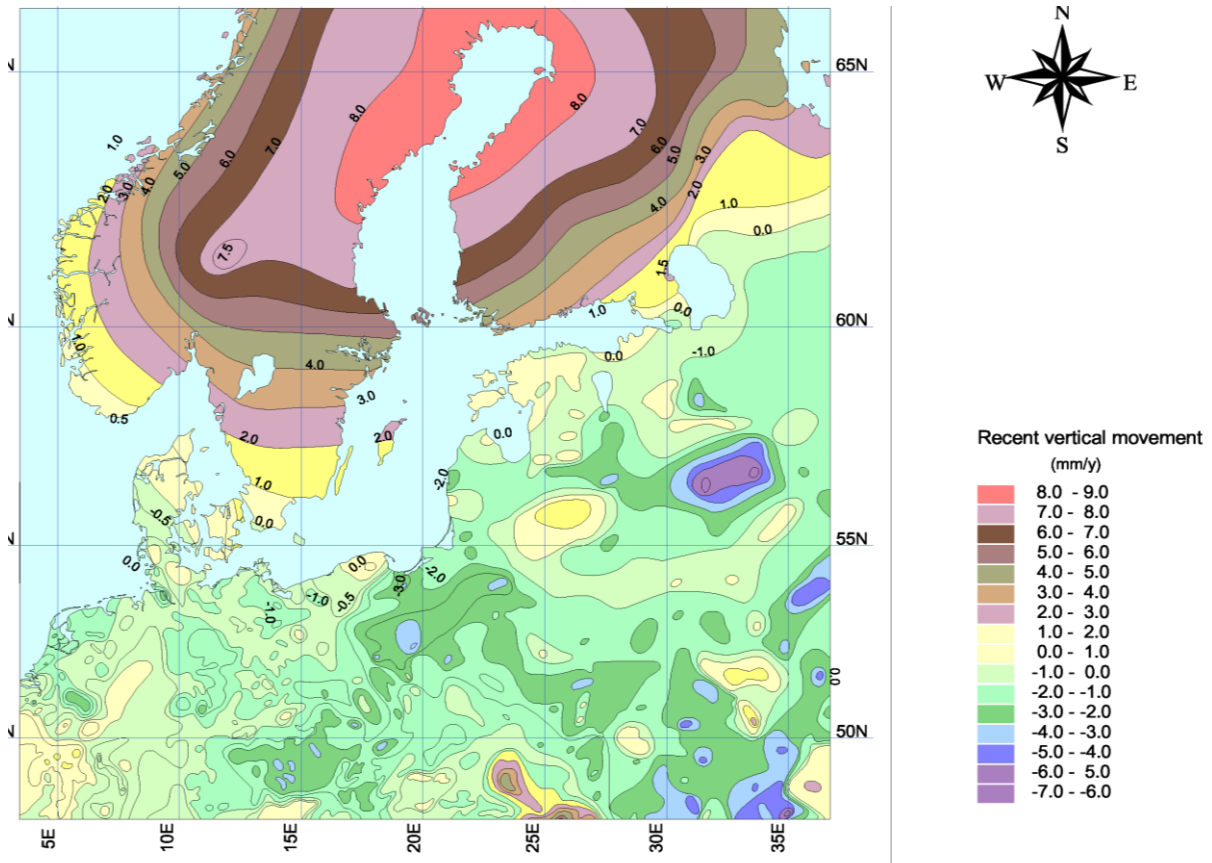
Apports sédimentaires massifs : si la mer ne peut pas évacuer tous les sédiments, les terres avancent (delta) et donnent l'impression que le NM s'abaisse puisque le rivage « s'éloigne ».

Activité sismique forte : elle compense, exagère ou contredit les variations eustatiques. Sur les marges actives des plaques lithosphériques, de grands séismes peuvent provoquer des variations instantanées du NM de plusieurs mètres (+9 m en Crète en 365AD).

Glacio-isostasie : concerne les régions anciennement englacées : par compensation glacio-isostatique, le golfe de Botnie se relève toujours de près d'1cm par an (Irlande 2 mm). Idem en Amérique du Nord, mais les terres en périphéries de ces anciens inlandsis s'enfoncent désormais (1-mm.an) et amplifient localement l'élévation du NM :

Les variations du niveau relatif sont donc la somme de tous ces facteurs jouant ou non dans le même sens. Dans les régions instables, c'est cette valeur relative qui importe plus que la tendance globale.

Compensation glacio-isostatique et mouvements verticaux annuels du continent nord-européen (source : Detlef Quadfasel).



On remarque clairement que la zone la plus densément englacée lors de la dernière glaciation est celle qui se soulève le plus rapidement aujourd'hui. Au contraire, les zones non englacées légèrement soulevées lors de la glaciation, décompensent et s'enfoncent désormais.

Carte globale des forçages eustatiques holocènes (source : Perillo et al, 2010)

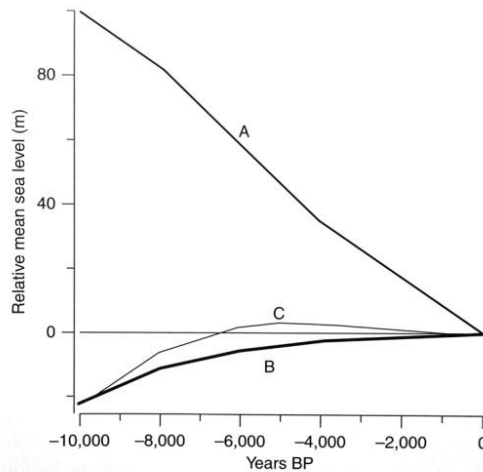
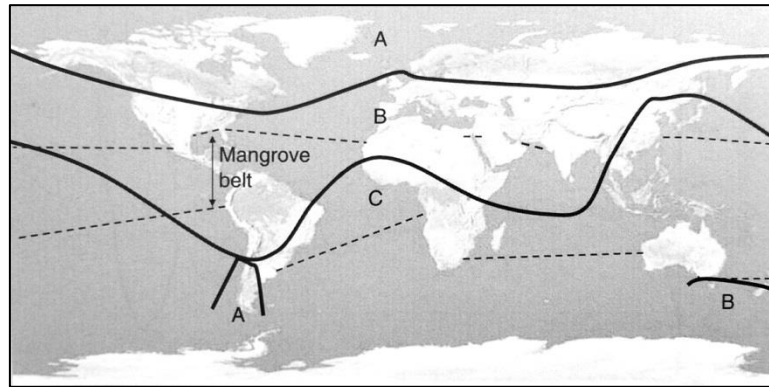


Figure 4 The three dominant relative mean sea-level curves for the coasts in areas A, B, and C shown in Figure 1. In addition, there may be local tectonic motions such as those due to continental plate motions that can locally drown areas or uplift others (e.g., the southeast coast of Papua New Guinea). Redrawn from Ellison (2009).

Courbes de remontée post-glaciaire du niveau marin et hauts niveaux pacifiques

Source : Montaggioni & Braithwaite, 2009

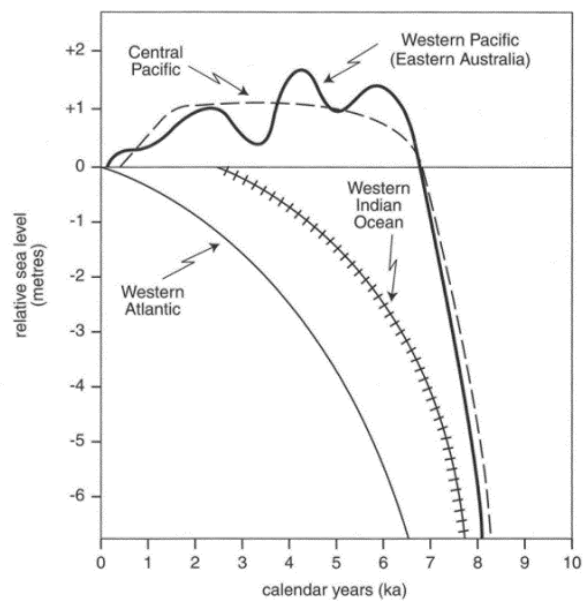


Figure 9.17 Selected sea-level curves for the past 8 ka based on reef features and associated coastal material. Modified and redrawn from Lewis et al. (2008): western Pacific (eastern Australia); Pirazzoli and Montaggioni (1988): central Pacific, French Polynesia; Camoin et al. (2004): western Pacific Ocean; Toscano and Macintyre (2003): western Atlantic.

Les variations récentes du NM

A court terme, ce sont donc les variations climatiques qui influent le plus sur le NM. Si l'on fait abstraction des variations relatives, il est désormais avéré que le NM global s'est relevé de 15 à 20 cm depuis la fin du 19e siècle (moyenne globale 20^e siècle : 17 cm), ces valeurs ont été obtenues par l'examen des marégraphes à enregistrement automatique (1682 Amsterdam : échelle de marée) qui ont été implantés à partir de la seconde moitié du 19e (environ 1500 aujourd'hui, surtout dans l'hémisphère nord). Un tiers de cette élévation provient du glacio-eustatisme (fonte des glaciers de montagne), le reste du thermo-eustatisme (réchauffement couche superficielle des océans : expansion thermique). D'ici 25 ans, le NM devrait s'élever de 20 cm (donc autant que sur la totalité du siècle passé) pour atteindre +26 à +82 cm de plus qu'aujourd'hui à la fin du siècle (GIEC, 2013). L'augmentation depuis 20 ans est de 3,2 mm par an, contre 1,7 mm au 20^e siècle. L'expansion thermique de l'océan due au réchauffement des basses couches de l'atmosphère et donc de la partie supérieure des océans représentera 75% de cette élévation.

A cette élévation prévue du NM, s'ajoutent des modifications climatiques plus difficilement prévisibles : le réchauffement climatique semble se traduire par un renforcement des gradients thermiques entre hautes et basses latitudes; les différences thermiques étant parmi les principaux moteurs de la dynamique atmosphérique, une évolution possible serait la multiplication des événements paroxystiques (tempêtes) dans la zone de contact (zone tempérée) ou bien le renforcement énergétique de ces événements. Au cours du siècle à venir, il faudra gérer sur les littoraux une pression démographique croissante, enjeux économiques (touristiques) croissants, élévation du NM, fréquence ou puissance accrue des tempêtes : une conjonction de facteurs contraires à l'équilibre naturel du trait de côte.

42. Réponses des littoraux aux forçages eustatiques.

421. Ajustements des systèmes naturels

Lors des phases de régression (abaissement du NM), la plate-forme continentale est émergée et évolue selon des modalités continentales: altération du socle, formation de sols, développement de formations végétales, occupation humaine. Dans la zone intertropicale, il faut bien distinguer les îles océaniques des marges continentales car les surfaces découvertes lors de la régression étaient très différentes.

Au cours de la transgression suivante, le stock d'altérites va être remobilisé par les vagues et les courants, remonté le long de la plate-forme continentale et va venir alimenter les littoraux. La première conséquence d'une transgression est donc l'engraissement du nouveau trait de côte. La position du NM actuel étant stable depuis 6000 ans à l'échelle du Globe, il y a donc eu un apport considérable de sédiments à la côte se traduisant par la formation de plages, de dunes, et le développement des marais. Cependant les courbes de remontée eustatique diffèrent suivant la position dans les bassins océaniques : dans certaines zones (Pacifique Sud par ex) un haut-niveau marin, supérieure d'1-1,5 m à l'actuel a été atteint à la mi-Holocène.

ENCART 1 Elévation du niveau marin et réponses des récifs coralliens

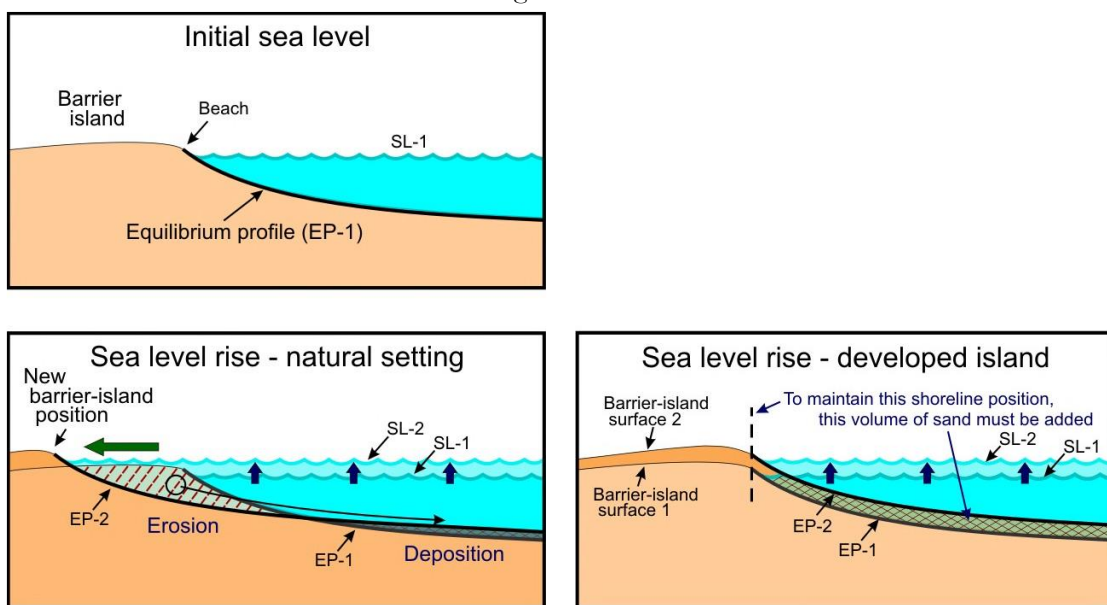
Les récifs coralliens sont des bioconstructions constituées d'une partie vivante et d'une partie inerte (squelettes et débris coralliens, sédiment). La partie vivante est structurée autour d'un écosystème dont le pôle central est occupé par les coraux hermatypiques, c'est-à-dire constructeurs de récifs. Le corail est un organisme symbiotique constitué d'un hôte, le polype (un sac entouré de tentacules), et d'une algue, la zooxanthelle. Cette dernière assure par l'activité photosynthétique le bon fonctionnement du polype. La photosynthèse n'étant possible qu'à proximité de la surface, le récif corallien est affecté par les variations du niveau marin et montre différentes réponses à l'élévation. La première consiste à suivre le rythme de l'élévation (*keep-up* ou croissance verticale continue) ; c'est le cas du récif postglaciaire tahitien, épais de 87 m, qui de 14 000 à 6 000 BP a collé à la remontée de 80 m du niveau marin malgré des vitesses parfois élevées. Lorsque les conditions environnementales qui accompagnent l'eustatisme ne sont pas optimales (forte turbidité, eutrophisation, températures trop basses), les communautés coralliennes rattrapent le niveau marin avec un temps de retard (*catch-up* ou croissance différée) qui correspond à une phase d'attente de l'amélioration des conditions de croissance. Parfois, les récifs coralliens ne sont pas capables de suivre le rythme, soit parce que l'élévation est trop rapide pour les capacités physiologiques des récifs, soit parce que les stress environnementaux (qualité ou température des eaux) perdurent et provoquent l'arrêt de la croissance verticale (*give-up* ou croissance bloquée) et l'enneiement du récif, comme aux îles Marquises.

Source : Etienne et Mercier, 2013. Les outre-mer. In *Géomorphologie de la France*, Dunod.

Ajustement théorique lors des phases de transgression (ex. élévation future du NM) : la règle de Bruun. On s'attend à un transfert des stocks sédimentaires du trait de côte vers les petits fonds pour compenser l'élévation, donc recul (érosion) du trait de côte. Limite de cette règle : vision 2D du littoral qui ignore les transferts longitudinaux.

Le niveau altimétrique des récifs actuels est relié au niveau des basses-mers de vive eau et se repère par des formes bioconstruites : la crête algale, les micro-atolls ou les terrasses récifales. La crête algale se situe entre -5m et +2m en fonction des conditions énergétiques, elle constitue donc un repère du niveau marin quand on retrouve d'anciennes crêtes fossiles.

La règle de Bruun



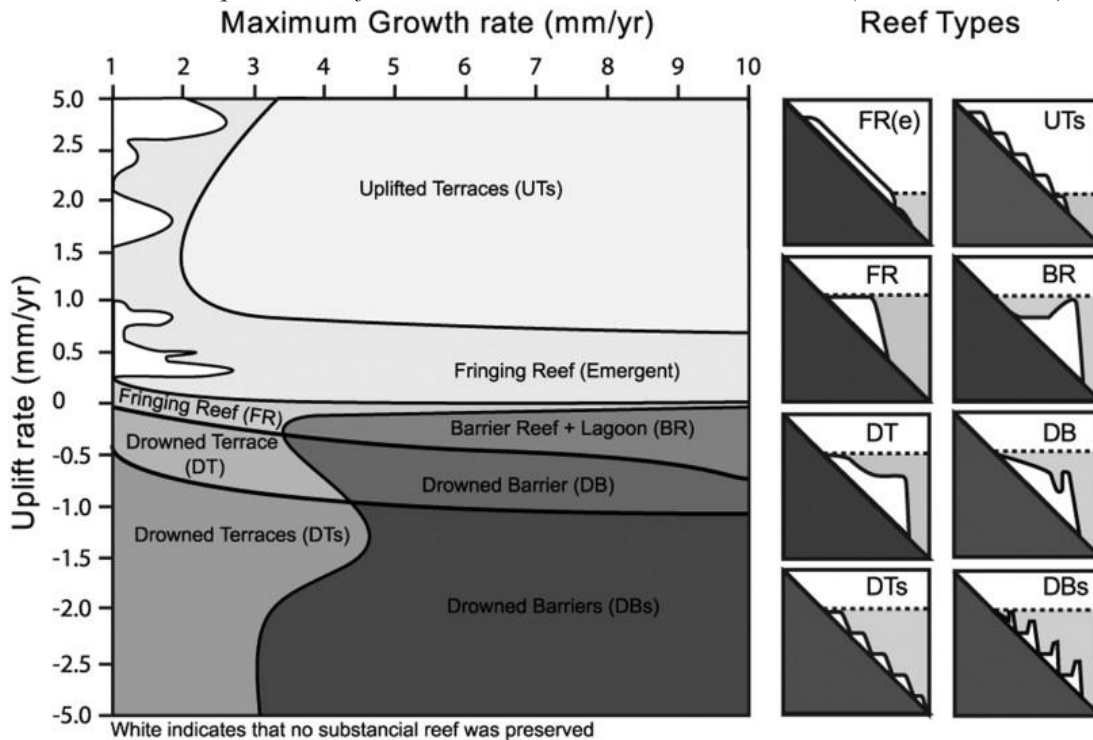
Remarquez que l'élévation du NM (SL1 vers SL2) se traduit par le transfert de sédiments de la côte vers les petits fonds (vignette 2) ce qui permet de compenser l'élévation en maintenant la hauteur de la colonne d'eau constante. La conséquence est le recul par érosion du trait de côte. Dans le cas d'un littoral aménagé, le recul étant rendu impossible par les ouvrages de défense, le maintien des conditions initiales (profil d'équilibre) ne serait possible que par un comblement artificiel des petits fonds. Sans cela, la stabilité du trait de côte aménagé est remise en cause.

Expression géomorphologique du haut niveau holocène sur l'atoll de Makemo, Tuamotu, Polynésie française



Deux générations de platiers récifaux sont juxtaposés : au premier plan, le platier contemporain où l'on distingue des colonies coralliennes vivantes ; au second plan le platier mi-holocène perché (1 à 5 ka), en cours de démantèlement. À l'arrière-plan, les accumulations détritiques mises en place lors des tempêtes ou des épisodes de houle cyclonique constituent le matériau de base du motu. Cliché : S. Etienne, 14 décembre 2011.

Réponses des récifs coralliens à la mobilité relative du niveau marin (Ramalho et al 2013)



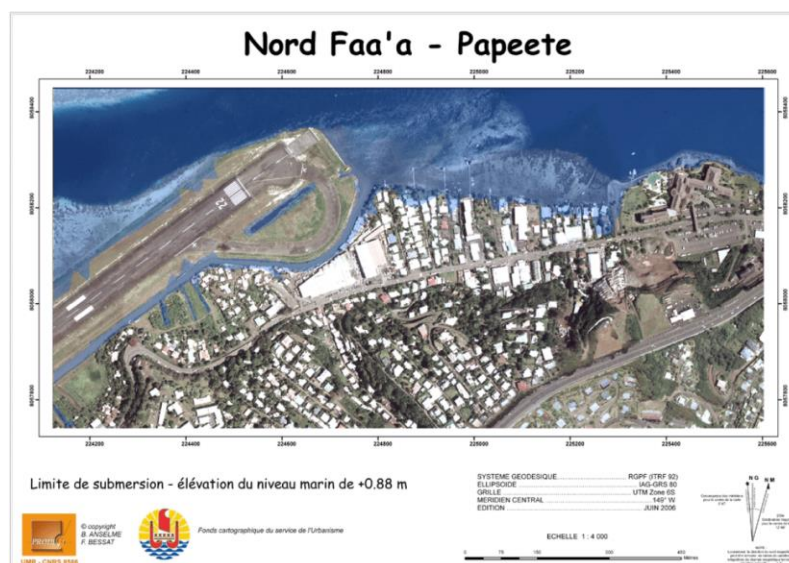
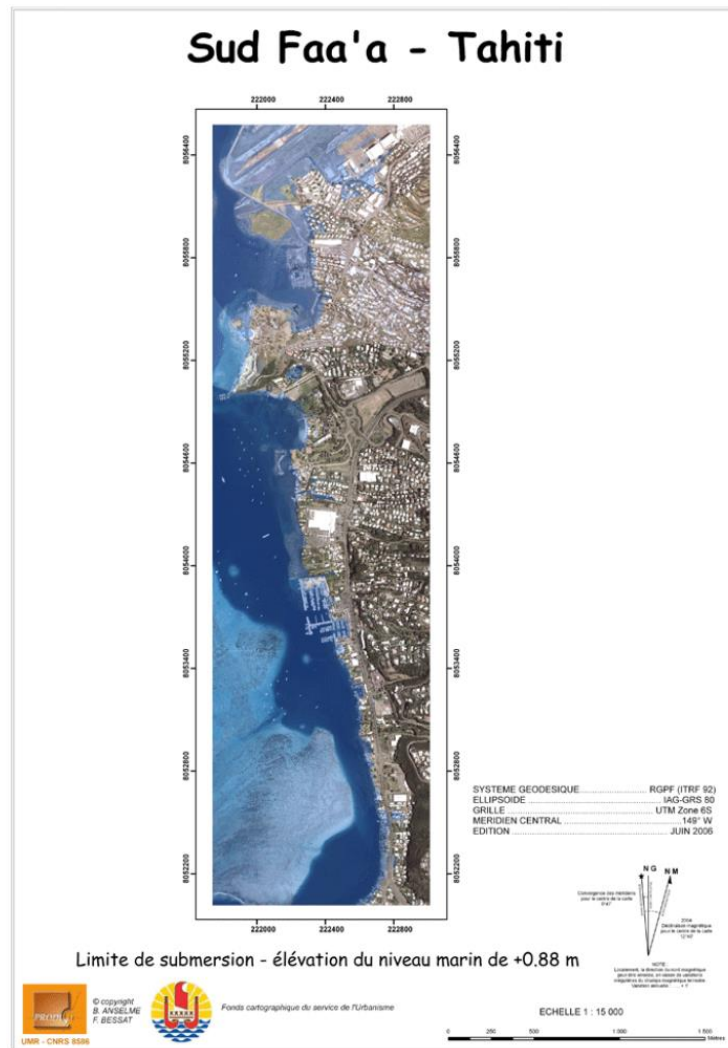
422. Ajustements des sociétés

L'élévation du niveau marin constitue un des enjeux environnementaux majeurs du 21^e siècle. Les zones littorales basses seront les plus affectées et, dans les régions tropicales, elles sont souvent densément occupées par les populations et représentent donc des espaces à risque. Exemple au Bangladesh : delta Gange et Brahmapoutre (100 000 km²), 20 M de personnes exposées (sur les 143 M qui vivent dans la zone deltaïque) car 70% superficie du delta altitude < 1m. Opposition frange littorale Est-Ouest : à l'est, forte sédimentation continentale (2000 t par an) entraînant une progradation (avancée) littorale de 7 km² par an, l'exhaussement y est plus rapide que la subsidence due au tassement des sédiments (bilan : +2 mm/an), mais les risques sont très importants car la topographie est indigente : inondations cycloniques (mangroves détruites car zone très peuplées, pas d'effet tampon). A l'ouest, delta abandonné par le fleuve (basculement vers l'est d'origine tectonique), donc subsidence deltaïque non compensée par les apports sédimentaires : recul du trait de côte 3-4 km depuis 150 ans. Forte érosion mais zone peu peuplée (Parc naturel des tigres du Bengale).

Atolls du Pacifique : les récifs ont la capacité de suivre l'élévation car le rythme actuel est largement en-dessous des limites de *give-up* (cf encadré 1). Toutefois, l'acidification des océans et le réchauffement des eaux de surface peuvent amoindrir cette capacité à suivre l'élévation future du NM. Il ne faut pas oublier que les motus sont des produits directs de la destruction du récif par les vagues (zone de stockage des sédiments) et que leur submersion régulière par des événements de haute énergie est nécessaire pour maintenir des « terres » émergées par le biais des nappes de débris coralliens épandues par les vagues. En ce qui concerne le maintien des populations résidentes, le problème se situe davantage dans l'intrusion d'un coin salé dans la lentille d'eau douce, la perte de terres (submersion) et l'érosion littorale. Les intrusions salines dans les nappes phréatiques réduiront le potentiel agricole – déjà limité – des atolls (production de coprah) qui constitue parfois la seule ressource économique exportable (en l'absence du tourisme ou de la perliculture). La submersion des terres est d'ores et déjà un problème majeur pour certains territoires constitués uniquement d'îles basses (Tuvalu, Kiribati). La question de l'érosion côtière est plus délicate à trancher car un recul généralisé devrait être une conséquence logique de l'élévation si l'on suit la règle de Bruun, mais les travaux historiques montrent que la position du trait de côte est restée stable pour certaines îles de Polynésie malgré une élévation rapide (voir ANR CECILE, travaux de Le Cozannet).

Exemple de simulation de la submersion de l'espace littoral tahitien (Anselme et Bessat, 2008)

Avec une élévation de +0,88 m, la piste de l'aéroport international est en grande partie submergée.



Bibliographie

- Alongi DM, 2010. *The energetics of mangroves*. Springer, 216 p.
- Anselme B., Bessat F., 2008. Coastal vulnerability to sea level rise on Tahiti Island, French Polynesia. Solutions to coastal disasters 2008 Conference, Oahu, Hawaii, p. 38-49.
- Anthony E. 2009. *Shore processes and their palaeoenvironmental applications*, Developments in Marine Geology, Elsevier.
- Etienne, S., Paris R. (coord.), 2007. Les littoraux volcaniques : une approche environnementale, Presses Universitaires Blaise-Pascal, Clermont-Ferrand, collection Volcaniques, 256 p.
- Etienne, S., 2007. Les plates-formes rocheuses des littoraux volcaniques. In Etienne S., Paris R. (coord.), Les littoraux volcaniques : une approche environnementale, Presses Universitaires Blaise-Pascal, Clermont-Ferrand, collection Volcaniques, p. 37-55.
- Etienne S., Buckley M., Paris R., Nandasena A.K., Clark K., Strotz L., Chagué-Goff C., Goff J., Richmond B., 2011. The use of boulders for characterising past tsunamis: lessons from the 2004 Indian Ocean and 2009 South Pacific tsunamis. *Earth-Science Reviews*, 107, p. 76-90. [IF: 6.94]
- Etienne S., 2012. Marine inundation hazards in French Polynesia: geomorphologic impacts of tropical cyclone Oli in February 2010. In Terry J. & J. Goff (eds), *Natural Hazards in the Asia-Pacific Region: Recent Advances and Emerging Concepts*. The Geological Society of London Special Publication, vol. 361, 21-39. DOI: 10.1144/SP361.4
- Etienne S., Terry J., 2012. Coral boulders, gravel tongues and sand sheets: Features of coastal accretion and sediment nourishment by Cyclone Tomas (March 2010) on Taveuni Island, Fiji. *Geomorphology*, vol. 175-176, p. 54-65. doi: 10.1016/j.geomorph.2012.06.018
- Etienne S. et Mercier D., 2013. Chapitre 6. Les outre-mer. In Mercier D. (dir.), *Géomorphologie de la France*, Dunod, p. 81-96.
- Etienne S., 2014. Exceptional Coral Reef and Lagoon Geomorphology in French Polynesia. In: Fort M. & André MF (eds), *Landscapes and Landforms of France*, World Geomorphological Landscapes series, pp 251-260
- Montaggioni L., C.J.R. Braithwaite, 2009. *Quaternary Coral Reef Systems: History, Development Processes and Controlling Factors*. Developments in Marine Geology, Elsevier, 532 p.
- Paskoff R. 1992. *Côtes en danger*. Masson.
- Paskoff R. 1998. *Les littoraux. Impacts des aménagements sur leur évolution*. Masson, 3e édition.
- Perillo G., Wolanski E., Cahoon D., Brinson M., 2009. *Coastal wetlands. An integrated ecosystem approach*. Elsevier, 941 p.
- Ramalho Ricardo S., Rui Quartau, Alan S. Trenhaile, Neil C. Mitchell, Colin D. Woodroffe, Sérgio P. Ávila. Coastal evolution on volcanic oceanic islands: A complex interplay between volcanism, erosion, sedimentation, sea-level change and biogenic production. *Earth-Science Reviews*, <http://dx.doi.org/10.1016/j.earscirev.2013.10.007>
- Richmond B.M., Buckley M., Etienne S., Chagué-Goff C., Clark K., Goff J., Dominey-Howes D., Strotz L., 2011. Deposits, flow characteristics, and landscape change resulting from the September 2009 South Pacific tsunami in the Samoan islands. *Earth-Science Reviews*, 107, p. 38-51.
- Salomon J.N., 2009. *Géomorphologie sous-marine et littorale*. PU Bordeaux, 387 p.
- Stoddart DR & Spencer T, 1987. Rurutu reconsidered: the development of makatea topography in the Austral Islands. *Atoll Research Bulletin*, n°297. <http://www.sil.si.edu/digitalcollections/atollresearchbulletin/issues/00297.pdf>
- Terry J., Lau A., Etienne S., 2013. *Reef platform coral boulder. Evidence for high-energy marine inundation events on tropical coastlines*. SpringerBriefs in Earth Sciences, Springer, 105 p.
- Tomlinson PB, 1986. *The botany of mangroves*. Cambridge, Tropical Biology Series, 419 p.
- Revue *Téthys*, vol.7-1, 1975.
- Viles H. & Spencer T. 1995. *Coastal problems. Geomorphology, ecology and society at the coast*.