

**Les crêtes littorales dunifiées du massif Armoricaïn, France :
formation et évolution**

**Sand spits with dunified beach ridges along the Massif
Armoricaïn (France). Formation and evolution**

**Sandhaken mit dunifizierten Strandwällen am American
Gebirge (Frankreich): Entstehung und Entwicklung**

Bernard Hallégouët

Volume 35, Number 2, 1981

Morphologie littorale et marine

URI: <https://id.erudit.org/iderudit/1000437ar>

DOI: <https://doi.org/10.7202/1000437ar>

[See table of contents](#)

Publisher(s)

Les Presses de l'Université de Montréal

ISSN

0705-7199 (print)

1492-143X (digital)

[Explore this journal](#)

Cite this article

Hallégouët, B. (1981). Les crêtes littorales dunifiées du massif Armoricaïn, France : formation et évolution. *Géographie physique et Quaternaire*, 35(2), 205–218. <https://doi.org/10.7202/1000437ar>

Article abstract

Beach ridges individually built by the sea on sandy off-shore bars, and subsequently fed in situ by the wind without merging into true sand dunes, are a rather uncommon phenomenon. However, such forms occur along the Massif Armoricaïn at the mouth of estuaries or in the inner part of wide bays, and are located at the distal end of sand spits as a consequence of the slackening of the longshore-drift. The ridges originally develop from storm ridges topped with driftwood, or sometimes pebbles, and are eventually fed by the wind. They may also derive from micro-cliffs cut into the sandy basement of the upper beach. The growth of halo-nitrophile and of psammophile vegetation contributes to the development of the ridges. If the sand supply is large, new dunified ridges may be initiated every year, but most of them die quickly. For example, on the Penn ar C'hleuz spit, Finistère, true distinct ridges are built every three to five years only. The pro-gradation of the shore in front of the older dunified ridges may exceed fifty metres a year; on the other hand, during periods of erosion, the retreat may be just as important. The succession of progradations and retreats often results in winding ridges. Along the Massif Armoricaïn, it is generally impossible to identify dunified sand ridges dating further back than the XVIIIth century.

LES CRÊTES LITTORALES DUNIFIÉES DU MASSIF ARMORICAIN, FRANCE : FORMATION ET ÉVOLUTION

Bernard HALLÉGOUËT, Département de géographie, université de Bretagne occidentale, b.p. 860, 29279 Brest, France.

RÉSUMÉ Les cordons littoraux sableux à crêtes dunifiées individualisées sont des formes assez rares dans le monde. Dans le massif Armoricaïn, ces accumulations se sont développées dans la partie distale des flèches littorales, du fait de l'amortissement d'un courant de dérive latérale. Elles se forment généralement à partir de levées de tempête couronnées d'épaves ou parfois de galets; mais elles peuvent aussi, dans certains cas, s'élever à partir de petites falaises entaillant une plate-forme de base, d'origine marine. La mise en place d'une végétation halo-nitrophile et de plantes psammophiles favorise la croissance en hauteur et en volume de l'accumulation dunaire. Lorsque les apports sédimentaires sont abondants, de nouvelles crêtes peuvent s'ébaucher tous les ans, mais la plupart d'entre elles avortent rapidement. Ainsi, dans le cas de la flèche de Penn ar C'hleuz dans le Finistère, il ne s'élabore de crêtes bien individualisées que tous les trois ou cinq ans. La progradation du rivage en avant des crêtes dunifiées plus anciennes peut être extrêmement rapide, mais en phase d'érosion, leur recul peut être tout aussi rapide. L'alternance de phases d'accumulation et d'ablation aboutit fréquemment au façonnement de crêtes laniérées sinueuses. Autour du massif Armoricaïn, il n'est guère possible de reconnaître des crêtes littorales dunifiées marquant d'anciens rivages antérieurs au XVII^e siècle.

ABSTRACT *Sand spits with dunified beach ridges along the Massif Armoricaïn (France). Formation and evolution.* Beach ridges individually built by the sea on sandy off-shore bars, and subsequently fed *in situ* by the wind without merging into true sand dunes, are a rather uncommon phenomenon. However, such forms occur along the Massif Armoricaïn at the mouth of estuaries or in the inner part of wide bays, and are located at the distal end of sand spits as a consequence of the slackening of the longshore-drift. The ridges originally develop from storm ridges topped with driftwood, or sometimes pebbles, and are eventually fed by the wind. They may also derive from micro-cliffs cut into the sandy basement of the upper beach. The growth of halo-nitrophile and of psammophile vegetation contributes to the development of the ridges. If the sand supply is large, new dunified ridges may be initiated every year, but most of them die quickly. For example, on the Penn ar C'hleuz spit, Finistère, true distinct ridges are built every three to five years only. The progradation of the shore in front of the older dunified ridges may exceed fifty metres a year; on the other hand, during periods of erosion, the retreat may be just as important. The succession of progradations and retreats often results in winding ridges. Along the Massif Armoricaïn, it is generally impossible to identify dunified sand ridges dating further back than the XVIIth century.

ZUSAMMENFASSUNG Sandhaken mit dunifizierten Strandwällen am American Gebirge (Frankreich): Entstehung und Entwicklung. Individuelle, von der See gebaute Strandwälle auf sandigen Küstenbänken und hinterher, *in situ*, vom Winde ernährt, ohne aufzutauen und wirkliche Sanddünen zu bilden sind ziemlich seltene Erscheinungen. Diese Entwicklung findet man jedoch an verschiedenen Orten um das American Gebirge. Diese Art von Sanddünen findet man gewöhnlich in Mündungen oder im inneren Teil einer breiten Bucht. Sie lokalisieren sich am fernen Ende von Haken als Konsequenz der Verminderung der Küstenströmung. Die Wälle entwickeln sich ursprünglich aus Sturmwällen, gekrönt mit Treibholz und manchmal mit Kieselsteinen, und werden später vom Wind erhoben und vergrößert. Sie können auch aus Mikrokliffen herleiten, die sich in die sandige Basis des oberen Strandes hineinschneiden. Das Wachstum von halo-nitrophiler Vegetation und psammophiler Pflanzen, trägt zur Entwicklung der Wälle bei. Ist die Sandzufuhr reichlich, können sich neue dünifizierte Wälle jedes Jahr entwickeln, aber die meisten verschwinden schnell. Zum Beispiel, am Penn ar C'hleuz, Finistère, bilden sich neue Wälle nur alle drei bis fünf Jahre. Der Vorbau der Küste vor den älteren Wällen bei ist die Sandzufuhr reichlich, betragen, dagegen kann der Rückzug in Erosions-perioden ebenso gross sein. Als Folge von Vorbau und Rückzug ergeben sich oft gewundene Wälle. Um das American Gebirge ist es im Allgemeinen nicht möglich dünifizierte Wälle älter als aus dem siebzehnten Jahrhundert nachzuweisen.

INTRODUCTION

Les paysages littoraux du massif Armoricaire correspondent bien souvent à de larges estrans sableux associés à des massifs dunaires. Les plus représentatifs se développent entre les pointes rocheuses de la côte occidentale du Cotentin en Normandie et le long de la côte vendéenne. Mais la péninsule bretonne possède aussi des ensembles relativement importants.

Ces accumulations dunaires présentent une topographie plus ou moins accidentée dont les caractères ont été définis par ELHAÏ (1963). Les zones internes sont généralement occupées par des crêtes sinueuses correspondant à des dunes paraboliques et par des rides parallèles allongées dans le sens des vents dominants, tandis qu'en bordure du littoral les sables forment des bourrelets continus parallèles à l'orientation générale de la ligne de rivage. La dune bordière est généralement simple, mais, dans certains cas, elle peut se décomposer en plusieurs crêtes accolées ou séparées par des dépressions parfois bien individualisées. Quelques exemples ont été cités par ELHAÏ (1963) sur les côtes du Cotentin et nous en avons également décrits sur la côte nord-ouest de la Bretagne (HALLÉGOUËT et MOIGN, 1976; HALLÉGOUËT, 1978). Des cordons dunaires à crêtes individualisées ont été aussi signalés ailleurs dans le monde, en particulier sur la côte sud de la Baltique (OTTO, 1913; JOHNSON, 1919; ZENKOVICH, 1967; GUILCHER, 1978), ainsi que dans les îles britanniques (GUILCHER et KING, 1961; CARTER, 1975 et 1979). De telles accumulations apparaissent aussi sur la côte orientale des États-Unis et sur les littoraux du Brésil.

Ces formes littorales restent cependant assez rares. Elles se sont développées principalement devant des rentrants, correspondant le plus souvent à l'embouchure de petits fleuves côtiers constituant une entrave à la migration des sédiments le long du rivage. Dans certaines conditions, la présence d'une dérive littorale permanente détermine la formation de flèches dunaires à crêtes multiples dont la progression s'effectue par émission de crochets successifs. Ces flèches forment souvent des couples s'enracinant de part et d'autre d'un estuaire et croissant en sens contraire. Ces associations ne résultent pas d'une percée de la crête dunaire, mais de l'existence d'un contrecourant orienté en sens inverse de la dérive littorale principale qui se disperse devant les embouchures (KIDSON, 1963).

MENEZ (1977), puis GUILCHER (1978) ont proposé d'appeler ce type d'accumulation littorale « Darss », puisque c'est sur le Darss, au nord-ouest de Stralsund, sur la côte de l'Allemagne de l'Est, que ce type de crêtes dunaires successives a été en premier lieu décrit et caractérisé, et que les formes du Darss sont remarquables par leur ampleur (OTTO, 1913). Cependant les processus qui aboutissent à la formation de crêtes de

type « Darss » n'ont jamais été bien éclaircis dans les ouvrages de JOHNSON (1919) et de ZENKOVICH (1967). Aussi, un inventaire des crêtes dunifiées de ce type dans le massif Armoricaire a-t-il été fait et les modes de construction de ces crêtes sableuses ainsi que leur évolution, pour quelques sites, ont-ils été suivis.

LOCALISATION DES CORDONS DUNAIRES COMPOSITES DU MASSIF ARMORICAIRE

Sur le littoral armoricaire, les accumulations sableuses à crêtes multiples forment généralement des flèches s'accrochant à l'entrée des estuaires: Cotentin. Mais elles peuvent aussi constituer des cordons isolant une dépression littorale étroite comme dans la baie du Mont-Saint-Michel, ou barrant le fond de grandes baies comme celle de Bourgneuf. Il arrive également qu'elles apparaissent de part et d'autre d'un détroit comme celui de Fromentine, en Vendée (fig. 1).

A. LES ACCUMULATIONS BRETONNES

1. Goulven

La pointe bifide de Penn ar C'hleuz (fig. 2A), qui se développe dans la partie occidentale de la baie de Goulven, sur la côte septentrionale du Finistère, est constituée d'un ensemble remarquable de crêtes, qui sont les témoins de rivages successifs de la mer (HALLÉGOUËT

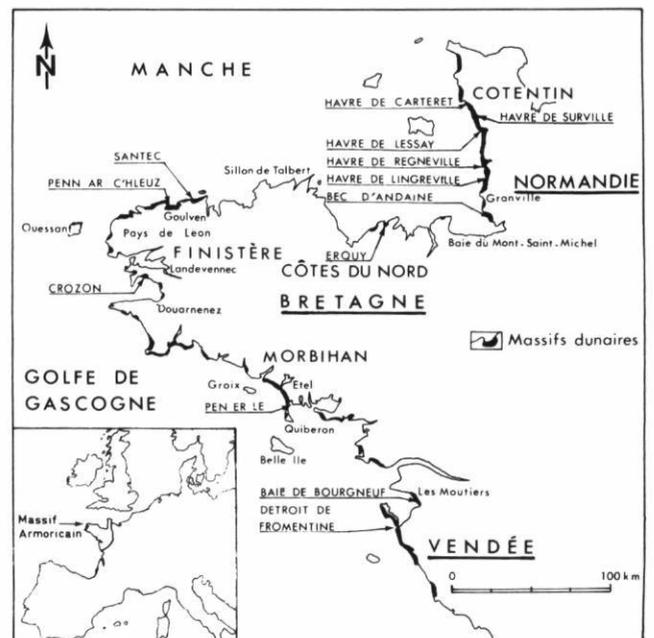


FIGURE 1. Carte de localisation des flèches sableuses composites du massif Armoricaire.

Location map showing the geographical distribution of the Armorican Massif composite beach sand spits.

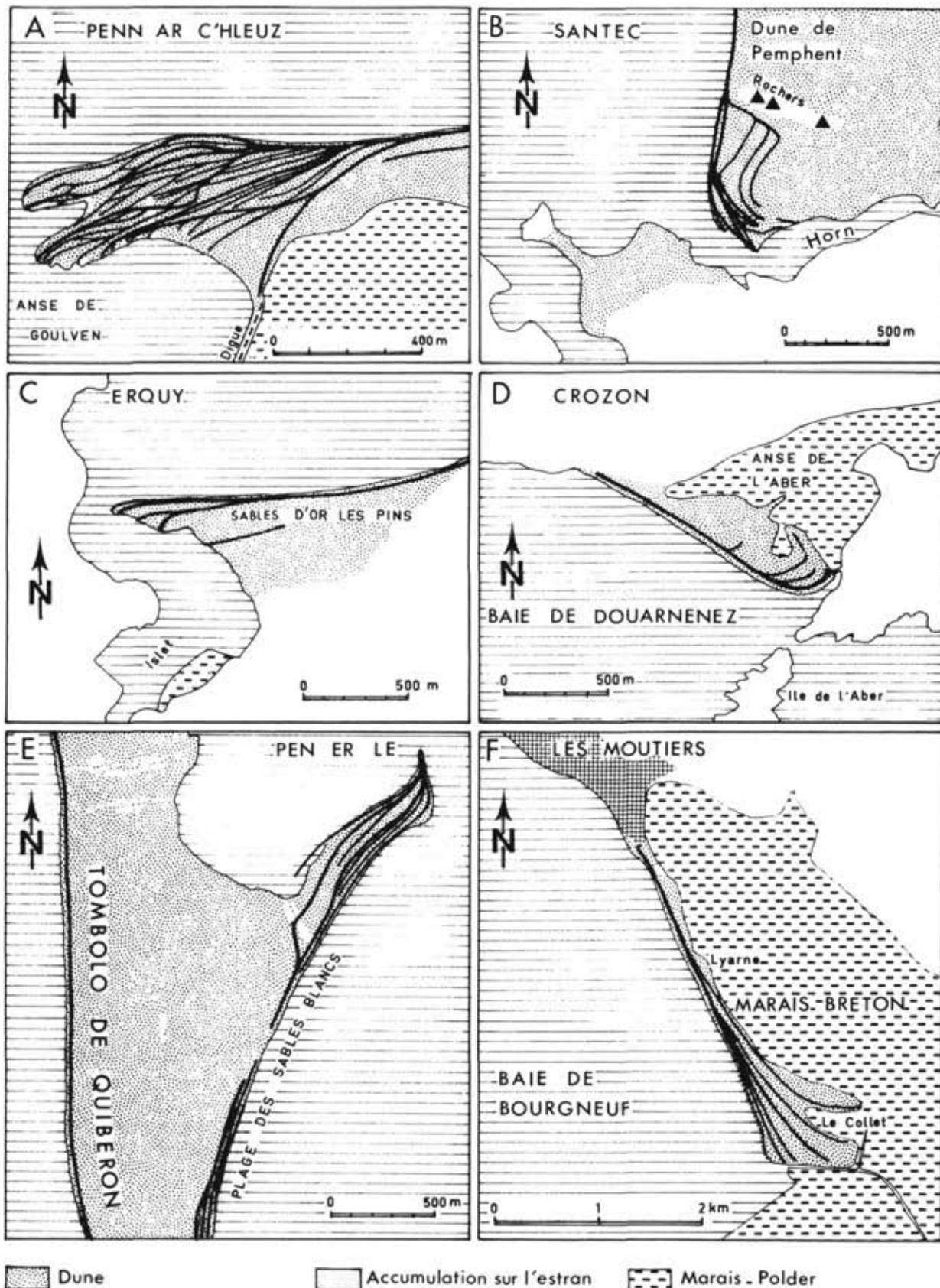


FIGURE 2. Les cordons dunaires à crêtes multiples de Bretagne.

Multiple wind-reworked beach ridges and spits in Brittany.

et MOIGN, 1976). Nous y avons dénombré plus de 25 rides d'altitude inégale. La plus élevée dépasse 5 m, tandis que les plus basses, clairement visibles sur les photographies aériennes, mais à peine marquées sur le terrain, ont souvent moins de 1 m de hauteur relative. Ces crêtes irrégulièrement espacées forment un enchevêtrement inextricable pour l'observateur au sol qui ne peut guère en apercevoir que 4 ou 5 à la fois. Certaines rides rectilignes et parallèles encadrent de larges couloirs, tandis que d'autres ne restent séparées que par d'étroits sillons, parfois discontinus. On remarque aussi des dépressions en forme de lunules parfois très étirées, dont l'existence est déterminée par des crêtes présentant un grand rayon de courbure.

La courbure, l'orientation et la longueur des crêtes de Penn ar C'hleuz sont très variables. Elles sont colonisées par une végétation de graminées qui assure leur stabilité et leur conservation. La partie interne de la flèche est figée et seule sa partie externe face à la mer reçoit des apports éoliens qui sont fixés rapidement par *Ammophila arenaria* (L.) et *Agropyron junceum* (L.).

2. Santec

Sur la côte nord du Pays de Léon, à l'est de Goulven, on observe aussi, dans la partie méridionale des dunes de Pemphent, à Santec, plusieurs crêtes sableuses successives qui apparaissent sur la rive droite de l'estuaire de l'Horn (fig. 2B). Les crêtes les plus anciennes peuvent atteindre 5 m de haut, tandis que les plus récentes face à la mer ne dépassent pas 2 ou 3 m.

3. Erquy

La flèche de Sables d'Or les Pins (fig. 2C), à l'est d'Erquy, dans le golfe normand-breton, comprend vers son extrémité quatre crêtes correspondant à des crochets successifs. Les crochets les plus anciens ont été en partie détruits par une érosion se manifestant au revers de la flèche, tandis que face à la mer, dans la partie distale, l'accumulation prédomine.

4. Crozon

Sur la côte occidentale du Finistère, la flèche dunaire à pointe libre s'avancant devant l'anse de l'Aber, au nord de la baie de Douarnenez (fig. 2D), se termine aussi par des crochets successifs entre lesquels subsistent des dépressions de 1 à 2 m d'amplitude peu marquées dans la topographie. Les crêtes les plus anciennes dans la partie médiane de l'accumulation ont été défigurées par la déflation éolienne qui a creusé de grands couloirs orientés dans la direction des vents dominants.

5. Baie de Quiberon

Sur la côte sud de la Bretagne, les cordons dunaires sont généralement simples. Ils ne se subdivisent en plusieurs crêtes que dans quelques cas exceptionnels, comme à l'embouchure de la rivière d'Etel ou sur le

revers du tombolo de Quiberon, où la flèche de Pen er Lé (fig. 2E) isole la baie de Plouarnel. Cette accumulation s'accrochant à des crêtes dunaires paraboliques comprend cinq rides surbaissées séparées par des dépressions de 0,50 à 2 m d'amplitude.

6. Baie de Bourgneuf

La partie septentrionale du Marais Breton est protégée par la flèche des Moutiers-en-Retz (fig. 2F), qui porte plusieurs lignes de dunes séparant des dépressions parfois peu marquées dans le paysage, du fait de la présence de plantations de pins et de l'extension de l'agglomération du Collet dans sa partie distale (GAUTIER, 1975). Les crêtes aux formes adoucies se développent au sud de Lyarne et s'épanouissent en patte d'oie vers l'extrémité de l'accumulation, où elles constituent quatre crochets successifs.

B. LES CORDONS DUNAIRES COMPOSITES DE VENDÉE

De part et d'autre du détroit de Fromentine, qui fait communiquer le fond de la baie de Bourgneuf avec l'océan, on peut observer un certain nombre de crêtes dunaires successives, sub-parallèles au tracé général de la ligne de rivage (fig. 3). Cette passe, que franchit maintenant un pont routier, interrompt brusquement l'arc régulier du grand cordon abritant la partie méridionale du Marais Breton et occupant la face occidentale de l'île de Noirmoutier. Les accumulations se développent face à l'océan.

Au nord, la face occidentale de la pointe de la Fosse est constituée par une succession de crêtes basses se disposant en arc de cercle. Ces rides, au nombre de cinq, isolent des dépressions peu profondes de 0,50 à 1,5 m d'amplitude. Près de la mer, les crêtes soumises à des apports éoliens continuent à se développer, tandis que vers l'intérieur, les dunes plus anciennes sont figées et stabilisées par un tapis végétal constitué par *Helichrysum staechas* (L.) et *Ephedra distachya* L.

Au sud, la pointe septentrionale du massif de la Barre des Monts est composée de plusieurs crêtes dunaires basses délimitant des dépressions s'ordonnant en croissants successifs, plus ou moins étirés. Les rides les plus récentes colonisées par *Ammophila arenaria* et *Agropyron junceum* ne s'élèvent pas à plus de 0,50 à 1,50 m au dessus du fond de dépressions que la mer peut encore envahir partiellement à marée haute.

C. LES FLÈCHES À CRÊTES MULTIPLES DU COTENTIN

Les grands massifs dunaires de la côte occidentale du Cotentin comprennent dans leur partie externe quelques beaux ensembles de crêtes de sable s'allongeant parallèlement à la direction générale de la ligne de

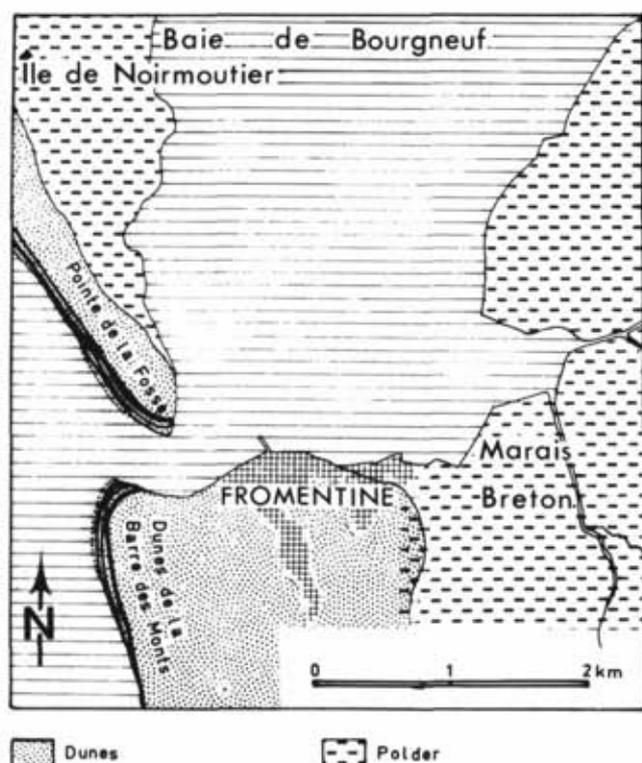


FIGURE 3. Les édifices dunaires à crêtes multiples de Noirmoutier et de la Barre des Monts.

Multiple wind-reworked beach-ridges at Noirmoutier and Barre des Monts.

rivage. Leur assemblage constitue des flèches littorales qui encadrent des havres où débouchent les rivières drainant l'arrière-pays.

1. Le Bec d'Andaine

Au sud de la pointe de Champeaux, la rive orientale de la baie du Mont-Saint-Michel est occupée, entre Saint-Jean-le-Thomas et le Havre de Genêts, par un cordon dunaire s'étirant sur cinq kilomètres (fig. 4A). Du nord au sud, la vieille dune comprend une à deux crêtes isolant une dépression humide. En avant de ces cordons anciens, plusieurs systèmes de crêtes basses, ne s'élevant pas à plus de trois mètres au-dessus du fond des dépressions humides qu'elles encadrent, se sont développés rapidement depuis une trentaine d'années. Ces cordons sont rarement continus et se disposent vers le sud en crochets successifs. Dans la partie distale de l'accumulation, des alignements de petits monticules de sable, ne dépassant pas 0,25 à 0,50 m de haut apparaissent sur le haut de l'estran. Ils sont plus ou moins jointifs et en voie de colonisation par des plantes psammophiles, telles que *Elymus arenarius* L. et *Agropyron junceum* (L.) ou par une végétation halo-nitrophile.

2. Les dunes du Havre de la Vanlée ou de Lingreville

La topographie des pointes sableuses encadrant le Havre de la Vanlée est accidentée par une série de crêtes dunaires parallèles, formant parfois des crochets progressant vers l'intérieur de l'estuaire (fig. 4B). L'ensemble le plus important se trouve au sud. Sur un cordon ancien et massif, s'appuient plusieurs crêtes étroites accolées ou séparées par des dépressions bien marquées dans le paysage. Actuellement une nouvelle ride s'avance vers le nord-est en repoussant le cours de la Vanlée vers le nord. Mais cela n'empêche pas cependant la pointe nord de progresser en sens inverse de la précédente, en construisant des cordons s'incurvant en crochet. Ceux-ci isolent deux dépressions que la mer envahit encore en période de vive eau.

3. Les dunes du Havre de Regnéville

Le cours de la Sienne, à l'entrée du Havre de Regnéville, est détourné vers le sud par la flèche d'Agon (fig. 4C). Puissante et massive, cette pointe est formée dans sa partie externe par une série de crêtes parallèles que séparent des dépressions étroites, parfois discontinues. Ces sillons s'épanouissent vers l'extrémité de la flèche où s'est formée une anse occupée par un marais maritime. Sur l'estran, une nouvelle crête commence à s'individualiser. Elle est déjà colonisée par l'Élyme, l'Agropyre et le Cakilier maritime. Dans le sillon subsistant en arrière, quelques halophytes telles que la Soude et la Salicorne commencent à s'implanter.

La progression vers le sud de la pointe d'Agon a eu pour conséquence l'érosion de la flèche de Regnéville qui lui faisait face. Il n'en subsiste aujourd'hui que deux modestes crochets.

4. Les dunes du Havre de Lessay

Le chenal de l'Ay, petite rivière débouchant dans le Havre de Lessay ou de Saint-Germain-sur-Ay, est dévié vers le sud par le développement de la flèche dunaire de la pointe du Banc (fig. 4D). Refoulé vers les dunes de Créances, il a déterminé la formation d'une ample concavité du littoral, où ELHAÏ (1963) avait noté la présence de trois cordons, précédant la dune bordière. Cette dune se décompose plus au nord vers la pointe du Becquet, en trois crêtes séparées par des dépressions de 4 à 6 m d'amplitude.

Dans la partie distale de la pointe du Banc, on observe aussi plusieurs cordons dunaires, correspondant à d'anciens crochets tronqués par l'érosion marine. Ceux-ci sont précédés vers le sud par une dune basse ne dépassant pas un mètre par rapport au niveau des hautes mers. Cette accumulation se recourbant progressivement vers l'est est formée par la juxtaposition de trois crochets successifs qui ont été progressivement colonisés par la végétation.

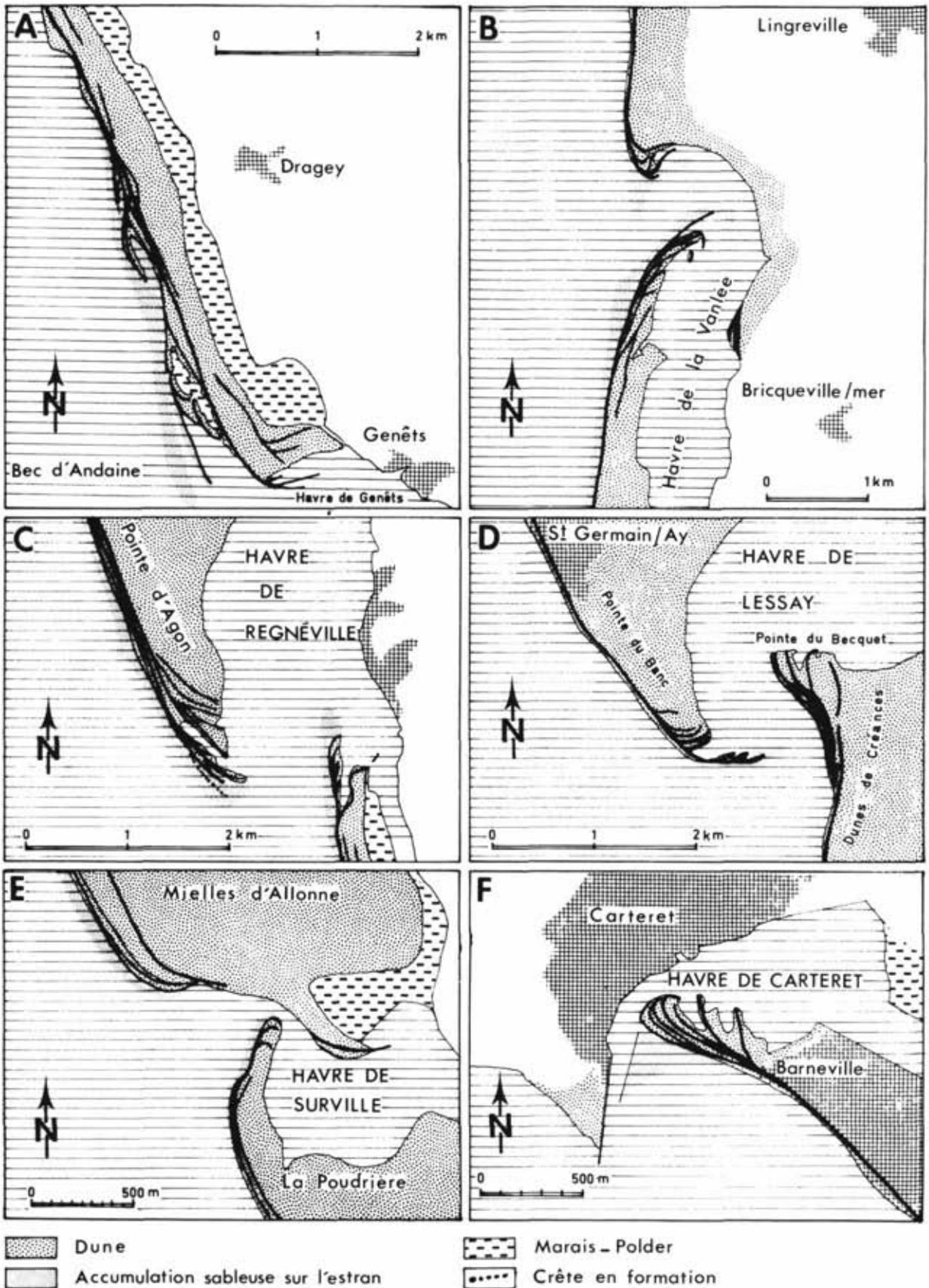


FIGURE 4. Les flèches à crêtes multiples du littoral du Cotentin, Normandie.

The multiple wind-reworked beach ridges and spits in Cotentin, Normandy.

5. Les dunes du Havre de Surville

Au nord du petit Havre de Surville, la partie externe de la dune des Mielles d'Allone est composée de 3 à 4 crêtes parallèles séparées par des dépressions de 2 à 3 m d'amplitude (fig. 4E). Dans leur partie méridionale, ces crêtes se recourbent. Elles ont été tronquées du fait de la progression de la flèche de la Poudrière qui dévie vers le nord le chenal de la rivière drainant le Havre. Cette flèche progresse par émission de crochets successifs, et sur sa face externe on peut observer la formation de petites crêtes que l'Élyme et l'Ammophile colonisent rapidement.

6. Les dunes de Barneville

La flèche de Barneville se compose de trois anciennes crêtes atteignant près de huit mètres de hauteur, et de rides plus récentes et moins élevées qui se recourbent progressivement vers l'est, à l'entrée du Havre de Carteret (fig. 4F). Une nouvelle levée, à la limite des hautes mers, est en voie de colonisation par l'Élyme et l'Agropyre, les dunes moins récentes sont couvertes d'Ammophile, tandis que sur les cordons anciens n'apparaît qu'une pelouse dunaire rase à Fétuque.

ORIGINES DES CRÊTES LITTORALES SABLEUSES

Les flèches de sable à crêtes multiples du massif Armoricaïn peuvent présenter des points communs avec quelques cordons de galets composites bien connus tel que celui de la pointe de Hourdel en Picardie (BRIQUET, 1930), celui du Dungeness en Kent (LEWIS, 1932; STEERS, 1964) ou encore celui de Derrymore en Kerry (GUILCHER et KING, 1961). On y observe très classiquement une migration du fulcrum qui sépare la partie érodée de la partie progradée; la première fournissant le matériel nécessaire à la construction de la seconde. Mais à l'inverse des ensembles de Dungeness, de Hourdel, de Derrymore ou de cordons simples tel que celui du Sillon des Anglais de Landévennec (GUILCHER *et al.*, 1957) et celui du Sillon de Talbert (LE PAGE, 1967), que l'on peut voir en Bretagne, les crêtes de sable ont des altitudes généralement plus élevées: Barneville, Agon, Bec d'Andaine, Goulven, etc.

Les cordons sableux bordant le littoral ne semblent pas avoir été édifiés jusqu'à leur niveau actuel par la houle. Ils sont souvent situés dans des sites abrités, où les vagues qui ont des fetches courts sont bien incapables d'édifier de telles constructions. Cependant, LINDSTROM (1979) a remarqué que certains cordons bien exposés de la côte nord-ouest de la Bretagne renferment des lits de sable alternativement fin, puis grossier, qui peuvent être situés jusqu'à un niveau de 4 à 10 m au-dessus de celui des grandes marées de vive eau. On observe dans ces bancs, des structures de

déformation d'amplitudes comprises entre 2 et 2,5 cm. Les lits de sable fin sont plissés d'une manière suggérant l'existence d'une contrainte se transmettant dans le sens horizontal, tandis que dans le sens vertical, les niveaux de sable graveleux ont amorti les déformations. Pour LINDSTROM (1979), ces structures correspondraient à des dépôts marins mis en place par des lames de tempête. Les sites décrits font face, en effet, aux houles du large à peine amorties par les récifs d'une plateforme à écueils: Kerfissien en Cléder et flèche de Kernic à l'est de la baie de Goulven, sur la côte nord du Finistère. Pourtant, des vagues de dix mètres de haut n'ont jamais été mentionnées durant les temps historiques sur les rivages du massif Armoricaïn, sauf sur les côtes externes de Groix, Belle-Île et de Ouessant. Aussi, il semble vraisemblable que les structures sédimentaires décrites par LINDSTROM (1979) puissent avoir d'autres origines.

Le vent, lors des tempêtes, est capable de transporter les sables graveleux des estrans sur les pentes des cordons dunaires. Par la suite, les graviers peuvent être concentrés par triage éolien en niveaux, ou en lentilles bien individualisés. Les plissements et les déformations constatés ne semblent pas être contemporains de la sédimentation des dépôts. Ils doivent résulter de phénomènes de glissement et de tassement qui peuvent se produire au sein d'un cordon dunaire, lorsque celui-ci est gorgé d'eau après de fortes précipitations atmosphériques. Il paraît donc probable que des crêtes de sable de plusieurs mètres de hauteur n'ont pu s'élever que grâce à des apports d'origine éolienne.

À l'extrémité de la Flèche de Goulven (fig. 5), de telles crêtes ont été tronquées par l'érosion marine. On remarque que les matériaux constituant une crête sont caractérisés transversalement par des lits très courts à stratification oblique ou entrecroisée qui peu-



FIGURE 5. Crête dunaire à l'extrémité de la pointe de la flèche de Penn ar C'hleuz.

A wind-reworked beach ridge at the head of the Penn ar C'hleuz spit.

vent avoir jusqu'à 40 cm d'épaisseur (FEIL, 1979). Ces dépôts, dont l'inclinaison peut atteindre 30°, sont typiquement éoliens. Ils reposent sur des formations à stratification plus régulière, dont la pente ne dépasse pas quelques degrés (fig. 6). Ces sédiments, dont le sommet s'élève à peine au-dessus du niveau des plus hautes mers, sont certainement d'origine marine. On y remarque en effet de nombreuses coquilles et quelques galets, et ils présentent, en outre, une hétérogénéité granulométrique plus grande que celle des matériaux de la crête.

Ces observations permettent d'établir que les crêtes sableuses littorales sont des constructions d'origine éolienne, reposant sur une assise édifiée par la mer. On peut donc considérer qu'il s'agit de crêtes de plages dunifiées sur place (MENEZ, 1977 ; GUILCHER, 1978).

LES PROCESSUS D'ÉDIFICATION DES CRÊTES DE PLAGE DUNIFIÉES

Les processus aboutissant à l'édification d'une crête de plage dunifiée ont pu être suivis à Penn ar C'hleuz au fond de la baie de Goulven (fig. 7), où le tracé littoral est soumis à des modifications rapides, de grande ampleur (fig. 8 et 9) (HALLÉGOUËT et MOIGN, 1979). Les données enregistrées depuis 1975 ont été complétées par les observations effectuées sur les autres sites du massif Armoricaïn, en particulier au Bec d'Andaine.

A. LA FORMATION DE LA PLATE-FORME DE BASE

On constate que les cordons dunaires composites inventoriés dans le massif Armoricaïn ne se forment pas à partir de bancs pré-littoraux ou intertidaux, qui sont obliques ou plus ou moins parallèles à l'orientation de la ligne de rivage, et séparés de celle-ci par des zones déprimées. Leur construction ne paraît donc pas liée à un apport de sable à partir des fonds marins. Sur les estrans soumis à une action frontale de la houle, on remarque cependant la formation de bermes liées à l'engraissement du haut de plage en période de calme. Mais ces formes sont éphémères et disparaissent rapidement dès que les houles longues entraînent les sédiments vers la plage sous-marine.

Les accumulations sableuses sur le haut-estran ne peuvent se stabiliser que dans certaines conditions, en particulier lorsqu'elles correspondent à l'amortissement d'un courant littoral engendré par l'obliquité de la houle par rapport au tracé du littoral ou encore par le mouvement des marées. Les courants de dérive s'affaiblissent en zone d'abri, ou lorsqu'ils sont entravés par d'autres courants agissant en sens contraire. Le dépôt de leur charge sédimentaire se produit généralement vers l'extrémité des flèches à pointe libre, où peuvent apparaître d'énormes bourrelets dont l'engraissement dépend du volume de matériaux disponibles et de l'in-

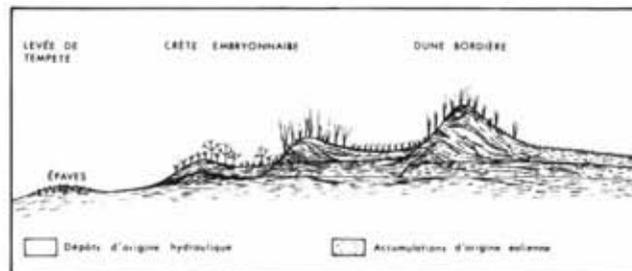


FIGURE 6. Coupe d'une crête de plage dunifiée à l'extrémité de la flèche de Goulven.

Cross section of a wind-reworked beach ridge at the head of the Goulven spit. Legend: a) storm berm; b) forming ridge; c) fringing dune; d) water-laid deposits; e) eolian deposits.



FIGURE 7. Vue aérienne de la flèche de Penn ar C'hleuz, baie de Goulven, Bretagne.

An aerial oblique view of the Penn ar C'hleuz spit, Goulven Bay, Brittany.

tensité des forces érosives correspondant aux courants de vidange des havres du Cotentin ou des anses du littoral breton. Les accumulations apparaissant sur la face externe de certains cordons dunaires sont généralement dues à l'existence d'un haut-fond rocheux entraînant une réfraction des houles, ou tout simplement comme à Créances ou à Goulven, à la présence d'un chenal à méandres divagants canalisant les courants de flot et de jusant. Ces dépôts se disposent souvent en loupes convexes, qui peuvent par la suite servir de point d'ancrage à des bancs ou des barres derrière lesquels s'individualisent des dépressions pouvant rester ouvertes à l'une de leurs extrémités (pointe d'Agon, Bec d'Andaine), ou se fermant totalement lorsque l'accumulation change d'orientation pour se rabattre sur la ligne de rivage.

Ces plate-formes de haut-estran présentant de faibles pentes sont plus ou moins étendues. Leur largeur peut atteindre une centaine de mètres, mais généralement elle ne dépasse pas trente mètres. C'est à partir de telles assises que peuvent, dans certaines conditions, s'édifier les crêtes sableuses littorales.

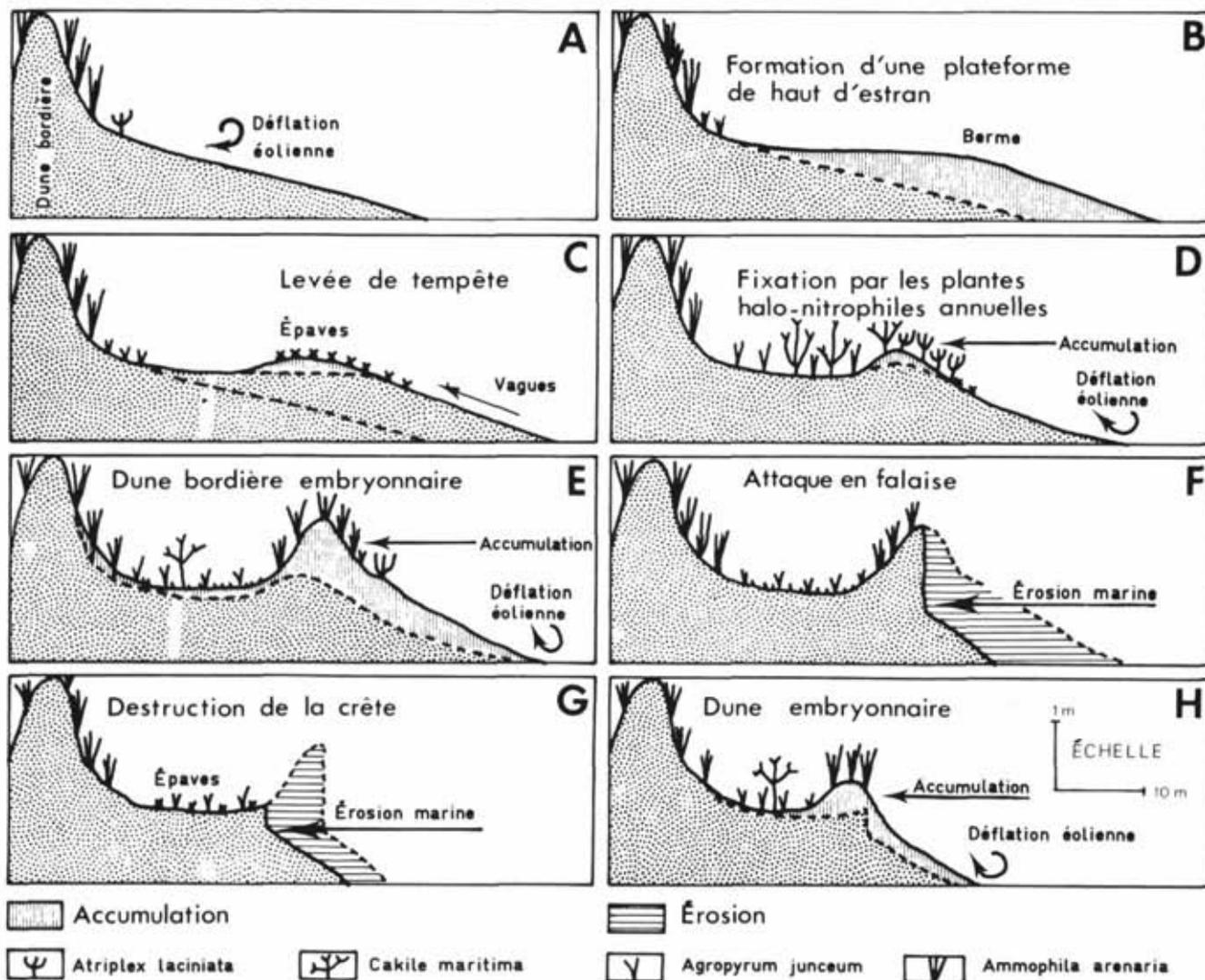


FIGURE 8. Les processus d'édification des dunes bordières.

Processes of formation of the fringing dunes.

B. LA TRANSFORMATION EN CRÊTE DE TEMPÊTE

Lorsque la sédimentation sur les plate-formes de haut-estran n'est pas perturbée par des phases érosives trop fréquentes, leur niveau s'élève et la convexité de la berme marquant leur limite externe s'amplifie. Pendant les tempêtes, des matériaux de toutes sortes (galets, épaves, algues, mottes ou débris végétaux) sont rejetés sur cette berme. Au Bec d'Andaine, il a été remarqué que les galets s'intercalant dans les sédiments sableux jouent un rôle important dans l'édification des crêtes littorales (PROVOST, 1976). Les galets apportés par la dérive littorale forment un pavage qui protège le sable de la déflation éolienne. Ces galets rejetés toujours plus haut par les vagues en marée de vive eau contribuent à l'édification de levées, dont le niveau s'élève peu à peu au-dessus de celui des hautes mers. Dans quelques cas,

comme à l'Aber en Crozon, on remarque que le sous-bassement des flèches littorales sableuses peut être constitué par de véritables cordons de galets.

Les épaves, les algues et les débris végétaux arrachés aux falaises se comportent de la même façon, et lorsqu'ils sont abondants comme à Goulven, ils contribuent à l'édification de crêtes au moment des tempêtes (fig. 10). Ces crêtes embryonnaires peuvent, sur la face nord de la flèche de Penn ar C'hleuz, atteindre une hauteur de 0,20 à 0,50 m par rapport au niveau du fond de la dépression subsistant en arrière. Mais ces levées sont souvent éphémères. Soumises à la déflation éolienne en période de morte eau, elles peuvent s'éroder rapidement, tandis que les dépressions sur leurs revers disparaissent sous les apports de sable éolien.

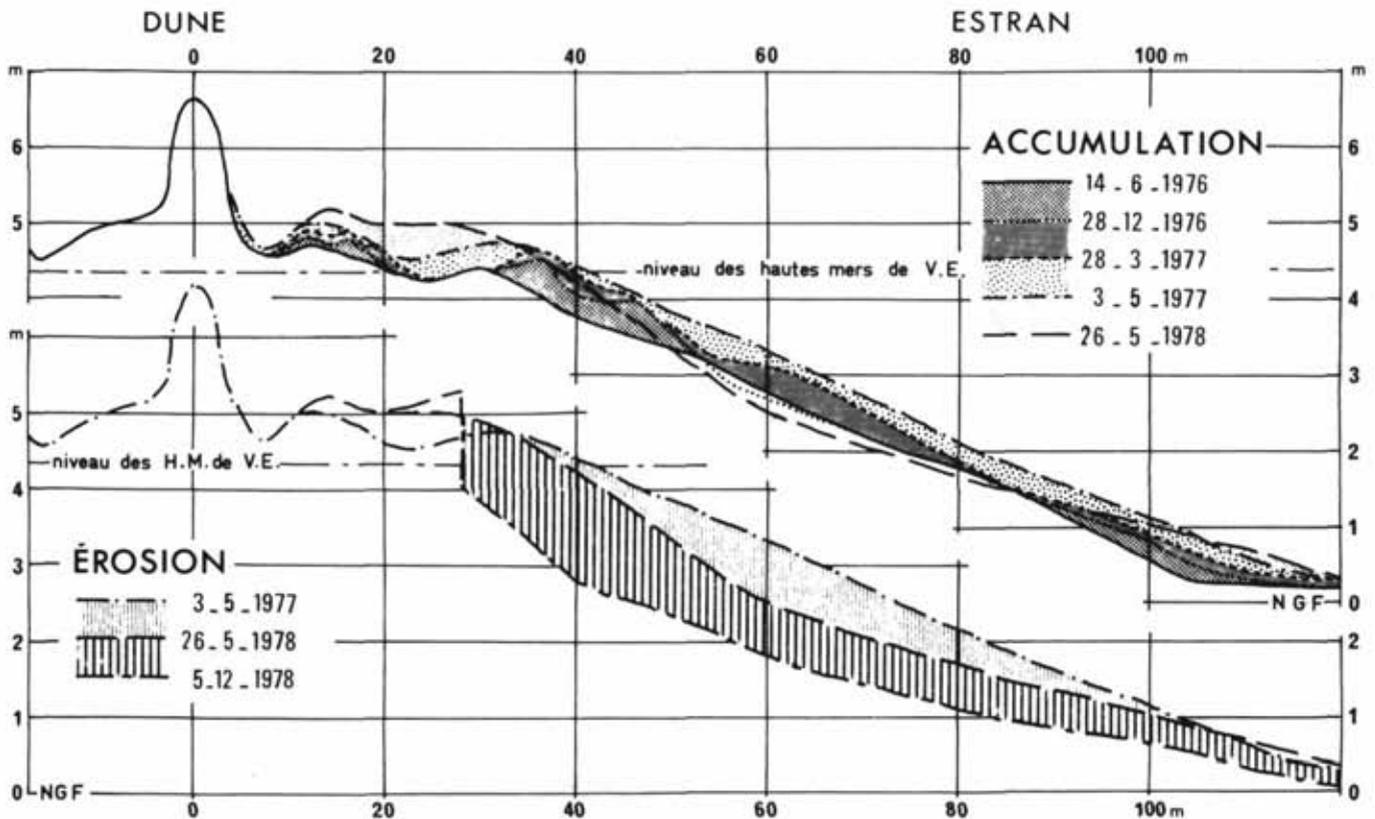


FIGURE 9. Évolution du profil de l'estran devant la flèche de Penn ar C'hleuz. Evolution of the shore profil at Penn ar C'hleuz.



FIGURE 10. Crête dunaire, levée de tempête et dépression interne sur la face nord de la pointe de la flèche de Penn ar C'hleuz. Wind-reworked beach ridge, storm berm, and landward depression at the Penn ar C'hleuz spit.

C. L'ÉRECTION DE LA DUNE BORDIÈRE

Si la surface de la levée de tempête est suffisamment protégée de la déflation éolienne par des matériaux grossiers et si les apports de sable demeurent abon-

dants, la crête embryonnaire peut se maintenir et se développer lorsque l'orientation des vents est favorable. Les épaves contribuent à la fixation de petites dunes en barkane de 0,30 à 0,60 m de hauteur, orientées parallèlement à la direction de l'écoulement de l'air. Lorsque celle-ci est oblique par rapport à l'orientation de la levée, ces dunes peuvent se réunir par coalescence. Elles ne pourront cependant se stabiliser qu'en cas de colonisation de la crête par des plantes psammophiles (fig. 11).

Au printemps, les crêtes de plage sont généralement colonisées par des plantes halo-nitrophiles annuelles comme *Atriplex laciniata* L. et *Cakile maritima* Scop. (Fig. 12). *Salsola kali* L. est également fréquent sur les littoraux de Vendée et du Cotentin, mais rare en Bretagne. Ces végétaux fixent les dunes embryonnaires sur épaves, et constituent eux-mêmes des obstacles perméables derrière lesquels le sable s'accumule (THOMAS, 1975). L'accroissement de la hauteur des plantes et la densification du tapis végétal se traduisent par une majoration du paramètre de rugosité et par une augmentation de la hauteur d'annulation du vent (MAITI et THOMAS, 1973). Aussi le développement des plantes pionnières a pour conséquence l'impossibilité de remise en mouvement des matériaux du lit sédimentaire.

Leur installation est suivie habituellement par celle de *Ammophila arenaria* et *Agropyron junceum*, dont la croissance est parfois favorisée par la présence de mottes arrachées aux falaises et enfouies à faible profondeur dans les crêtes de tempête. Cette végétation herbacée à feuillage persistant, qui retient le sable soufflé de la plage comme l'avait montré MENEZ (1977), permet aussi à la sédimentation de se poursuivre en hiver, lorsque les plantes annuelles disparaissent (fig. 13). Le développement de l'*Agropyretum* et de l'*Ammophiletum* est maximal face au vent et l'enfouissement par le sable accélère encore la croissance de ces plantes. Les sédiments sont piégés par la végétation

sur la face au vent des crêtes en formation, et s'accumulent aussi sur leur revers où les vitesses deviennent nulles (fig. 14). Il en résulte une croissance du volume de l'accumulation et la levée s'élève peu à peu en se transformant en dune bordière continue, dont le développement se fait au détriment de crêtes plus anciennes qui se figent progressivement, du fait du tarissement de leur alimentation.

Le couronnement des crêtes de tempête en dune bordière n'est pas le seul mode de formation des levées sableuses du littoral. Ces accumulations sont instables et leur équilibre peut être rapidement remis en cause



FIGURE 11. Colonisation d'une levée de tempête par *Ammophila arenaria*, à partir des débris végétaux arrachés aux falaises et enfouis dans le sable; flèche de Penn ar C'hleuz.

Colonization of a storm berm by *Ammophila arenaria*, from plant debris eroded from nearby cliffs and subsequently buried by sand, at the Penn ar C'hleuz spit.

FIGURE 12. Fixation d'une ancienne levée de tempête par *Cakile maritima*; flèche de Penn ar C'hleuz.

Stabilization by *Cakile maritima* of an old storm berm at the Penn ar C'hleuz spit.



FIGURE 13. Crête dunaire et crêtes embryonnaires sur la face nord de la pointe de la flèche de Penn ar C'hleuz, pendant l'hiver.

A wind-reworked beach ridge and other ridges in process of formation on the northern slope of the Penn ar C'hleuz spit, during winter.

FIGURE 14. Colonisation de la dune bordière et de la dépression interne par *Ammophila arenaria* et *Agropyron junceum*. Flèche de Penn ar C'hleuz.

Colonization of the fringing dune ridge and the adjacent depression by *Ammophila arenaria* and *Agropyron junceum*.

par la modification des forces responsables de leur construction: présence de chenaux à méandres divagants sur l'estran et déficit sédimentaire. Cela se traduit par un démaigrissement de l'estran et par une attaque en falaise des anciennes crêtes de plage dunifiées. Plusieurs phases d'érosion ont été ainsi suivies sur la face nord de la flèche de Penn ar C'hleuz (fig. 15) (HALLÉGOUËT et MOIGN, 1979). Elles se traduisent dans le dessin du littoral par des concavités que les apports éoliens tendent à combler en période de morte eau. La jeune falaise se trouve rapidement enfouie sous ces apports et la présence de végétation à son sommet favorise le dépôt du sable, dont l'accumulation aboutit à la formation d'une nouvelle dune bordière.

D. VITESSE DE FORMATION DES CRÊTES LITTORALES

Il a été possible à Goulven (HALLÉGOUËT et MOIGN, 1976) de déterminer le temps occupé à bâtir un certain nombre de rides récentes. Mais la vitesse n'est pas toujours uniforme car le volume des apports varie dans le temps. De plus certaines crêtes ont pu être éliminées par érosion ou coalescence. On peut penser que la construction de crêtes courtes demande moins de

temps que celle des crêtes longues et que pour une exposition donnée, l'édification d'une levée basse et étroite correspond à une durée moindre que celle d'un cordon large et haut. OTTO (1913) estimait que les 121 crêtes du Darss s'étaient formées sur une période de 3000 ans, ce qui signifierait un intervalle d'au moins vingt-cinq ans pour la construction de chaque crête. À Goulven pourtant une nouvelle crête peut se former chaque année et en cas d'alimentation abondante une levée réussit à s'élever à plus de 1,50 m au-dessus du niveau de base, après un an. Mais une crête amorcée lors des tempêtes hivernales peut disparaître rapidement du fait de la déflation éolienne. Le vent y creuse des brèches qui évoluent en dunes paraboliques, dont le recul contribue au comblement de la dépression interne. Les crêtes embryonnaires traversent généralement une période critique avant le développement des plantes halo-nitrophiles au printemps, puis après la disparition de celles-ci en automne. Mais par la suite, avec le développement de l'*Agropyretum* et de l'*Ammophiletum*, elles peuvent poursuivre leur croissance sans problème, tant qu'une autre crête ne s'édifie pas en avant.

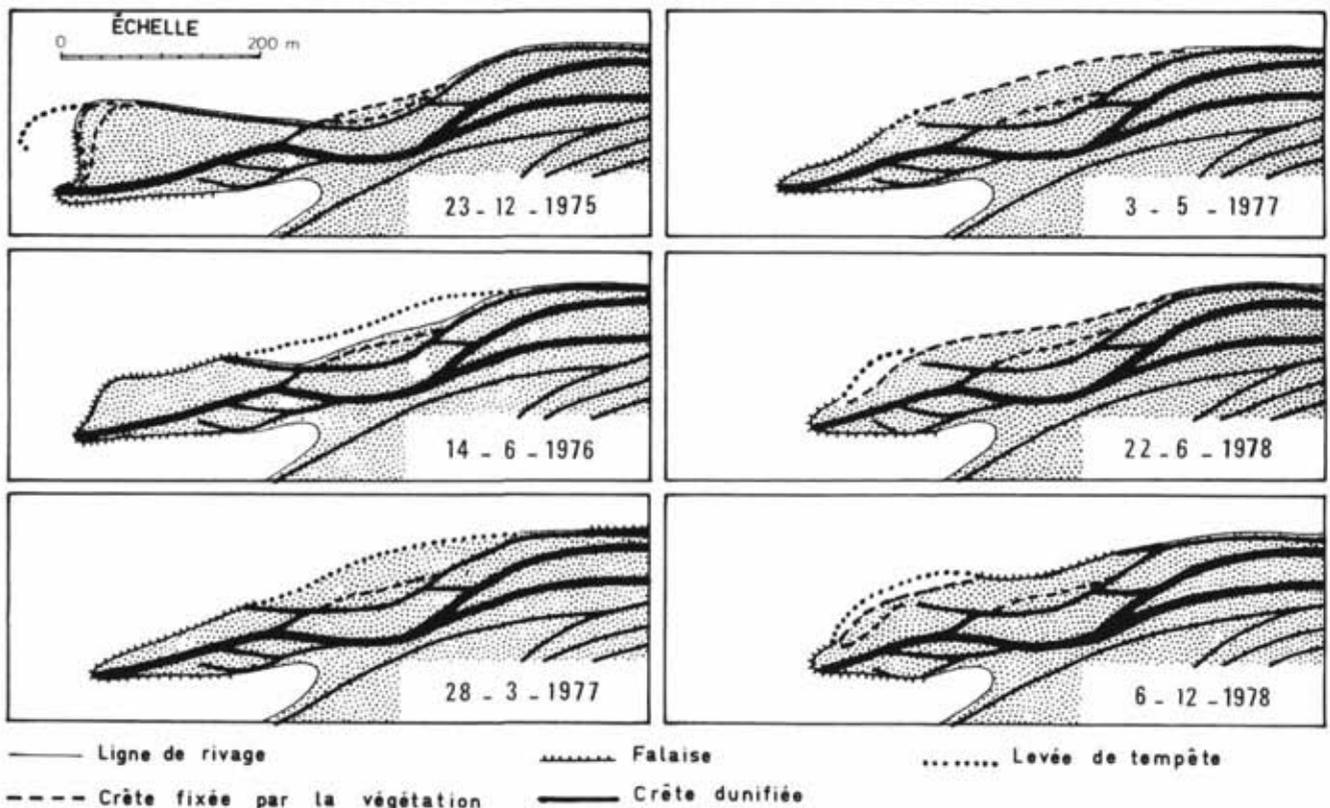


FIGURE 15. Évolution de la face nord de la pointe de Penn ar C'hleuz pendant une période d'observations de trois ans.

Evolution of the northern slope of the Penn ar C'hleuz spit during a three-year period. Legend: a) shoreline; b) cliff; c) storm berm; d) ridge stabilized by vegetation; e) wind-reworked ridge.

Lorsque l'alimentation reste peu abondante pendant plusieurs années, les crêtes annuelles disparaissent ou ne s'élèvent pas en altitude. La plate-forme de base continue cependant à s'élargir, jusqu'à ce que des conditions favorables soient réunies. Il se forme alors une nouvelle dune bordière qui sera séparée des précédentes par un large espace, où la trace des crêtes avortées va peu à peu s'effacer. On peut estimer qu'à Goulven comme au Bec d'Andaine, il ne se forme de crêtes bien individualisées que tous les trois ou cinq ans.

L'ÉVOLUTION DES CRÊTES SABLEUSES

L'alternance de phases d'accumulation et de phases d'érosion peut aboutir au façonnement de crêtes laniérées sinueuses correspondant à la juxtaposition de crêtes de tempêtes dunifiées et de dunes bordières ensevelissant des micro-falaises. Elles se composent généralement de tronçons à convexité tournée vers la mer, marquant une avancée de la ligne de rivage et de tronçons concaves représentant la trace d'un rivage en régression. Ce façonnement est particulièrement net à Goulven, ainsi qu'au Bec d'Andaine.

Les crêtes peuvent être aussi accidentées de sinuosités mineures résultant de l'évolution d'entonnoirs de déflation en dunes paraboliques. Le développement de ces dunes est généralement entravé à proximité du littoral par la présence de *Ammophiletum* qui reconquiert rapidement les espaces de sable nu. Mais pour les crêtes plus anciennes occupées par une pelouse à *Festuca*, *Carex* ou *Helichrysum*, la dégradation ne peut que s'amplifier et le recul des dunes paraboliques aboutit rapidement à la défiguration des vieux cordons littoraux. Il devient ainsi très difficile d'identifier dans la partie interne des flèches sableuses les anciennes dunes bordières. Pour tous les cas étudiés dans le massif Armoricaïn, il n'a guère été possible de reconnaître que les cordons qui se sont mis en place depuis la période de remise en mouvement des sables éoliens qui s'est produite aux XVII^e et XVIII^e siècles.

À partir des cartes anciennes, des cadastres et des photographies aériennes, on peut parfois, comme à Goulven ou à Agon, démêler l'écheveau des lanières et des crêtes tronquées se raccordant les unes aux autres. Mais il subsiste toujours des lacunes correspondant à des phases d'érosion qui ont pu effacer toutes traces des constructions antérieures.

L'observation des phénomènes se déroulant à Goulven et au Bec d'Andaine montre des phases d'érosion et d'accumulation se succédant à un rythme extrêmement rapide. On constate ainsi qu'un secteur peut être soumis à une érosion intense, tandis que dans le même temps la sédimentation prédomine de part et d'autre de cette zone. Ainsi, la racine d'une crête peut disparaître pendant que sa partie distale continue à

s'élever et à progresser. On aboutit ainsi à la création de lignes de crêtes convexo-concaves qui peuvent se figer ou continuer à évoluer en fonction de l'importance des apports sédimentaires et des variations climatiques ou hydrologiques.

La progradation des crêtes de sable s'élevant en avant des anciennes dunes bordières, comme à Saint-Germain-sur-Ay, Agon, et Goulven peut être extrêmement rapide. La pointe nord de Penn ar C'hleuz s'est avancée, après 1961, de 250 m en dix ans. Au sud de Saint-Germain-sur-Ay, l'extrémité de la pointe du Banc a progressé de 800 m depuis dix-sept ans (entre 1963 et 1980). Le rythme de cette croissance tendrait d'ailleurs à s'accélérer puisque de 1972 à 1980 sa progression a été de 400 m. Les chiffres cités par ELHAÏ (1963), pour la flèche externe de la pointe d'Agon, sont comparables, tout comme ceux que l'on a obtenus au Bec d'Andaine.

Si la progradation des flèches de sable est rapide, il peut aussi en être de même pour leur régression. Ainsi la flèche de Penn ar C'hleuz a perdu 140 m entre 1975 et 1981, à la suite de prélèvements de sable abusifs, sur l'estran de l'anse de Goulven. Des changements considérables ont été notés par ELHAÏ (1963) pour la flèche de Regnéville qui a reculé d'environ un kilomètre, sur une période de trente années, après 1928. Cette violente érosion ne s'est pas seulement produite à l'extrémité de la flèche, mais elle s'est également accompagnée d'un important recul latéral de la dune bordière.

CONCLUSION

La construction de crêtes dunaires successives ne peut se faire que sur un littoral en progradation. Leur base est généralement constituée par une levée d'origine marine, mais ce n'est pas toujours le cas. Ces crêtes sont les témoins de rivages successifs qui peuvent marquer différents stades d'un cycle d'accumulation ou le stade ultime d'une phase d'érosion.

En schématisant le cycle normal de formation d'une crête, on peut dire que celle-ci peut se développer en un an. Mais l'observation montre qu'il faut généralement de trois à cinq ans pour aboutir au couronnement des levées de tempête par une dune bordière.

Certaines crêtes ne se sont pas édifiées en une seule fois. Elles correspondent à l'assemblage de plusieurs tronçons ou à la coalescence de crêtes voisines. On aboutit ainsi à la formation de crêtes laniérées sinueuses, dont la construction peut s'étaler sur une dizaine d'années ou plus.

Ces constructions successives sont à l'origine de la progradation de plusieurs flèches sableuses du massif Armoricaïn. On constate que le développement de ces accumulations est souvent dû à une modification de l'intensité ou de la direction des courants littoraux, qui a

souvent pour cause des interventions humaines, en particulier l'endiguement des rives des havres et des estuaires.

Les flèches dunaires composites sont beaucoup plus instables que les flèches constituées de cordons de galets successifs. Elles peuvent être soumises à des phases d'érosion brutales à la suite de déséquilibres dont les causes ne sont pas toujours faciles à élucider : extractions de sable, travaux de protection du littoral dans leur zone d'alimentation ou progradation d'une autre pointe sur la rive opposée d'un estuaire.

Les dunes littorales à crêtes multiples constituent certainement les paysages dunaires les plus typiques du massif Armoricaïn. Il s'agit de constructions récentes et il n'est guère possible de reconnaître dans le massif Armoricaïn des crêtes littorales dunifiées antérieures au XVII^e siècle. Les dunes bordières marquant des rivages plus anciens ont généralement évolué en dunes paraboliques, tandis que les crêtes dunifiées de la flèche classique du Darss, sur la côte sud de la mer Baltique, ont conservé beaucoup plus longtemps leur individualité.

REMERCIEMENTS

L'auteur exprime toute sa gratitude aux personnes qui l'ont assisté sur le terrain et, en particulier, à Annik Moign, professeur à l'université de Bretagne occidentale, avec qui il a mené l'étude de la flèche de Goulven. Nous adressons aussi nos remerciements les plus vifs au professeur André Guilcher, qui a lu le manuscrit, pour ses critiques et les modifications qu'il a suggérées.

BIBLIOGRAPHIE

- BRIQUET, A. (1930): *Le littoral du Nord de la France et son évolution morphologique*, Paris, Colin, 440 p.
- CARTER, R.W.G. (1975): Recent changes in the coastal geomorphology of the Magilligan Foreland, Co. Londonderry, *Proc. Royal Irish Acad.*, vol. 75, B 24, p. 469-497.
- (1979): Recent progradation of the Magilligan Foreland, Co. Londonderry, Northern Ireland, *Publ. Centre Nat. Expl. Océans, Actes de Colloques*, n° 9, p. 17-27.
- ELHAI, H. (1963): *La Normandie Occidentale entre la Seine et le Golfe Normand-Breton. Étude morphologique*, Bordeaux, Brière, 581 p.
- FEIL, W. (1979): La flèche de Goulven (Finistère). Formation et propositions pour sa protection, *Penn ar Bed*, vol. 12, n° 96, p. 5-10.
- GAUTIER, M. (1975): Actions naturelles et actions humaines dans l'évolution d'une flèche littorale: le cordon dunaire des Moutiers-en-Retz (L.A.), *Norois*, vol. 22, p. 549-561.
- GUILCHER, A. (1978): Les crêtes littorales successives dunifiées de type Darss de la Baie de Goulven, Bretagne, comparées à celles de l'île de Wolin, Pologne, *Wiss. Zeit. Ernst-Moritz-Arndt-Univ. Greifswald*, vol. XXVII (Heinz Kiewe Festschrift), p. 33-36.
- GUILCHER, A. et KING, C.A.M. (1961): Spits, tombolos and tidal marches in Connemara and West Kerry, Ireland, *Proc. Royal Irish Acad.*, vol. 61, B 17, p. 283-338.
- GUILCHER, A., VALLANTIN, P., ANGRAND, T. et GALLOY, P. (1957): Les cordons littoraux de la rade de Brest, *Bull. Com. Centre Océan. Étud. Côtes*, vol. 9, p. 21-54.
- HALLÉGOUËT, B. (1978): L'évolution des massifs dunaires du pays de Léon, *Penn ar Bed*, vol. 11, n° 95, p. 417-430.
- HALLÉGOUËT, B. et MOIGN, A. (1976): Historique d'une évolution de littoral dunaire: la baie de Goulven (Finistère). Interactions entre forces naturelles et interventions humaines, *Penn ar Bed*, vol. 10, n° 84, p. 263-276.
- (1979): Progradation et érosion d'un secteur littoral sableux en Bretagne nord: mesures et bilan, *Publ. Centre nat. Expl. Océans, Actes de Colloques*, n° 9, p. 45-54.
- JOHNSON, D.W. (1919): *Shore processes and shoreline development*, New York et Londres, Hafner, 584 p.
- KIDSON, C. (1963): The growth of sand and shingle spits across estuaries, *Zeit. Geomorph.*, N.S., vol. 7, p. 176-201.
- LE PAGE, R. (1967): Le Sillon de Talbert, *Penn ar Bed*, vol. 6, n° 48, p. 11-20.
- LEWIS, W.V. (1932): The formation of Dungeness Foreland, *Geogr. J.*, vol. 80, p. 309-324.
- LINDSTROM, M. (1979): Storm surge turbation, *Sedimentology*, vol. 26, p. 115-124.
- MAITI, D. et THOMAS, Y.F. (1973): *Interactions des plantes et du vent dans les dunes littorales*, Dinard, Mém. Lab. Géomorph., École pratique des Hautes Études, n° 28, 59 p.
- MENEZ, S. (1977): Les crêtes successives dunifiées de type Darss de la côte sud-ouest de la baie de Goulven (Finistère), *Norois*, vol. 24, p. 593-599.
- OTTO, T. (1913): Der Darss und Zingst, *Jahresb. Geog. Ges. Greifswald*, vol. XIII, p. 235-485.
- PROVOST, M. (1976): *Dunes en Basse-Normandie*, Caen, Ann. Centre Rég. Rech. et Doc. Pédag., 62 p.
- STEERS, J.A. (1964): *The coastline of England and Wales*, Cambridge, 2^e éd., 750 p.
- THOMAS, Y.F. (1975): *Actions éoliennes en milieu littoral: la pointe de la Coubre*, Dinard, Mém. Lab. Géomorph., École pratique des Hautes Études, n° 29, 146 p.
- ZENKOVICH, V.P. (1967): *Processes of Coastal Development*, Edimbourg et Londres, Oliver and Boyd, 738 p.