

[...]

## **2- L'inégale répartition des accumulations de galets sur le littoral de Bretagne : le reflet d'une disponibilité variable en matériel grossier**

### **2-1- Répartition inégale des accumulations de galets en Bretagne**

Les accumulations de galets se répartissent actuellement de façon très inégale le long des rivages de Bretagne (figure 18). Quatre secteurs côtiers concentrent l'essentiel des stocks de matériel grossier à l'échelle régionale.

Le premier secteur s'étend de la baie de Saint-Brieuc à la baie de Morlaix, sur la façade septentrionale de Bretagne, et correspond grossièrement à la côte du Trégor (figure 18). Cette section littorale a notamment été étudiée par J.-P. Pinot (1961, 1963). L'auteur y livre une description détaillée des nombreux cordons de galets et queues de comètes qui se répartissent entre la rivière de Lannion et la rade de Paimpol. Plus récemment, Morel (1997) y a recensé 33 accumulations majeures de galets, parmi lesquelles on compte les flèches du Linkin et du Sillon de Talbert.

Le second secteur littoral riche en galets correspond à la rade de Brest, sur la façade occidentale de Bretagne (figure 18). Dans cet espace aux dimensions réduites, Guilcher *et al.* (1957) dénombrent une quarantaine de cordons littoraux et qualifient cet ensemble comme étant « ...le plus intéressant de toute la côte française de la Manche et de l'Atlantique, après celui de la côte picarde... » en raison de la grande diversité des formes rencontrées. Outre ces formes d'accumulation majeures, toutes les plages adossées aux falaises sont également constituées d'un sédiment grossier, exception faite des plages artificielles, dont les sables proviennent du dragage des fonds sous-marins au large du goulet de Brest (Hallégouët et Guilcher, 1990).

Le troisième secteur caractérisé par la prédominance des galets s'étend de la pointe de Penhors à celle de Porz-Carn, en baie d'Audierne dans le sud du Finistère (figure 18). Cette portion de côte est occupée par le cordon de l'Ero Vili qui s'allonge sur une distance d'environ 10 km (Guilcher, 1948). Toutefois, il convient de noter que les prélèvements sédimentaires effectués entre les années 1940 et les années 1970 ont réduit de façon considérable le volume de matériel grossier en présence sur ce littoral (Guilcher *et al.*, 1990, 1992).

A ces trois secteurs s'ajoute un ensemble d'accumulations de galets disséminées sur les différentes îles et îlots de la mer d'Iroise (Guilcher, 1936 ; Guilcher *et al.*, 1959 ; Hallégouët, 1982a, 1982b ; Fichaut et Suanez, 2007), ainsi qu'en presqu'île de Crozon et en Cap Sizun (Morel, 1997).

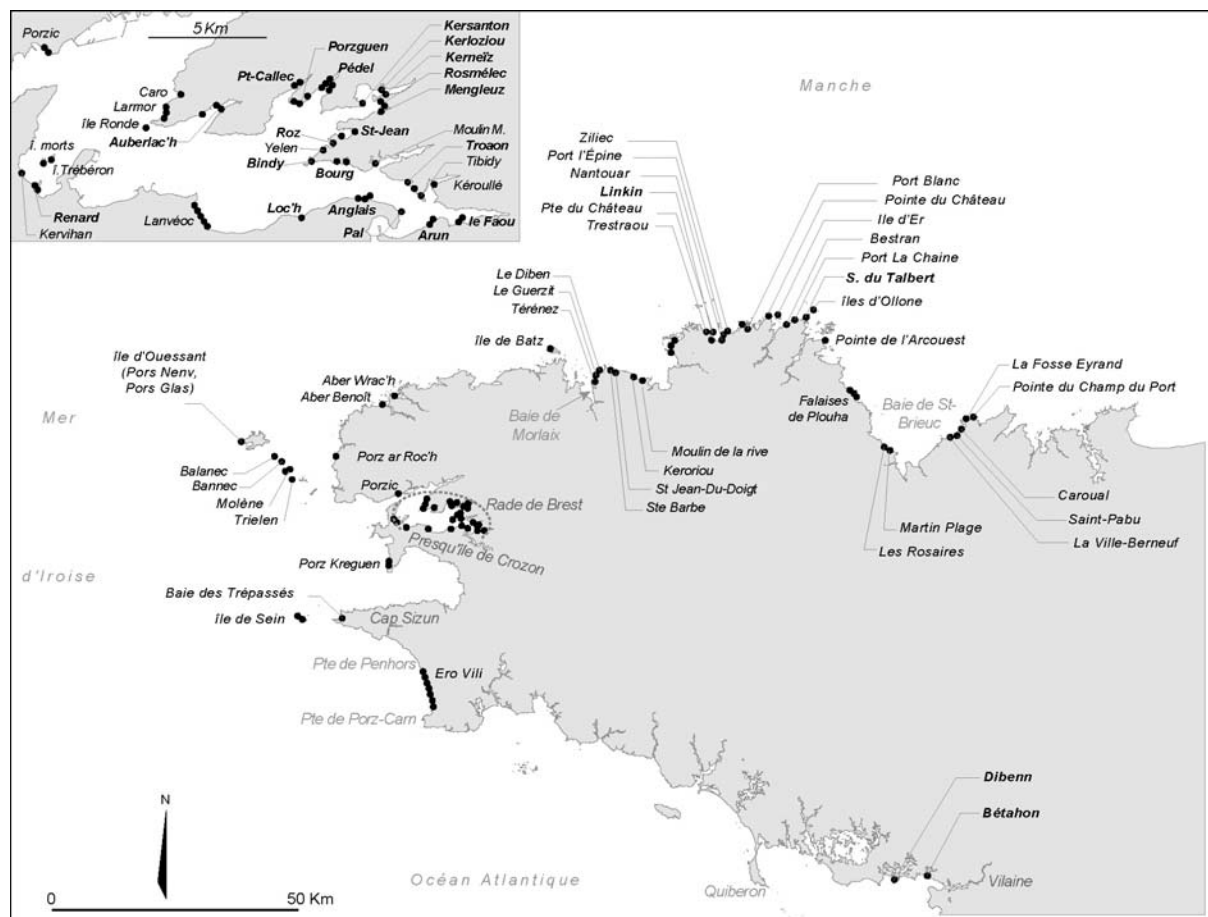


Figure 18 : Localisation des principales accumulations de galets sur le littoral de Bretagne (le nom des flèches littorales apparaît en gras).

En revanche, aucune accumulation importante de galets n'est rencontrée sur la façade méridionale de Bretagne. Cette pauvreté en sédiments grossiers mérite toutefois d'être nuancée au regard de l'analyse sédimentologique menée par Jussy et Guilcher (1962) sur les formes d'accumulation situées entre la presqu'île de Quiberon et l'estuaire de la Vilaine. Dans un certain nombre de secteurs, cette étude a révélé la présence d'une forte proportion de graviers et galets au sein de la fraction sableuse. Notons tout de même que dans ce secteur, deux flèches, au sein desquelles la fraction grossière nous paraissait suffisamment importante, ont été retenues pour faire l'objet d'une étude approfondie. Il s'agit des flèches de Dibenn et de Bétahon (figure 18).

## 2-2- Les galets : un matériel hérité

Les galets que l'on retrouve actuellement sur les rivages de Bretagne sont, pour l'essentiel, le produit d'une préparation préalable des roches cohérentes sous un climat périglaciaire favorable aux processus de fragmentation mécanique. En ce sens, il s'agit donc d'un matériel hérité dont la répartition inégale le long des côtes bretonnes s'explique par une action différenciée des processus d'attaque de la roche sur un substrat à la lithologie variée, au cours des phases froides du Quaternaire.

## 2-2-1- Préparation ou dépôt du matériel grossier sur la plate-forme continentale

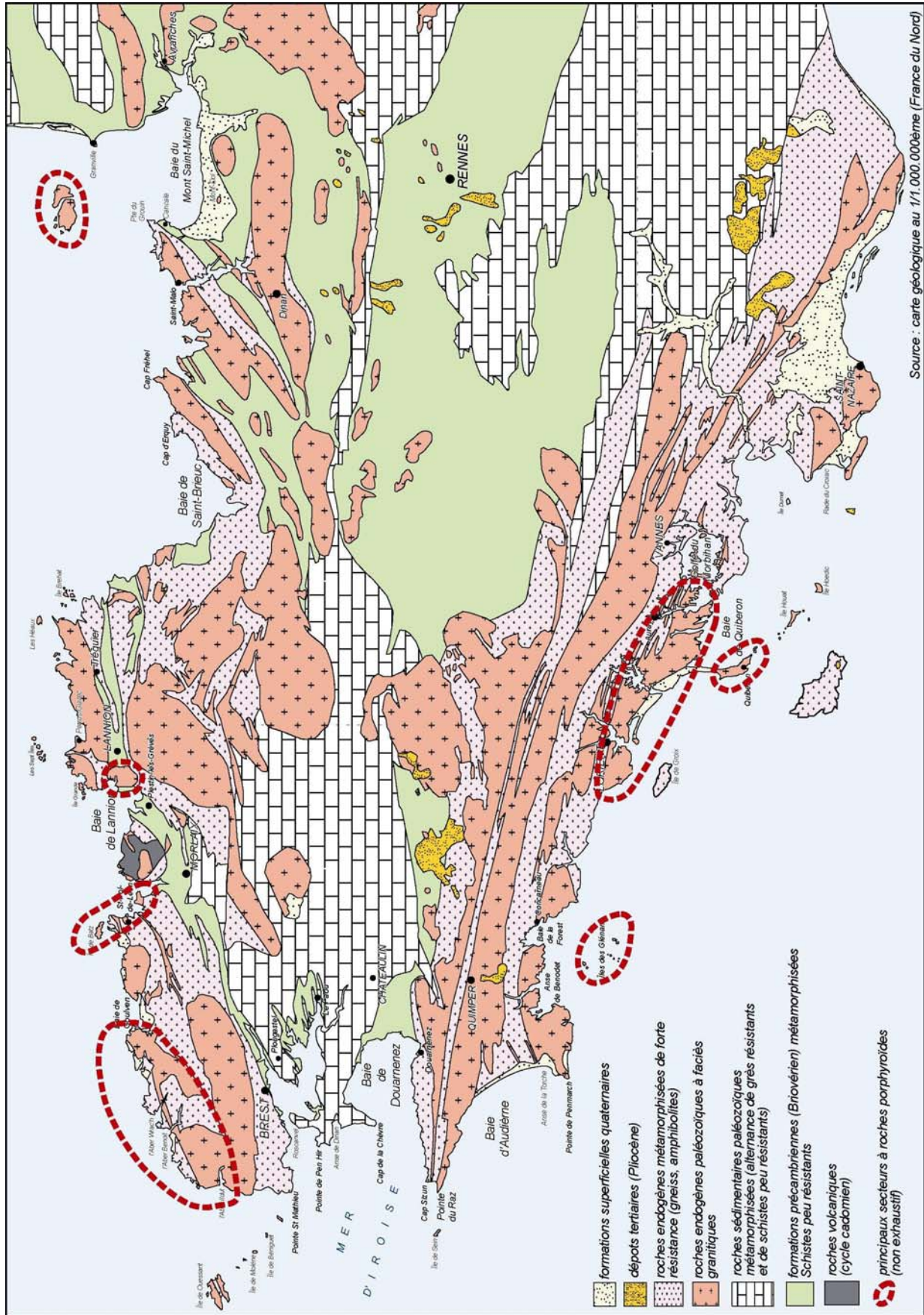
Le Quaternaire se caractérise par des fluctuations climatiques de grande ampleur responsables de variations importantes du niveau marin. Les phases froides, ou périodes glaciaires, sont marquées par la capitalisation sous forme de glace d'une partie des masses d'eau océanique, liée au développement d'inlandsis sur les continents. Ce refroidissement entraîne une baisse significative du niveau marin, la migration vers le large de la ligne de rivage et l'émersion d'une partie de la plate-forme continentale, dès lors soumise aux processus morphogéniques subaériens. Les phases chaudes, ou périodes interglaciaires, se marquent par la disparition des grands glaciers continentaux dont les eaux de fonte sont restituées aux océans. Ce réchauffement est responsable d'une élévation du niveau marin et du déplacement du rivage vers l'intérieur des terres. La mer réinvestit la plate-forme continentale sur laquelle s'exercent à nouveau les actions de la dynamique littorale et marine.

Les variations climatiques et eustatiques du Pléistocène, ainsi que leurs conséquences sur la morphologie côtière, notamment depuis le dernier interglaciaire, sont désormais bien connues en Bretagne grâce à l'étude des anciens dépôts littoraux (Guilcher, 1936 ; Giot et Guilcher, 1946 ; Martin, 1955 ; Babin et Plusquellec, 1966 ; Graindor et Scuvée, 1970 ; Giot et Monnier, 1972a, 1972b ; Pinot, 1966, 1974 ; Monnier, 1979 ; Le Gall, 1973 ; Hallégouët, 1976a ; Hallégouët et Van Vliet-Lanoë, 1986 ; Hallégouët et Monnier, 1989 ; Haslett et Curr, 1998, 2001 ; Bates *et al.*, 2003 ; Regnaud *et al.*, 2003 ; Stéphan, 2004), continentaux (Monnier, 1979, 1974 ; Monnier et Van Vliet-Lanoë, 1986 ; Monnier et Bigot, 1987 ; Bigot et Monnier, 1987 ; Loyer *et al.*, 1995), lacustres (Morzadec-Kerfourn, 1969, 1986) et fluviales (Pinot, 1974 ; Delanoë et Pinot, 1977 ; Antoine *et al.*, 2003a).

Le dernier interglaciaire (Eémien) est marqué par un stationnement durable du niveau marin à une position proche de l'actuelle aux alentours de 103 000 BP (Loyer *et al.*, 1995), comme l'atteste la présence de nombreuses formes d'accumulation littorales situées à proximité de la ligne de rivage actuelle. Cette période est suivie par une baisse graduelle du niveau de la mer durant la phase froide du Weichsélien qui se traduit par l'incision des formations marines et littorales et leur enfouissement par des dépôts de ruissellement associés à de petites turbations révélatrices du refroidissement climatique (Hallégouët et Van Vliet-Lanoë, 1986). Les reliefs de Bretagne sont alors soumis à une morphogénèse dominée par les processus périglaciaires qui s'exercent également sur une partie de plate-forme continentale découverte lors du retrait de la mer. Les affleurements rocheux sont affectés par une gélifraction active qui exploite leurs discontinuités (diaclasses, plans de schistosités). Cette fragmentation, par le biais des alternances gel/dégel, est alors favorable à la libération d'éléments lithiques de la taille des galets et à la constitution de tabliers de gélifractions sur les versants.

L'efficacité de la gélifraction est toutefois très variable en fonction de la nature des affleurements, de leur gélivité et de la disposition de leurs plans de faiblesse. D'une manière générale, la gélifraction est plus active au nord de la Bretagne que sur la façade méridionale, ce qui explique en partie la pauvreté actuelle des stocks de galets sur cette côte. Sur certains massifs granitiques, en particulier les granites porphyroïdes, la gélifraction fournit peu de matériel grossier (Hallégouët et Monnier, 1989). Ce type de granite prédomine sur toute la côte nord du Finistère et jusqu'en baie de Lannion, ainsi que dans le Morbihan, entre Lorient et la baie de Quiberon (figure 19). De même, les formations schisteuses de la baie de Douarnenez ou de Belle-Ile se délitent en éléments de faible dimension, pas assez résistants pour être émoussés en galets. D'autres formations, au contraire, libèrent de grandes quantités de macro-gélifractions. C'est le cas, par exemple, du granite de Perros (Pinot, 1961, 1963) qui forme un grand batholithe depuis la rade de Perros-Guirec jusqu'à l'île de Bréhat, sur la façade septentrionale de Bretagne. En rade de Brest, les bancs de quartzites fournissent également une grande quantité de gélifractions de toute taille.









La façade septentrionale de Bretagne bénéficie alors d'apports éoliens en sables fins et limons, constituant progressivement une couverture meuble infiltrant les dépôts de gélifracts. Sur certains versants exposés au nord, les placages de loess peuvent atteindre une épaisseur de 4 m (Antoine *et al.*, 2003b) (figure 20). A l'inverse, aucune trace de dépôts loessiques n'a été relevée sur le précontinent sud-armoricain (Pinot, 1974) en raison de son éloignement par rapport au bassin de la Manche. Ces sédiments fins se trouvent, le plus souvent, mélangés aux éléments de taille grossière et viennent constituer une matrice argilo-limoneuse favorisant la solifluxion des dépôts sur les versants. La Bretagne nord se couvre alors d'épaisses coulées de solifluxion, tandis que celles-ci restent relativement minces sur la façade méridionale. A cela s'ajoute, selon Pinot (1974) la perméabilité des roches qui, dans le sud de la Bretagne, a été peu propice au développement d'un pergélisol susceptible de fluer sur les versants. On dispose ici d'un second élément d'explication sur la faible proportion de galets sur le littoral méridional de Bretagne.

Durant le Weichselien, de vastes épandages alluviaux se forment également sur la plate-forme continentale, au débouché des fleuves côtiers. Des blocs démesurés d'origine glacielle provenant des reliefs de Bretagne centrale (grès armoricain) ont été observés sur le plateau continental de Bretagne méridionale (Pinot, 1974) et ont été associés à des débâcles printanières (Hallégouët et Morzadec-Kerfourn, 1977). Dans ce secteur, les rivières ont également édifié de nombreuses nappes alluviales dont la plupart sont presque entièrement faites de galets. Ces nappes fournissent des données sur l'hydrologie fluviale ancienne et sur les disponibilités anciennes en matériaux meubles. La texture des matériaux constituant les nappes montre que la compétence des cours d'eau a été autrefois plus importante qu'aujourd'hui. Leur disposition sur la plate-forme continentale incite à considérer que, du moins pendant le Quaternaire récent, le climat des phases régressives était tel que les rivières connaissaient des crues violentes mais brèves (Pinot, 1974). Le matériel grossier transporté jusqu'à la côte contribuait à l'alimentation de cordons de galets. Dans le nord de la Bretagne, toutefois, peu de traces de ces terrasses alluviales ont été préservées sur la plate-forme continentale, ce matériel ayant été, pour l'essentiel, remobilisé par la mer lors de la transgression holocène (Antoine *et al.*, 2003a). La présence de vastes étendues de cailloutis sur les fonds marins de la Manche semble néanmoins témoigner d'apports en matériel grossier par les fleuves côtiers (figure 21). Il est également possible que ce matériel ait une provenance plus lointaine dans la mesure où tous les fleuves côtiers de Normandie, de Picardie et de Cornouailles anglaises venaient confluer dans le bassin de la Manche lors du maximum glaciaire.

La phase froide du Weichselien a également été marquée par des fluctuations importantes du niveau marin. Dans le nord du Finistère, Hallégouët et Van Vliet-Lanoë (1986) ont mis en évidence, à partir de l'étude stratigraphique de dépôts littoraux et continentaux, deux épisodes transgressifs ayant amené le niveau marin à une position voisine de l'actuelle, entre l'optimum climatique éémien et le dernier maximum glaciaire. Ces deux épisodes transgressifs correspondraient à des périodes interstadias importantes et seraient les équivalents des phases Saint-Germain I et Saint-Germain II de la séquence palynologique de La Grande Pile, dans les Vosges. Plusieurs successions de transgressions marines auraient donc balayé la plate-forme continentale de Bretagne durant la dernière période glaciaire, entraînant l'érosion par les vagues des dépôts périglaciaires et l'édification de cordons littoraux remontant progressivement les pentes continentales en roulant sur eux-mêmes. Une fois mis en place, ces cordons ont pu être abandonnés par la suite, lors d'une phase régressive, subissant alors une infiltration par des limons éoliens et un étalement par solifluxion.

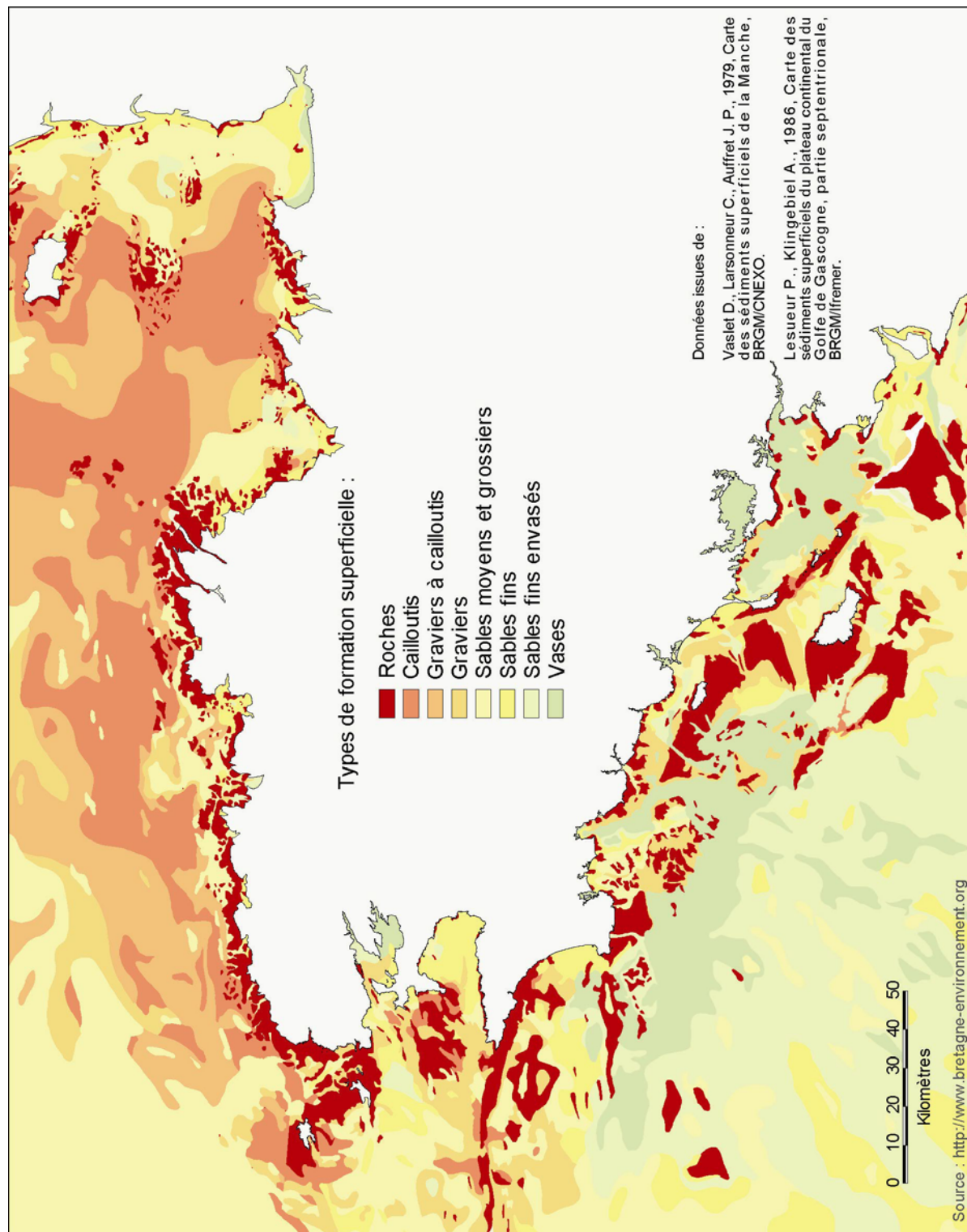


Figure 21 : Couverture sédimentaire des fonds marins au large des côtes de Bretagne.

Dans cette ambiance climatique froide, caractérisée par des variations eustatiques importantes, les apports d'origine glaciaire ont pu être significatifs. De nombreux auteurs ont, en effet, constaté la présence, sur les côtes de Bretagne, de galets de provenance lointaine ayant transité sur des distances de plusieurs centaines, voire plusieurs milliers de kilomètres. Ainsi, des galets de basalte à olivine ont été observés sur l'île d'Ouessant (Didier et Jonin, 1966), dans l'archipel de Molène (Brousse *et al.*, 1971, 1972), en rade de Brest (Hallégouët et Van Vleit-Lanoë, 1989a ; Hallégouët et Morel, 1994 ; Stéphane, 2004), mais également sur la côte du Léon, en baie d'Audierne et sur les îles

de Groix et de Belle-Ile (Hallégouët et Van Vleit-Lanoë, 1989b) (figure 22). Les datations obtenues sur ces basaltes ont livré des âges de 4,4 à 2,2 Ma. (Bellon *et al.*, 1988), qui excluent une origine armoricaine et viennent confirmer une origine islandaise. La répétition de naufrages de navires chargés de basalte étant exclue, l'hypothèse d'un acheminement par des glaces flottantes à partir des glaciers islandais a été avancée.

Outre le cas très anecdotique des basaltes islandais, de grandes quantités de matériel exogène ont été déposées après l'échouage et la fonte de radeaux de glace flottante sur la plate-forme continentale durant le Weichselien (figure 22). Selon Hallégouët et Van Vliet-Lanoë (1986), ces dépôts glaciels seraient contemporains des phases transgressives, dont nous avons parlé précédemment, qui se sont probablement accompagnées d'un léger réchauffement climatique favorable au détachement de pieds de glace sur les côtes.

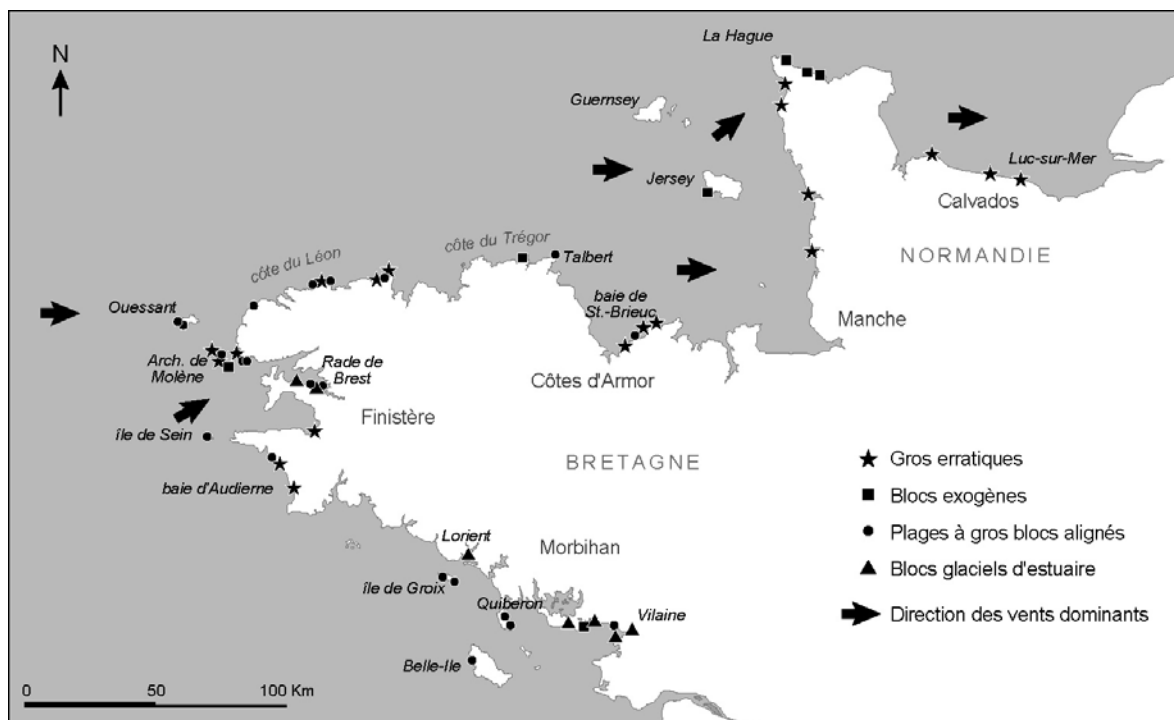


Figure 22 : Répartition des blocs glaciels sur le littoral actuel de Bretagne (d'après Hallégouët et Van Vliet-Lanoë, 1986).

Au cours du maximum glaciaire, vers 18 000 BP, le niveau marin se situe à une centaine de mètres sous son niveau actuel. La plate-forme continentale est alors jonchée de gélifracsts, de galets fluviatiles et d'éléments lithiques d'origine glacielle. Les saillants rocheux sont extrêmement fragilisés par la gélifraction. D'épaisses coulées de solifluxion viennent empâter les reliefs, notamment dans le nord de la Bretagne. D'anciens cordons littoraux soliflués, abandonnés par la mer à l'issue d'une phase transgressive, marquent les anciennes positions de la ligne de rivage. Telle est donc la physionomie de la plate-forme continentale lorsque s'amorce la transgression holocène.

### 2-2-2- Transgression holocène et mobilisation du matériel grossier

Le réchauffement climatique qui marque le début de l'Holocène se traduit par une élévation progressive du niveau marin qui atteint, vers 6 000 BP, une position voisine de l'actuelle (Morzadec-Kerfourn, 1974), quoique légèrement différente, comme nous le verrons dans le troisième chapitre de cette partie. Ce mouvement transgressif entraîne une migration importante de la ligne de rivage vers l'intérieur des terres. Au cours de sa remontée, la mer remobilise une partie de la couverture



sédimentaire et pousse devant elle le matériel meuble disposé sur la plate-forme continentale. L'abondance de matériaux grossiers, notamment sur la façade septentrionale de Bretagne, permet la formation de cordons de galets importants, successivement mis en place, démantelés puis reformés à mesure que s'effectue la transgression (figure 23). Les vagues érodent les coulées de gélifluxion et émoussent les gélifraacts. Elles remobilisent les anciennes formations fluviales et littorales. Les héritages glaciels sont également incorporés aux accumulations nouvellement créées qui remontent peu à peu les pentes continentales en roulant sur elles-mêmes. Une partie de ce matériel est toutefois abandonnée à la base des versants et des ressauts topographiques, ou en avant d'obstacles qui accidentent la plate-forme continentale. Là où les pentes sont douces et régulières, comme en baie d'Audierne, les stocks de galets ont pu remonter sans contrainte jusqu'à occuper la position qu'on leur connaît aujourd'hui. En revanche, dans les secteurs très accidentés, les obstacles topographiques ont empêché ce transit.

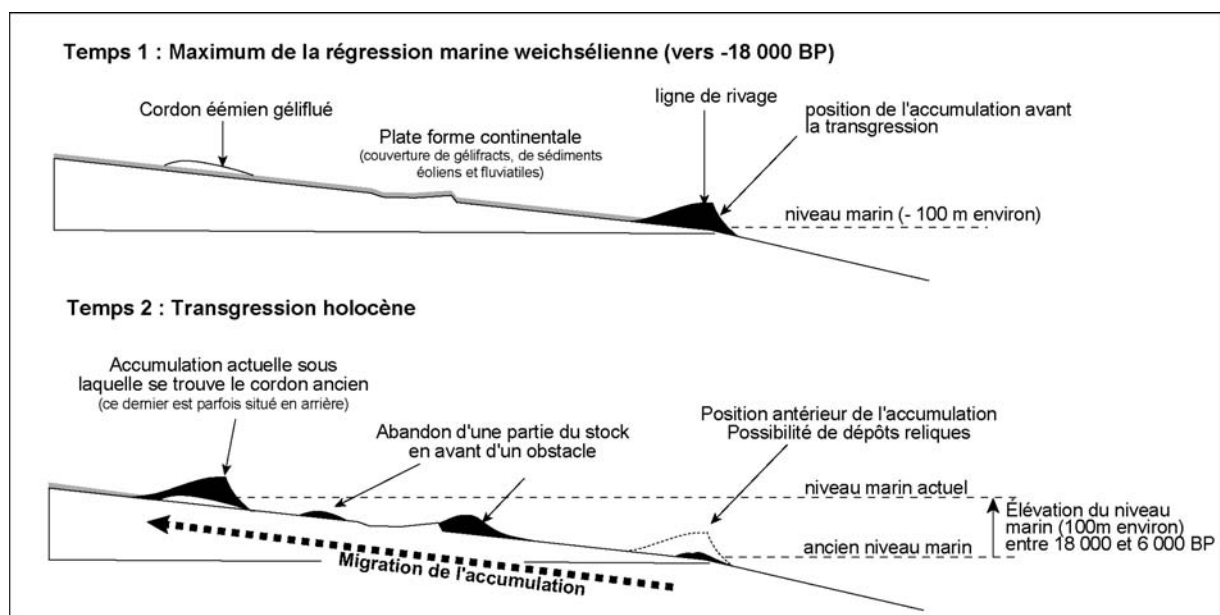


Figure 23 : Comportement des accumulations de matériel grossier sous l'impulsion de la transgression holocène (d'après Morel, 1997).

La bathymétrie actuelle des côtes bretonnes nous incite à penser que la remontée des galets a été favorisée, sur la façade méridionale, par les faibles pentes de la plate-forme continentale (figure 24). Cela n'est vrai qu'en partie. Les travaux de Pinot (1974) ont montré que de nombreux reliefs étaient désormais masqués par la couverture de sédiments fins déposée au cours de l'Holocène. En Bretagne méridionale, une tectonique cassante a affecté les roches granitiques sur la plate-forme continentale, donnant naissance à de fortes dénivellations entre les blocs, tandis que l'érosion différentielle a exploité les roches sédimentaires, formant ainsi des reliefs en cuesta. En outre, une série de carottages a révélé la présence presque systématique de banquettes de galets en avant des falaises désormais submergées, témoignant d'un blocage important des galets lors de la transgression holocène. Dans le nord de la Bretagne, les fortes pentes qui marquent la plate-forme continentale et l'existence de nombreux reliefs ont eu probablement les mêmes effets sur la remontée des galets jusqu'au rivage. Toutefois, les coulées de solifluxion y étaient plus épaisses et ont contribué de manière continue à l'alimentation des côtes en matériel grossier.