

Typologie des littoraux tempérés

COURS DE FORMATION CONTINUE

par

Jean BOUGIS

Octobre 2000

Sommaire

1. Introduction	01-01
2. La transgression holocène	02-01
2.1. Le niveau de la mer	02-01
2.2. Evolution géologique du niveau de la mer	02-01
2.3. Effets de la transgression holocène	02-03
2.4. Evolution actuelle du niveau de la mer	02-04
2.5. L'évolution des littoraux depuis la transgression	02-05
3. Les littoraux rocheux	03-01
3.1. Les côtes à dénudation	03-01
3.1.1. Paysages littoraux à dénudation	03-01
3.1.2. Gestion des côtes à dénudation	03-04
3.1.3. Exemples d'aménagement de côtes à dénudation	03-05
3.2. Les côtes à falaises	03-05
3.2.1. Paysages littoraux à falaises	03-05
3.2.2. Gestion des côtes à falaises	03-08
3.2.3. Exemples d'aménagement de côtes à falaises	03-12
3.3. Conclusion	03-13
4. Les littoraux meubles	04-01
4.1. Constitution des littoraux meubles	04-01
4.1.1. L'avant plage	04-02
4.1.2. La plage	04-04
4.1.3. La dune	04-06
4.2. Les plages adossées	04-08
4.2.1. Fonctionnement des plages adossées	04-08
4.2.2. Gestion des plages adossées	04-09
4.3. Les cordons littoraux	04-10
4.3.1. Fonctionnement des cordons littoraux	04-10
4.3.2. Gestion des cordons littoraux	04-11
4.4. Les flèches à pointe libre	04-12
4.4.1. Fonctionnement des flèches à pointe libre	04-12
4.4.2. Gestion des flèches à pointe libre	04-14
4.5. Conclusion	04-14
5. Les littoraux vaseux	05-01
5.1. Constitution des vases	05-01
5.2. Les vasières pré littorales	05-01
5.3. Les vasières de l'estran et les marais maritimes	05-02
5.4. Conclusion	05-04
6. Aires d'interférence entre eaux marines et eaux continentales	06-01
6.1. Les rias	06-01
6.2. Les estuaires	06-01
6.3. Les deltas	06-03
6.4. Les fonds de baies et culs-de-sac marins	06-03
6.5. Les étangs et les lagunes	06-04
7. Références bibliographiques	07-01

1. Introduction

"On ne peut absolument pas gérer un segment du littoral sans le replacer dans son contexte, et aux systèmes littoraux naturels correspondent des systèmes de gestion des littoraux, puisque toute intervention sur un secteur aura des répercussions sur les secteurs voisins "

Jean-Pierre Pinot,
La gestion du littoral,
Institut Océanographique, Paris 1998.

Le trait de côte est la ligne de séparation entre la terre et la mer. Cette limite est soumise à des variations de deux ordres :

- des variations à l'échelle géologique, telles que les transgressions et régressions marines, l'érosion et la sédimentation ...
- des variations quotidiennes dues aux marées, aux vagues, auxquelles il faut ajouter les variations moins systématiques comme les tempêtes et les raz de marée.

Le mot de côte est employé, de manière plus large, pour désigner toute la région bordière du continent plus ou moins influencée par la proximité de la mer. Le mot littoral est souvent employé dans le même sens, mais il convient d'en restreindre l'utilisation à la zone intertidale, c'est à dire à la bande définie entre le ligne des hautes mers et la ligne des basses mers.

Les littoraux présentant des aspects très variés, de nombreux auteurs scientifiques ont tenté d'en définir une classification. En 1899, Gulliver a introduit la distinction entre les formes "initiales" liées aux mouvements relatifs de la terre et de la mer, et les formes "séquentielles" résultant de l'évolution à partir des formes initiales.

En 1919, D.W. Johnson a proposé une classification génétique des côtes, qu'il répartissait en rivages d'émersion, de submersion, rivages neutres et rivages composés. Cette classification présente deux inconvénients majeurs. Le premier réside dans l'impossibilité de classer certains rivages descriptibles mais dont la genèse est inconnue. Le second provient de ce que, depuis la transgression holocène, la grande majorité des côtes sont des côtes de submersion.

La classification la plus récente a été proposée en 1952 par F.P.Shepard. S'appuyant sur les travaux de Gulliver, elle fait la distinction entre les côtes primaires, qui résultent d'un contact entre la terre et la mer, modelé ou non par un processus continental, et les côtes secondaires, dont la morphologie résulte de l'évolution marine actuelle.

Les côtes primaires sont réparties en quatre grands ensembles :

- les côtes modelées par l'érosion : côtes à rias (vallées fluviales en V), les côtes à fjords (vallées glaciaires en U et à seuil), les côtes à calanques (vallées karstiques),

- les côtes résultant de l'accumulation de dépôts continentaux : côtes à deltas, côtes de plaines alluviales, les côtes à dépôts glaciaires (moraines et drumlins), les côtes bordant les pénéplaines glaciaires, les côtes à dépôts éoliens,
- les côtes d'origine volcanique : formes coniques, ou en anneaux,
- les côtes d'origine tectonique : plis ou failles tectoniques ennoyées.

Les côtes secondaires sont, le plus souvent, d'anciennes côtes primaires remodelées par le milieu marin. Elles se divisent en deux grands ensembles :

- Les côtes en voie d'érosion : côtes à dénudation, côtes à falaises,
- les côtes d'accumulation à tendances sédimentaires détritiques ou organogènes : les côtes à dépôts marins (barrières, flèches sableuses, plages, lidos, tombolos ...), les côtes construites par des organismes (coraux, algues calcaires), les côtes à mangroves.

La stabilité du trait de côte dépend de l'équilibre dynamique de nombreux facteurs : activité tectonique, compensations isostatiques, facteurs océanographiques et atmosphériques, variation de la température terrestre ...

Enfin, l'existence des marées agit sur la répartition des organismes vivants. La zone littorale se décompose donc en trois étages dont les importances relatives dépendent des types de littoraux :

- L'étage supralittoral ou aérohalin, exceptionnellement immergé, mais soumis aux embruns et au déferlement des fortes vagues. Seules des plantes halophiles peuvent se développer dans cette zone légèrement salée.
- L'étage médiolittoral correspondant à la zone de balancement des marées ou estran. Il comprend la "schorre", submergée par les plus fortes marées, à végétation halophile, et la "slikke" inondée à chaque marée et à peuplement océanique.
- L'étage infralittoral presque toujours immergé, à organismes photophiles (algues).

2. La transgression holocène

2.1. Le niveau de la mer

Les littoraux sont généralement perçus selon leur situation par rapport à la mer. Le trait de côte, par convention défini comme le niveau des plus hautes mers, est une limite symbolique et fluctuante à l'échelle géologique.

Les mers communiquant entre elles, le niveau marin de référence - ou niveau moyen des mers - est généralement perçu comme une surface sub-sphérique régulière autour de la terre. Dans la réalité, le niveau de la mer sur le géoïde dépend des anomalies locales du champ gravitationnel et de la rotation de la terre. La surface qu'il engendre est donc assez irrégulière, avec des creux et des bosses d'une amplitude maximale de l'ordre de 180 mètres allant de -105 mètres à +75 mètres. Les variations maximales de pente sont de l'ordre de $3.5 \cdot 10^{-4}$ (~10cm pour 30km).

2.2. Evolution géologique du niveau de la mer

Bien que la quantité d'eau disponible sur la planète soit restée inchangée, le niveau de la mer a beaucoup varié au cours des âges géologiques.

Deux raisons fondamentales ont présidé à cette évolution :

- Le volume de l'eau disponible en phase liquide dépend des conditions climatiques. Il diminue sous les effets du stockage des glaces sur les continents lors des périodes glacières, et augmente par la fonte des glaces lors des périodes de réchauffement interglaciaires. C'est le glacio-eustatisme.
- Le volume des bassins océaniques varie sous les effets de la tectonique des plaques continentales. Avec le plissement des continents, les grandes périodes orogéniques ont conduit à l'augmentation de la surface disponible pour les océans, et donc à la diminution de leur profondeur. Ensuite, les périodes d'érosion des chaînes ainsi formées ont provoqué une sédimentation dans les océans, en en faisant ainsi lentement remonter le niveau.

Les alternances entre les hauts et les bas niveaux marins, dues aux glaciations se sont produites à des échelles de temps de l'ordre de 20 000 à 100 000 ans. Plusieurs dizaines d'alternances ont ainsi eu lieu depuis le pliocène, il y a plusieurs millions d'années. Le tableau 2.1 fait la synthèse des âges géologiques et indique leur correspondance avec la chronologie marine.

Il est fort probable qu'il n'existait aucune calotte glacière au Miocène. Aujourd'hui, les continents glacés contiennent l'équivalent de 75 mètres d'épaisseur d'eau sur la totalité de la surface des océans. Lors des glaciations les plus récentes, il y a eu trois à quatre fois plus d'eau stockée sous forme de glace, et la mer est descendue jusqu'à 200 mètres

au dessous de son niveau actuel, le niveau de la mer revenant, pendant les périodes interglaciaires, au voisinage du niveau actuel.

Ere	Période	Epoque	Date de Début	Phases tectoniques	Chronologie Marine	Niveau de la mer	Grands groupes fossiles
Quaternaire Néozoïque	Holocène	Age moderne				0 m	
		Age des métaux				~ 0 m	
		Chalcolithique	-3000 A			~ 0 m	
		Néolithique	-5 000 A			~ 0 m	
			-7 500 A			-23 m	
	Pléistocène	Mésolithique	-8 000 A			-37 m	
			-10 000 A			-55 m	
		-12 000 A			-87 m		
		Paléolithique Supérieur	-15 000 A			-87 m	
			-16 000 A			-120 m	
		-20 000 A			-120 m		
		-40 000 A			Versilien		
		-0.20 MA			Tyrrhénien		
		-0.55 MA			Sicilien		
		Paléolithique Moyen	-0.70 MA				
		Paléolithique Inférieur	-1.65 MA		Calabrien		
Tertiaire Cénozoïque	Néogène	Pliocène	-5.3 MA				Apparition de l'homme
		Miocène	-23.5 MA	helvétique	Orogénèse des Alpilles		
	Paléogène	Oligocène	-34 MA		Orogénèse Alpine	Mammifères	
		Eocène	-53 MA		Orogénèse Pyrénéenne	Nummulites	
		Paléocène	-65 MA	laramienne		Angiospermes	
Secondaire Mésozoïque	Crétacé	Crétacé Supérieur	-96 MA			Reptiles Ammonites	
		Crétacé Inférieur	-135 MA	andine ou névadienne			
	Jurassique	Malm	-154 MA				
		Dogger	-180 MA				
		Lias	-205 MA	cimmérienne			
	Trias	Trias Supérieur	-230 MA				
		Trias Moyen	-240 MA				
	Trias Inférieur	-245 MA	palatine				
Primaire Paléozoïque	Permien		-295 MA	saalienne		Poissons Amphibiens Graptolites Trilobites Gymnospermes	
	Carbonifère		-360 MA	asturienne / bretonne	Orogénèse Hercynienne		
	Dévonien		-410 MA	ardennaise			
	Silurien		-435 MA	taconique	Orogénèse Calédonienne		
	Ordovicien		-500 MA	sarde			
	Cambrien		-540 MA	cadomienne			
Pré-géologie Précambrien	Protérozoïque	Briovérien	-1000 MA		Individualisation des continents	apparition de la vie animale	
		Icartien récent	-1600 MA		première collision entre plaques		
		Icartien ancien	-2500 MA				
	Archéen	-3500 MA					
	Kararchéen	-4550 MA			Formation de la terre		

Tableau 2.1 : Synthèse des âges géologiques et de leur correspondance avec la chronologie marine (MA : millions d'années, A : ans).

Les variations du niveau de la mer, en submergeant la bordure continentale, accroît et déplace la pression exercée sur la croûte terrestre. Il en résulte un affaissement de la bordure continentale par rapport aux terres restées émergées. Aux variations du niveau de la mer s'ajoute ainsi un effet isostatique. La figure 2.1 montre l'évolution du niveau de la mer depuis 40 000 ans.

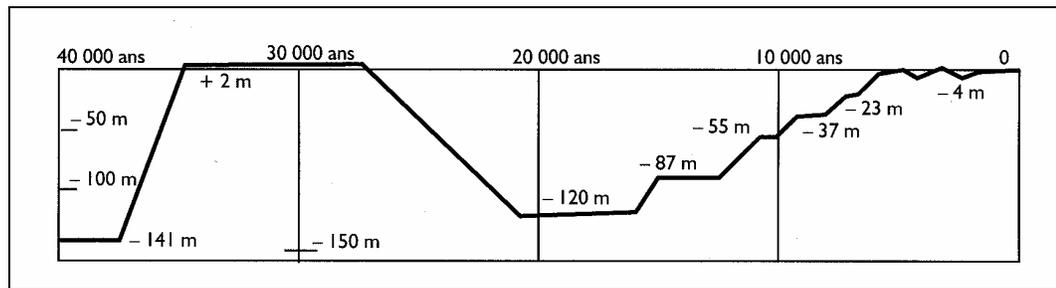


Figure 2.1 : Evolution du niveau de la mer depuis 40 000 ans.

2.3. Effets de la transgression holocène

En remontant, le niveau de la mer a installé successivement le littoral le long de courbes de niveau du relief antérieurement façonné au cours des périodes de régression. N'ayant pas une origine marine, ces courbes de niveaux ne pouvaient pas être en équilibre avec les forces marines nouvelles.

La submersion a donc été le début d'une nouvelle époque de la morphogenèse conduisant au rétablissement d'un paysage marin taillé dans les ruines d'un paysage subaérien.

La chronologie de la submersion holocène varie d'un pays à l'autre. De manière générale, il y a 15 000 à 20 000 ans, la mer était entre 120 et 140 mètres au dessous de son niveau actuel. Il y a 14 000 ans, lors du début de la fonte des calottes glaciaires à la fin du Pléistocène, le niveau s'est mis à monter rapidement pour atteindre, à quelques mètres près, le niveau actuel, il y a 6 000 ou 7 000 ans.

Cette transgression a un caractère universel et la plupart des littoraux de la planète sont des littoraux de submersion. Elle s'est effectuée par étapes avec des fluctuations et des périodes de stagnation pouvant durer de 500 à 1000 ans. Pendant certaines périodes la montée du niveau a été très rapide, jusqu'à plusieurs mètres par siècle.

Il y a environ 6000 avant nous, la mer a pratiquement atteint son niveau actuel. Sans doute un peu plus bas dans les pays tempérés de l'hémisphère Nord, et un peu plus haut dans les pays tropicaux et dans les pays tempérés de l'hémisphère Sud. Ces différences sont dues aux variations de la masse volumique de l'eau de mer et aux mouvements de

la croûte terrestre, qui débarrassée du poids des stocks de glace a repris progressivement un équilibre isostatique antérieur.

Depuis, plusieurs oscillations du niveau de la mer se sont produites, engendrées par des refroidissements et des réchauffements successifs de la planète. Suivant les morphologies des littoraux, elles ont été accompagnées ou non de transgressions ou de régressions. La dernière phase de la transgression holocène, qui a accompagné la montée de la mer jusqu'à son niveau actuel, est connue sous le nom de transgression flandrienne.

Ces variations récentes du niveau de la mer ont eu des conséquences géographiques et historiques, conduisant à des modifications de l'occupation des littoraux par les hommes et à des déplacements de populations.

Il convient de noter qu'en raison de phénomènes locaux, des différences importantes peuvent exister d'une région à l'autre. Ainsi, à l'époque romaine, le niveau de la mer était plus bas dans l'Ouest de la France, comparable à l'actuel à Marseille, plus haut dans l'Italie centrale et plus bas dans certaines régions du monde hellénique. De même, dans certaines régions du monde, il existe des littoraux d'émersion accompagnés de traces de littoraux étagés jusqu'à une centaine de mètres d'altitude. C'est en particulier le cas en Ecosse, en Scandinavie ou au Canada.

2.4. Evolution actuelle du niveau de la mer

Vers le milieu du XVIII^{ème} siècle, après les grands froids hivernaux du "petit âge de glace" qui ont sévi sous le règne de Louis XIV, le niveau de la mer a repris son ascension à la cadence moyenne d'un millimètre par an.

L'utilisation des énergies fossiles et la déforestation qui se développent rapidement depuis le milieu du XIX^{ème} siècle, ajoutent à la tendance naturelle au réchauffement de la terre un effet de serre lié à l'augmentation de la teneur de l'atmosphère en gaz carbonique.

L'effet de serre se manifeste avec un retard d'une vingtaine d'années, par l'augmentation de la température de la planète. Ensuite, ce dernier phénomène entraîne, à son tour une montée du niveau de la mer avec un déphasage d'une quarantaine d'années.

Depuis le début du siècle, la part anthropique de la montée du niveau de la mer est de l'ordre de quelques centimètres. Compte tenu de la consommation d'hydrocarbures qui s'est développée depuis les années 60, ce phénomène se traduira sans doute par une montée des eaux d'une

cinquantaines de centimètres avant le milieu du XXI^{ème} siècle. Sauf modification du comportement humain, à la fin du XXI^{ème} siècle, le niveau de la mer devrait se situer de l'ordre d'un mètre au dessus de celui d'aujourd'hui.

2.5. L'évolution des littoraux depuis la transgression

A la fin de la transgression holocène, le niveau de la mer s'est stabilisé sur une courbe de niveau du relief antérieur qui a déjà subi des transformations au cours des dernières étapes de la transgression et porte les traces des cycles antérieurs de la morphogenèse littorale. Il est aussitôt attaqué par la mer qui tend à le transformer jusqu'à ce qu'il soit en équilibre avec ses nouvelles conditions environnementales.

Les principaux facteurs de l'érosion marine sont :

- La rupture de la cohésion des sédiments meubles par la saturation des sols en eau.
- Le brassage et le tri des matériaux meubles libérés, avec évacuation des sédiments les plus fins.
- L'abrasion des surfaces rocheuses dénudées.
- La génération d'un déséquilibre des pentes, qui évoluent à leur base selon les lois de la morphogenèse marine, et dans leur hauteur selon celle de la morphogenèse continentale.
- L'attaque des roches, plus ou moins compactes et dures, par des phénomènes mécaniques et chimiques engendrés par l'alternance de l'air et de l'eau sur l'estran, et par des phénomènes chimiques et biochimiques liés à la corrosion de certaines roches par l'eau de mer et les embruns.
- L'action des être vivants littoraux, d'origine animale ou végétale, et en particulier ceux qui se fixent par forage ou enfouissement.

Globalement, l'érosion tend à faire évoluer les littoraux vers une forme plus régulière. Il est donc possible de classer les littoraux en fonction de leur degré de maturité ou de régularisation :

- Littoraux à peine retouchés par la mer,
- Littoraux évoluant lentement vers la régularisation,
- Littoraux évoluant rapidement vers la régularisation, avec des passages par des stades d'irrégularisation,
- Littoraux à peu près régularisés et stabilisés.

Cette classification présente un intérêt pratique dans la mesure où les aménagements raisonnables d'un littoral dépendent de son degré de maturité. Les littoraux peu évolués ou stabilisés sont peu menacés et peuvent être sujet à des aménagements durables qui ne menacent pas leur équilibre. Par contre, les littoraux en cours d'évolution rapide sont exposés à subir des transformations importantes dans un avenir proche et il est prudent de les laisser évoluer sans les couvrir d'aménagements qui seront très difficiles à défendre.

3. Les littoraux rocheux

Les littoraux rocheux sont gouvernés par l'érosion. Le départ des altérites ou d'une éventuelle couverture sédimentaire a mis à nu le substrat rocheux.

Lors de la submersion d'un paysage terrestre par la mer, le départ des altérites, suivi d'une attaque de la roche en place, détermine deux niveaux d'évolution :

- Les littoraux à dénudation. Ce sont les littoraux rocheux les moins évolués. Ils ont été dépouillés de leur couverture meuble, mais la roche en place est simplement mise à nu, sans avoir subi d'attaque érosive forte.
- Les littoraux à falaises. Ils se forment quand la roche en place, attaquée par l'érosion, recule. Le dégagement des parties érodées conduit alors à la formation d'une plate-forme d'abrasion marine au pied des parties restées debout qui forment des falaises.

Bien qu'il existe une logique de progression entre les deux états observés, les côtes à dénudation ne sont pas toutes destinées à devenir des côtes à falaises. Les conditions lithologiques et le degré d'énergie de la mer peuvent conduire, dans des secteurs protégés, à des côtes à dénudation avec des roches assez tendre pour former des falaises. Il ne s'agit alors que du premier stade d'une évolution qui engendrera, à terme, des falaises. Par contre, d'autres côtes à dénudation sont figées dans leur état actuel. Toutes les altérites ont disparu, mais la dureté du substrat rocheux ne laisse guère de chance à une transformation en falaise.

3.1. Les côtes à dénudation

Les deux types de côtes à dénudation (premier stade d'une évolution vers la falaise ou côte à dénudation figée) ont des allures similaires et posent les mêmes problèmes d'utilisation et de gestion à court terme. Ce n'est qu'à l'échelle géologique, que leur devenir est très différent.

3.1.1. Paysages littoraux à dénudation

Le paysage littoral à dénudation se présente généralement comme une côte assez basse où les terres cultivées et bâties sont situées à faible altitude et séparés de la mer par des ressauts modestes, parfois informes.

Le monde terrestre, toujours émergé, et non affecté par le modèle littoral vient mourir doucement au bord de la mer. Souvent, seul un muret, une haie ou un talus le sépare du monde maritime. La végétation cède alors brusquement la place à une roche nue, parsemé de lichens ou voilée par des retombées de plantes terrestres incrustées dans les diaclases. A ce niveau supérieur du littoral, l'influence ordinaire des embruns et celle, occasionnelle, des plus fortes lames de tempête, ont assuré le décapage

de la roche sans détruire toutes les traces de la végétation terrestre. Plus bas, la végétation et les lichen disparaissent progressivement jusqu'au platier rocheux que la mer couvre à chaque marée (figure 3.1).



Figure 3.1 : La pointe de Trévignon à Trégunc, sur la côte sud du Finistère. Paysage littoral à dénudation typique (photo Yann Arthus-Bertrand).

En présence de roches particulièrement résistantes et longues à éroder qui n'ont donc quasiment pas évolué depuis la transgression holocène, le paysage à dénudation peut border des paysages terrestres plus abrupts. C'est en particulier le cas de roches dures qui s'étant trouvées à plusieurs reprises dans cette position littorale au fur et à mesure des variations de niveau de la mer du quaternaire, ont lentement évolué en versant raide.

Ce type de littoral, raide mais stable, qui diffère fondamentalement d'une falaise dans son mode de fonctionnement, est appelé fausse falaise. Il est bordé par une zone complètement nettoyé de toutes ses formations superficielles. Ce type de paysage est très répandu en Bretagne où une lande d'ajonc et bruyères, ronces, prunelliers, voire de genêts couvre le versant raide, mais souvent praticable, de ces fausses falaises.

Le célèbre barde breton, Théodore Botrel, n'avait jamais vu Paimpol avant d'écrire la Paimpolaise, aussi a-t-il commis deux bévues. C'est en venant sur place qu'il découvre la première : il n'y a pas de falaise à Paimpol dont le littoral est bas sur l'eau ; les falaises sont plus à l'Ouest sur la commune de Pors-Even. Il n'a probablement jamais découvert la seconde : ce ne sont pas des falaises mais des fausses falaises typiques et boisées (figure 3.2). On pardonnera bien volontiers à l'auteur de la "Marseillaise de la Mer", pour reprendre l'expression d'Anatole Le Braz, dont deux millions de partitions ont été vendues.



Figure 3.2 : Les fausses falaises de Pors-Even dans les Côtes d'Armor (photo Yann Arthus-Bertrand).

La dénudation est la révélation du crypto-relief qui existait en profondeur entre la roche saine et les altérites aujourd'hui emportées, ou parfois à la limite d'une roche autrefois façonnée par la mer ou par les intempéries puis ensevelie sous un manteau sédimentaire. Ces crypto-reliefs sont très variés selon leur origine (granites altérés du tertiaire, roches carbonatées, coulées de solifluxion, limons éoliens ...)

Il convient également de noter que les éléments résistants des roches ne sont pas seulement surmontés de formations superficielles meubles. Il arrive qu'ils se présentent comme des îlots dont le dégagement engendrera des paysages déchiquetés ou des paysages à tors.

La dénudation d'un crypto-relief n'a guère de chance de révéler une topographie qui puisse être en équilibre avec les actions du milieu marin. Les caractéristiques lithologiques et la pente générale du relief régleront l'évolution du paysage littoral vers :

- la persistance du paysage à dénudation qui s'étendra lentement vers les terres,
- la création d'un paysage à falaise,
- un paysage d'attaque chimique, si la roche est carbonatée ...

3.1.2. Gestion des côtes à dénudation

Comme il vient de l'être montré, une côte à dénudation est caractérisée par l'existence d'un substrat ferme, susceptible de supporter des installations lourdes. Bien que la progression de la dénudation au dépens de la terre ferme soit devenue très lente, elle peut se poursuivre, voire

reprendre. Cela est particulièrement vrai lorsque la terre ferme est en pente douce et domine de peu le haut d'estran, car il y a alors des risques de reprise de la dénudation avec la montée du niveau de la mer. De manière générale, il est prudent de renoncer à toute utilisation durable des terres trop basses situées à moins de deux mètres au dessus du plus haut niveau de la partie dénudée.

En préalable à l'aménagement du littoral, il convient de stabiliser la limite qui sépare la partie dénudée de la partie recouverte par les altérites en prenant des dispositions visant à :

- affermir la séparation entre les deux zones car toute fréquentation de cette limite ne peut que la faire reculer ;
- limiter les surcharges d'eau engendrées par l'utilisation du littoral (camping ...) qui contribuent fortement au recul.

Sans ces précautions, le recul de la limite peut être de l'ordre du mètre par an.

Dans la majorité des cas, la construction d'un muret de haut d'estran, solidement ancré et abondamment équipé en orifices de drainage, suffit à stabiliser la limite. S'il est directement exposé aux lames, il peut avoir, côté mer, une forme concave adaptée. Des escaliers de franchissement doivent être organisés en assez grand nombre pour prévenir les dégradations dues à la divagation des promeneurs.

Les littoraux à dénudation sont des sites très favorables pour les aménagements d'infrastructures durables. Leur inconvénient majeur réside dans leur éloignement des sites littoraux attractifs comme les plages de sable et les plans d'eau permettant l'implantation de ports de plaisance aisément accessibles par tout temps. Ainsi, ces secteurs particulièrement aptes à recevoir des installations lourdes sont aussi les moins aptes à les attirer.

Naturellement les possibilités d'aménagement se compliquent dans le cas de littoraux à fausses falaises, qui nécessitent des infrastructures adaptées aux fortes pentes aussi bien sur le plan fonctionnel que sur le plan de l'esthétique.

Le point le plus délicat devient alors d'organiser les passages entre le haut de la fausse falaise et sa base au bord de l'eau. Le drainage et l'évacuation des eaux de pluies, d'une part, et la divagation des promeneurs, deviennent les problèmes les plus difficiles à résoudre.

3.1.3. Exemples d'aménagement de côtes à dénudation

Comme exemples réussis d'aménagement de côtes à dénudation, on peut citer :

- La promenade littorale de Dinard dans l'Ille et Vilaine.
- Le versant du promontoire Saint-Charles à Monaco.

- Le Pouliguen dans la Loire Atlantique où le littoral à dénudation est à proximité des plages et de la Rivière du Pouliguen dont l'embouchure a été aménagée en port de plaisance.
- Port-Grimaud dans le Var,
- la pointe de Saint-Gildas dans la Loire Atlantique.

Ce n'est guère le cas d'autres sites comme :

- Le port artificiel de Bourgenay en Vendée.

3.2. Les côtes à falaises

Le mot falaise vient du mot normanno-picard *faleise* du XII^{ème} siècle. Il désigne un escarpement situé sur les côte et qui est dû à l'érosion marine.

Ce mot désignait, à l'origine, l'escarpement généré, dans le front des dunes de sable, par le sapement de la mer. Il a ensuite été étendu aux escarpements dans des roches de toutes natures.

En réalité, il n'est pas vraiment possible de définir une falaise uniquement par des termes morphologiques. En effet, la différence entre une falaise et une fausse falaise n'est pas d'ordre morphologique mais réside dans son mode d'évolution.

3.2.1. Paysages littoraux à falaises

Une falaise est un versant littoral façonné dans des roches plus ou moins dures, qui évolue principalement en réaction à l'attaque de sa base par la mer. Cette dernière présente deux aspects fondamentaux :

- le sapement de la roche en place, qui provoque éventuellement le déséquilibre de la partie supérieure du versant et sa chute sur l'estran,
- le déblaiement des débris par la mer, qui les dissout ou les entraîne ailleurs.

Ces deux aspects sont souvent associés, mais ne le sont pas forcément. En effet le sapement est matérialisé par l'existence d'une encoche au niveau le plus intensément battu par les lames. Or les encoches bien formées sont assez rares et ne sont visibles en fait que sur un dixième du linéaire des falaises. Dans la pratique, pour qu'une encoche puisse être visible, il faut que la roche soit suffisamment cohérente et solide pour pouvoir former des surplombs importants et durables. Le fait que l'encoche ne soit pas visible ne lui retire pas son rôle fondamental dans le sapement de la base des falaises.

La falaise est la partie subaérienne d'un versant mixte qui se prolonge sous la mer. Elle n'est jamais submergée et évolue, comme tout versant subaérien, sous l'action des intempéries (pluies, gel, du ruissellement des eaux ...), de la surcharge pondérale due à la saturation en eau, de l'élargissement des diaclases, de la reptation des altérites ...



Figure 3.3 : Les falaises de Douvres en Angleterre (photo J. Bougis).

Son originalité provient de ce que les matériaux entraînés vers sa base sont déblayés au fur et à mesure, ce qui interdit au versant de prendre son profil d'équilibre, et renouvelle sans cesse son attaque subaérienne.

Cette définition dynamique de la falaise s'étend donc aux abrupts situés ailleurs que sur les littoraux et dont la base est déblayée par d'autres interventions que celle de la mer, que ce soit celles des rivières ou celles des hommes.

Dans ces conditions, la falaise ne peut pas connaître d'équilibre. Elle n'existe en tant que forme originale que parce qu'elle recule. Il n'est pas possible de conserver à la fois la forme et l'emplacement d'une falaise.

Une falaise ne cesse de reculer que si la mer cesse de déblayer sa base. Les éboulis engendrés par les attaques aériennes viennent alors protéger sa base jusqu'à la conduire à son profil d'équilibre. Il s'agit alors d'une falaise morte dont la morphologie est très différente de celles des falaises vives.

Comme il a déjà été écrit ci-dessus : la falaise est la partie subaérienne d'un versant mixte qui se prolonge sous la mer en milieu intertidal puis subtidal et qui évolue comme un tout. Le versant est composé de la falaise subaérienne et de sa plate-forme d'abrasion qui résulte du polissage de la roche saine, par les sédiments qui chargent et arment les lames déferlantes.



Figure 3.4 : La falaise de Saint-Jean-de-Luz dans les Pyrénées Atlantiques (photo J. Bougis).

Les falaises sans plate-forme d'abrasion apparente sont des falaises héritées d'une époque où le niveau marin était plus bas, et la plate-forme d'abrasion existe, à l'état de relique inactive ou submergée. C'est le cas des Calanques de Cassis où la plate-forme d'abrasion qui a contribué à la formation de la falaise, il y a plus de dix mille ans, est maintenant immergée à -40 mètres. Aujourd'hui, la falaise n'est plus fonctionnelle.

L'aspect de la plate-forme d'abrasion dépend de plusieurs paramètres :

- la dureté de la roche,
- la compacité et l'homogénéité de la roche,
- la vigueur de l'attaque marine,
- la stabilité des directions dominantes des attaques de la mer,
- la nature et l'abondance des matériaux en transit sur la plate-forme,
- la composition chimique de la roche.

La morphologie de la partie basse du versant sous-marin joue un rôle important dans l'évolution de la falaise. Une pente trop importante empêche le maintien des sédiments abrasifs sur la plate-forme et freine l'évolution érosive. Au contraire, une pente trop douce favorise l'engorgement de la plate-forme jusqu'à ce qu'il n'y ait plus ni plate-forme ni falaise. C'est ce qui explique que les plus belles falaises sont taillées dans des calcaires qui sont dissous par la mer et n'encombrent pas l'avant côte.

La vitesse de recul d'une falaise dépend principalement de la dureté et de la cohérence de la roche et de la virulence des attaques de la mer, mais aussi de sa hauteur qui conditionne le volume des matériaux que la mer doit emporter.



Figure 3.5 : Les falaises d'Etretat dans la Seine Maritime (photo J. Bougis).

Les éléments résistants des roches ne sont pas nécessairement homogènes. Il arrive que l'existence de réseaux de diaclases verticales croisées engendre des paysages déchiquetés (figure 3.6).

3.2.2. Gestion des côtes à falaises

Le caractère fondamental des falaises étant leur totale incapacité à atteindre un équilibre, leur forme ne peut être conservée qu'en admettant leur recul, leur recul ne peut être arrêté qu'en renonçant à en conserver la forme. La conservation à la même place d'un paysage de falaise est absolument impossible.

La persistance de l'occupation du sol sur le haut du versant est également impossible. Même en arrêtant le recul de la base de la falaise et en acceptant la dégradation du paysage de falaise en versant de falaise morte, le sommet reculera jusqu'à ce que la pente moyenne du versant soit en équilibre. Si aucun effort particulier n'est fait, la pente d'équilibre sera atteinte après un temps fort long au voisinage de 10%. Le sommet aura alors reculé de dix fois la hauteur de la falaise. En admettant que les efforts nécessaires (drainage du sol, mise en place d'une végétation stabilisatrice, interdiction de passage aux hommes et animaux lourds ...) soient consentis, la pente d'équilibre pourra être obtenue autour de 60%. Le sommet aura alors reculé de 1.7 fois la hauteur de la falaise.



Figure 3.6 : Les Aiguilles de Port Coton à Belle-Ile-en-Mer dans le Morbihan (photo J. Bougis).

Dans la pratique, l'aménagement d'un littoral à falaise doit se faire en tranchant le dilemme suivant :

- Garder la falaise naturelle et conserver le processus naturel en admettant un recul progressif. Toute création d'infrastructure durable doit être bannie du sommet de la falaise, et dans les cas de falaise dangereuse toute fréquentation du sommet doit également être interdite. La distance à laquelle le passage des randonneurs peut être tolérée, et celle, beaucoup plus grande, à laquelle les infrastructures temporaires et déplaçables pourront être admises doit alors être déterminé en fonction de la vitesse de recul moyenne observée sur le long terme.
- Tuer la falaise en stabilisant la position de son pied et en la laissant évoluer en fonction des seuls processus subaériens. Cette solution se justifie dans certains cas où on veut, par exemple construire une route littorale au pied de la falaise. Cette stabilisation n'arrête pas la dégradation de la partie haute du versant qui continue de s'écrouler périodiquement sur la route, nécessitant des moyens importants de dégagement. C'est le cas de la route littorale de Saint-Denis de la Réunion (figure 3.7) qui est la seule façon d'éviter un très long détour par l'arrière pays. Cette solution peut aussi être adoptée pour des raisons d'aménagement de la falaise en espérant, souvent à tort, conserver le bâti situé en haut de la falaise. C'est le cas à Ault-Onival dans la Somme ou à Biarritz dans les Pyrénées Atlantiques. Pour tuer la falaise, il n'est pas indispensable de construire un mur à son pied. Il suffit d'empêcher l'enlèvement par la mer des matériaux qui tombent, en construisant, par exemple des épis latéraux.

Il est bien sûr possible d'essayer de déplacer vers la mer le profil d'équilibre en construisant le mur d'arrêt sur le bas estran relativement loin du pied de la falaise. Cela sera encore plus efficace si le projet est accompagné d'épis empêchant l'enlèvement des débris par la mer. Cette seconde action risque toutefois d'avoir des conséquences importantes et néfastes sur le transport littoral.



Figure 3.7 : Les falaises de la route littorale à Saint-Denis de la Réunion. Les filets de protection permettent d'assurer "à-peu-près" la sécurité de la circulation (photo J. Bougis).

Il est aussi possible de fixer à moyen terme, le recul des falaises dont la résistance de la roche est trop faible, en les indurant en remplaçant les matériaux fragiles par des matériaux plus durs. Il faut alors se garder de deux pièges qui consistent à :

- Protéger la base sans l'indurer vraiment. Le parement doit être en maçonnerie ou en béton. Les enrochements sont à proscrire.
- Indurer la base sans indurer la totalité du front. En effet, l'évolution de la partie haute engendrée par les processus subaériens doit également être freinée. Cette induration sur de grandes hauteurs ne peut se faire que par étages en retrait les uns par rapport aux autres, sur une falaise drainée.

Dans ce cas, le paysage de falaise sera altéré et seul la forme enveloppe sera conservée. Un tel investissement se justifie lorsqu'il s'agit de conserver des infrastructures lourdes disposées au sommet ou au pied de la falaise, comme c'est le cas de la centrale nucléaire de Palluel dans la Seine Maritime.

Freiner le recul des falaise en en conservant l'aspect peut également être envisagé. Pour cela, les importances relatives des différents processus doivent être évaluées avec précision. Dans tous les cas, il faudra réduire

au maximum la charge en eau du sous-sol dans lequel est taillé la falaise. Il ne faut injecter dans le sol que le minimum possible d'eau et donc bannir les puisards, permettre l'évacuation vers l'arrière des eaux stagnantes et des eaux de ruissellement, drainer les eaux intérieures de la falaise pour qu'elles s'évacuent sur les côtés. Il est plus difficile de lutter contre d'autres facteurs d'intempéries comme le vent et le gel.

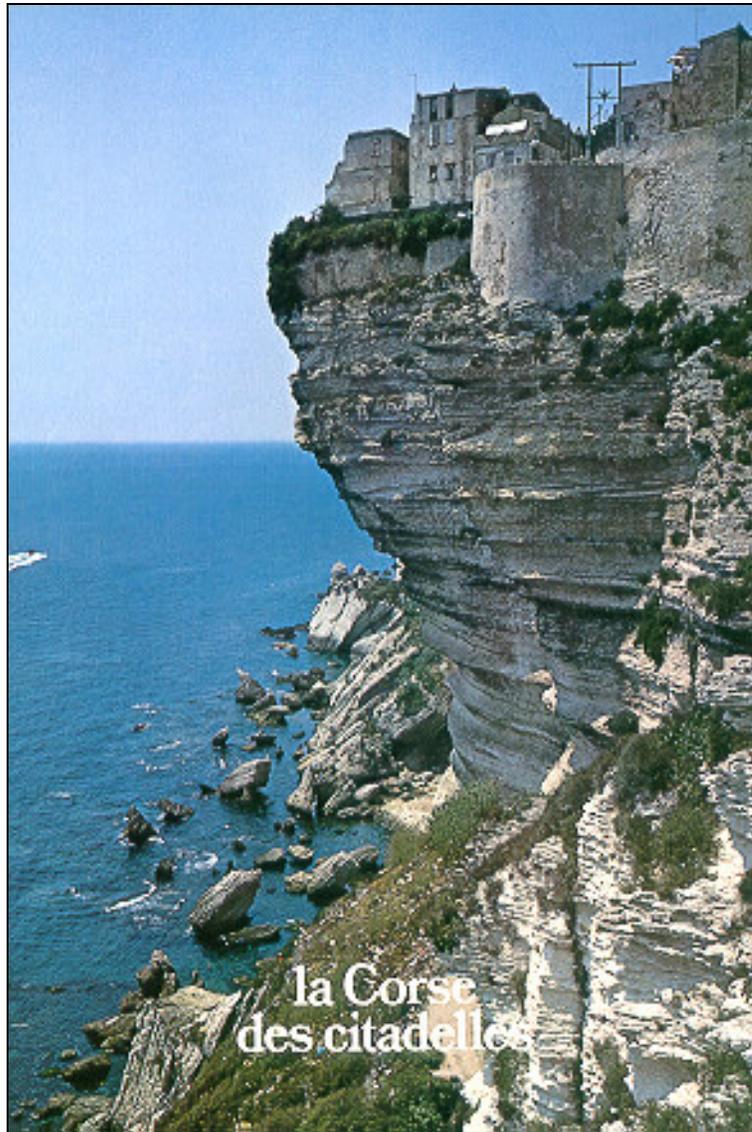


Figure 3.8 : Les falaises de Bonifacio en Corse tiennent en surplomb parce qu'elles sont sèches (photo Editions Larousse).

Ainsi, l'urbanisation des sommets de falaises ne se borne pas à subir les risques naturels. Elle les aggrave et crée des risques supplémentaires par le rejet de leurs eaux usées dans des puisards, mais aussi par l'arrosage des jardins et pelouses. Le bâti littoral et la fréquentation qu'il intensifie, sont des facteurs essentiels de l'accélération du recul des falaises.

3.2.3. Exemples d'aménagement de côtes à falaises

Comme exemple réussi d'aménagement de côtes à falaises, on peut citer les falaises d'Iibaritz et de Bidard dans les Pyrénées Atlantiques. Elles ont été tuées avec une pente à environ 45°. Le recul du haut de la falaise est de l'ordre de la hauteur de la falaise (figure 3.9).



Figure 3.9 : Les falaises tuées d'Iibaritz et Bidard dans les Pyrénées Atlantiques (photo J. Bougis).

Ce n'est guère le cas d'autres sites comme Pors-Mabo à Trébeurden dans les Côtes d'Armor, où la mise en place d'un enrochement de pied de falaise ne l'a pas empêché de reculer de dix mètres en vingt ans.

3.3. Conclusion

Les littoraux rocheux constituent des substrats solides susceptibles d'accueillir des infrastructures et des équipements durables.

Ils ne sont cependant réellement utilisables que si la côte est suffisamment basse et si la roche est suffisamment dure pour qu'ils évoluent en littoraux à dénudation. On dispose alors d'un substrat fiable et solide, d'un accès aisé à la mer, d'une altitude suffisante pour garantir les aménagements contre l'envahissement de la mer et d'une desserte aisée vers l'intérieur des terres. Ces avantages sont encore multipliés dans le cas de littoraux alternant les côtes à dénudations et les plages.

Dans le cas contraire ils évoluent en littoraux à falaise et ne sont guère utilisables qu'à condition d'accepter la dégradation de la falaise vive en falaise morte.

4. Les littoraux meubles

4.1. Constitution des littoraux meubles

Quelle que soit leur taille, les sédiments non cohésifs, grains de sable, graviers ou galets, présentent le même type de comportement vis à vis du transport littoral par la houle et les courants. Ils se déplacent individuellement. Leurs mouvements sont gouvernés par les seules forces mécaniques qui agissent sur eux. Seul le niveau d'énergie nécessaire pour les mobiliser les différencie en fonction de leur dimension.

Les littoraux meubles sont essentiellement formés de ce type de sédiments non cohésifs, à l'exclusion des sédiments dont les grains sont liés par des éléments fins, limons ou argiles, ou par des éléments colloïdaux, qui contribuent à les agglutiner et à en réduire la mobilité en leur conférant un comportement d'ensemble différent de la somme de leurs comportements individuels.

Les particules dépassant la taille des sables ne se déplacent guère que par cheminement au raz du fond, ce qui limite l'étendue de leurs déplacements à partir de leur origine.

Les littoraux meubles présentent un intérêt économique croissant avec le développement du tourisme balnéaire et de la navigation plaisance.

Leur équilibre naturel est cependant fragile et instable. Une petite modification apportée sur les littoraux meubles peuvent suffire à engendrer des évolutions importantes, inattendues et souvent difficilement prévisibles sans études approfondies.

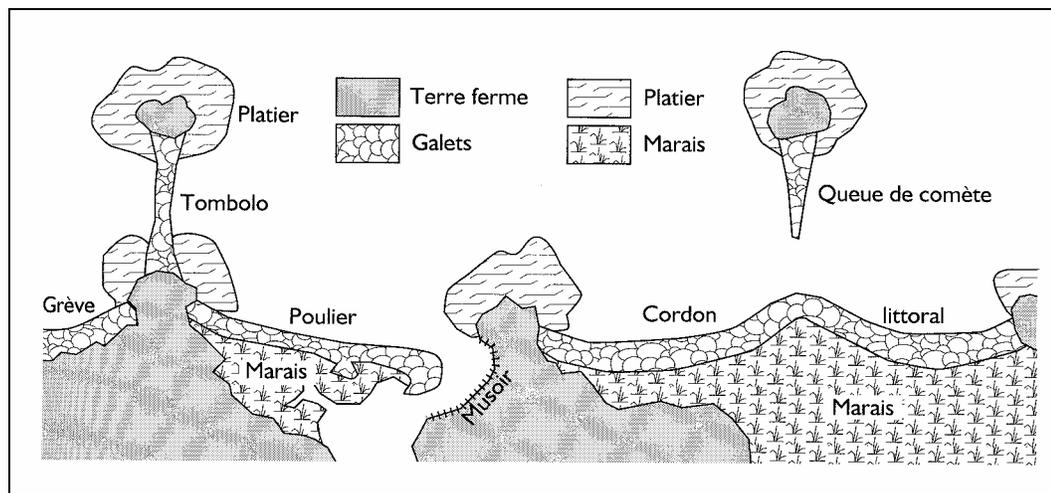


Figure 4.1 : modèles d'accumulations littorales meubles et leur contexte géomorphologique d'après J.P. Pinot.

Les paysages sableux comportent une partie visible : la côte ou plage et l'arrière côte ou dune, et une partie invisible : l'avant-côte ou avant-plage. L'avant-plage est la zone subtidale qui échange du sable avec la plage.

Sa profondeur varie de quelques mètres dans les régions abritées jusqu'à quelques dizaines de mètres dans zones particulièrement exposées.

Les littoraux meubles ne sauraient être dissociées de leur contexte géographique et environnemental. En particulier, le contexte rocheux leur fournit les sédiments détritiques, impose la disposition des points d'appuis qui règle l'accrochage des accumulations sédimentaires, et influe sur la façon dont les houles parviennent sur la côte.

La figure 4.1 présente quelques modèles d'accumulations littorales meubles et leur contexte géomorphologique.

4.1.1. L'avant-plage

4.1.1.1. Fonctionnement de l'avant-plage

L'avant-plage ou zone subtidale est la partie du versant sableux littorale qui est toujours submergée.

Elle s'étend des plus basses mers jusqu'à la profondeur où cessent les échanges le long du versant. Elle est essentiellement caractérisé par :

- Les échanges de matériaux avec la plage, qui relie sa topographie à celle des parties supérieures dans un profil cohérent.
- La submersion permanente qui la soustrait aux phases de dessiccations qui contribuent à la cohésion du sable de l'estran.

La pente de l'avant-plage est tournée vers le large et ses isobathes sont sensiblement parallèles aux crêtes des houles dominantes.

Bien que souvent nettement marquée, la limite entre l'avant-plage et le fond marin banal n'en est pas pour autant stable. Les causes de ses variations sont de deux ordres qui portent l'un sur le long terme, l'autre sur le court terme.

- A long terme, le fond marin banal, peu affecté par les houles habituelles, est remué par les houles exceptionnelles. Les sédiments qui s'y trouvent migrent alors vers le littoral pour participer à l'alimentation du versant. Si les apports l'emportent, le versant littoral s'étoffe, et la limite avance vers le large. Si les apports ne suffisent pas à compenser le recul du haut du versant, le bas du versant recule également.
- Lors des échanges saisonniers dans le profil, liés aux alternances des conditions climatiques hivernales et estivales, l'avant-plage s'engraisse lorsque la plage démaigrit et au contraire l'avant-plage démaigrit lorsque la plage s'engraisse. Il en résulte une modification de la position de la séparation avec le fond banal qui se fait en pente douce lorsque les sédiments remontent et avec un talus plus ou moins marqué lorsque les sédiments descendent.

Le profil de l'avant-plage présente une légère concavité tournée vers le haut. La pente de l'avant-plage est beaucoup plus faible que celle de la plage. Elle est couramment de l'ordre de 1 à 2% en haut de l'avant-plage et se stabilise rapidement pour aller rejoindre le fond banal suivant un tracé rectiligne.

4.1.1.2. Gestion de l'avant-plage

Contrairement à une idée reçue, l'avant-plage ne se gère pas toute seule, tout au moins quand l'équilibre des deux autres composantes du littoral, la plage et la dune, est altéré, en particulier par les interventions humaines.

L'avant-plage subit également des menaces directes telles que les prélèvements de matériaux, les pollutions par des rejets liquides ou solides en faibles profondeurs, les dragages de chenaux.

Les prélèvements de matériaux se font souvent sur l'avant-plage à des rythmes très supérieurs à la capacité de régénération de la mer. La libération de sédiments détritiques par l'érosion des roches, comme la fourniture d'éléments coquilliers sont en effet très lentes. Il en résulte que ces prélèvements se font au détriment du stock de sable commun à l'ensemble du versant et donc au détriment de la plage et de la dune. Ce sont les matériaux les plus grossiers qui se trouvent en bas du profil, leur prélèvement engendre donc une diminution de la granulométrie de l'ensemble du profil, ce qui est dommageable à sa stabilité. Les extractions ont également des conséquences nocives sur la vie benthique.

Il existe deux sortes de rejets effectués sur les avant-plages : les effluents liquides qui sortent d'émissaires et les matériaux solides qui y sont immergés à partir de barges.

- Les pollutions liquides ont deux conséquences sur les versants littoraux. Les polluants biologiques contribuent à l'insalubrité des plages et les polluants chimiques influent sur les liens bactériens qui se forment dans les sédiments et en réduisent la mobilité. Ils contribuent également à la croissance rapide de certaines algues qui prolifèrent sur le littoral.
- Les rejets solides, résidus de dragages portuaires, contiennent essentiellement des vases formées d'argiles, de limons et de fractions fines de sables. Ils sont souvent chargés de résidus industriels comme des métaux lourds. Ils contribuent à rendre insalubres certaines zones d'intérêt biologique et à asphyxier les herbiers.

Le creusement des chenaux d'accès aux ports à travers les avant-plages conduit à des dragages d'entretien assez fréquents. Les sédiments ainsi prélevés peuvent servir à réalimenter les plages de part et d'autre. La solution qui consiste à isoler le chenal au moyen de jetées engendre une interruption du transit littoral qui n'est pas non plus sans effet sur le versant littoral. Une autre solution consiste à remplacer le sable fin des

plages adjacentes par du sable plus grossier qui accepte un profil d'équilibre plus raide.

4.1.2. La plage

4.1.2.1. Fonctionnement de la plage

La plage ou zone intertidale est la partie du versant sableux littoral qui couvre et découvre avec la marée.

Une plage est principalement caractérisée par trois éléments qui permettent d'en comprendre la dynamique :

- la nature des sédiments et leur répartition,
- les pentes et leur association en profil,
- le plan.

Les sédiments des plages sont caractérisés par leur mobilité sous l'action des houles. Le sédiment des plages s'étend depuis les sablons, les plus fines particules à cheminer isolément au ras des fonds, jusqu'aux galets, les plus grosses particules à cheminer dans toutes les directions.

La présence de pélites (limons ou argiles) sur la plage est l'indice d'une perturbation comme un apport artificiel récent, le curage d'un port voisin, la crue d'un fleuve dont l'estuaire est proche.

La présence de blocs grossiers sur la plage indique la survivance d'un état ancien imparfaitement caché par les apports sableux.

La granulométrie des sédiments est le reflet de la disponibilité locale des matériaux et de l'énergie de la mer qui les manie.

Sur une plage sans marée, les sédiments les plus fins sont situés en haut de plage et les plus grossiers en bas de plage, en parallèle à la décroissance de l'énergie des vagues. Cet ordre peut être contrarié sur une plage à marée puisque la profondeur diminue sur l'estran avec la marée et que l'énergie de la houle s'atténue quand la profondeur décroît.

Sur une plage en équilibre, sans transport, la granulométrie dépend de la hauteur dans le profil, mais pas de la situation du profil. Une variation de granulométrie le long de la plage témoigne d'un transport sédimentaire ou d'un déséquilibre de la plage.

Lorsque la roche est proche, la plage estivale peut recouvrir une plate-forme d'abrasion qui fonctionne de temps en temps en hiver.

La signification des anomalies granulométriques porte parfois sur des phénomènes aléatoires, sans signification réelle (plus grande vigueur des houles pendant une courte période de la marée descendante précédente), et d'autres fois sur des éléments persistants. Seules les observations répétées permettent de trancher.

Le profil d'une plage est l'assemblage d'une suite de pentes, dont chacune correspond à une dimension des sédiments. Dans un profil cohérent, le profil est concave vers le haut.



Figure 4.2 : Profil d'une plage exposée aux houles dominantes d'Ouest à Etel dans le Morbihan (photo J. Bougis)

Le plan de la plage exprime l'équilibre du moment en réponse aux houles qui ont régné pendant la période précédente. Dans le cas général, le tracé en plan d'une plage de longueur modeste (quelques kilomètres au plus) est arqué parce que chaque extrémité est protégée des houles par l'ancre le plus proche.

4.1.2.2. Gestion de la plage

La principale difficulté dans la gestion d'une plage est de savoir distinguer entre les variations d'équilibre saisonnières ou aléatoires qui reflètent les modifications temporaires des houles, et les variations à long terme qui expriment une évolution durable, parfois indésirable.

L'usage des plages est essentiellement lié au tourisme balnéaire qui n'exige pas nécessairement d'aménagements sophistiqués, sauf pour en faciliter les accès et améliorer le confort. Toutefois, le maintien de l'équilibre des plages étant incompatible avec une trop forte fréquentation, la création d'aménagements devient parfois nécessaire pour stabiliser et pérenniser l'existence de la plage elle-même.

Le principal aménagement d'une plage consiste à en fixer le trait de côte au moyen de murs de hauts de plage. Le tracé de l'ouvrage doit alors tenir compte de la réalité géomorphologique du site et pas seulement de la

valeur des aménagements à protéger qui sont situés immédiatement derrière le trait de côte.

Sur les plages fréquentées, en particulier en milieu urbain, les murs de haut de plage peuvent être conçus pour associer leur rôle défensif à un rôle d'agrément, par l'installation de cabines de bain ou d'infrastructures touristiques.

4.1.3. La dune

4.1.3.1. Fonctionnement de la dune

Une dune est une accumulation de sable mise en place par le vent. Elle forme une élévation du relief hors d'atteinte des vagues habituelles. La granulométrie du sable a été sélectionnée par le transport sédimentaire marin puis éolien.

La granulométrie du sable dunaire est complètement triée et homogène. Elle est impropre à retenir l'eau. Les éléments organiques, de faible masse volumique et de petite taille, sont souvent emportés par le vent. Le sédiment initial est peu propice à l'installation d'une végétation durable.

Il ne peut y avoir de dune pérenne que si l'avant-plage fonctionne avec un bilan net de transport du large vers la terre et si le vent ne peut pas remporté immédiatement le sable qu'il vient d'apporter. La présence d'obstacles, naturels ou artificiels, à la surface du sable est donc un élément essentiel de la permanence de la dune.



Figure 4.3 : Plage et dune de l'Espiguette dans le Gard (Photo J. Bougis)

Pour être stable, une dune n'en est pas pour autant immobile. La relative stabilité d'une dune n'est que le solde de mouvements contradictoires. Le front dunaire échange en permanence du sable avec la plage et l'avant-plage en fonction de l'activité de la mer. Seule sa partie arrière peut être relativement fixe.

4.1.3.2. Gestion de la dune

La disparition d'une dune sous les attaques de la mer ou du vent qui emporte le sable vers l'arrière dune, est souvent le prétexte au recul durable du trait de côte. La pérennisation de la dune est donc un élément fondamental de la stabilisation du littoral.

La gestion de la dune peut se faire, soit en la conservant à l'état naturel, soit en l'aménageant pour des activités humaines, en fonction de leur richesses naturelles et de leur situation géographique par rapport au infrastructures urbaines ou industrielles.

Pour garder une dune naturelle, la première chose à faire consiste à la protéger contre les dégradations anthropiques, qu'elles proviennent de l'exploitation des matériaux ou du passage intensif des promeneurs. En effet, l'importance primordiale de la végétation dans la stabilité de la dune la rend particulièrement fragile et vulnérable, en particulier à la fréquentation humaine. Son usage doit donc s'accompagner de précautions particulières pour en éviter la dégradation.

L'aménagement d'une dune pour des activités humaines intensives conduit inéluctablement à fixer le front dunaire en le durcissant au moyen d'enrochements ou de murs qui interrompent les échanges de sédiments dans le profil entre la dune et la plage. Il en résulte une dégradation de la plage qui démaigrit si il n'y a pas une compensation par les apports hydrosédimentaires.

4.2. Les plages adossées

Une plage adossée est un estran sableux adossé à un littoral rocheux à dénudation, à falaise ou un simple versant terrestre.

L'avant-plage sableuse n'existe pas si le relief servant d'ados se prolonge sur l'avant-côte et que le stock de sédiments disponible est insuffisant pour le masquer.

La particularité d'une plage adossée réside dans l'inexistence ou la médiocrité de formations dunaires derrière la plage, et donc l'absence de perte de sable de ce côté.

Il existe deux type de plages adossées :

- Les plage de poches ("pocket beach"), dans les régions de roches dures. La plage est limitée dans tous les sens par des roches (falaise derrière, promontoires sur les deux flancs, barrière de sable en bas estran ou sur l'avant-côte. Le stock de sable est à peu près constant, mais il est très mobile et se déplace d'un point à l'autre de la plage en fonction du vent et de la mer.
- Lorsqu'il n'y a pas de limites latérales, la plage adossée peut être longue. Elle dispose d'une large avant-plage. Les sédiments sont moins mobiles que sur les plages de poche. Toutefois, lorsque le transit littoral est important, la plage peut être prolongée par une flèche sableuse.

4.2.1. Fonctionnement des plages adossées

Le plus souvent, les plages adossées sont des plages d'accumulation ou d'accrétion, le long desquelles les apports sédimentaires sont surabondants. Le surplus va alors s'amasser derrière la plage le long de l'ados dans un bourrelet dunaire.

Il existe également des plages adossées qui sont des plages d'érosion installées devant des falaises paraissant mortes, parfois masquées, sur une plate-forme d'abrasion que le sable peut désertir pour de brèves durées, ravivant ainsi le fonctionnement de la falaise.

Lorsque la plage est adossée à un versant en pente raide, il existe une plate-forme d'abrasion cachée sous le sable que les houles hivernales les plus sévères découvrent pour attaquer la falaise en se servant du sable comme abrasif. Ces plages subissent en recul souvent très lent.

Lorsque le versant continental a une pente plus douce que la plage, il ne peut se créer de falaise qu'après une longue période de recul. Pendant toute la période initiale de la transgression, la plage est construite par dessus le versant initial et adossée au reste du versant continental.

Le plus souvent, la transgression a ennoyé un paysage de collines et de vallons. Après un recul modéré du littoral, apparaît une falaise plus ou moins festonnée qui disparaît au niveau des vallons. L'adossement se fait alors de façon discontinue.

Les plages adossées sont parmi les plus stables des accumulations littorales sableuses. Elles évoluent pourtant, à long terme depuis la transgression holocène qui n'est pas terminée, et à court terme par des alternances entre différents équilibres.

Sur le long terme, plusieurs types d'évolution existent concurremment :

- les plages créées alors que la mer avait déjà atteint son niveau actuel (submersion récente de barrières littorales),
- les plages créées à un niveau plus bas, qui ont reculé en même temps que la mer montait, collant toujours à leur ados,

- les plages créées à un niveau plus bas, dont le recul a été faible et qui se sont exhausées sur place, en se fragmentant, tandis que de nouveaux rivages se sont formés derrière elles par ennoisement : ce sont des îles-barrières.

4.2.2. Gestion des plages adossées

Le seul usage raisonnable des plages adossées étant le tourisme, il faut les protéger contre les risques d'évolutions indésirables du milieu naturel :

- recul frontal par pertes latérales de matériaux (mur de haut de plage, épis aux extrémités de la plage),
- alternances de démaigrissement et d'engraissement par échanges dans le profil (protection de bas de plage sans empêcher l'enfouissement des apports de matériaux grossiers),
- accrétions des sédiments à un bout de la plage au détriment de l'autre en fonction des variations interannuelles des houles dominantes (cloisonnement de cellules par des épis).

4.3. Les cordons littoraux

Les cordons littoraux sont des plages accrochées à leurs deux extrémités à des reliefs de terre ferme qui sont le plus souvent des massifs rocheux. Au sens strict, il n'y a véritablement cordon que si le versant qui descend sur la mer est complété, du côté de la terre par un versant descendant vers une zone humide qui sépare le cordon de la terre.

Un système à cordon littoral sableux se présente généralement sous la forme suivante, en allant de la mer vers la terre :

- Une avant-plage de sable assez fin en pente très douce inférieure à 1% (~0.3% à 0.5%) et régulière jusqu'à la profondeur d'action des houles habituelles de l'ordre de 10 à 15 mètres.
- Une plage de sable, sur une épaisseur de plusieurs mètres, en pente douce de 1% à 2% en bas et plus raide de 4% à 8% vers le haut.
- Une dune de sable qui peut être très large (2.5 km à Saint-Jean-de-Monts) et très haute (32 mètres à Saint-Hilaire-de-Riez) si l'alimentation sédimentaire est suffisante.
- Une zone déprimée, peu à peu colmatée par des vases marines ou fluviatile. Si l'eau est complètement stagnante, le marais peut se transformer en tourbière.
- La terre ferme qui reprend les courbes de niveau du relief subaérien antérieur.

4.3.1. Fonctionnement des cordons littoraux

Un cordon littoral se crée, le plus souvent, à partir d'une barre d'avant-côte dont la migration vers la côte s'est arrêtée à la faveur d'une rupture de pente ou de la présence de massifs rocheux auxquels elle s'accroche.

Ses lignes bathymétriques sont parallèles aux lignes de crêtes des houles dominantes. D'abord submersible, elle finit par émerger en permanence et se couvre d'une végétation qui la stabilise.

Il peut également se créer à partir de la présence d'une rivière que le cordon détourne de son cours normal et que la rivière empêche de s'adosser au relief côtier, jusqu'à ce que le cordon rencontre un massif rocheux que la rivière contourne pour aller former son embouchure de l'autre côté.

Un cordon littoral peut également se former à partir de la jonction de deux flèches sableuses constituées de part et d'autre d'un rentrant du littoral que les courants de marée n'ont plus la force d'entretenir (Trébeurden dans les Côtes d'Armor).

Enfin, la construction par l'homme d'un massif rocheux à l'extrémité d'une flèche sableuse en change le comportement pour la faire évoluer comme un cordon littoral (Pen-Bron au Croisic où le Collet devant les marais de Bourgneuf dans la Loire Atlantique).

Sous les effets de la mer, l'ensemble du système recule lorsqu'il ne reçoit pas des apports de sables suffisamment abondants. A la fin, la plage se retrouve au niveau où se trouvait le marais, ce qui entraîne des affleurement tourbeux pendant les périodes de fort démaigrissement. L'avant-plage suit le mouvement et son recul exhume le crypto relief antérieur (Gâvre dans le Morbihan).

Le recul se fait le plus souvent avec des pertes irrémédiables de matériaux.

Le cordon étant accroché à des points fixes, il recule essentiellement dans son centre en s'arquant de plus en plus. Lorsqu'il y a une alimentation suffisante en matériaux meubles, un nouveau cordon peut se former devant l'ancien, avec un plan moins concave, voire convexe, qui permet la création d'une nouvelle zone humide, jusqu'à ce que son recul vienne le plaquer devant l'ancien.

Lorsque les cordons sont formés de galets, il est rare que l'avant-côte le soit également. Elle est le plus souvent faite de sable, les galets ne commençant qu'au niveau moyen de la mer. Lorsque l'état de la mer est vraiment sévère, les galets qui se déplacent sous l'effet du jet de rive, peuvent être projetés hors de l'eau pour retomber sur le revers du cordon. C'est un mode particulier de déplacement propre aux cordons de galets.

4.3.2. Gestion des cordons littoraux

Un cordon littoral recule essentiellement dans sa partie centrale. Cette évolution peut être arrêtée en durcissant le cordon au moyen de murs de haut de plage. Il y a alors un changement de paysage.

Pour conserver l'allure et les formes du cordon, il ne faut pas en arrêter la progression, mais seulement la ralentir. Il convient alors de procéder à sa stabilisation au moyen d'une couverture végétale accompagnée, si nécessaire, de rechargement ponctuels pour faire faces aux agressions plus fortes de la mer.

Lorsque, suite à une violente tempête, un cordon isolé est rompu, l'eau vient inonder les terrains bas situés en arrière. En s'engouffrant dans la brèche, le courant l'aggrave. Il faut alors intervenir rapidement pour combler cette brèche, sous peine d'une évolution irréversible. Le cordon retrouvera ultérieurement son aspect d'origine. Les choses sont moins graves dans le cas de cordons multiples.

4.4. Les flèches à pointe libre

Les accumulations littorales sédimentaires accrochées à une seule de leurs extrémités à un relief terrestre, sans parvenir à s'accrocher à l'autre extrémité à un autre appui, s'appellent flèches à pointe libre si elles font face aux houles dominantes et queues de comètes si elles sont en position de fuite. Si les deux pointes sont libres, elles prennent le nom d'île-barrière.

Une île-barrière peut présenter l'une de ses extrémités en flèche et l'autre en queue de comète. Une accumulation sédimentaire peut également posséder une extrémité qui est tantôt en position de flèche, et tantôt en position de fuite.

Contrairement aux accumulations sédimentaires adossées et aux cordons littoraux qui conservent leurs sédiments, les formes associées aux flèches ne peuvent exister que par le renouvellement des matériaux qui les composent, c'est à dire que par l'existence d'un transit littoral suffisant. C'est la principale cause de leur instabilité puisque le bilan entre les apports et les emprunts peuvent varier rapidement en fonction des circonstances.

4.4.1. Fonctionnement des flèches à pointe libre

Les queues de comètes se développent derrière une île, un rocher isolé ou une structure artificielle, situé assez loin en avance du rivage pour être attaqué par la houle du large sans contrainte latérale.

Une queue de comète se présente avec une forme allongée plus large à la racine qui lui sert d'abri, et s'effilant vers son extrémité libre. Quasi rectiligne, elle s'oriente pour fuir la direction des houles dominantes. La granulométrie est classée. Les éléments les plus grossiers sont situés à la racine et les sédiments sont de plus en plus fins vers l'extrémité libre.

La réfraction sur les fonds entourant l'île et la diffraction font converger les houles, derrière l'île, vers une ligne médiane suivant laquelle s'étend la queue de comète sous l'effet des attaques obliques des houles de part et d'autre.

La queue de comète progresse jusqu'à toucher la côte et à former, si elle est émergée, un tombolo.

L'attaque de houles provenant de différentes directions conduit à déplacer latéralement la queue de comète d'un côté, puis de l'autre. Lorsqu'il y a dissymétrie de forces des houles dominantes, le déplacement dans un sens n'est pas compensé par un retour de même ampleur. Il peut alors se former un coude, généralement bien marqué, qui témoigne de l'alternance des directions d'attaque des houles.

Les flèches littorales sont en position frontale lorsque leur axe principal est proche de la parallèle aux lignes de crêtes des houles dominantes. Elles se présentent sous une forme très allongée qui culmine au dessus des plus hautes mers.

Une flèche est alimentée par les transferts sédimentaires qui s'opèrent dans le profil et par le transport longitudinal dont la résultante provient du côté de la racine et qui est d'autant plus faible que la direction générale de la flèche est proche de la parallèle aux lignes de crêtes des houles dominantes. La granulométrie est triée, les particules sont de plus en plus fines de la racine vers la pointe.

A l'extrémité de la flèche, les sédiments ne pouvant être adossés se déplacent selon la direction du plus grand transit qui est inclinée de l'ordre de 55° par rapport aux lignes de crêtes des houles dominantes et donc à la direction globale de la flèche. Cela explique la formation de crochets terminaux qui s'étendent successivement à l'extrémité des flèches et sur lesquels la progression de la flèche vient ensuite s'adosser.

Une flèche qui s'allonge au travers d'un courant d'une rivière la contraint à éroder son autre rive avec création d'un musoir qui va reculer au fur et à mesure que la flèche va grandir.

Suivant la direction des houles dominantes, la flèche peut également se développer en restant plaquée au littoral. Si le transit littoral est très important, il arrive que cette flèche finisse par dépasser le littoral auquel elle s'adosait et qu'elle se prolonge pour former une flèche de redan. Elle tend alors à fermer l'accès à ce que le redan protégeait, un port ou une baie. C'est le cas de la pointe de l'Espiguette, et dans une moindre mesure de la pointe de Beauduc.

4.4.2. Gestion des flèches à pointe libre

Leur grande instabilité, leur durée de vie limitée et leur pauvreté font des flèches à pointe libre des sites impropres aux activités humaines sédentaires.

Les flèches à pointe libre permettent toutefois d'associer un plan d'eau relativement calme et une surface sableuse qui présentent aujourd'hui un certain intérêt pour la plaisance ou le camping.

Une flèche étant une forme fragile et instable, elle ne présente guère que deux possibilités de gestion :

- Conserver sa forme libre et renoncer à des aménagements lourds qu'il faudrait ensuite défendre.
- Assurer sa stabilisation en la transformant en cordon littoral par la création d'un môle terminal en enrochements.

Dans le cas de flèches de redan qui viennent encombrer une baie ou un port, il convient de limiter la progression de la flèche (digue d'arrêt des sables) et d'organiser le transfert sédimentaire (by-pass) à moins d'accepter la contrainte de dragages fréquents.

4.5. Conclusion

Les accumulations littorales meubles et propres constituent les centres principaux d'attraction pour le tourisme balnéaire. Mais leur charme, qui est grand à l'état naturel, est très vite dégradé par la fréquentation humaine.

Le plus grand problème posé par leur aménagement est de conserver leur intérêt tout en les ouvrant le plus largement possible au public.

Deux options peuvent être choisies :

- Préserver l'apparence naturelle des lieux en n'y faisant que des aménagements discrets et en gérant les dommages dus à la fréquentation.
- Changer l'apparence des lieux en créant un paysage anthropisé cohérent et de bonne qualité.

Il convient par contre d'éviter deux autres options :

- Aménager au coup par coup en fonction des dégradations observées, sans réflexion d'ensemble.
- Créer un milieu complètement artificiel.

5. Les littoraux vaseux

5.1. Constitution des vases

Le terme de vase désigne un mélange sédimentaire dont le comportement cohésif est imposé par la présence d'éléments fins, voire de composants colloïdaux ou biologiques qui lui confèrent alors une certaine viscosité.

Une vase se compose habituellement d'éléments sableux, voire graveleux, parfois même de la taille de galets, mais c'est la présence de limons et d'argiles qui lui donne sa cohésion.

Ces particules fines appelées pérites (éléments de moins de 63 μm) présentent un rapport très faible entre leur masse et leur surface de contact, puisque proportionnel à leur dimension caractéristique. Elles collent donc facilement les une aux autres et servent de liant entre les particules plus grossières.

Ces particules fines sont facilement mises en suspension et possèdent une vitesse de chute très faible. Elles peuvent donc voyager très loin avant de trouver une eau suffisamment calme pour se redéposer.

La présence des sels et d'autres composants chimiques de l'eau de mer contribue à les faire s'agglutiner ensemble pour former des flocons de faible masse volumique apparente dont les interstices sont remplis d'eau.

Une fois déposées sur le fond, les vases se consolident lentement et deviennent alors très difficiles à mobiliser. Bien qu'elles aient la même composition, les vasières sous-marines qui ne sont jamais bien consolidées présentent un comportement très différent des vasières de l'estran consolidées par les émergences répétées.

5.2. Vasières pré littorales

Les vasières pré littorales, toujours submergées, sont caractérisées par la lenteur avec laquelle les dépôts expulsent leur eau et se consolident. Pendant longtemps, des mois, des années voire beaucoup plus, le dépôt reste à l'état de crème de vase.

La crème de vase est une vase décantée, posée sur le fond, relativement palpable, susceptible de fournir un écho substantiel à l'échosondeur, mais encore gorgée d'eau. De faible masse volumique (1200 à 1800 kg/m^3), elle est instable et peut être déplacée par le moindre courant. Elle tend alors à se déplacer en masse, sans perdre son début de cohésion. En se mélangeant à des eaux plus claires, elle perd de sa consistance qu'elle retrouve progressivement lorsqu'elle s'immobilise à nouveau.

Pour pouvoir accueillir, et garder une vasière pré littorale un site doit être durablement exempt d'agitation.

Par grandes profondeurs, dans les plaines abyssales, la vitesse des courants à proximité du fond est extrêmement faible, et les particules fines peuvent se déposer sur le fond et y rester. L'apport de vase y est de l'ordre de 0.1 mètre par millénaire, et le temps de consolidation de la crème de vase est de l'ordre du millénaire. Cette couche pâteuse subit des écoulements gravitaires sur des pentes très faibles inférieures à 1‰.

Les plateaux continentaux, dont la profondeur est généralement inférieure à 200 mètres, sont des sites habituellement peu favorables au maintien des dépôts fins. Toutefois, des vasières, souvent de forme allongée et parallèle au rivage, peuvent s'installer dans des zones de rupture de pente (Grande Vasière sud-armoricaine).

Des vasières s'installent également dans des dépressions relativement fermées qui subissent peu l'influence des courants et de la houle (Anciennes dépressions glaciaires de la Baltique, reliefs contrastés de type continental du Sud Bretagne).

Des vasières d'avant-côte se forment dans des zones relativement abritées en pied de plages dont le bas estran est déjà envasé. C'est en particulier le cas de la Baie de Bourgneuf.

Enfin, il existe des vasières toujours submergées dans les estuaires qui n'ont pas encore trouvé un équilibre entre les apports sédimentaires, le volume d'eau oscillant et leur section mouillée. A l'équilibre, l'excédent de section mouillée est bouché par des matériaux suffisamment grossiers pour pouvoir se maintenir en place, et il ne reste plus de zone de tranquillité suffisante pour obtenir des dépôts durables de matériaux fins.

En dehors de aspects liés à la pêche, les problèmes posés par les vasières pré-littorales, en terme de génie côtier, concernent essentiellement les rejets d'effluents. Les vases fixent de nombreux polluants et en particulier les métaux lourds. La mise en mouvement des vases tendra alors à ramener les polluants à la côte, en afflux brusques, massifs et peu prévisibles.

5.3. Vasières de l'estran et des marais maritimes

Sur le littoral, les particules fines se déposent dans des zones abritées, où elles engendrent deux faciès bien différents : les vasières nues ("slikke") qui s'étendent au dessous du niveau moyen de la mer ou des hautes mers de marées moyennes et les vasières couvertes de plantes à fleurs ("schorre") au dessus de ce niveau. Ces dernières sont souvent appelées prés-salés ou herbus.

Les vasières littorales sont caractérisées essentiellement par la nécessité d'un abri contre la houle et la présence de discontinuités géomorphologiques, hydrologiques et biologiques

Une vasière littorale ne peut se former que dans des zones suffisamment ouvertes sur la mer pour que des eaux chargées en sédiments puissent y parvenir, et suffisamment abritées de la houle et des courants pour que les matériaux fins puissent s'y déposer et s'y consolider.

Les vasières se forment à l'abri deux types de sites :

- Les zones abritées par des obstacles (baies à entrées étroites, estuaires, dépressions barrées par des flèches sableuses ...).
- Les zones de faible profondeur étendues sur de grandes surfaces. Bien que sans protection apparente, la houle déferle en raison de la profondeur et perd son énergie à l'entrée de la zone. La faiblesse de la hauteur d'eau y engendre également de faibles courants de marée.



Figure 5.1 : Vasière littorale dans l'anse de Sauzon (Photo J. Bougis).

La différence de régime de consolidation des sédiments entre les parties subtidale et intertidale de la vasière, se traduit par une plus forte accrétion sur l'estran que sur l'avant-côte. Il en résulte une discontinuité de pente qui, contrairement aux plages sableuses, est plus importante sur l'avant-côte que sur l'estran.

Le régime hydrologique des marées induit une autre discontinuité topographique sur les vasières. En effet, les apports de sédiments sont les plus importants au niveau de la laisse de pleine mer, tandis que le reflux y est peu violent au début de la baissée. Il se produit donc une accrétion plus importante au niveau des pleines mers les plus fréquentes et qui ne sont pas trop fréquemment dépassées. Statistiquement, les coefficients de marée les plus fréquemment rencontrés sont 80, puis 60 et 70. Il en résulte une surélévation progressive de la zone atteinte par les pleines mers de coefficient 80 par rapport à ses voisines, la pente étant plus raide vers le bas et plus douce vers le haut.

5.4. **Conclusion**

Les vasières et les marais maritimes sont des milieux changeants et instables pour lesquels il y a trois possibilité d'aménagements :

- la conservation de l'état naturel et de sa richesse biologique,
- l'utilisation pour la saliculture ou l'aquaculture,
- le remblaiement pour des usages de culture terrestre, d'industrie ou d'urbanisation.

6. Aires d'interférence entre eaux marines et eaux continentales

En dehors des zones au caractère purement maritime, il existe des zones, plus complexes, dans lesquelles l'action des eaux continentales, s'ajoute ou s'oppose à celle des eaux marines.

C'est d'abord le cas des embouchures des fleuves, quel que soit leur stade d'évolution :

- Les rias, à peine retouchés par la mer,
- Les estuaires partiellement remodelés par les courants de marée grâce à la présence d'un remblaiement appréciable.
- Les deltas presque entièrement comblés par les sédiments et essentiellement parcourus par les eaux fluviales sans que les eaux marines n'y pénètrent de manière apparemment significative.

C'est également le cas des lagunes ou étangs littoraux, séparés de la mer par des barrages sédimentaires qui limitent les échanges d'eau entre les deux milieux.

6.1. Les rias

La transgression holocène a entraîné l'envasement des basses vallées des fleuves. Le rivage s'est alors installé le long d'une ligne de niveau du relief terrestre caractérisé par une morphogenèse terrestre marquée par l'action des eaux concentrées.

Depuis, les apports sédimentaires de la mer et du bassin versant ont plus ou moins comblé la partie envasée de la plupart de ces anciennes vallées. Lorsque les apports ont été insuffisants pour y arriver, la vallée n'a guère évolué, et c'est ce qu'on appelle une ria. Pour l'essentiel, la topographie d'une ria est restée celle d'une vallée fluviale, le comblement n'intéresse que le fond de la vallée, mais pas encore ses rives.

La plus grande ria du monde est celle de la Baie de Chesapeake. Elle a 270 kilomètres de long et 30 kilomètres de large à son embouchure.

6.2. Les estuaires

Un estuaire est la basse vallée d'un fleuve, envahie par la mer lors de la transgression holocène, qui s'est progressivement transformée par un comblement partiel, créateur de terre ferme. Les irrégularités topographiques des berges se sont colmatées. Le chenal central, façonné par les courants de marée qui s'ajoutent à celui du fleuve, a un calibre de plus en plus grand de l'amont vers l'aval.

Il ne peut exister d'estuaires sur une côte donnée, que si trois conditions sont réunies :

- Le littoral est une côte de submersion. Sur les littoraux d'émersion, apparaissent des fjords, des deltas ou de bras de mer, mais pas d'estuaires.
- La mer est une mer à marée. Dans les mers sans marées il y a directement passage de la ria au delta.
- Le bassin versant du fleuve fournit des sédiments aptes à participer au colmatage de l'estuaire, mais pas en quantité suffisante pour que celui-ci soit déjà complet.

Les estuaires sont nécessairement appelés à se combler et à évoluer vers des deltas, et toute intervention humaine ne fait qu'accélérer cette évolution spontanée.

Les estuaires sont particulièrement instables, et de petites interventions peuvent engendrer de grande modifications qui peuvent se répercuter d'un bout à l'autre du système.

Le chenal constitue l'itinéraire calibré, unique à l'amont, par lequel passe l'essentiel du volume oscillant. L'estuaire commence en amont, à la suite du lit mineur du fleuve là où l'influence de la marée est suffisante pour que le calibre du chenal commence à augmenter. Le chenal estuarien est calibré comme le lit mineur du fleuve jusqu'à un point qui ne cesse de migrer vers l'aval.

A l'aval, le chenal tend à se dédoubler sous l'effet des forces de Coriolis. Le flot pénètre dans l'estuaire en serrant à sa droite dans l'hémisphère Nord. Le chenal de flot se poursuit en fonction de sa dynamique propre, liée au débit oscillant entrant. Il finit par rencontrer le chenal de jusant, issu du chenal unique de l'amont, qui serre, lui aussi à sa droite avec une dynamique liée au débit de jusant oscillant et fluvial sortant.

La longueur caractéristique des méandres d'un chenal croissant avec son débit, le chenal de jusant a des méandres plus grands que ceux du chenal de flot.

Au fur et à mesure que l'estuaire se comble, le volume d'eau qu'il attire à chaque marée diminue. Si l'apport sédimentaire est suffisant, la diminution progressive de son débit oscillant permet à la mer d'étrangler progressivement l'embouchure de l'estuaire par des bancs de sable ou des flèches littorales ancrées sur les berges. L'accélération du courant conduit alors à l'édification d'une barre de débouché.

L'évolution de l'estuaire est gouvernée par les interférences entre le milieu maritime et le milieu continental. Les eaux salées rentrent dans l'estuaire, au rythme des marées, par l'aval, près du fond et en portant d'avantage le long de la rive gauche (dans l'hémisphère Nord). Elles sont chargées de sédiments plus ou moins grossiers qu'elles déposent en aval. Les eaux douces rentrent dans l'estuaire par l'amont en restant en surface et en

portant d'avantage vers la rive droite (dans l'hémisphère Nord). Elles sont chargées de sédiments plutôt fins qu'elles déposent sur les berges. Le mélange entre l'eau de mer et l'eau douce ne se fait que progressivement. Un coin salé, qui se déplace avec les marées, tend à s'installer.

Lors des crues du fleuve, les sédiments marins et fluviaux accumulés dans l'estuaire sont mobilisés et expulsés de l'estuaire, en provoquant un panache turbide. En temps normal, lorsqu'ils sont sous la forme peu consolidée de crème de vase, les sédiments peuvent former un bouchon vaseux qui se déplace au gré des marées.

6.3. Les deltas

Le delta est l'étape ultime de l'évolution de la ria et de l'estuaire. Cette évolution étant beaucoup plus rapide dans les mers sans marées, l'idée fautive que le delta est à la Méditerranée ce que l'estuaire est à l'Océan, s'est répandue.

Une fois arrivé au stade de delta, le colmatage latéral de l'estuaire ne laissant plus de zones marnées, il n'y a plus de place pour un débit oscillant d'eau salée. La formation du delta est donc d'autant plus rapide qu'il n'y a pas de marée pour forcer un volume oscillant, et que les apports sédimentaires maritimes et fluviaux sont plus abondants.

Le fonctionnement des bras d'un delta relève essentiellement de l'hydraulique fluviale.

6.4. Les fonds de baies et culs-de-sac marins

Les fonds de baies, parfois appelées culs-de-sac marins, ne sont pas réellement des aires d'interférence entre les eaux marines et les eaux continentales, ou du moins, les eaux terrestres n'y jouent pas un rôle fondamental.

Toutefois les eaux marines n'y ont pas un comportement normal, ni en ce qui concerne leur état physico-chimique (température, salinité ...), ni en ce qui concerne leurs mouvements (vagues très atténuées, courants purement alternatifs ...).

La tranquillité qui y règne, autorise le dépôt de sédiments plus fins que ce qui est ordinaire dans la région. Ce caractère apparente les culs-de-sac marins à des estuaires.

6.5. Les étangs et les lagunes

Les étangs littoraux et les lagunes sont des étendues d'eau mal reliées à la mer dont elles sont séparées par un cordon littoral, interrompu par des canaux et de graux.

Dans ces étangs et lagunes, les eaux marines et les eaux terrestres se mélangent pour donner des eaux saumâtres, ou cohabitent sans être séparées par une limite matérielle stable.

Les communications avec le milieu marin sont limitées par le cadre géomorphologique du site. Les échanges avec la mer permettent de classer les étangs et lagunes en sept catégories :

- les étangs de barrage totalement coupés de la mer,
- les étangs de barrage à entrée occasionnelle d'eau de mer,
- les lagunes peu ouvertes à entrée d'eau de mer peu importante et discontinue,
- les lagunes assez largement ouvertes à entrée d'eau de mer continue,
- les rias vastes à fleuves modestes, et les bras de mer,
- les fjords, dont la profondeur importante crée des conditions particulières de circulation de l'eau,
- les mers intracontinentales à issues étroites, partiellement dessalées.

7. Références bibliographiques

- [1] **Arthus-Bertrand Y. et Yonnet Daniel**
Côtes de Bretagne vues du ciel
Editions du Chêne, 1993.

- [2] **Bonnefille R.**
Cours d'hydraulique maritime
E.N.S.T.A. Editions Masson, Paris 1976.

- [3] **CERC - Department of the U.S. Army**
Shore protection manual
Coastal Engineering Research Center, Washington, DC 1984.

- [4] **Giot P.R.**
Le niveau de la mer : changeant, fluctuant, mouvant ...
AMARAI, Bulletin d'information n°3, 1990.

- [5] **Grange Batelière**
Grande encyclopédie alpha de la Mer
Editions Kister, Paris, 1973.

- [6] **Johnson D.W.**
Shore processes and shoreline development
Wiley, New York, 1919- Facsimile edition Hafner, New York, 1965.

- [7] **Larras J.**
Embouchures estuaires lagunes et deltas
Editions Eyrolles, Paris, 1964.

- [8] **Pinot J.-P.**
La gestion du littoral (2 volumes)
Institut Océanographique, Paris, 1998.

- [9] **Shepard F.P.**
Submarine Geology, 2^{ème} édition
Harper's Geoscience Serie, New York, 1963.