

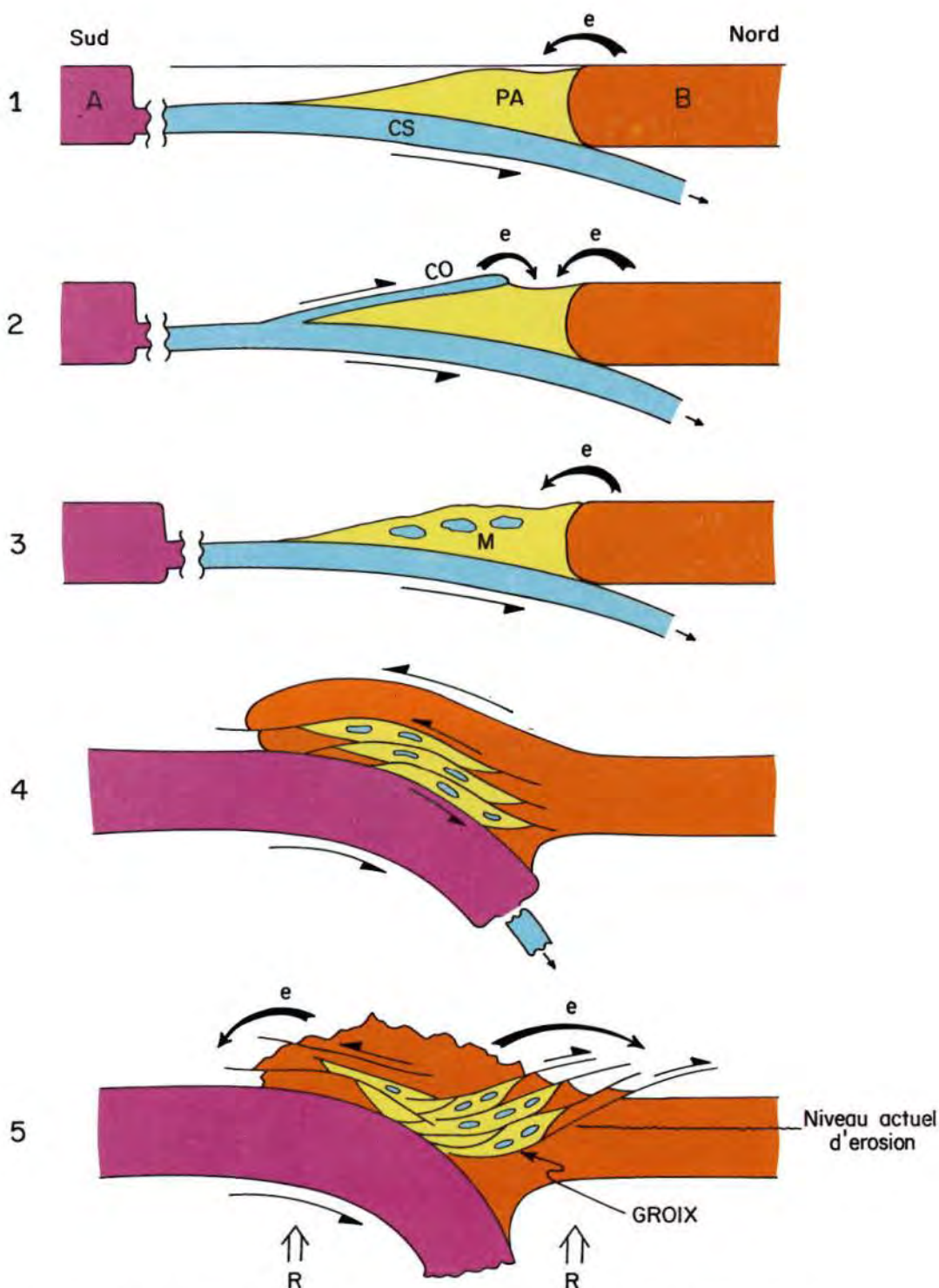
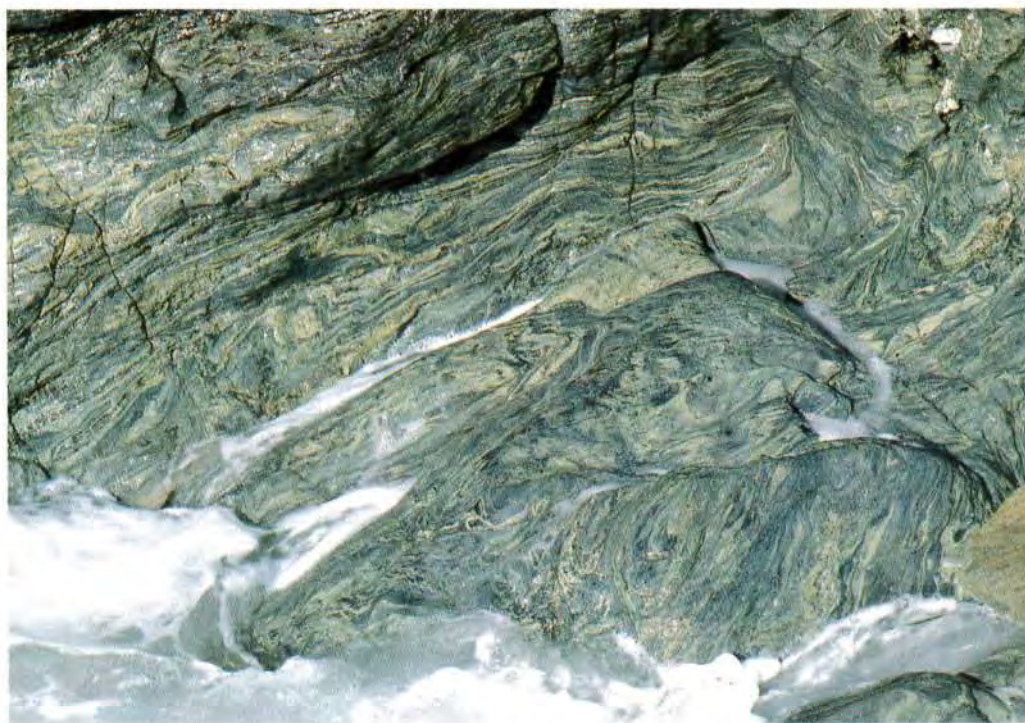


Figure 8. Evolution géologique schématisée possible de l'île de Groix dans le concept de tectonique des plaques; violet-rouge: croûte continentale; bleu: croûte océanique; jaune: sédiments d'origine continentale. Les flèches indiquent les déplacements. A: continent ibérique. B: continent nord-armoricain.



Max Jonin.

Plage de sable à grenat (Les Sables Rouges).

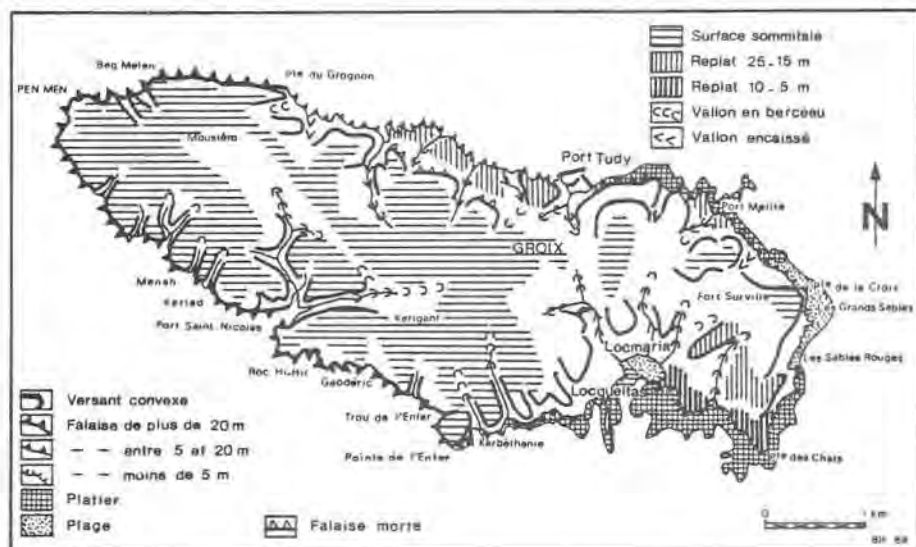


Jean-Pierre Ferrand

Plissements dans les glaucophanites à épidote (Storang).

Géomorphologie

Bernard Hallégouët et François Goraguer



Les grands traits morphologiques.

Vue du continent, l'île de Groix se présente comme un plateau cerné de falaises dominant de 20 à 40 m le niveau des flots. Cette impression d'uniformité s'estompe en fait rapidement, pour le promeneur parcourant l'île à partir de Port Tudy. A l'ouest, le plateau est entaillé de vallons profondément encaissés, tandis qu'à l'est la surface sommitale perd sa régularité et s'incline vers le sud-est, en direction de la pointe des Chats. Dans ce secteur les falaises sont basses, de petites dunes apparaissent sur la face occidentale de la pointe, et en avant se développe un large platier se poursuivant en mer sur plus d'un kilomètre par une vaste plate-forme à écueils faiblement immergée. Les dépressions du platier sont généralement occupées par des sables lourds à grenats qui sont abondants dans la crique des Sables Rouges au sud de la plage des Grands Sables. Cette plage, à la pointe orientale

de l'île, représente la partie immergée d'une vaste accumulation en queue de comète se prolongant sous les eaux, sur plusieurs kilomètres, en direction de l'est-nord-est.

Les schistes métamorphiques de Groix ne présentent pas de contrastes de résistance bien marqués. La forme de l'île est donc massive, les havres sont rares et la baie de Locmaria constitue le seul véritable port naturel. Cette indentation semble occuper une ondulation synclinale correspondant à l'apparition des schistes à glaucophane, tandis que les autres rentrants du littoral seraient liés à des fractures qui ont guidé l'érosion fluviale.

Le réseau hydrographique présente une allure dissymétrique. La ligne d'interfluve entre le versant méridional et le versant septentrional est en général nettement

décalée vers le nord. Aussi, les talwegs tournés vers le continent sont-ils en pente abrupte par rapport à ceux qui débouchent sur la côte externe. Les cours d'eau ne se sont que rarement adaptés à l'alignement des bancs de micaschiste et, pour rejoindre leur niveau de base, ils suivent habituellement la ligne de plus grande pente de la surface sommitale, à l'exception de ceux qui aboutissent à Port Saint-Nicolas. Dans ce secteur, le tracé des ruisseaux semble nettement influencé par de grandes lignes de fracture qui ont concentré les eaux d'une légère dépression du plateau située entre Moustéro et Kerigant. Le développement plus important de ce bassin hydrographique a permis un surcreusement de ces vallons et de la ria où ils confluent.

Les grandes formes du relief

A. Guilcher (1948) a expliqué les grandes lignes du relief groisillon par la tectonique. L'île correspond en effet à l'un des reliefs limitant au sud la grande dépression côtière bordant la côte méridionale de la Bretagne, du chenal des Glénan jusqu'à l'estuaire de la Loire. L'alignement des hauteurs des Glénan, de Groix, de Quiberon et du pays de Retz n'a rien à voir avec la nature des roches qui les constituent et l'on peut s'étonner de voir les micaschistes tendres de Groix subsister en relief entre

deux môles granitiques. On constate aussi l'affleurement de dépôts tertiaires dans la dépression pré littorale, à l'est de Gâvres et en baie de Concarneau, ainsi qu'au sud de Groix. Cette échine rocheuse pourrait donc avoir une origine tectonique et l'île de Groix correspondrait alors à un horst⁽¹⁾ qui se serait soulevé durant le Tertiaire, après l'Eocène.

Cet axe anticlinal de direction armoricaine a par la suite été tronçonné par les fleuves côtiers et en partie nivelé par les grandes transgressions marines de la fin du Tertiaire et du début du Quaternaire. Le horst de Groix a été alors submergé sans doute à plusieurs reprises par la mer. Cependant, on ne retrouve pas sur la surface sommitale de l'île les placages de sable et de galets marins coiffant sa voisine Belle-Ile, qui est pourtant plus élevée. On observe seulement sur Groix quelques galets de quartz résiduels jaunis et bien émoussés, disséminés dans les formations superficielles du plateau. On peut donc supposer que la régularité de celui-ci soit d'origine marine et qu'elle résulte de l'abrasion des grandes transgressions qui, à la fin du Tertiaire, se sont élevées sur le continent jusqu'à 100 m d'altitude au moins.

Il est vraisemblable que les étroits replats nivelant vers 15 à 25 m d'altitude le som-

(1) Bloc soulevé.

La ria de Port Saint-Nicolas sur la côte sud.

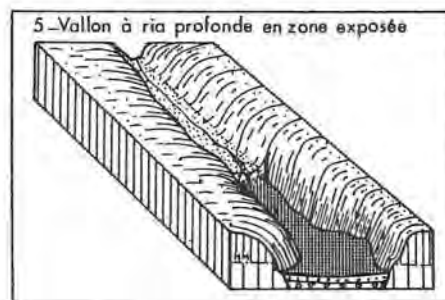
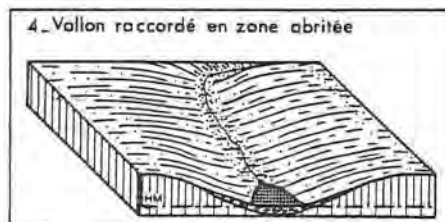
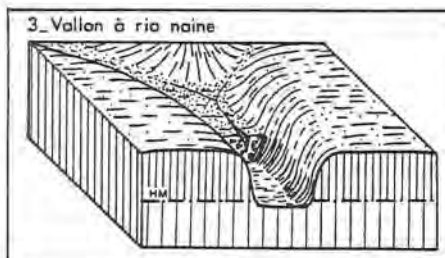
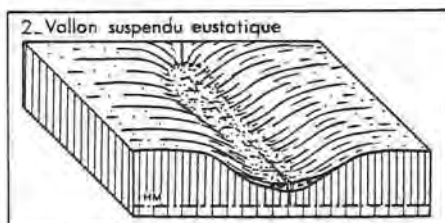
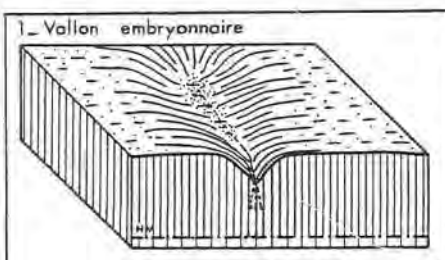


Jean-Pierre Ferrand

met des falaises de la côte septentrionale à l'est de Port Melin, correspondent également à d'anciens platiers façonnés par les transgressions marines du Pléistocène (2). Au sud-est de l'île, ces replats occupent des surfaces plus importantes, et il semble que leur élargissement ait été facilité dans ce secteur par la présence de structures à plis couchés dans les micaschistes, contrairement au secteur occidental où les plis sont fortement redressés. On n'a pas localisé jusqu'à présent de dépôts marins sur ces basses surfaces, à l'inverse de ce que l'on observe sur le continent, au nord de la mer de Gâvres. A Groix, les plages anciennes n'affleurent que dans les falaises, en particulier entre Locqueltas et la Pointe des Chats, où elles ne s'élèvent guère au-dessus de 4 m par rapport au niveau des plus hautes mers.

Une île très vallonnée

La bordure du plateau groisillon est échancrée de vallons où le ruissellement n'a pas toujours été suffisant pour leur permettre de se raccorder au niveau marin actuel. Certains de ces vallons embryonnaires sont restés suspendus très haut dans les falaises, vers 20 à 30 m d'altitude, en particulier à l'ouest de l'île entre Pen Men et Beg Melen. D'autres se sont encaissés plus profondément et ont pu se raccorder à de hauts niveaux marins, jusqu'à 15 à 5 m au-dessus du niveau actuel. Par la suite, en période de régression marine, le fond de ces vallons a été en partie remblayé par des dépôts de type périglaciaire provenant des versants. Durant les phases tempérées ultérieures, le creusement a repris et le head (3) périglaciaire a été entaillé, mais le recul rapide des falaises, du fait de l'érosion marine, n'a pas laissé aux ruisseaux le temps de se raccorder au nouveau platier. Ces vallons suspendus eustatiques (4), plus longs que les vallons embryonnaires, présentent vers l'amont une forme caractéristique en berceau et se terminent en aval par une cascade. L'écoulement au fond de ces vallons reste souvent souterrain, et la faible épaisseur de l'aquifère entraîne généralement en été le tarissement du ruisseau terminal. Les vallons suspendus sont surtout localisés sur la côte nord de l'île entre la pointe du Grognon et Port Tudy, et sur



(2) Période du quaternaire précédant l'Holocène ; v. (9).

(3) Forme de versant à blocs d'origine périglaciaire.

(4) Vallons eustatiques : liés à la variation du niveau marin.



Jean-Pierre Ferrand

A Biléric (côte nord-ouest), le vallon suspendu eustatique domine la mer d'une quinzaine de mètres.

Le Menah, ria naine en forme de caisse.



Jean-Pierre Ferrand

la côte sud entre la pointe de l'Enfer et Locquetas, où apparaissent dans les falaises les éléments de plates-formes d'abrasion marine anciennes.

On peut également observer, entre Port Saint-Nicolas et Pen Men, un autre type de vallon que A. Guilcher en 1948 qualifiait d'« auges fluvio-marines ». Ceux-ci sont fossilisés à l'amont par les formations périglaciaires et se terminent vers l'aval par une auge aux parois très raides, envahie par la mer à marée haute. Ils sont au nombre de cinq et étaient autrefois utilisés pour le carénage des thoniers (D. Duviard, 1978). Les plus caractéristiques, ceux de Kerlad et de Menah, s'allongent sur 80 m et présentent un plancher où les dépôts marins sont inexistantes ou réduits à un revêtement de sable peu épais. Ces rias naines n'ont pas un caractère fluvial et doivent être d'origine périglaciaire, comme l'indiquait H. Schülke en 1968. Pour A. Guilcher (1984), l'évolution de ces rias périglaciaires en forme de caisse (« periglaziale Kastentalrias »), semble avoir compris au moins deux phases froides. Ces encoches devaient être déjà esquissées avant la dernière période interglaciaire (Eémien) (5) qui a été particulièrement longue. Elles ont été alors à plusieurs reprises envahies par la mer qui a

déblayé les dépôts périglaciaires accumulés lors de la phase froide précédente. Puis durant la dernière glaciation (Weichselien) (6), elles ont à nouveau été remblayées, avant d'être une dernière fois exhumées par la transgression actuelle qui a dispersé le head weichselien. Cette évolution polyphasée a été récemment confirmée par la découverte, dans la branche orientale de la ria de Port Saint-Nicolas, d'un niveau de galets marins interstratifiés dans les coulées de gélifluxion et par la présence de sables dunaires anciens dans les heads de la falaise de Kerbéthanie.

Le plancher des vallons les plus importants est encore fossilisé par une couverture de dépôts périglaciaires. Dans la partie orientale de l'île, où les altitudes sont plus faibles, leurs versants sont en général évasés et vers la mer, ils s'ouvrent sur un estran sableux alimentant parfois une dune : Port Mérite, port de Locmaria. À l'ouest par contre, la partie aval des vallons présente des flancs très escarpés. Les pentes varient entre 30 et 70 degrés, avec localement des corniches rocheuses. Ces versants sont tapissés d'éboulis s'enrichissant vers le bas en fines (7). Celles-ci ont pu être apportées par le vent durant les

(5) L'optimum de cette période remonte à — 125 000 ans.

(6) De —70 000 à —12 000 ans.

(7) Éléments fins tels que limons et argiles.

Plage de galets de Port Saint-Nicolas découverte à basse mer.



Jean-Pierre Ferrand

phases pléniglaciaires (8), lorsque les fonds du golfe de Gascogne étaient asséchés. L'extrémité de ces vallons a été envahie par la mer à l'Holocène(9) et les vagues y ont dégagé les accumulations de head qui les remblaient. Ces rias sont assez profondes pour abriter de petites unités de pêche ou des bateaux de plaisance, et les abris de la côte nord ont reçu des équipements. Sur la côte sud, très exposée aux houles du golfe de Gascogne, le rentrant de Port Saint-Nicolas n'a par contre pas pu être aménagé et, lors des tempêtes, la mer poursuit le déblaiement des coulées de head qui en garnissent le fond.

Une érosion littorale intense...

L'absence de plate-forme littorale, à l'ouest de Groix, permet aux grandes houles de l'Atlantique d'atteindre les côtes

(8) Pléniglaciaires : correspondant au maximum des glaciations.

(9) Période post-glaciaire commencée il y a 10 000 ans.

occidentales de l'île avec toute leur puissance. Dans ce secteur, les creux de 10 m ne sont pas rares, et les vagues peuvent jaillir jusqu'au sommet des falaises. Elles y ont creusé des grottes, en exploitant les zones de broyage ainsi que la foliation des micaschistes. Les masses d'eau se fracassant contre les parois et le choc des galets martelant la roche élargissent les fissures et ébranlent leur plafond, qui s'effondre peu à peu en créant de longs couloirs. Ceux-ci ne sont pas cependant aussi développés que ceux de Belle-Ile ou d'Ouessant, à l'exception de l'étroite fissure du Trou de l'Enfer qui s'allonge sur 200 m. On n'observe pas non plus de grands puits résultant de l'effondrement partiel des voûtes, et les arches dans les falaises sont rares.

Le sapement des vagues peut aussi provoquer la chute de pans entiers de falaises. Les grandes dalles provenant des éboulements sont peu nombreuses sur la côte occidentale, car elles sont rapidement brisées par les vagues et leurs éléments vite dispersés par la dérive littorale. Par contre, sur la côte interne, les amas de blocs effondrés semblent plus fréquents, surtout

Le Trou de l'Enfer, une impressionnante fissure dans la falaise.



Bernard Hallégouët



Blocs éboulés au pied de la falaise, à Biléric.

à l'est de Port Melin. Ces falaises exposées au nord sont formées de micaschistes plus ou moins altérés en surface et assez fissurés. Ces zones fragiles sont exploitées par les racines, et les eaux d'infiltration peuvent y geler en hiver, ce qui provoque de lents mouvements qui, conjugués à l'action de la gravité et des vagues, finissent par entraîner l'effondrement de grandes dalles ou de pans de falaise. Comme dans ce secteur les houles sont moins fortes que sur la côte externe, les blocs et les dalles de micaschiste restent longtemps sur les platiers avant de disparaître, et les amas qu'ils constituent contribuent à freiner le recul du littoral.

Les falaises de Groix sont également attaquées par la corrosion, qui peut s'exercer depuis leur sommet, et même au-delà dans les vallons, jusqu'à la limite des hautes mers. L'alvéolisation de la roche par haloclastie (10) est surtout sensible dans les schistes verts. Sur la côte externe, les cavités sont nombreuses dans les parois rocheuses à Gaodéric et vers Roc Hi Hir, ainsi que dans le vallon de Kerbéthanie où elles peuvent atteindre 1,5 m en largeur et autant en profondeur.

Au pied des falaises, la rareté des galets n'a pas favorisé le développement de grandes encoches basales. Celles-ci ne



Bernard Hallegouët

Alvéolisation des schistes verts dans le vallon de Kerbéthanie.

(10) Éclatement et désagrégation des minéraux par cristallisation du sel.

sont bien marquées que dans les niveaux peu fissurés de schiste vert, en particulier entre Pen Men et la pointe du Grognon. Sur les estrans, les marmites sont également rares et peu creusées. Entre Port Saint-Nicolas et Locqueltas où elles sont plus nombreuses, leur diamètre se situe souvent vers un mètre. Les platiers sont souvent peu développés à l'ouest de Groix, et en général hérissés de barres structurales ou découpés de couloirs exploitant des fractures. Mais à l'est, dans le secteur de la pointe des Chats, leur extension est importante et leur topographie devient plus régulière du fait de la présence de structures horizontales à plis couchés.

et une accumulation de sable à l'est

La répartition des dépôts littoraux pléistocènes correspond à peu près à ce que l'on peut observer aujourd'hui. A l'ouest de l'île, en effet, à l'exception des grèves cailouteuses de Port Saint-Nicolas, les plages font défaut, tandis que vers l'est, où les criques s'agrandissent, les estrans sableux prennent de plus en plus d'importance. Ces sables, comme l'a montré l'étude des minéraux lourds (L. Chauris, 1985), sont soumis à une dérive littorale portant vers l'est. Ils tendent donc à s'accumuler à l'abri des falaises de la pointe

orientale de Groix, où ils forment la plage des Grands Sables. Cette plage dessine vers l'est un arc de cercle convexe, dont l'extension longitudinale atteint 800 m à basse mer et se réduit actuellement à haute mer à 200 m à peine. La haute plage, envahie partiellement par une végétation psammophile (11), alimente une dune qui a fossilisé les formations périglaciaires masquant la base de la falaise morte de Fort Surville. La limite externe du haut estran est marquée par une crête dominant de 0,50 à 1 m une dépression lunaire que la mer peut inonder lors des tempêtes, en période de grande marée. Le grain moyen des sables de la crête et de la dune est habituellement compris entre 0,25 et 0,4 mm mais, dans les zones en voie d'érosion, caractérisées par l'abondance des grenats et la présence de graviers, les valeurs enregistrées sont plus élevées : de 0,5 à 0,65 mm. Dans l'ensemble, ces matériaux sont donc facilement mobilisables par les vagues et le vent. Aussi, à l'inverse des flèches de galets, la queue de comète des Grands Sables est-elle instable et sa position varie constamment en fonction de l'orientation des houles et des vents dominants.

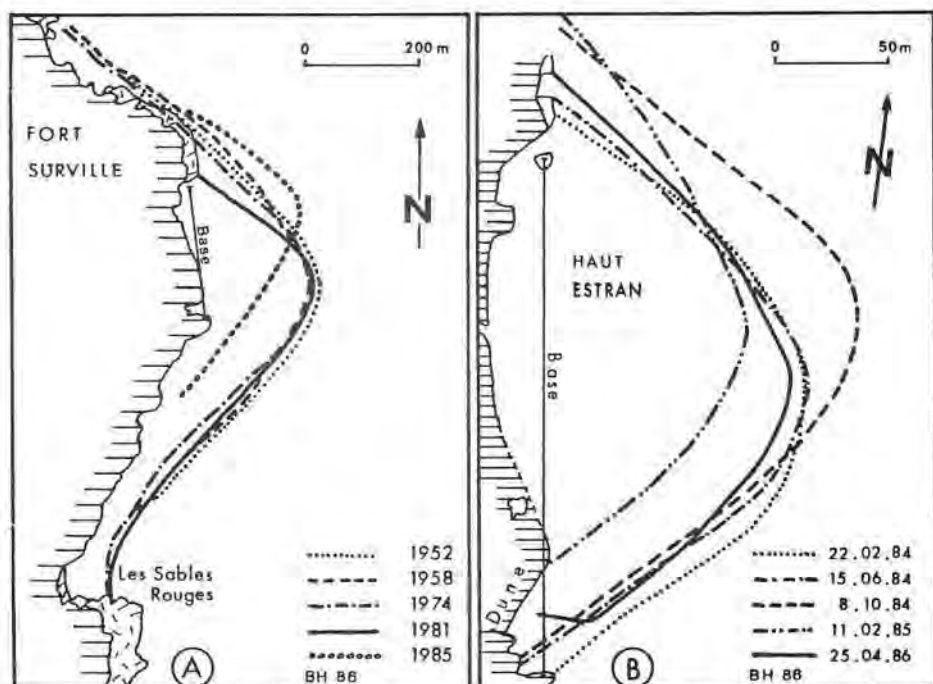
L'observation des photographies aériennes de l'I.G.N. révèle, depuis 1952, des migrations importantes en direction du sud ou du nord-ouest. L'intervalle entre les

(11) Végétation liée au sable.

Végétation sur la haute plage des Grands Sables.



Bernard Hallégouët



Evolution de la plage des grands sables.

A. Limites de la plage entre 1952 et 1985

B. Positions de la crête de tempête entre le 22.02.1984 et le 25.04.1986.

missions, 6 ans en moyenne, est cependant trop large pour permettre de suivre avec précision le déplacement des sables et définir la périodicité des mouvements. En 1981, le transit se faisait vers le sud, et l'accumulation au nord-ouest ne dépassait pas la pointe de la Croix. A l'époque, face au village de vacances, l'estran était en voie d'engraissement et l'accès à la plage se faisait sans problème. Dans les années qui ont suivi, la tendance s'est inversée et, au cours de l'hiver 1983-84, un fort démaigrissement a entraîné l'abaissement du niveau de la partie méridionale de la plage, provoquant la coupure du chemin d'accès principal.

Une station de mesures implantée en février 1984 a permis de mieux suivre les mouvements sédimentaires depuis cette date. Durant la première année, la réalisation de quatre séries de profils⁽¹²⁾ a permis de constater un déplacement vers le nord-ouest et une progradation vers l'est, jusqu'à l'automne 1984. Ensuite, au cours de l'hiver, l'extrémité orientale de la flèche a reculé de 50 m mais, à son enracinement, l'accumulation s'est poursuivie à la base des falaises, au nord-ouest de la pointe de

la Croix, tandis qu'au sud la dune était attaquée par la mer. La réduction de la surface de la plage s'est ainsi poursuivie jusqu'en juin 1985 et, à cette époque, de nombreux galets errants, dégagés par l'érosion, parsemaient la partie méridionale de la crête. On pouvait alors craindre que la plage ne disparaisse définitivement, mais, depuis, le mouvement des sables s'est inversé et une nouvelle série de profils, en avril 1986, a révélé une érosion au nord-ouest et une nette extension vers le sud. L'aire occupée par la haute plage à l'abri de la crête tend à nouveau à s'accroître et l'on constate que le sable revient sur l'estran devant le village de vacances.

L'évolution défavorable qu'a connue la plage des Grands Sables ces dernières années semble due à une modification de la résultante des vents et à la multiplication des tempêtes de secteur sud à sud-ouest dont les effets destructeurs sont bien connus sur les côtes méridionales de Bretagne. Si la tendance actuelle se maintient, on devrait rapidement revenir à la situation de 1981 et retrouver un accès direct à la plage par le sud. Mais ce ne sera que provisoire, et rien ne permettra de contrecarrer le mouvement des sables soumis aux caprices du vent et de la houle.

⁽¹²⁾ Profils réalisés avec la participation de L. Briand, J.-P. Ferrand et F. Goraguer.