



Relief et évolution littorale de l'île de Groix

Bernard HALLEGOUET

L'île de Groix vu par un géomorphologue : rôle des failles, de l'érosion différentielle et de l'altération, vallons suspendus, galets perchés et, cerise sur le gâteau, l'extraordinaire migration de la plage des Grands-Sables, un déplacement de plus d'un kilomètre raconté par le menu...

L'île de Groix est un élément du plateau lorientais isolé de la côte morbihannaise par des fonds de 15 à 30 m. Le chenal des Courreaux de Groix, ne fait guère plus de 5 km de largeur entre la pointe du Talut et la pointe du Grognon. Ce territoire n'a été insularisé que tardivement par la transgression postglaciaire au cours du Mésolithique. Il est possible qu'un tombolo se soit alors maintenu pendant quelque temps, entre la pointe orientale de Groix et le continent, lorsque la mer se situait vers 15 m au-dessous de son niveau actuel.

Vue du continent, la surface sommitale de Groix qui culmine entre 40 et 48 m, paraît uniforme. Presque partout, elle se termine par des abrupts ou des falaises. A l'ouest de l'île ces dernières tombent, directement dans la mer. Vers l'est, par contre, la ligne de rivage est généralement précédée de plateaux rocheux et d'estrans sableux. Sur la côte occidentale, entre Port Lay et

Locqueltas, les havres sont rares. La grande échancrure de Port Saint-Nicolas est malheureusement exposée aux tempêtes de suroît. Par contre, vers l'est, la crique sableuse de Locmaria protégée par la pointe des Saisies a constitué dès l'antiquité un bon port d'échouage. Les mouillages sont également possibles devant les plages au nord-est de Groix.

De nombreux vallons s'encaissent dans les falaises, entre Pen Men et Locmaria, mais vers l'est, le versant littoral perd son énergie et de larges replats se développent entre Locqueltas et la batterie de Nosterven. Les falaises peu élevées encadrent alors des vallons très évasés. Sur la côte septentrionale, on observe aussi, en contrebas du plateau, des aplatissements tronqués par les falaises, en particulier entre Port Melin et Port Tudy. Le réseau hydrographique de l'île présente une allure dissymétrique avec une ligne d'interfluve nettement décalée vers le nord.



Vallon échantant les falaises au sud-ouest du plateau.



Vallon suspendu à l'est de la pointe du Spernec avec gorge de raccordement dans les schistes altérés.

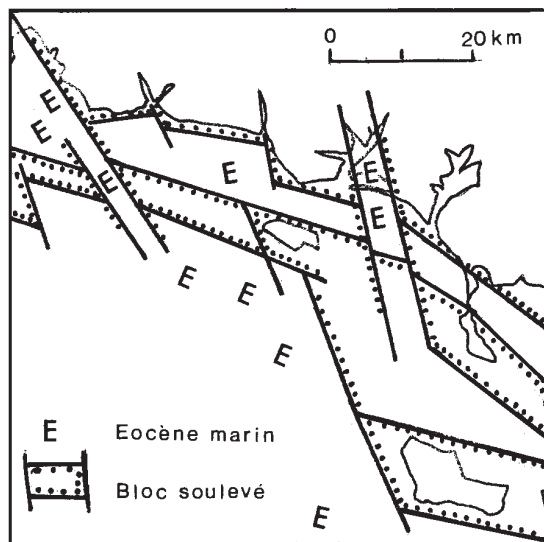
Les talwegs orientés vers les Courreaux de Groix sont donc en pente forte par rapport à ceux qui débouchent sur la côte externe. Les cours d'eau ont creusé sur le plateau des vallons évasés qui s'encaissent à l'approche de la mer. Quelques talwegs se terminent par une entaille vigoureuse, tandis que d'autres restent perchés au-dessus de la mer. Les confluences sont rares. Celle de Saint-Nicolas a permis un creusement plus important qui est à l'origine d'une petite ria.

Influence de la structure sur le relief

Groix représente la partie émergée d'un ensemble de roches métamorphiques affleurant sous 5 à 40 m d'eau entre les îles de Glénan et la presqu'île de Quiberon. Ces formations, dans l'ensemble peu résistantes, sont en relief dans la topographie et se prolongent à l'ouest par une échine rocheuse isolant une dépression pré littorale. Ce sillon est moins marqué vers l'est où il vient buter sur un alignement de basses entre Quiberon et le littoral de Plouhinec. Au nord de l'échine de Groix, les fonds correspondent à la bande des micaschistes du Pouldu, en principe plus résistants que les précédents. Ces roches affleurent largement sur le littoral au nord de la dépression, à l'ouest de la Laïta où ils arment des falaises de 10 à 15 m. Localement des sédiments tertiaires occu-

pent le fond de la dépression pré littorale entre Plouhinec et les îles de Glénan : bassin de Gâvres, bassin de la Laïta, bassin de la baie de Concarneau. Il s'agit d'argiles et de calcaires marins éocènes qui affleurent plus largement sur la plate-forme continentale au sud de Groix. L'échine pré littorale peut donc être interprétée comme un horst découpé par des failles transversales, encadrant un môle surélevé qui a été insularisé par la transgression post-glaciaire. Ces mouvements tectoniques, qui ont également porté en altitude les îles de Quiberon et de Belle-Ile, se sont manifestés au cours du Tertiaire, à la suite de poussées exercées par la plaque ibérique sur les fonds du golfe de Gascogne, au sud de la marge armoricaine. L'examen des affleurements sur les rivages de la « Petite mer de Gâvres » montre des réactivations de failles dans le socle sous-jacent jusqu'au Quaternaire. Les anciennes nappes alluviales du Blavet sont manifestement déformées entre Port-Louis et Plouhinec, ainsi que les cordons littoraux les plus élevés entre Locmiquelic et Erdeven. Le chapeau de sables rouges et de galets de Borvan coiffant le sommet de Belle-Ile, vers 71 m, serait le témoin de hauts niveaux marins de la fin du Tertiaire. Les dépôts de ce type sont généralement conservés jusqu'à une centaine de mètres d'altitude dans les anciens talwegs et les petits fossés tectoniques accidentant les plateaux morbihannais. Aussi, la situation avancée de la Formation de Borvan sur un relief conservé dans des roches tendres

ne peut que surprendre. La datation de ces dépôts permettrait de déterminer l'époque à laquelle les îles morbihannaises ont été portées en altitude. A Groix les plages anciennes ne sont guère élevées. Les altitudes observées semblent plus importantes sur sa côte méridionale à l'est de Locqueltas, que sur sa côte nord. Cette anomalie pourrait résulter de différences d'exposition aux houles entre le sud et le nord de l'île, cependant Guilcher (1948) avait supposé que la partie sud-est de Groix correspondrait à un compartiment basculé vers le sud.



Morphologie structurale du littoral cornouaillais et vannetais.

Les roches de Groix ne présentent pas de contrastes de résistance bien marqués. Dans l'ensemble les formes sont donc massives et ce n'est que sur le littoral, dans le modelé de détail, que la mer a mis en évidence les niveaux plus résistants, en particulier entre la pointe de l'Enfer et Locmaria. L'érosion marine a su exploiter des failles, comme celle du Trou de l'Enfer qui constitue une profonde entaille dans l'axe des houles dominantes. L'érosion différentielle a pu également opérer dans les zones de fracturation qui ont souvent guidé le creusement des vallons dans le plateau. Ainsi, la faille de Port Saint-Nicolas a donné son orientation au talweg de Kerbus, tandis qu'au nord de l'anse, le ruisseau de Moustero doit son tracé en baïonnette à des fractures d'orientation NE-SW. Au sud-est de l'île, l'inflexion des plis vers le sud a nettement influencé le

creusement des talwegs vers la mer. Dans ce secteur le développement de plis couchés a pu faciliter l'élaboration de larges surfaces d'abrasion : replats littoraux et vaste surface d'abrasion semi-immergée au sud de Kerrohet.

Les processus continentaux dans le façonnement du relief

Le Blavet a joué autrefois un rôle important dans le façonnement du relief de la région lorientaise. Ce cours d'eau a d'abord creusé sa vallée dans les dépôts marins éocènes entre Locmiquélic et Plouhinec. Les anciens cours s'ouvrant sur la rive gauche de l'estuaire, entre Port-Louis et le Pont du Bonhomme, débouchaient à l'est de Gâvres et se poursuivaient à l'origine vers le sud. La présence de dépôts comparables à ceux des falaises de la « Petite Mer de Gâvres », sous les plages anciennes à l'est de Locqueltas, permet de penser que la divagation de méandres du Blavet n'est pas étrangère au façonnement de la large plate-forme d'abrasion qui se développe sur plus de deux kilomètres au sud-est de l'île. Après la transgression marine qui a abandonné les sables rouges que l'on observe au-dessus des anciennes nappes alluviales, la rivière a creusé un nouveau lit à l'ouest du précédent, entre Port-Louis et Larmor-Plage. Ses eaux canalisées par la dépression pré littorale entre Groix et la pointe du Talut, se sont alors écoulées vers l'ouest. Ce couloir tectonique a été ensuite élargi par divagation de méandres. Dans un premier temps ils ont façonné de larges replats visibles dans la topographie sous-marine au nord de l'île, avant que le Blavet ne s'encaisse plus profondément dans les micaschistes du Pouldu. Cette dynamique a eu pour conséquence un raidissement de la pente du versant septentrional de l'île.

Les micaschistes du plateau groisillon sont altérés en surface. Des arènes parfois profondes ont permis la constitution de petites réserves aquifères. Cependant, lorsque la sécheresse estivale se prolonge, celles-ci s'épuisent assez rapidement. Les fractures ont favorisé le développement des altérites et la nappe phréatique, guidée par les cassures affectant le substrat, alimente des sources intermittentes au fond des vallons. Le ruissellement est absent dans les zones occupées par la végétation, mais il n'en va pas de même dans les parcelles labou-

rées où les averses engendrent parfois des ravines atteignant 10 cm de profondeur. En raison de ce phénomène et du colluvionnement, les sols humifères s'épaississent au bas des pentes. Sur le plateau, les vallons prennent leur source dans des cuvettes largement évasées. Leur profil présente d'abord une allure en berceau, dont la concavité se resserre à l'approche de la mer. Les débits n'ont pas toujours été suffisants pour permettre aux ruisseaux les plus courts de se raccorder au niveau marin actuel. Ainsi certains vallons embryonnaires sont restés suspendus très hauts 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, plus profondément encaissés, se raccordaient autrefois à de hauts niveaux marins entre 10 et 5 m au-dessus des hautes mers actuelles. Ces vallons se terminent à l'aval par une cascade qui se tarit en période de sécheresse. Ce type de vallons suspendus est fréquent sur la côte nord de l'île entre la pointe du Grognon et Port Tudy, ainsi que sur la côte sud entre la pointe de l'Enfer et Locqueltas.

Entre Port Saint-Nicolas et Pen Men se développe un autre type de vallons qui ont été qualifiés par Guilcher (1948) d'auges fluvio-marine. Ceux-ci au nombre de cinq, se terminent vers l'aval par une auge aux parois très raides envahies à marée haute par la mer. Les plus caractéristiques sont ceux de Kerlard et de Cro Menac'h. Ces rentrants 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 utilisées autrefois pour le carénage des thonniers n'ont pas un caractère fluvial. Ce ne sont pas non plus des auges glaciaires. Il s'agit en fait de formes élaborées en climat périglaciaire en raison du défonçage du fond humide des vallons par la gélifraction. En période tempérée, ces entailles ont été envahies par la mer qui a déblayé les produits fournis par la gélification des micaschistes, durant la phase froide précédente. La transgression actuelle s'est contentée de disperser les formations de versant périglaciaires et de régulariser le plancher rocheux.

Dans la partie occidentale de l'île, le profil transversal des vallons présente vers l'aval des pentes raides, avec des inclinaisons variant entre 30 et 70 degrés. Leurs versants sont souvent dénudés vers l'aval et seul leur fond est occupé par les formations périglaciaires. Les coulées de gélifluxion ne sont bien exposées que dans les falaises de la côte septentrionale, par exemple à Port Méhite sur le versant

est du vallon. Ces dépôts sont également installés sur les micaschistes plus ou moins altérés de la côte sous le vent. Après les périodes pluvieuses, en particulier entre la pointe du Spernec et la pointe de la Croix, ils constituent souvent de petits éboulements s'appuyant à la falaise.

Les héritages marins

L'île de Groix a été plusieurs fois submergée par la mer au cours du Tertiaire mais, contrairement à Belle-Ile, sa surface sommitale n'en a pas conservé de traces, à l'exception de rares galets de quartz jaunis dispersés dans les formations superficielles. De même, la formation marine de sables et galets culminant vers 25 m entre le Blavet et Etel n'est pas représentée sur les versants de l'île. La transgression correspondante n'a pas laissé de témoins dans le paysage littoral, sauf peut-être dans le secteur de Locmaria.

Des plages anciennes associées à des plates-formes d'abrasion sont bien exposées en bordure du sentier littoral entre Port Saint-Nicolas et Locmaria. Ces dépôts quaternaires, parfois imprégnés par les oxydes de fer s'apparentent à ceux de



Vallon embryonnaire de Kerbéthanie. Remarquer l'alvéolisation des schistes verts.

la côte lorientaise entre la Laïta et la pointe du Talut. Ils culminent entre 5 et 10 m au-dessus du niveau actuel, cependant les sables roux parfois présents dans leur partie supérieure, correspondent en général à des formations dunaires. L'examen des coupes montre localement des stratifications présentant des niveaux pédogénisés pendant les phases de retraits de la mer.

Les transgressions marines pléistocènes ont sculpté dans les versants littoraux des platiers étagés et creusé dans les falaises des grottes qui ont pu servir d'abri aux populations préhistoriques, lorsque la mer se retirait. On remarque souvent, dans les cordons anciens, des galets de roches inconnues sur l'île, en particulier des granites et des grès provenant manifestement du continent voisin. La plupart de ces roches ont pour origine le bassin versant du Blavet, mais quelques éléments lithiques viennent du Finistère. Les versants de la forêt de Quénécan ont manifestement fourni au Blavet des blocs de grès armoricain. Lors des débâcles printanières, lorsque des climats périglaciaires régnaient sur la région, des radeaux de glace les ont pris en charge. D'énormes blocs de roche ont pu ainsi être acheminés vers l'aval. Les grès primaires sont en effet abondants dans les nappes alluviales, entre Port-Louis et Plouhinec, ainsi que dans les terrasses fluviales reconnues sur le fond marin. Par la suite, la mer en transgression les a intégrés aux cordons littoraux de la côte lorientaise. Roulées sur le fond par les vagues, ces roches ont pu également atteindre la côte externe de Groix.

On constate que certains granites sont très altérés et que d'autres sont à peine émoussés, ce qui exclut un long transport par les vagues. D'autre part, les galets exotiques sont parfois groupés dans des périmètres réduits, ce qui permet de penser à des glaces marines pour leur mise en place. On a en effet constaté en Bretagne occidentale des périodes de refroidissement climatique pendant les interglaciaires, lorsque le niveau marin était encore élevé. La mer gelait en hiver et, sur les rivages, la glace de la banquise se soudait aux cordons littoraux. Avec les variations des niveaux de marée et les tempêtes, le pied de glace se détachait de la côte en emportant des galets et des blocs. Par le jeu des vagues et des courants, ces radeaux de glace ont pu avant de fondre aller s'échouer sur d'autres rivages pour y délester leur charge minérale. Ainsi, en rade de Brest, la vasière fossile du Loc'h de

Landévennec, interstratifiée entre deux cordons de la dernière période interglaciaire (Eémien) est pavée de blocs prélevés sur d'autres rivages de la rade, mais issus aussi de la côte occidentale du Finistère, ainsi que de contrées plus lointaines : calcaires et chailles du Jurassique des côtes normandes ou anglaises. Contrairement aux côtes sud-ouest de l'Angleterre, on n'a pas reconnu sur les rivages de Groix de gros erratiques provenant de la fonte d'iceberg mais, comme sur tout le littoral occidental de la Bretagne, des galets de basalte à olivine provenant d'Islande ont été remarqués.

Vers la pointe des Chats, les niveaux de galets perchés sur la petite falaise mica-schisteuse admettent un pourcentage important de quartz. De plus, ces dépôts sont souvent affectés de déformations engendrées par le gel en période froide : galets dressés et disposition en chaudron. Ces formations à peine couvertes par les dépôts périglaciaires ont été exploitées durant les temps préhistoriques pour la confection d'outils. Les sables et graviers supérieurs mêlés de galets de mica-schistes correspondent à des projections de tempêtes pendant la période historique.

Sur la côte nord-est de l'île, les plages anciennes sont également nombreuses. On y remarque localement des placers fossiles grésifiés en raison de la libération de fer par les grenats. Elles occupent souvent la partie supérieure de l'estran ou forment des corniches étroites, 1 à 2 m au-dessus du niveau des hautes mers. Les dépôts plus élevés observés dans les falaises de la plage du Trec'h correspondent à des sables éoliens. La présence de dunes pléistocènes montre que, pendant la transgression précédente, il y avait aussi des plages avec des aires de déflation bien développées dans ce secteur de l'île. Comme pour la côte méridionale, les plages anciennes faisant face au continent admettent également quelques éléments granitiques et autres roches inconnues sur l'île. La stratigraphie de ces dépôts est cependant moins diversifiée en raison du faible développement des couloirs d'érosion permettant une meilleure conservation de niveaux de plage plus anciens.

On ne dispose pas de datations pour les formations marines de Groix, mais des corrélations peuvent être effectuées avec des dépôts littoraux comparables présentant des successions de plages anciennes. Sur la côte sud du Cap Sizun, les âges obtenus par RPE, montrent que des dépôts piégés dans des marmites



De gauche à droite et de haut en bas : Plage ancienne coiffée par une dune pléistocène à l'ouest de Locqueltas. □ Plage ancienne consolidée au bas de la falaise, entre La pointe de la Croix et Port Méhite. □ Effondrements massifs guidés par les fractures, dans la falaise à l'ouest de l'île. □ Dunes d'estran à l'est de la pointe de la Croix en 1989. □ Chute d'un tobrouk à mitrailleuse implanté sur la dune des Grands-Sables par les Allemands (situation en 1990). □ Placer à grenats sous la pointe du VVF en 1995.

d'érosion fossiles peuvent dépasser le million d'années. Dans les abris sous roche et sur les plates-formes perchées, des dates supérieures à 400 000 ans ont été obtenues. Assez curieusement les âges correspondant à la dernière période interglaciaire sont peu nombreux, comme si la plupart de ces dépôts avaient été érodés par la transgression actuelle. La découverte d'industries archaïques antérieures au Moustérien et à l'Acheuléen dans les formations littorales de la Bretagne méridionale, confirme l'ancienneté de ces plages anciennes : grotte de Ménez Drégan. *Homo erectus* a également fréquenté des rivages de Groix et allumé des feux comme le montre la présence de charbons et de pierres chauffées, dans les abris de la côte sud.

Les formes résultant de la dynamique marine actuelle

La presqu'île de Groix s'est détachée du continent au Mésolithique à la suite de la rupture du cordon littoral qui l'unissait au littoral de Plouhinec. Les vagues ont alors déblayé progressivement les dépôts périglaciaires et les formations abandonnées par la transgression de l'interglaciaire précédent. L'érosion marine s'est également chargée d'abaisser le niveau des anciens platiers, dans les secteurs où leur surface était fragilisée par la cryoclastie. En raison de l'érosion différentielle qui exploite les altérites, les discontinuités stratigraphiques des micaschistes et les zones de fractures, les platiers rocheux cernant l'île de Groix sont dans le détail très accidentés. Par ailleurs, les galets locaux, à l'exception des quartz fournis par les filons présents dans les micaschistes, ne constituent pas des outils très efficaces pour la constitution de belles surfaces d'abrasion marine.

A l'ouest de Groix, l'absence de platiers en bas de falaise a favorisé l'attaque des vagues. Lors des tempêtes, des creux de 10 m ne sont pas rares au large de l'île et les lames de fond peuvent alors jaillir jusqu'au sommet des abrupts littoraux. Les masses d'eau s'écrasant contre les parois rocheuses exercent des pressions énormes qui élargissent peu à peu les fissures. Ces cassures, déjà sollicitées par des mouvements gravitaires, s'ouvrent également à l'occasion de secousses sismiques ou lors de périodes pluvieuses suivies de gel. Les argiles d'altération infiltrées dans les fractures jouent parfois le

rôle d'un lubrifiant accélérant le mouvement. En raison du creusement exercé par les vagues en pied de falaise, l'appel du vide contribue alors à précipiter dans la mer d'énormes masses de rochers. Plusieurs éboulements anciens sont observables sur la côte occidentale et, dans le secteur de Pen Men, la chute de pans entiers de falaises est prévisible. Des mouvements de terrain sont également perceptibles à l'est de Groix sous la batterie de Nosterven, bien que ce secteur soit protégé des houles par la plate-forme de la pointe des Chats. Il en est de même à la pointe de la Croix où la mer sape la base du remblai de pierres accumulé contre la falaise lors de travaux de terrassement autour du fort Surville. Des glissements se manifestent jusqu'au sommet de l'abrupt littoral et on constate également une déstabilisation de la paroi rocheuse.

Les roches des abrupts côtiers sont aussi attaquées par corrosion. Les phénomènes résultant de la cristallisation du sel emporté par les embruns et les processus engendrés par le développement de microorganismes désagrègent localement les surfaces rocheuses en formant de petites cavités en nid d'abeille qui, en s'élargissant, se rejoignent. Les schistes verts sont particulièrement sensibles et on peut voir dans le vallon de Kerbéthanie de grandes cupules à bord surplombant et même de véritables taffons pouvant atteindre 1,5 m de largeur et autant en profondeur.

Les débris libérés par l'érosion marine sont mobilisés par les vagues et par les courants qui les redistribuent sur les rivages de l'île. Quelques accumulations sont piégées dans les anfractuosités des falaises à l'ouest de Groix mais les estrans sédimentaires ne peuvent véritablement se développer que dans les zones à l'abri du vent, à l'est de la pointe du Spernec et de la presqu'île des Saisies. La plage de poche de Locmaria est bien protégée des vents de noroît. Celle de Port-Mélite, nichée dans un rentrant de la côte, piège temporairement les sables avant qu'ils ne poursuivent leur migration vers l'est. Les courants contourant l'île au sud et au nord s'amortissent vers sa pointe orientale pour former une plage convexe sous le vent associée dans le domaine sous-marin à un banc faiblement immergé. Celui-ci n'est pas en continuité avec la plage et il est décalé vers l'ouest. La localisation et la forme de la plage des Grands-Sables sont instables et dépendent de l'orientation des vents et des houles dominantes. Le stock sédimen-

taire correspondant se concentre ou s'étale à l'est de l'île, en fonction des saisons et des événements climatiques. Les saillants et rentrants de l'abrupt littoral jouent également un rôle important dans la configuration de la plage.

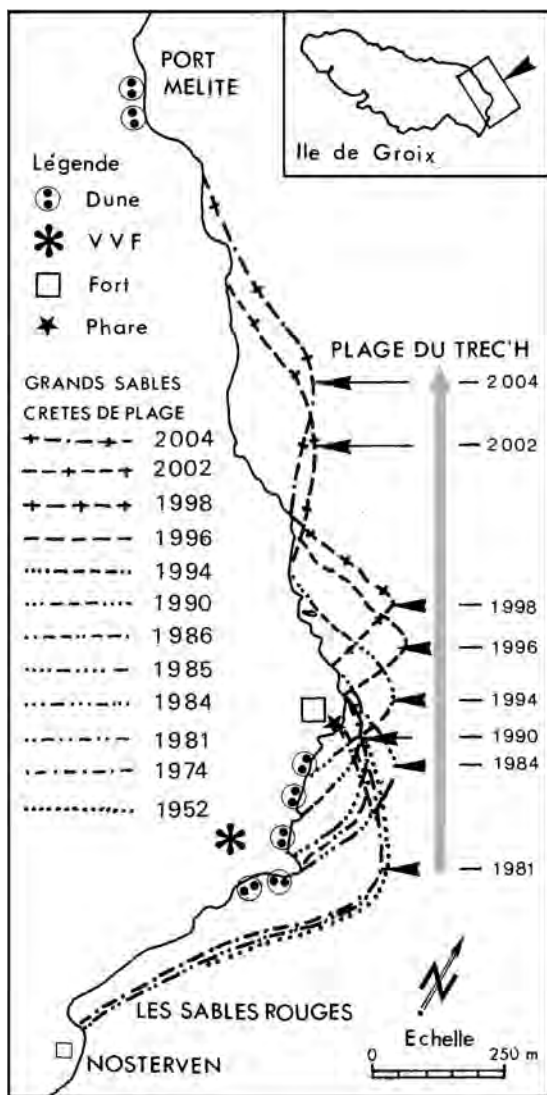
A l'est de Groix, les amas sableux ont constitué parfois des aires de déflation suffisantes pour l'édification de dunes. Ainsi, on observe une dune ancienne perchée, plaquée contre le versant dominant la plage de Port-Mélite. Un cordon dunaire se développait aussi au fond de la crique de Locmaria et la plage des Grands-Sables, sous le Fort Surville, alimentait encore, dans les années 1970-80, une dune couvrant les déblais étalés sur le versant de la pointe de la Croix, lors du creusement des douves du fort au milieu du XIX^e siècle.

La migration des Grands-Sables

Le fort Lacroix, puis le fort Surville qui lui a succédé ont été bâtis à la pointe orientale de l'île, car la plage se développant à son pied constituait un site de débarquement sûr. La batterie de Nosterven, au sud, complétait la défense des Grands-Sables. Cette plage figurait déjà sur les cartes du XVII^e siècle et, depuis 1952, son évolution peut être suivie sur les photographies aériennes. Jusqu'en 1981, le stock sédimentaire était retenu au sud par l'éperon de la batterie de Nosterven et au nord par la pointe du feu de la Croix. Sa position variait peu avec cependant des mouvements en direction du nord, suivis de réengraissements vers la plage des Sables-Rouges au sud. Cette dernière correspondait à un placer résultant de la concentration des minéraux lourds, en particuliers des grenats, en raison de la fuite des éléments moins denses vers le nord. En 1981, devant le village de vacances, des dunes embryonnaires occupaient encore le haut de l'estran et les sables montaient sur le versant où se développait une végétation psammophile.

A partir de l'hiver 1983-84, la plage s'est brusquement déplacée vers le nord et le chemin d'accès à l'estran, depuis le village de vacances, a été coupé. La surface de la plage s'est alors réduite à l'espace compris entre la pointe du phare et l'éperon rocheux fortifié par les Allemands, au nord-est du VVF. Jusqu'en 1987, on a assisté d'abord à la poursuite du déplacement vers le nord, suivie en 1986 par une nouvelle migration vers le sud. On pouvait

alors s'attendre à un réengraissement de l'estran devant le VVF mais, en octobre 1987, un ouragan venant du sud a repoussé une partie des sables au-delà de la pointe du phare. L'hiver 1989-90 fut également très agité et les vagues sont



Quelques étapes de la migration de la plage des Grands-Sables.

alors venues affouiller les fondations du centre de secours édifié dans la dune au pied du versant, 3 ans auparavant. Le stock sédimentaire s'est encore déplacé vers l'ouest et les années suivantes le transit s'est accéléré. En 1994, la pointe convexe de la plage se trouvait au nord du phare et à l'est de l'accumulation, des

dunes embryonnaires d'estran se développaient en avant de la falaise. Deux ans plus tard, il n'y avait plus de sable à l'est du phare, à part de beaux placers à grenats. L'érosion marine continuait à saper la base des dunes et du remblai déposé sur le versant lors des terrassements effectués autour du fort Surville. Des mouvements de terrain importants menaçaient alors le parking aménagé au départ du sentier côtier. A l'ouest, par contre, la plage poursuivait sa migration vers la plage du Trec'h. Sa pointe convexe se situait alors à 160 m en avant de la falaise et à 110m de la position qu'elle occupait en 1994. Le transit s'est ensuite ralenti. En 1998, elle n'avait progressé que d'une soixantaine de mètres mais, latéralement vers l'ouest, elle était sur le point de rejoindre la plage du Trec'h.

Les années suivantes, les deux plages se sont confondues et la convexité de l'accumulation s'est élargie. En 2002, celle-ci se situait à 320 m de la position qu'elle occupait en 1998 et l'extrémité orientale du stock sableux correspondait à peu près à sa limite occidentale quatre années auparavant. La plage du Trec'h s'est alors considérablement engraisée, mais le stock sédimentaire a continué à migrer vers l'ouest comme le montre le lever de 2004 : une centaine de mètres en deux ans. La plage dessinait alors une large convexité s'avancant 130 m en avant de

l'ancienne falaise. Dans sa partie orientale, le haut estran se caractérisait par une crête peu marquée, en arrière de laquelle une végétation pionnière tentait de coloniser de petites dunes embryonnaires. A l'ouest, par contre, on n'observait qu'une berme, sans contre-pente en direction de la falaise rocheuse. Au bas de cette dernière, le sable avait progressé de 200 m en direction de Port Méhite. Après avoir rechargé la plage du Trec'h, les Grands-Sables iront-ils également engraisser la petite plage de Port Méhite? La présence d'une dune morte plaquée sur le versant au sud de l'estran permet de penser qu'il y eut là autrefois une aire de déflation importante. Il est donc possible que l'on puisse revenir à une situation antérieure.

Dans un passé récent, la pointe de la Croix constituait un barrage qui limitait les déplacements de la plage vers le nord-ouest. On peut donc s'interroger sur l'origine de ces mouvements sédimentaires et sur leur accélération à partir des années 80. On peut considérer que l'ouragan de 1987, en rejetant vers le nord un important stock de sable, a amorcé un processus irréversible accéléré par les violentes tempêtes de l'hiver 1989-90. A partir de ce moment, l'accumulation des Grands-Sables a été déstabilisée et a basculé vers le nord. Elle s'est alors déplacée rapidement jusqu'à la plage du Trec'h et le mouvement se poursuit encore en direction de



Migration des Grands-Sables devant les falaises du Trec'h en 2002.



Vue aérienne de la plage des Grands-Sables en 1987, avant l'ouragan. A droite du VVF, la dune occupait encore le pied du versant sous le fort Surville.

l'ouest. Globalement entre 1981 et 2004 la plage des Grands-Sables s'est donc déplacée de 450 m. On ne cerne pas très bien les causes de ces changements. Il ne semble pas y avoir eu de modifications des fonds dans les Coureaux de Groix et les ouvrages portuaires de Port Tudy ont été construits bien avant que ces phénomènes ne se manifestent. L'examen des données météorologiques, en particulier les vents moyens ne montre pas de changements significatifs. Cependant, si

on se limite aux vents forts, on constate que la fréquence des vents de secteur sud s'est accrue depuis les années 1970, alors qu'elle était insignifiante auparavant. Les ouragans de 1987 et 1990 ont marqué un point culminant dans ce régime de vent et ils sont sans doute à l'origine de la rupture d'équilibre de la plage, dont la masse est devenue insuffisante pour résister aux houles contourant l'île par le sud. L'accumulation a basculé au nord de la pointe de la Croix, et pendant les années 1990, un



Port Méhite : petite plage de poche destinée à s'élargir ?

point de non-retour a été atteint. La succession des tempêtes de sud a précipité le mouvement et, au XXI^e siècle, la plage des Grand-Sables n'est déjà plus qu'un souvenir dans la mémoire des Groisillons.

La migration de cette plage sous le vent constitue un bon indicateur des changements climatiques en cours. L'accélération de l'élévation du niveau marin annoncée dans les prochaines décennies ne permet pas d'espérer qu'une accumulation importante puisse se reconstituer à l'est du village de vacances. On ne peut donc que souhaiter le maintien d'un stock sableux suffisant, afin que Groix conserve une plage sur sa côte nord-est et que celle-ci se stabilise enfin, pour une meilleure gestion de ses accès terrestres. ■

LEXIQUE

Aire de déflation : Portion de l'espace littoral où le vent arrache des matériaux sableux. Leur exportation vers le domaine continental peut engendrer des dunes.

Berne : Rupture de pente plus ou moins marquée dans le profil d'une plage, en particulier entre le haut de l'estran et sa partie moyenne.

Coulée de solifluxion : Descente sur un versant de matériaux boueux gorgés d'eau. Quand celle-ci provient du dégel du sol lors des périodes périglaciaires on parle de gélifluxion.

Cryoclastie : Fragmentation d'une roche sous l'effet du gel de l'eau contenue dans les fissures ou les pores de celle-ci. Les termes de gélifraction et de gélivation sont des synonymes.

Placer : Zone enrichie en minéraux lourds sur une plage en raison de l'exportation des autres minéraux par le ruissellement ou par les vagues.

Pléistocène : Partie de l'ère quaternaire, s'achevant à 10 000 ans B.P., date du début de l'Holocène.

R.P.E. : Méthode de datation par résonance paramagnétique électronique couvrant un large domaine allant de 10 000 ans à plusieurs millions d'années.

Taffonis : Cavités arrondies de l'ordre du décimètre jusqu'à plus de un mètre en toutes dimensions, qui se creusent par corrosion dans certaines roches exposées aux agents atmosphériques, en particulier dans les falaises littorales. Des cavités de même origine mais de petite taille sont appelées alvéoles.

Talweg : Ligne joignant les points les plus bas d'une vallée correspondant au lit du cours d'eau qui peut être pérenne ou intermittent.

Végétation psammophile : Plantes croissant dans le sable, comme l'oyat sur les dunes.

Sauf mention contraire, les photographies sont de l'auteur.

Bernard HALLEGOUËT est géographe à l'Université de Bretagne Occidentale, Brest.