

Basse Bretagnes kyster

Af Axel Schou

Abstract

An explanatory description of coastal features in western Brittany. Rias-shorelines, rocky coasts and marine accumulation forms: bars, spits, salt marsh and coastal plains built up by beach-drifting material originating from Tertiary weathering layers, dislocated by solifluction.

Kystmiljøet

Europas vestlige fremspring i Det Atlantiske Ocean, landmassens afslutning, Cap Landsend i Cornwall, Kap Finisterre i Nordspanien, departementet Finisterre i Bretagne, Irlands, Wales' og Skotlands vestkyster har et ejendommeligt fællespræg. Alle steder udgøres kystlandskabet af gamle, resistente bjergarter, granit, gnejs, kvartsit og metamorfoserede skifre, hvis mest modstandsdygtige partier udgør de fremtrædende halvøer med foranliggende øgrupper. Alle steder er der tale om foldeområder, og overalt gør her – som over alt på Jorden – havstigningen siden sidste istid sig gældende med det resultat, at havet er trængt ind i alle dalsystemers nedre dele.

Klimatisk får disse Europas vestligste kystlande yderligere et fællespræg på grund af oceanets helt dominerende indflydelse her i vestenvindsbæltet (fig. 1). De relativt små forskelle på havvandets sommer- og vintertemperaturer takket være vandets store varmeyfyldte bevirker, at januars middeltemperatur er 6-7° Celsius såvel i SV-Irland som i Cornwall og Bretagne faldende til 5° i Nordskotland og stigende til 8-9° i Galicien – overalt milde, lågede regnfulde vintre. Også sommertemperaturerne er ensartede trods den store variation i breddebeliggenhed fra 44-58° nordlig bredde, nemlig med en så lille forskel i julis middeltemperatur som fra 20° i Galicien til 14°

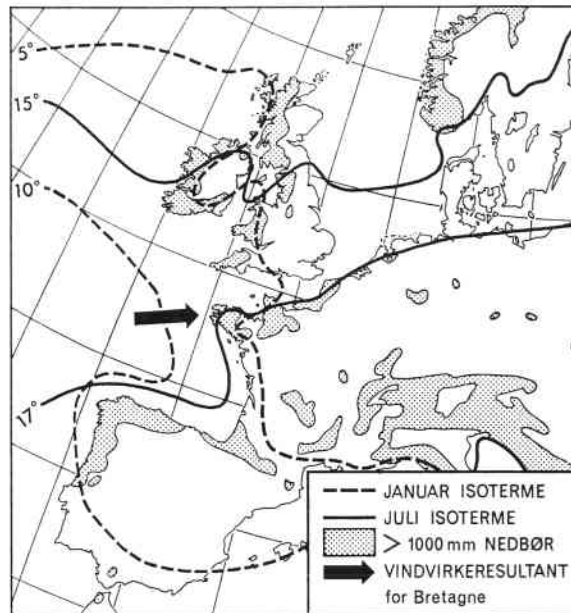
Afhandlingen er en bearbejdelse af foredrag i Det Kongelige Danske Geografiske Selskab, oktober 1968, og i Commission on Coastal Geomorphology på International Geographical Union's verdenskongres i New Delhi, India, december 1968.

Fig. 1. Bretagnes klimatiske milieu.

Fig. 1. The climatic environment of Brittany. Dotted line: January mean temperature, centigrade degrees.

Full line: July mean temperature, centigrade degrees.

Screened area: Over 1000 mm yearly precipitation. Black arrow: Direction resultant of wind work for Brittany.



i Skotland. Takket være Den Atlantiske Vestenvindsdrift, der bringer lune vandmasser fra sydlige breddegrader til Vesteuropas kyster, er frostfænomener uden betydning i disse kystlandskaber, og havet er frit for drivis – medens Labrador med samme breddebeliggenhed på Det Atlantiske Oceans Amerika-side lukkes af ismasser langs alle kyster. Saint Lawrence floden, der ligger på bredde med Biscaya Bugten, er isdækket i fem af årets måneder!

Dette klimatiske fællespræg for Europas vestlige bastioner betinger også ensartetheden i det for landskabsbilledet så afgørende vegetationsdække. Det er de atlantiske heder og krat, hvis tornblad og gyvel om foråret farver alt i festligt gult, medens hedelyngens blomster om efteråret sætter ind med de rødviolette valeurer, der kombineret med de visnende bregners kobberbrune og de stedsegrønne enebærbuskes dybgrønne udgør disse vestlige halvøers farvesærpræg.

Men ikke alene klima og plantedække præges af oceanet. Havkræfterne gør sig direkte gældende som morfogenetiske faktorer. De vestlige klippekyster angribes af uhæmmede oceanbølger, og tidevandsforskellen, der stedvis inde i bugterne kan stige til 12 m, fremkalder stærke tidevandsstrømme. Det er dette kystmiljøes specielle kysttyper, der skal behandles her, med Bretagnes vestkyst valgt som eksempel.

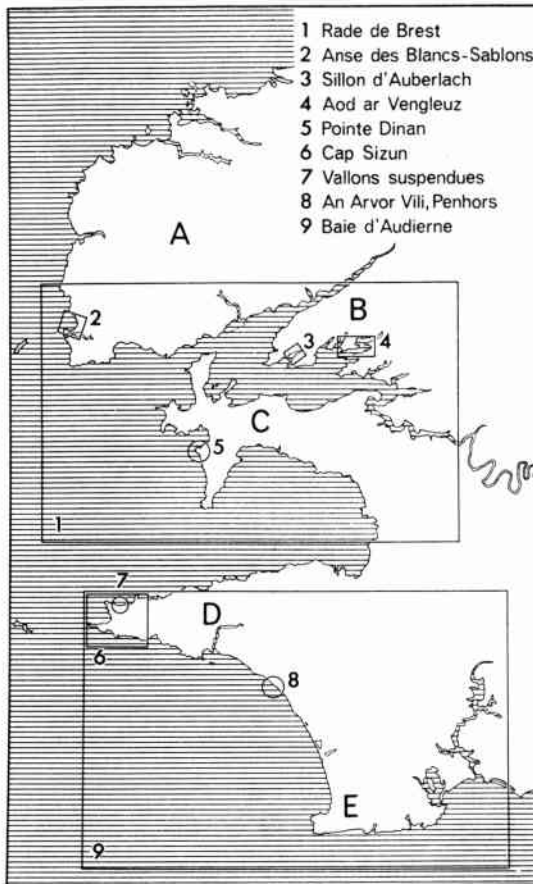


Fig. 2. Lokaliteternes beliggenhed i Basse Bretagne. A-E: Halvøerne, se nedenfor.

Fig. 2. Distribution of the described localities in Basse Bretagne.

A-E: The peninsulas.

A. Léon. B. Plougastel. C. Crozon. D. Cornouaille. E. Cap Caval.

- 1 = fig. 12.
- 2 = fig. 13.
- 3 = fig. 5.
- 4 = fig. 6.
- 5 = fig. 11.
- 6 = fig. 8.
- 7 = fig. 9.
- 8 = fig. 7.
- 9 = fig. 3.

Basse Bretagne

Det vestlige Bretagne, landskabet Basse Bretagne i departementet Finisterre, har en meget indskåret kystlinie og en mosaik af forskellige kysttyper. Karakteristiske er de øst-vest forløbende halvøer med klippekyster: Léon, Plougastel, Crozon og Cornouaille (fig. 2). Disse halvøer adskilles og opdeles individuelt, dels ved for-grenede fjordsystemer af rias-type (bretonisk = aber), dels af bugter (bretonisk = anse) med strandvoldsfladstrand. I halvøernes vestlige forlængelse ligger på shelfen øer som Ouessant og Sein samt talrige skær.

Disse bretonske kystlandskabers udformning kan kun for visse enkeltelementers vedkommende, således f. eks. det marine forland, forklares ud fra kendskab til nutidens kystformende kræfter. En redegørelse for storformernes genese må søges i samspillet mellem

en række kystformende faktorer, der har virket i fortidige kystmiljøer helt forskellige fra nutidens. Først når klimatisk-geomorfologisk metode og historisk-geologisk betragtning kombineres med studier af kystzonens aktuelle dynamik, muliggøres en opfattelse af Bretagnes kystudvikling og dermed en forklarende beskrivelse af de recente formkomplekser.

Den franske kystmorfologiske skole, der ledes af Sorbonne-professoren, *André Guilcher*, indfødt bretagner, har foretaget de grundlæggende studier over sammenhæng mellem geologisk struktur, overfladerelief, bundtopografi og sedimenter, bølgevirkninger og tidevandsforhold. Når også resultater fra britisk og dansk kystforskning har kunnet tjene til belysning af visse enkeltheder i den recente kystudvikling, er det en følge af Guilchers sans for indleven i fremmede kystmiljøer, hvor processer, der i Bretagne kun udgør en integrerende del af de kystformende kræfter, er helt dominerende. Dette gælder således opbygning af marint forland: odder, drag, marsk og strandvoldssletter. Det gælder også kystudligning og vindvirkeresultantens betydning for dennes terminantretning, forhold der langt lettere studeres i de dele af De Britiske Øer og Danmark, der er opbygget af løse istidsbjergarter. De efterfølgende skildringer er baseret på forfatterens mangeårige samarbejde med Guilcher og specielt på feltstudier i Bretagne 1967 på ekskursjoner under Guilchers ledelse som led i det internationale samarbejde, der organiseres af *Commission on Coastal Geomorphology* under *International Geographical Union (IGU)*.

De kystformende kræfter

De vigtigste faktorer, der har medvirket ved udformningen af Bretagnes kystformer, er:

1) Den hereyniske foldning i kultid med foldeakser, der i det nordlige Bretagne er forløbende NØ-SV, i det sydlige NV-SØ, de armoricanske anti- og synclinaler.

2) Moderate forskydninger langs brudlinier i tertiær som udløbere af den ved de alpine foldninger fremkaldte ustabilitet i jordskorpen omkring foldezonerne.

3) Normalerosion gennem jordperioder, hvorved de oprindelige armoricanske foldekæder er blevet helt nederoderet, så det oprindelige folderelief er blevet erstattet af overfladeformer, der domineres af de modstandsdygtige lagserier, som danner rygge med retninger, der bestemmes af de oprindelige foldeakser, dvs. appalachiske strukturer.

4) Skiftende erosionsniveauer, i hvilke plateauflader af forskellig art: abrasionsflader, peneplaner og tropiske afspulingsflader med tor-fænomener er udviklet til modenhed. En eocæn fladedannelse i 80 m niveauet er hyppigt forekommende, således f. eks. på Cap Sizun (se fig. 8). De relativt små forkastningsamplituder forklarer vanskeligheden ved at adskille de forskellige erosionsflader med hensyn til dannelsesetid. Når det eocæne plateau har så stor udstrækning, er forklaringen den, at det antagelig tillige omfatter en række ældre erosionsflader, som nu ikke mere lader sig adskille.

5) Periglaciale solifluktionsfænomener i istiden, hvorved den tertiære forvitringsskorpe som flydejord er skredet ned i dalene, der derved er delvis opfyldt, medens højtliggende rygge i antiklinalpartierne er blottet for løs jord. Hvor dalen skæres af kystlinien, fremtræder disse daludfyldninger i klinte, der nedbrydes, hvorved materialvandringsszonen får tilført materiale (fig. 4).

6) Skiftende havniveauer, der hovedsagelig er af glacialeustatisk karakter, dvs. at de skyldes verdenshavens skiftende volumen i kvartærtid: lav vandstand i istider, når store vandmasser er bundet som gletscher- og indlandsis, høj vandstand i interglacialtider, når vandet atter er mobiliseret ved afsmeltning af sne- og ismasser. Lokalt kan niveauændring skyldes isostatisk forskydning af landmassens dele, som det har været tilfældet under den alpine foldning.

7) Havets nedbrydning (abrasion) og aflejring (akkumulation) betinget af kystens eksponering i forhold til fremherskende vinde og deraf betingede stormbølgefronter.

Det armoricanske reliefs store alder og polygenetiske oprindelse i forbindelse med det forhold, at de skiftende påvirkninger nok har betinget ændringer, men ikke total udslettelse af gamle former, bevirker, at landskabsmosaikken bliver varieret. Når et sådant kompleks af gamle og nye overfladeformer udsættes for brændingsbølgernes angreb, bliver resultatet den rigt varierede række af kystformer, som Basse Bretagne fremviser.

Klippekyst og marint forland – et kompleks af inhomogene komponenter

Langs det vestlige Bretagnes kystlinie veksler således gamle klippekyster, udformet for storformernes vedkommende allerede i Eocæn, med ungt marint forland: krumodder, tanger og drag. Klippekyaternes enkeltformer kan ikke forklares som resultat af bølge- og strømstyrker i nutidens havstok, idet udformningen er sket ved havniveauer og under klimaforhold, der har afvejet

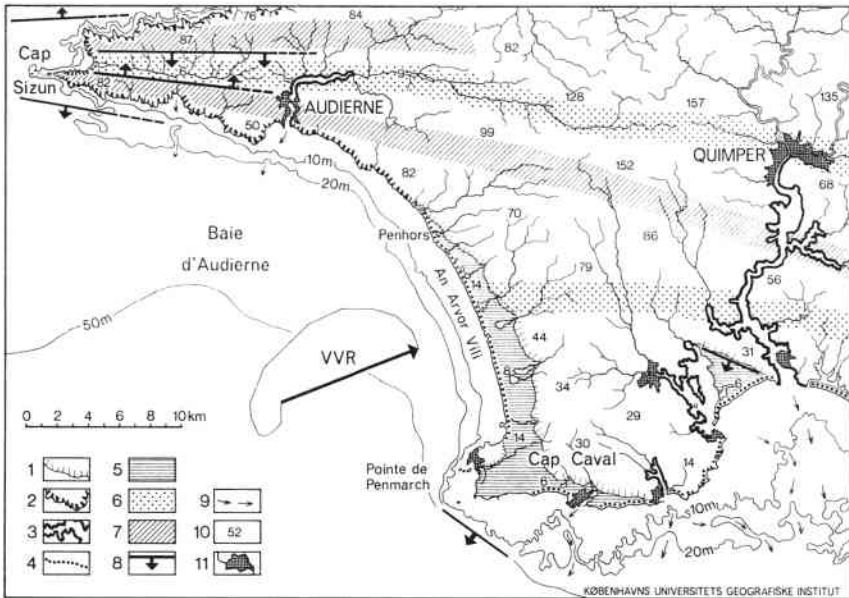


Fig. 3. Kystlandskabelementer ved Baie d'Audierne. 1. Tidligere kystlinie. 2. Klippekyt. 3. Rias. 4. Udligningskyst, strandvoldsfladstrand. 5. Marint forland. 6. Synklinallstrøg. 7. Antiklinalstrøg. 8. Brudkant. 9. Render i havbunden, transgrederede floddale. 10. Højdetal i m. 11. Købstad. VVR. Vindvirkeresultant.

Fig. 3. Coastal types around the Audierne Bay. 1. Former shoreline. 2. Rocky coast. 3. Ria. 4. Simplified shoreline. 5. Coastal plain. 6. Synclinal trough. 7. Anticlinal trough. 8. Fault. 9. Submarine canyons in the shelf, transgressed river valleys. 10. Heights in m. 11. Towns. VVR. Direction resultant of wind work.

stærkt fra nutidens. I modsætning hertil præges det marine forland i alle detaljer af den recente littoralzones kræfter.

Medens klippekysternes hovedorientering må forklares som resultat af appalachiske strukturer betinget af hercyniske folderetninger, og riaskysternes forudsætninger må søges i det ved normalerosionen allerede i Tertiær skabte dalrelief, så er ved det udredningen af det marine forlands beliggenheds- og retningsforhold det aktuelle havmiljøes elementer, der er bestemmende, d.v.s. vindvirkeresultant, største fri stræk, tidevandsamplitude og de deraf betingede bølgekræfter og strømforhold.

De marine forlandsdannelsers substrat af løse bjergarter: rullesten, grus, sand og ler bevirker, at en nøje tilpasning af former til det nuværende sammenspil af kystformende kræfter kan ske geologisk set øjeblikkeligt. Der vil derfor på det marine forland kunne observeres ældre aflejringer i højere niveauer „hævede strandvolde“ dannet under tidligere tiders (interglaciale) højere vand-

stand, hvorimod kystzoner udformet ved lavere havniveauer end nutidens (glaciale) er ødelagt.

Forholdet mellem klippekyst og marint forland langs Finisterres kystlinie er vekslende. På lange strækninger dominerer klippekystens forskellige typer, således på Sizun-halvøen (fig. 8 og 9). Andre steder præger forlandsdannelser helt kystlandskabet, som det er tilfældet på den 30 km lange strandvoldskyst, An Arvor Vili, ved Audierne bugten (fig. 3 og 7).

Eksponeringen mod de dominerende vestlige vinde eller læbeliggenhed i forhold til disse er helt afgørende for kystkarakteren, som det tydeligt fremgår af en sammenligning mellem kystformerne vest og øst for Cap Caval (fig. 3). Mod vest den udlignede kyststrækning, An Arvor Vili og et havskabt bundrelief i Baie d'Audierne, mod øst den udprægede rias-kyst fremkommet ved delvis havdækning af et erosionslandskab, hvis karakter går igen i havbundsrelieffets submarine render, ligesom det er tilfældet i den mod oceanbølgerne beskyttede Rade de Brest (fig. 12).

Det marine forlands materialeressourcer

Det materiale, der i Basse Bretagne vandrer i littoralzonen og danner grundlag for opbygning af marint forland, består af rullesten formet af lokale bjergarter – granitter, kvartsitter og skifre – og veksler derfor i petrografisk henseende fra sted til sted. De mængder, der er til rådighed, er imidlertid overraskende store at dømme efter forlandsdannelsernes dimensioner. Marine odder af bay-mouth, mid-bay og bay-head typerne (iflg. D. W. Johnson's terminologi) er almindeligt forekommende fænomener, og i læ bag disse er der i en række æstuarier sket en stærk sedimentation, hvorved udstrakte marskflader er fremkommet. Hertil kommer, at dragdannelser (tomboli) er hyppigt forekommende dannelser, ligesom retodder på øers læside (haler, triller på dansk, queue de comète på fransk). De største materialemængder er dog gået til opfyldning af rias og bugter på de mod kraftig bølgevirkning og dermed stor materialvandring eksponerede lokaliteter som f. eks. Baie de Douarnenez (fig. 12 og 13) og Baie d'Audierne (fig. 3 og 7). Disse enorme materialemængder (se afsnit An Arvor Vili) kan imidlertid ikke som naturligt forventet hidrøre fra klippekysternes nedbrydning på de mod oceanbrændingen udsatte næs (Pointe du Raz, Pointe du Van, Pointe de St. Mathieu, etc.), da abrasionen her er ubetydelig på grund af bjergarternes resistens. Bretagnes klippekyster er, hvad storformerne angår, skabt igennem perioder med et havniveau

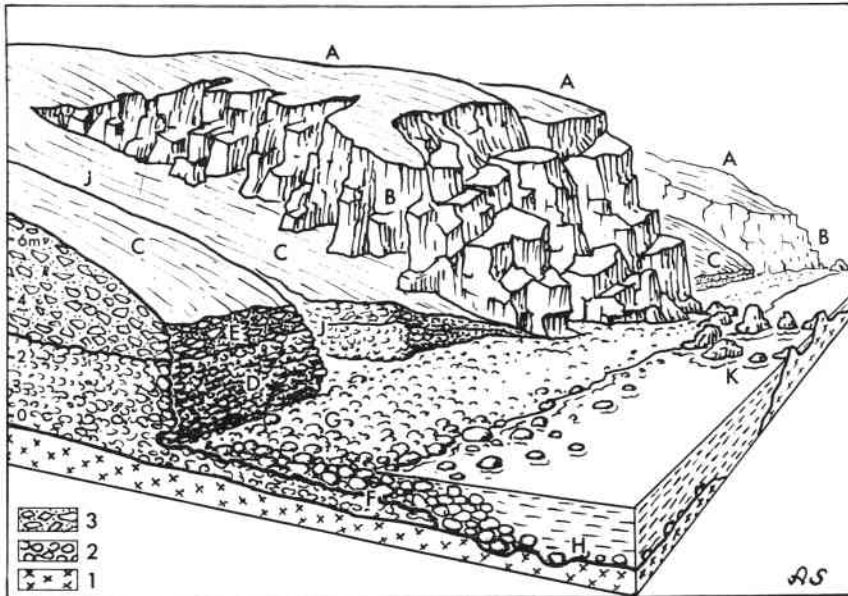


Fig. 4. Vekslen mellem klippekyst og klintekyst i hævede strandaflejringer, Plougastel-halvøen. A. Kystlandskabets oprindelige hældning. B. Granitklipper med overfladeformer præget af forvitring og bjergartens forkløftningsstruktur. C. Skråflade af flydejord. D. Klint i konglomerat, dvs. hævede strandvolde, hvis rullesten er sammenkittet af jernhydroxyd. E. Solifluktlags af forvittrings jord og skarpkantede brudstykker af bjergarten på stedet. F. Abrasionsflade i strandvoldskonglomerat. G. Recent strandvold af store rullesten. H. Abrasionsflade med jættegryder i granit. J. Erosionsdal i solifluktlags og hævet strandvold. K. Skær og klipper af resistent granit.

Fig. 4. Interchange between rocky coast and cliffs in elevated beaches. Plougastel-peninsula. A. Initial slope of the land surface. B. Granite rocks characterized by weathering and fissures. C. Slope of solifluction material. D. Cliff formed in elevated beach ridges. E. Solifluction material formed by weathering of local rocks. F. Abrasion plane formed in consolidated beach ridges. G. Recent beach ridge. H. Wave-cut platform with pot holes in granite. J. Gully formed by fluvial erosion in solifluction layers and elevated beach ridges. K. Skerries of resistant granite.
Axel Schou, del.

lavere end nutidens, og efter alle vidnesbyrd at dømme er de ikke ændret væsentligt siden interglacialtidernes havstigningsperioder. Den postglaciale havstignings hastighed har været så stor i forhold til den ved abrasion forårsagede regression af klippekysterne, at kystlinieforløbet i klippekystsektorerne kan siges at have været praktisk talt konstant under nutidshævningen. De store dales længdeprofil er også tilpasset erosionsbaser lavere end nutidens, hvorfor dalenes ydre dele nu fremtræder i havtransgrederet form som æstuarier og rias (fig. 12 og 13). Heraf følger, at kun små mængder kan stamme fra nedbrydning af de fremstående halvøer og næs.

De store materialemængder hidrører da også fortrinsvis fra den gennem jordperioder skabte forvittringsskorpe. Disse løse jordlag består dels af forvittringsprocessernes slutprodukter, lermineralfraktionen, og dels af brudstykker af de lokale dybgrundsbjergarter, for disses øvre desintegreringszone har i kvartærtid, når periglaciale forhold var herskende, ved jordflydning foretaget massebevægelser af største omfang fra plateauerne ned ad dalskråningerne, som overalt præges af soliflukationsstrukturer, til dalbundene, der derved er blevet dækket med flydejord af adskillige meters mægtighed.

Ved den glacial-eustatiske havstigning siden istiden er disse flydejordsmasser talrige steder blevet angrebet af havet og danner klinter under nedbrydning som integrerende dele af nutidens kystlinie vekslende med klippepartier i krystallinske bjergarter (fig. 4). Disse klinter i jordflydningsmateriale kan minde om blokfyldte moræneklinter. Sådanne kan imidlertid ikke forekomme, da Bretagne ikke har været nediset. Nærmere undersøgelse viser da også klart, at alle blokke af fast bjergart er skarpkantede og helt mangler morænestenenes typiske kantslidte former.

En anden kildelokalitet for stof til materialvandringen er gamle strandaflejringer fra de interglaciale højvandsperioder. Disse forekommer mange steder i mere eller mindre sammenkittet form, stedvis således som egentlige konglomerater (fig. 4, 7 og 11). Materialet fra de recente strandvolde ved Baie d'Audierne er sådanne „sekundære“ rullesten (se afsnit An Arvor Vili og fig. 7).

De marine forlandstyper

De store materialemængder, der vandrer i littoralzonen, giver anledning til opbygning af en række forskellige forlandsformer langs Bretagnes kyster. En systematik, udarbejdet af Guilcher, omfatter følgende typer:

- A. Strandvoldssletter, der udfylder bugter mellem klippenæs. (Les grèves accrochées à la roche en place a leur deux extrémités).
- B. Drag. (Les tombolos).
- C. Retodder. (Les queues de comète).
- D. Kystparallelle krumodder ved knæk på kystlinien. (Les flèches à pointe libre sub-parallèle à la côte).
- E. Tangelukning af æstuarier ved ensidig oddevækst. (Les pouliers barrent un estuaire).
- F. Tangelukning af æstuarier ved dobbeltsidig oddevækst. (Les pouliers en chicane).
- G. Marskflader med tidevandsrender (loer). (Schorre à nombreux petits chenaux).

For disse formers orientering har retning af vindvirkeresultanten (i det følgende benævnt VVR) og største fri stræk (i det følgende benævnt SFS) afgørende betydning i henhold til de love for kystudligningens terminantretning, der er konstateret i England (*Lewis*) og Danmark (forf. m. fl.).

VVR er et geometrisk udtryk for vindens retningsbestemmende indflydelse, beregnet og konstrueret på grundlag af vindstatistik over lange årrækker. På en kyststrækning eksponeret imod VVR vil kystlinieudviklingen tendere mod en ligevægtsretning vinkelret på VVR. På læsider af fritliggende øer og knæk i kystlinier udsat for kraftige vinde vil der opbygges ødder med længdeakse parallel med VVR. Da bølgestørrelsen er afhængig af SFSs længde, får denne faktor også en bestemmende indflydelse, idet bølgerejsning bliver af forskellig effektivitet fra de forskellige vindhjørner. Hvor VVR og SFS er nær sammenfaldende, vil overensstemmelse mellem denne retning og kystliniens udligningstendens være simpel. I Rade de Brest er der de fleste steder netop stor overensstemmelse mellem VVR og SFS, og det er da også påvist af Guilcher på et stort antal lokaliteter, at de i systematikken med E og F betegnede former overalt er meget nær vinkelret på VVR, medens C- og D-formerne har længdeakser parallelle med VVR. For A- og B-formerne spiller fikspunkterne, d.v.s. klippekystens topografi, selvfølgelig en væsentlig rolle, og dog spores også her i visse asymmetriske forlandsdannelser en tydelig indflydelse fra VVR. I det følgende skal tre typiske eksempler på marin forlandsdannelse i bretonisk klippekystmiljø beskrives (systemtyperne E, F og A).

Le Sillon d'Auberlach

I den rias, der udmunder på Plougastel-halvøens sydvestende med æstuarieform, er der fra nordkysten ved et knæk på kystlinien udviklet en odde af type: midbay-bar (fig. 5, 1). Den når næsten at lukke æstuariet, men de kraftige tidevandsstrømme, betinget af en tidevandsamplitude på 5-8 m, holder et slynget løb åbent mellem oddens spids og æstuariets sydkyst (fig. 5, 2). Ved oddens længdevækst er strømrønden stadig forlagt mod syd og har nu eroderet en buet niche (fig. 5, 2) ind i sydskråningen. Når det erindres, at odden er opbygget af løst materiale, grus udvasket af de flydejordsmasser, der dækker skrænterne og er udformet som klinger i æstuariets ydre dele, og man tillige har in mente, at den faste undergrund består af særdeles resistente krystallinske skifre, så virker dette erosionsfænomen uforklarligt. En nærmere undersøgelse har da

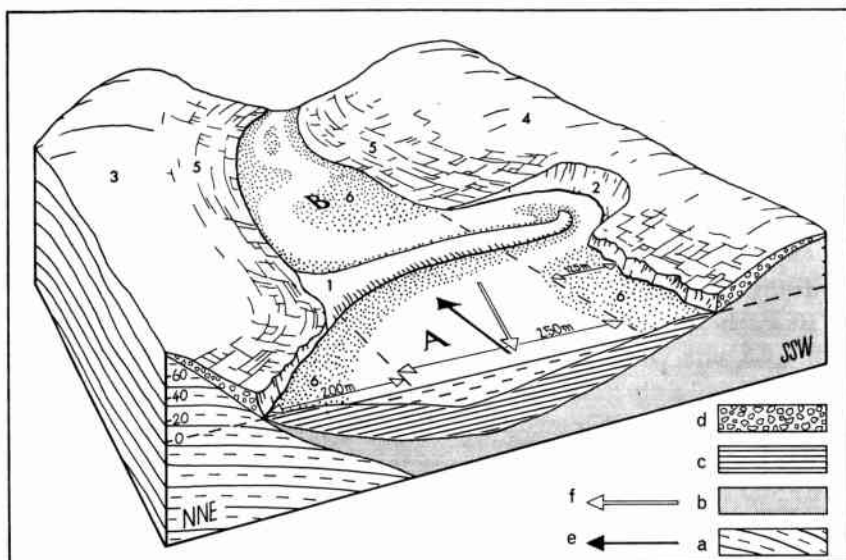


Fig. 5. Le Sillon d'Auberlach, eksempel på bugtlukningstendensen. Ved materialvandring ind i æstuariet, A, er opbygget en odde tværs over dets inderste del, B. Længderetningen er vinkelret på en linie i vinkelgabets mellem vindvirkeresultanten og retningen for største fri stræk. Stærke tidevandsstrømme hindrer lukning og fremkalder erosion i sydlige bred. a. Kvartsit. b. Skifer. c. Marine sedimenter. d. Flydejord. e. Vindvirkeresultant. f. Største fri stræk.

Fig. 5. The spit of Auberlach indicating the bay closing tendency. A bay head bar has been established as a result of beach drifting into the estuary. Orientation governed by direction resultant of wind work and maximum fetch. Strong tidal currents prevent a final closing and cause erosion in the southern shore. a. Quartzite. b. Schists. c. Marine sediments. d. Solifluction layers. e. The direction resultant of wind work. f. The direction of maximum fetch. Axel Schou, del.

også vist, at erosionen er sket i skråningens flydejordsdække og kun i dette; det faste fjeld er netop nået og kan ses i væggen fra vejen, der fører langs skråningens fod og derfor må følge med ind i erosionsnichen. Tilstanden må derfor betragtes som stabiliseret, idet strømbuen ikke vil kunne erodere sig længere ind. De store vandmasser, der under særlig kraftig vindstuvning kombineret med højvande skal passere og kræver et større tværnsareal til gennemstrømning, vil etablere dette ved fjernelse af materiale fra oddepidsen. Store arealer ligger tørre ved ebbe (fig. 5, 6).

Det er bemærkbart, at æstuariets bredde uden for odden er ca. 575 m, inden for denne kun 250 m. Dette skyldes klintregressionen i æstuariets ydre dele forårsaget af de kraftige bølgevirkninger, der kan etableres over Rade de Brests store vandflade. Odden skaber læ for æstuariets indre dele, hvor skråningerne derfor ikke anbringes, men anvendes som dyrkningsflader (5) helt ned til højvandslinien.

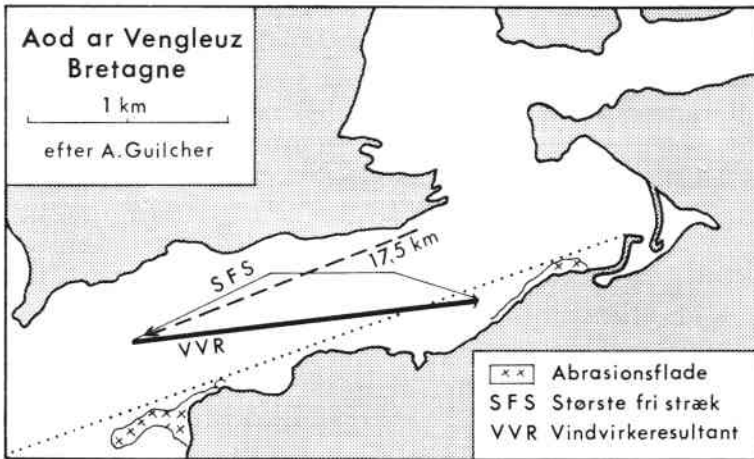


Fig. 6. Bugtlukning ved oddevækst. Odderetning bestemt af VVR og SFS. Retningsændring af sydlige odde, efter at den er nået uden for det af kystfremspring og abrasionsflader dannede læområde.

Fig. 6. Bay-closing by development of mid bay bars. Orientation of the bars governed by wave fronts which again are depending on the direction resultant of wind work (VVR) and maximum fetch (SFS). The alteration of length orientation of the southern spit caused by the fact that this spit has grown so far north that it has left the shelter area determined by coast promontories and wave-cut platforms.

Skråningerne er intensivt opdyrket i modsætning til plateaufladerne, der er dækket af hedevegetation med bregne- og tornbladkrat (4 og 5).

Aod ar Vengleuz

Denne forlandsdannelse (fig. 6) kan tjene som eksempel på de yderst komplekse forhold i de snoede og forgrenede bretonske rias i Rade de Brest området. Et æstuarium er lukket ved oddevækst fra såvel nordsiden som sydsiden, og i læ bag tangerne er udviklet marskflader. Efter Guilchers tydning er forklaringen på udviklingen følgende.

Den nordlige odde er ældst, idet der i læ af denne er modent udviklede marskenge med lo-systemer og saltpander, medens de tilsvarende marskdannelser bag den sydlige odde endnu står på et ungt stadium i udviklingen. Et frit stræk på 17,5 km har for den nordlige oddes vedkommende betydet kraftige bølgevirkninger og dermed materialvandring. Odden har nået en ligevægtsretning praktisk talt vinkelret på VVR og er derfor nu ikke mere under vækst, hvorfor den er helt vegetationsklædt.

Den sydlige odde synes oprindelig at have været en krumodde, udgået fra et knæk i kystlinien. Lævirkning fra en abrasionsflade

har bevirket, at frit stræk var ubetydeligt, hvorfor materialvandring og dermed oddevækst har været ringe. Efterhånden som det fri stræk ved oddens vækst er blevet ca. 0,5 km, har den sædvanlige tendens til udformning af ligevægtsretning vinkelret på VVR gjort sig gældende; odden er vokset i nordlig retning. Efter at være vokset så langt ud, at lævirkning fra abrasionsflade og kystfremspring er elimineret, er der sket en retningsændring i væksten, måske som følge af en enkelt katastrofal stormvirkning; spidsen er bøjet om, og væksten fortsætter i VVRs retning som en retodde eller hale på læsiden af en ø.

Analoge forlandsdannelser, f. eks. Morlenn ar Bouch og Loch de Landévennec, forekommer en række steder ved Rade de Brest, alle med karakteristiske lokale særpræg som følge af det stærkt varierede sammenspil af virkende kræfter, der igen betinges af den lokalt vekslende rias-topografi.

An Arvor Vili

Dette marine forland er typisk bretonsk, kvalitativt ved beliggenheden mellem kystfremspring betinget af resistent grundfjeld, kvantitativt ved dimensioner så store, at knudepunkternes betydning for strandvoldsystemets orientering delvis elimineres, og retningen af dominerende stormbølgefronter til gengæld får afgørende indflydelse på denne aflejringskysts terminantretning.

Den 30 km lange, mægtige strandvold (se fig. 7), hvis bretonske navn An Arvor Vili direkte kan oversættes til „rullestenskysten“ støtter sig mod nord til roden af Cornouailles vestlige fremspring Cap Sizun (se fig. 3). Denne halvøes dimensioner og øst-vestlige orientering betinges dels af strukturelle, dels af petrografiske faktorer. En primær forudsætning er to øst-vest forløbende hercyniske antiklinal-strøg (se fig. 3) med en mellemliggende synklinalzone, hvis lave niveau yderligere er accentueret ved nedsenkning mellem brudlinier (se fig. 8). Denne synklinalzones betydning for vandløbsmønsteret fremgår tydeligt af de øst-vest forløbende vandløb tilhørende en række forskellige afvandingsområder (se fig. 3). Hertil kommer, at såvel Cap Sizuns nordkyst som sydkyst er opbygget af granitter med stor resistens. Mod syd dannes strandvoldens støttepunkt af den lille, men modstandsdygtige granitknude ved Penmarch. For Penmarch-granitten er det iøvrigt karakteristisk, at den viser afrundede hulformer i den zone, der rammes af bølgesprøjt. Disse former står i stærk modsætning til Cap Sizuns skarp-kantede brudstrukturer og kvaderformede forkløftning. De runde

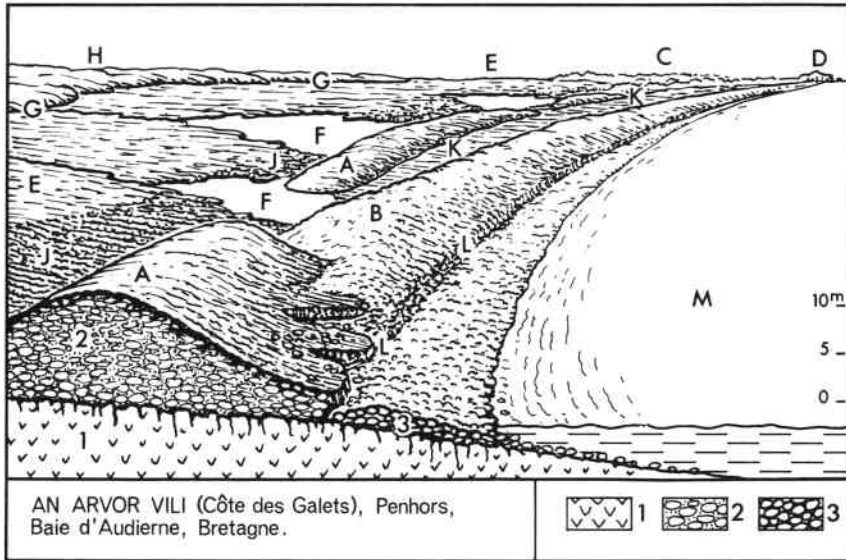


Fig. 7. Strandvoldskyst, marint forland ved Baie d'Audierne (sml. fig. 3). A. Fossil strandvold fra sidste interglaciertid. B. Recent strandvold. C. Klitlandskab. D. Penmarch's modstandsdygtige granit danner det sydlige fikspunkt for kystlinieudviklingen. E. Marint forland: sump-, mose- og strandengslandskaber. F. Strandsø. G. Tidligere kystlinier, „falaises mortes“. H. Plateau, eocæn erosionsflade. I. Lavning bag det fossile strandvoldssystem. K. Lavning bag de recente strandvolde. L. Abrasions-kanter i fossile og recente strandvolde. M. Baie d'Audierne.

Fig. 7. Beach ridge shoreline, coastal plain, Baie d'Audierne (cfr. fig. 3). A. Old beach ridge formed in the interglacial period (Monastirien). B. Recent beach ridge. C. Dunes. D. Granite promontory of Penmarch, acting as the southern fixpoint for the shoreline development. E. Marine foreland: swamp- and beachmeadow landscapes. F. Lagoon. G. Former cliff-shoreline, „falaises mortes“. H. Plateau, eocene erosion surface. I. Hollow behind the old beach ridges. K. Hollow behind the recent beach ridges. L. Abrasion notch in fossil and recent beach ridges. M. Audierne Bay. Axel Schou, del.

kanter og bækkenformede gruber bringer mediterrane kalkstensklinters opløsningsformer i erindring. Herved rejses det spørgsmål, om Penmarch-granitten muligvis har mindre modstandsevne over for havvandets opløsende virkning end andre granitter.

Strandvolden, der fra Penhors til Penmarch betinger kystliniens svagt svungne kurve, er opbygget af rullesten med dimensioner indtil håndslørrelse.

Vindvirkeresultanten (VVR) for Pointe de Saint Mathieu, vest for Brest, må kunne betragtes som repræsentativ for hele det vestlige Bretagne, eksponeret som området er mod det åbne ocean. Hovedretningen for strandvoldskysten An Arvor Vili er meget nær vinkelret på VVR, hvilket tyder på, at en ligevægtsretning næsten er nået.

Den lille afvigelse fra de 90° mellem den udlignede kyststrækning og VVR (fig. 3) tyder på en tendens til sydgående materialvandring. En sådan kan da også konstateres.

Materialet til den ca. 10 m høje og 100 m brede recente strandvold kan skønnes at være af størrelsesordenen 15 mill. m³. Det er vanskeligt at forestille sig dette stenmateriale fremkommet ved nedbrydning af Cap Sizun's granitklipper, idet kystregressionen her trods voldsom brændingsvirkning er helt ubetydelig. Det forhold, at kystlinien ved strandvoldssystemets nordlige ende ud for Penhors skærer gennem gamle hævede strandvolde, bestående af rullestens-konglomerat, giver forklaringen (fig. 7). Det sammenbindende middel er rigt på jernhydroxyd, hvorfor de fra kystklinerne løsrevne rullesten er brunfarvede. Denne farvetone er aftagende hos rullestensmateriale sydefter, idet jernhydroxydhinden afslibes ved bevægelse i havstokken. Da også kornstørrelsen er aftagende sydefter, synes det klart, at den dominerende materialvandring går fra nord mod syd.

Bag den recente strandvold ligger i et 5 m højere niveau gamle strandvolde i en næsten ubrudt række parallel med nutidens. I lavningerne bag disse forekommer udstrakte sumpområder og stedvis strandsøer. Det sandmateriale, der bortblæses fra strandvoldene, har givet anledning til dannelse af kliterræn i områdets sydlige del. Dette marine forland, der generelt kan betegnes som en strandvoldsslette, har ikke direkte afløb til havet gennem vandløb, men afdrænes gennem strandvoldenes rullesten. Afdræningens effektivitet er således betinget af vandstanden i havet, der veksler dels regelmæssigt med tidevandsrytmen og dels uperiodisk med vindstuvningssituationen. Strandsøernes størrelse er derfor varierende. Forlandet afgrænses indefter af en række døde kliner (falaises mortes), der kanter en plateauflade udformet i glimmerskiffer. Denne jævnt bølgede flade er et erosionsniveau udformet i tertiærtiden enten som abrasionsflade, peneplan eller som tropisk afspulingsflade. Strandvoldssletten er opbygget på en abrasionsflade i samme bjergart.

Klippekysterne

Kystlinieforløbet for Basse Bretagnes klippekyster er, hvad størrelserne angår, bestemt dels af de hercyniske foldeaksers vest-øst orientering, dels af de tertiære brudlinieretninger. Cornouaille-halvøens vestlige del, Cap Sizun er det typiske eksempel på de hercyniske retningers dominans, Crozon-halvøens vestlige del med de tre henholdsvis nord-, vest- og sydvendte halvøer er et lige så

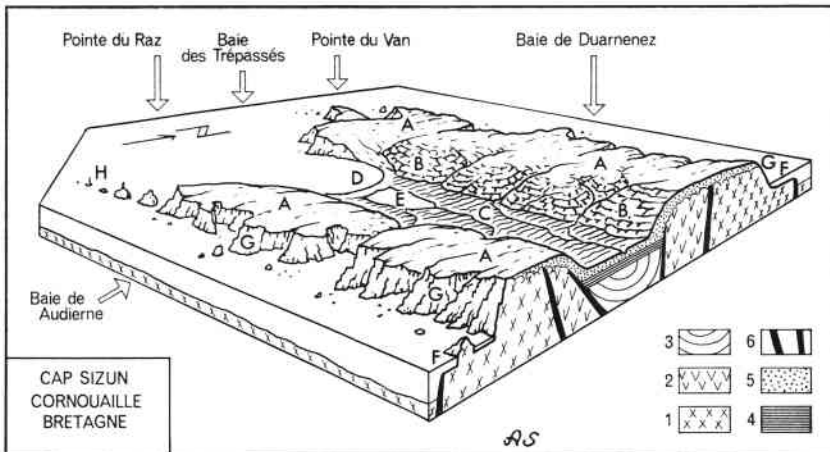


Fig. 8. Cap Sizun, Cornouaille-halvøens vestende. A. Plateaustriber, resistente rester af hercyniske antiklinaler, i Eocæn udformet som erosionsflader i modstandsdygtige bjergarter. B. Skrænter mod den centrale længdedal, formet ved jordflydning. C. Central lavning af synklinal oprindelse, i nuværende form befinget dels ved gravsænkning, dels ved den carboniske skifers ringe erosions-resistens. D. Sandtange. E. Strandsø. F. Abrasionsflade med strandpiller og skær. G. Klippekyster med hængedale (sml. fig. 9). H. Øer og skær.

Fig. 8. Cap Sizun, the western promontory of the Cornouaille-peninsula. A. Plateau, initially hercynian anticlines, secondary formed as erosion surfaces in resistant rocks in the Eocene period. B. Slopes with solifluction structures. C. Central valley, initially a hercynian syncline, later formed partly as a result of grabenstructure, partly by erosion in non-resistant layers of Carboniferous schists. D. Bay-bar. E. Lagune. F. Wave-cut platform with stacks and skerries. G. Rocky coast with hanging valleys (cfr. fig. 9). H. Islands and skerries.

Partly after A. Guilcher, Axel Schou del.

typisk eksempel på klippekyststrækninger, hvis forløb betinges af brudlinier i krydsende systemer (fig. 2 og 12).

Klippekysternes højde er også yderst varierende, afhængig af hvilket af de gamle erosionsniveauer, som karakteriserer Basse Bretagnes overfladeformer, der gennemskæres af den aktuelle kystlinie. Langs Léons nordvest-kyst udgøres kystlandet af en lavtliggende flade i 10 m niveauet, hvis ophobninger af store afrundede granitblokke må betegnes som tør-fænomener, der gør forklaringen på dannelsen som tropisk afspulingsflade sandsynlig. Denne flade betinger lave klippekyster uden egentlige stejlvægge, men med en stærkt indskåret kystlinie på grund af de fremstående partier af mere massiv granit („naturlige høfder“), bugter i de udrensede sprækkezoner og iøvrigt i havstokken en ophobning af mægtige blokke, stedvis afrundede til rullesten af store dimensioner, 10-20 cm. Gamle „hævede strandvolde“ angribes stedvis og bidrager med

rullesten af mindre dimensioner, hvorved materialet i littoralzonen bliver af kompleks natur.

Cap Sizun (fig. 3, 8 og 9) kan vælges som eksempel på de høje klippekyster, idet det plateau, hvis rester nu udgør denne halvø, ligger i 80 m niveauet, et fladeniveau, der har stor udbredelse og som tidsfæstes til Eocæn. I halvøens midte forekommer en central lavning (fig. 3 og 8), der tydes som gravsænkning, idet parallelle brudlinier er konstateret. De carbonske skifre, der danner den faste undergrund i denne centrale lavning, viser synklinale foldningsstrukturer, således at dalens genese formentlig er influeret såvel af den hercyniske foldning som af de senere forskydninger langs brudlinier. Centraldalens sider præges af flydejord, som fra plateauets overflade under periglaciale klimaforhold er skredet ned og delvis har fyldt såvel små dale (fig. 9) som selve den centrale lavning. Stedvis mangler løs jord fuldstændig på plateaufladen i nutiden. For landbrugets lokalisering er dette forhold af betydning. Det er dalsiderne, der er opdyrket. Her ligger de relativt små marker omgivet af levende hegn. Dalbunden har oprindeligt i dalens vestligste del været dækket af havet, hvilket fremgår af marine sedimenteres forekomst på dalbunden. Højtstående grundvand bevirker, at dalbunden ikke opdyrkes, men engene anvendes til græsning og høslet. Om man kan tale om et rias-stadium, er måske tvivlsomt, eftersom dalens dannelse i væsentlig grad skyldes forskydninger og kun i ringe grad har været udformet af det gennemstrømmende vandløb. Ved tangedannelse er en strandsø nu afspærret i dalens vestende ud mod Baie des Trépassés, De afdødes Bugt, et udtryk, der kunne bringe tanker om strandvaskere frem i erindringen, et ikke ukendt fænomen ved denne farlige kyst. At der trods al resistens hos granitten finder nedbrydning sted gennem lange perioder, derom vidner øer og skær i forlængelse af Pointe du Raz. På to af disse er bygget fyrtårne, som advarer navigatørerne mod at komme denne fremspringende del af landmassen for nær.

Halvøens nordkyst er på den 35 km lange strækning fra Douarenez til Pointe du Raz en klippekyst med 70 m høje, utilgængelige stejlvægge, hvor stormbølgerne danner et frådende inferno mellem de nedstyrtede blokke og strandpillerne samt ind i de brændingshulkeler og ovne, der er abrasionens værk. Også i magsvejrer er landgang udelukket, idet dønningernes brydning fremkalder en skumfyldt urozone, der bevirker, at alle fartøjer skyr denne fjendske kyststrækning. Ved første indtryk gør kysten med sine stejlvægge og nedstyrtede partier indtryk af at være en klippekyst under til-

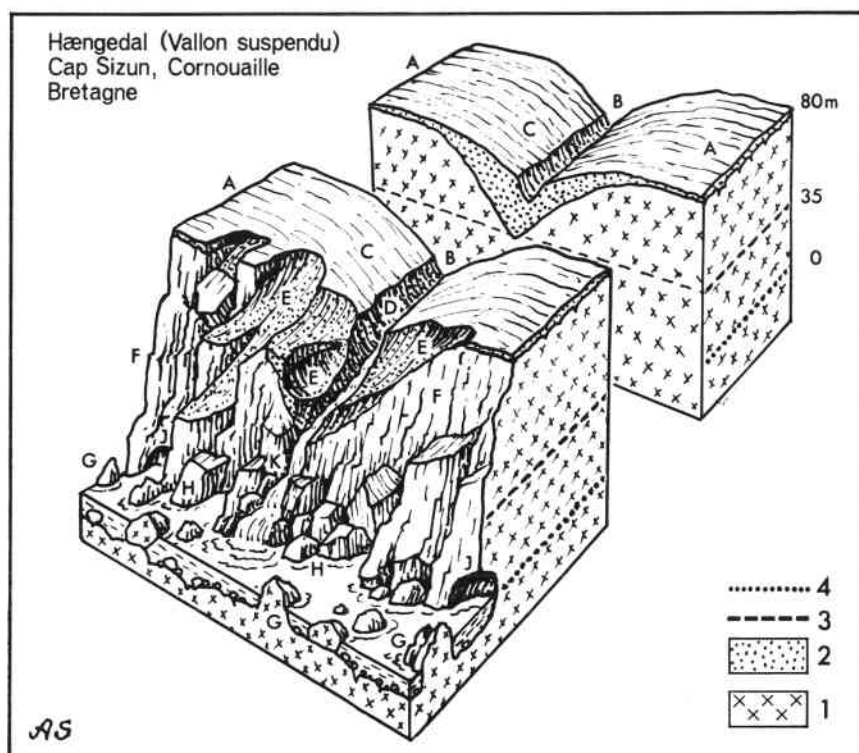


Fig. 9. Hængedal, Cap Sizun. A. Erosionsflade i 80 meter niveaue. B. Hængedal. C. Skrånende overflade i flydejord. D. Recent erosionsdal. E. Udskridningsgrube. F. Stejl klippefacade. G. Strandpille. H. Nedstyrte granitmasser i brændingszonen. J. Brændingshuler. 1. Granit. 2. Forvitningsskorpe. 3. Havniveau, da hængedalen blev udformet. 4. Aktuelt havniveau (sml. fig. 10).

Fig. 9. Hanging valley, Cap Sizun. A. Erosion surface in 80 m level. B. Hanging valley. C. Sloping surface in solifluction material. D. Recent gully erosion. E. Earthslide. F. Steep rock wall. G. Stack. H. Granite blocks in the breaker zone. J. Abrasion cave. 1. Granite. 2. Weathering layer. 3. Ocean level when the hanging valley was formed. 4. Recent ocean level (cfr. fig. 10).

Axel Schou, del.

bagerykning. Det grove rullestensgrus og mangel på sandstrand forstærker dette indtryk af regression, som imidlertid er helt fejlagtigt. Materialet her på Cap Sizun er nemlig en yderst modstandsdygtig granit, der er praktisk talt upåvirket af den voldsomme bølgeaktivitet, og rullestensgruset i littoralzonen er ikke dannet af klippewæggens nedbrudte dele, men stammer fra det dække af løse aflejringer, den oprindelige forvitringsskorpe, der ved jordflydning fra plateauets overflade er fyldt ned i de små dale og ved skred endt i havstokken, hvor indholdet af blokke er blevet udvasket. Materialet i strandzonen er altså gammelt forvitningsgrus og ikke

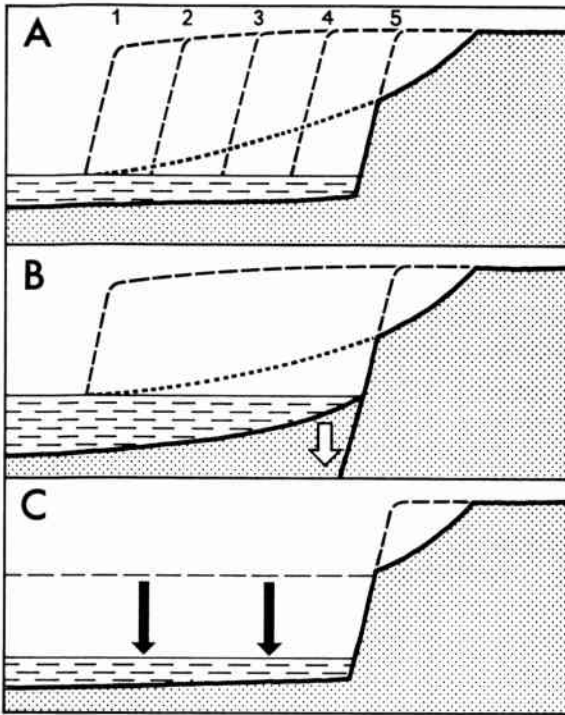


Fig. 10. Hypoteser for de bretonske hænge-dales dannelse. Eks. Cap Sizun, sml. fig. 9. A. Klippevejenes tilbagerykning som følge af abrasion. B. Sænkning af landmassens kystnære dele. C. Højere havstand under daldannelsen i sidste interglaciertid. Denne hypotese er den mest sandsynlige (se tekst).

Fig. 10. Hypothetic development of the hanging valleys in Brittany. Example: Cap Sizun, compare fig. 9. A. Cliff regression caused by abrasion. B. Sinking of the coastal area along fault lines. C. Higher ocean level in the interglacial period when the valleys were formed. This hypothesis gives in all probability the right explanation (see text).

den lokale bjergart nedbrudt ved recent bølgevirkning. En sammenligning med Normandiets kalkstensklinter (Guilcher) gav som resultat, at havets erobring af landmassen på Cap Sizun „est cent fois, peut-être cinq cents fois, moins rapide que dans la craie du Pays de Caux“.

Et morfologisk element, der karakteriserer denne klippekyst, er hængedalene (vallées suspendues, fig. 9). Disse er små fluvialt eroderede dale, der brat kuperes af klippevejenes, hvorved den udfyldende flydejord skrider ned. De små vandløbs vandmasse falder fra 15 til 30 m's højde i kaskader fra den ene blokaf-sats til den anden, før de når ned i havet. Ganske tilsvarende hængedale forekommer overalt i stærkt tilbagerykkende kystklinter, således netop i Normandiets kalkklinter såvel som i danske moræneklinter. Hængedalenes tilstedeværelse her bidrager således yderligere til at fremkalde indtryk af en regression, der ifølge de førnævnte observationer dog ikke er nogen realitet.

Tilbagerykning af kystlinien som følge af abrasionen er altså en hypotese, der her må afvises (fig. 10, A). De små dales kupering kunne også skyldes nedsynken af landmassens kystnære del langs

kystparallelle brudlinier (fig. 10, B). Da sådanne brudlinier ikke er konstateret, må også denne hypotese forkastes. Forklaringen på Cap Sizuns hængedale er antagelig den, at disse dales længdeprofil er udformet normalt, dvs. asymptotisk nærmende sig erosionsbasis, havoverfladen, men at denne, da dalene blev udformet, antagelig i interglacial tid, lå i højere niveau (fig. 10, C). Den ringe erosionsevne i disse små vandløb har ikke formået senere at nedskære dalbunden til nulidens havniveau, hvorved det her omtalte specielle hængedal-fænomen er fremkommet.

Abrasionsflade og brændingshulkele

Når en landmasse nedbrydes ved brændingsbølgeres angreb, fremkommer foran havstokken en abrasionsflade (fig. 8), idet bølgevirksomheden er begrænset nedefter til en bestemt dybde afhængig af de maximale bølgestørrelser på lokaliteten. I klinte- eller klippekystens fod vil der i det niveau, hvortil de højeste stormbølger når op, hvis bjergarten er homogen, udformes en hulkele ved det slid, som rullestenene forårsager, når de af de brydende bølger i havstokken kastes op mod klintens eller klippens væg. Såfremt mere eller mindre modstandsdygtige partier veksler i klint- eller klippevæggen, vil denne virkning især lokaliseres til de mindst resistente steder, hvor hulkelen udvikles til en brændingshule („ovn“) (fig. 9). Disse forekommer især, hvor brudzoner letter nedbrydningen. På kyster med stor tidevandsforskel vil større dele af abrasionsfladen ligge tør ved ebbe, hvorved der er mulighed for at studere detailrelieffet. Den øverste del af abrasionsfladen vil almindeligvis ikke være synlig, da den er dækket af de sand- og rullestensmasser, der vandrer i littoralzonen som følge af de skråt indløbende bølgers transportvirkning.

Klippekyster, der ligger eksponeret mod åbent hav, vil ofte have så mange blokke liggende på abrasionsfladen, at denne vanskeligt ses, og da den selv ved ebbe almindeligvis overskylles med stærkt strømmende bølgevand, bliver den utilgængelig for observationer, som det er tilfældet f. eks. ved Cap Sizun. Klippekyster inde i bugter, hvor tidevandsvirkningen forstærkes ved stuvning, og hvor bølge-dimensionerne er langt mindre end på yderkysterne, byder på gunstige undersøgelsesvilkår. Dette er tilfældet på Crozon-halvøen (fig. 11), hvor Pointe de Dinan derfor blev valgt til undersøgelses-lokalitet.

Materialet her er ordoviciske skifre med kvartsgange, der leverer det rullestensmateriale, der udgør bølgerens værktøj under abra-

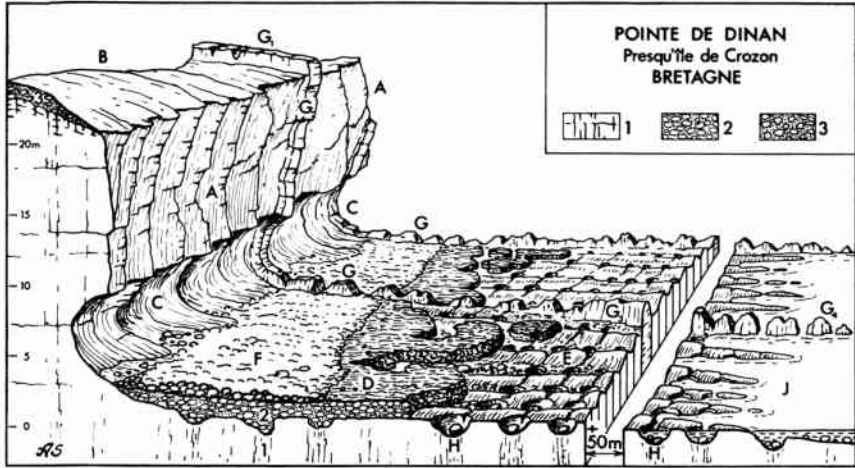


Fig. 11. Klint og abrasionsflade i ordoviciske skifer. A. Stejlvæg, facaderelief betinget af bjergartens varierende resistens og forkløftning. B. Kystlandskabets oprindelige hældende overflade. C. Brændingshulkele. D. Fossil abrasionsflade i konglomerat udformet under højere vandstand, nu under nedbrydning. E. Recent abrasionsflade i skifer med rygge og lavninger bestemt dels af skiferzonernes varierende resistens, dels af brudzoner. F. Recent strandvold. G. Ribber i klintfacade og på abrasionsflade betinget af kvartsgange. H. Jættegryde. I. Lavvandslinien stærkt indskåret som følge af abrasionsfladens relief (sml. E og H). 1. Skifer. 2. Konglomerat af rullesten. 3. Forvittringsskorpe med jordflydningsstruktur.

Fig. 11. Cliff and wave-cut platform in Ordovician schists. A. Vertical cliff, relief caused by variations in resistance and fault zones. B. Initial sloping landsurface. C. Abrasions notch. D. Wave-cut platform in consolidated beach material, now under destruction. E. Recent wave-cut platform with ridge- and furrow structure caused by variation in resistance and fault zones. F. Recent beach ridge. G. Resistent quartzite layers. H. Pothole. I. Indented low-water shoreline caused by abrasion relief (cfr. E and H). 1. Ordovician schists. 2. Consolidated shingle. 3. Weathering layer with solifluction structure.

Axel Schou, del.

sionsaktiviteten. Skifrighedsretningen er næsten lodret, hvorfor klintfacaden viser en sribning i denne retning grundet på vekslende lyse og mørkegrå skiferzoner. I klintprofillets nederste zone er udformet en særdeles regelmæssig hulkeleform.

På abrasionsfladen, der udsættes for rullestenenes erosion over det hele, slides forskellige zoner ikke lige meget, hvorved der opstår et vaskebrædt-relief med ribber og furer vinkelret på kystlinien. Da bjergarten også er gennemsat af brudliniezoner med nedsat resistens, og disse på abrasionsfladen stryger parallelt med kystlinien, vil de initiale jættegryder komme til at ligge i et kvadratnetformet mønster. Efterhånden som de udvides ved rullestenenes rotation i gryden under bølgepåvirkning, vil de tætliggende kunne

forenes til større hulformer. Ved integrering af jættegrydevirkningen fremkommer således sliddet på abrasionsfladen som helhed, hvorved den får stadigt lavere niveau, indtil vanddækket bliver så stort, at bølgebevægelsen aftager til det minimum, da rullestenen ikke mere kan bevæges.

Det ses ved Pointe de Dinan tydeligt, at abrasionsfladens relief registrerer sækulære vandstandsændringer. På fladens kystnære dele udgøres overflade af et konglomerat, dannet ved sammenkitning af rullesten fra tidligere tiders strandvolde, dannet ved en lavere havstand. Dette lag er nu under nedbrydning og en ny abrasionsflade under udformning i de underliggende skifre som skildret ovenfor. Det skal tilføjes, at der også forekommer klintvægge i rullestensstrandvolde i højere niveau flere meter over den nuværende maksimale vandstand, vidnesbyrd om tidligere højere havniveauer, ligesom flydejord med skarpkantede sten også danner lag i klintprofilerne ligesom på Plougastel-halvøen (fig. 4).

De modstandsdygtige kvartsgange danner i klintfacaden fremstående kulissegagtige ribber, der fortsætter ud over abrasionsfladen som meterhøje mure med uregelmæssig overkant på grund af udvaskning af stykker, der har siddet løse mellem omgivende brudlinier. Disse kvartsitblokke bliver efterhånden slidt ned til de rullesten, der i en zone øverst på abrasionsfladen ved ebbe ses som strandvolde, hvis hvidhed kontrasterer stærkt med skiferklintens blågrå og rullestenskonglomeratets rødbrune farvetoner.

Basse Bretagnes rias-kyster

Rias-kyster fremkommer, hvor et normaleroderet landskab delvis havdækkes. Den postglaciale eustatiske havstigning er årsag til riaskysternes globale udbredelse. Når rias-kyster trods stor dominans dog ikke forekommer overalt, hvor landrelieffet præges af normalerosion, er grunden den, at sådanne områder kan have været udsat for en isostatisk hævnning, der har kompenseret for havstigningen. Der skal i denne forbindelse erindres om, at en række landskaber ikke præges af normalerosion, men som det er tilfældet i tidligere nedisede områder, af glacialerosion. Her vil den glacial-eustatiske havstigning fremkalde fjordkyster, der såvel med hensyn til tværprofil som længdeprofil afviger helt fra rias-kysterne. Tværprofilet præges af iserosionen langs hele den del af tværsnittet, der har haft kontakt med den levende gletscher, væggene er stejle indtil lodrette og hængedale hyppige. Længdeprofilet præges af gletscherens plucking-dynamik, der i samspil med bjergartens struktur bevirker,

at dybe gruber veksler med lavvandede tærskler, dvs. et ujævnt længdeprofil med uregelmæssigt vekslende gradient. Rias-fjordenes længdeprofil er derimod præget af dybdens altid regelmæssige tiltagene udefter, hvor ikke sedimentation har skabt vandret bund. Rias-topografien veksler med det oprindelige landskabs erosionskarakter, der igen er afhængig dels af erosionsstadium og substrat, dels af folde- og brudstrukturers orientering.

Basse Bretagnes rias er med hensyn til længderetning almindeligvis øst-vest orienterede som følge af de appalachiske strukturer, der igen er en følge af de hercyniske foldeaksers forløb i denne retning. En række floders initiale løb har været bestemt af disse strukturelle lavningers strygningsretning, som det ses i det synklinalstrøg, yderligere accentueret ved brudstrukturer, der forløber fra Cap Sizun til Audierne og videre til Quimper (fig. 3). Denne zones vandløb tilhører nu tre forskellige afvandingsområder, men såvel Cap Sizuns nu tangelukkede rias (fig. 8) som Audierne rias'ens indre del følger den øst-vestlige strygningsretning. Den nord-sydforløbende ydre del skyldes Goyen-flodens tilbageskridende erosion, hvorved længdedalens vandløb er erobret ved „river-capture“. De hercyniske retninger præger også hele rias-komplekset ved Rade de Brest (fig. 12), hvad hovedtrækkene angår. Flodudviklingen har her i flere tilfælde nået de modne stadier, karakteriseret ved mæandrerende løb, f. eks. floden Aulne, hvis dals tidligere vestlige fortsættelse kan følges som en snoet rende i Rade de Brest's bundrelief. Den hercyniske længdeorientering gælder også for Aber-kysten, dvs. Léon's vestkyst. Aber Ildut, Aber Benoit og Aber Wrach har alle denne retning (Aber = flodmunding på gælisk). Også rias'en ved Le Conquet (fig. 13) har denne retning. Havnækningen i forbindelse med disse floddales jævnt hældende længdeprofiler har bevirket, at disse rias har brede mundingstragte, der alt efter tidevandsperioden fremtræder som vanddækkede æstuarier eller med væsentlige dele af bunden tørtliggende på begge sider af den vandførende, slyngede flodrende. Længere inde har der udviklet sig marsk på strømløbets sider så højt op, som tidevandet gør sig gældende. Marskfladerne har tæt bevoksning af kveller og annelgræs, og de er gennemskåret af et tætliggende system af snoede tidevandsrender, loer, der står med lodrette vægge i marskklægen og med tæt obione-bevoksning på levérerne langs de større løb. Almindeligvis har de afsatte sedimenter ringe kornstørrelse. En undtagelse danner materialet i rias'en ved Le Conquet, idet vandrende sandmasser fra klitterrænet inden for Anse des Blancs Sablons (fig. 13) tilfører de indre dele af denne

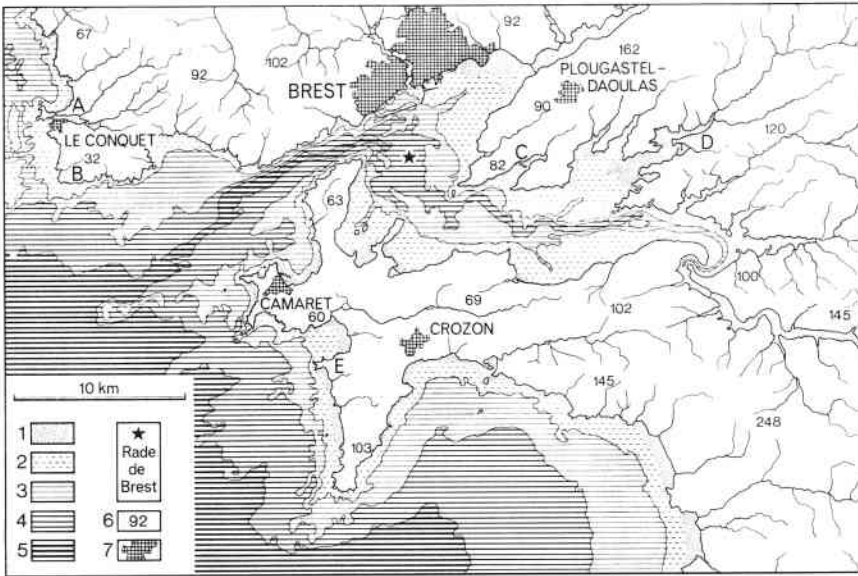


Fig. 12. Rade de Brest, et typisk rias område. Havbundens system af mæandre-
rende render er en direkte submarin fortsættelse af egnens floddalmønster.
Rade de Brest er et transgrederet erosionslandskab fremkommet ved den post-
glaciale eustatiske havstigning. I Douarnenez-bugten syd for Crozon halvøen
har bundrelieffet en helt anden karakter med kystliniekonforme dybdekurver
(se teksten). A. Rias ved Le Conquet (se fig. 13). B. Pointe de St. Mathieu.
C. Sillon d'Auberlach (se fig. 6). D. Aod ar Vengleuz (se fig. 5). E. Pointe de
Dinan (se fig. 11). 1. Wade, tør ved ebbe. 2. 0-5 m. 3. 5-10 m. 4. 10-30 m. 5. Over
30 m. 6. Højdetal i m. 7. Byareal.

*Fig. 12. Rade de Brest, a typical rias area. The bottom relief is character-
ized by a system of meandering furrows corresponding to the hydrographic pattern of
the land surface. Rade de Brest is initially an erosion landscape transgressed by
the postglacial eustatic rise of sea level. Compare with the quite different bottom
relief of the Bay of Douarnenez, south of the Crozon peninsula. The contours
here show conformity with the shoreline indicating a relief caused by action
of ocean waves (see text). A. Rias at Le Conquet (cf. fig. 13). B. Pointe de St.
Mathieu. C. Sillon d'Auberlach (cf. fig. 6). D. Aod ar Vengleuz (cf. fig. 5).
E. Pointe de Dinan (cf. fig. 11). 1. Wadden, dry at ebb. 2. 0-5 m. 3. 5-10 m.
4. 10-30 m. 5. Over 30 m. 6. Heights in m. 7. Townarea.*

rias en sandfraktion med langt større korn end den med tide-
vandet medførte. Stedvis, som tidligere nævnt ved Audierne, har
stærkt eroderende konsekvente floder på de mod kysten skrånende
antiklinalstrøg kunnet nedskære dale, der ved tilbagerykkende
erosion er nået ind til de strukturbestemte dalstrøg. Dette gælder
også for Penfeld-rias'en, Brest's initiale havn. Også Odet-floden i
områdets sydøstlige del (fig. 3) er af denne type. Den derved frem-
komne rias når 20 km ind i landmassen til Quimper, hvorfra den
fortsætter med den hercyniske retning.

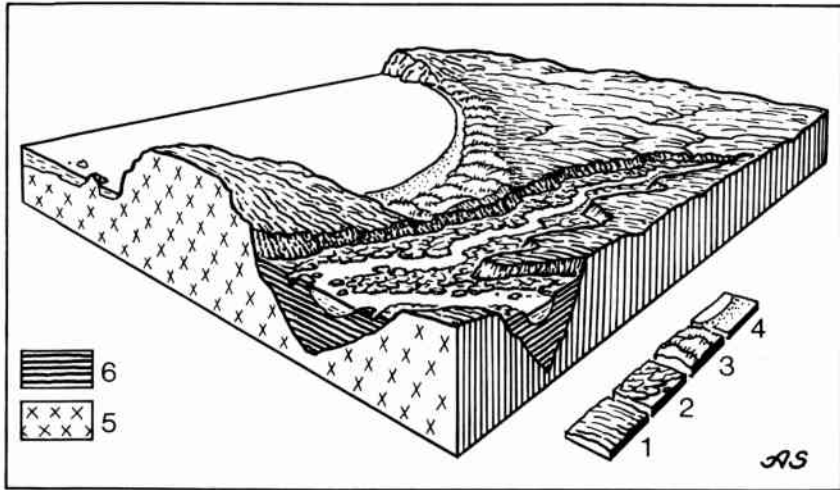


Fig. 13. Rias- og udligningskyst ved Le Conquet, Léon (skematiseret). I forgrunden: Rias ved lavvande. I baggrunden: Strandvoldsfladstrand med bagliggende klitterræn ved Anse des Blancs Sablons mellem forbjerger af modstandsdygtig granit. 1. Granitlandskab. 2. Marsk med loer. 3. Klitter. 4. Sandstrand. 5. Granit. 6. Marine sedimenter.

Fig. 13. Ria and simplified shoreline at Le Conquet, Léon (schematic). Foreground: Rias at low tide. Background: Sandy beach and dune landscape between promontories of resistant granite. Blancs Sablons Bay. 1. Granite surface. 2. Saltmarsh with tidal creeks. 3. Dunes. 4. Beach. 5. Granite. 6 Marine sediments.
Axel Schou, del.

Rade de Brest

Dette 150 km² store indhav har et bundrelief, der helt igennem er skabt ved floderosion (fig. 12). Rade de Brest har før transgressionen været et lavtliggende område af den landmasse, der nu udgør Basse Bretagne som følge af de nedbrydende processers større effektivitet i de lidt modstandsdygtige devoniske skifre, der her udgør den faste undergrund mellem de nordfor liggende områder af resistente krystallinske skifre og kvartsit-områderne syd derfor.

Crozon-halvøens korsformede vestlige del er også opbygget af resistent kvartsit, og denne halvøes kystlinie er betinget af krydsende brudlinier, således at kysten her kan betegnes som typisk strukturkyst. Crozon-halvøens nordlige korsgren ender i Pointe des Espagnols, hvorfra afstanden over strædet til Léon-halvøen, der afgrænser Rade de Brest mod nord, kun er 1,5 km. Dette smalle stræde, Goulet de Brest, der er Rade de Brest's eneste forbindelse til oceanet, gennemstrømmes af store vandmængder som følge af tidevandsforskellen, der ved Brest ved springflod er 7,5 m. Den stærke vandudveksling muliggøres ved Goulet de Brest's store dybde, 35-50 m i

renden, der på grund af de kraftige tidevandsstrømme ikke fyldes op. Samtidig virker Crozon-halvøen som effektiv læmole for Rade de Brest, hvilket forklarer den ringe omdannelse af bundrelieffet, idet oceanbølgenes virkning udelukkes. Det druknede erosionslandskab har således bevaret sin overfladekarakter trods havdækningen bortset fra afsætning af marine sedimenter på lælokaliteter inde i de talrige rias og Crozon-halvøens østvendte bugter.

Lævirkningens betydning fremgår tydeligt ved sammenligning med Douarnenez-bugten (fig. 12) syd for Crozon-halvøen. Denne bugts åbning mod oceanet har en bredde på 10 km. I Douarnenez-bugten har dybdekurverne et forløb konformt med bugtens udliggende kystlinie. Dette havprægede relief vidner om oceanbølgenes virkning. De har bortabraderet opragende partier og iøvrigt udlignet bunden ved sedimentaflejring. Kystliniens form taler om de samme virkninger: udfyldning af bugter, hvorved en udlignet kyststrækning, hvor stejle klippekyster veksler med sandstrande, er fremkommet, et kystkompleks der helt afviger fra det, der præger Rade de Brest.

Kystlandskabets kulturgeografiske særpræg

Medens de stejle klippekyster er havnefjendske, f. eks. Cap Sizuns (fig. 8 og 9), byder riasysterne på naturlige havnemuligheder, der udnyttes mange steder i Basse Bretagne. Rade de Brests ekceptionelle egenskaber som naturhavn har betinget den oprindelige lokalisering af Frankrigs flådehavn, Brest, til Penfeld-rias'en, såvel som den senere udvidelse til et af kilometerlange moler omrandet stykke af reden. Da dybdeforholdene tillader nutidens super-tankere – og fremtidens på indtil 500.000 t – at anløbe Brest, kan en udvikling til oliehavn forudses med de deraf følgende muligheder for petrokemisk industri. En tørdok, 342×55 m, er 1967 bygget for disse skibsfartens giganter. Brests fortrinlige mod vest fremskudte flådebase blev også af de tyske marinemyndigheder under den anden verdenskrig udbygget som hovedbase for U-bådskrigen i Atlanterhavet ved opførelse af bombesikre U-bådsbunkers. Havnemulighederne blev skæbnesvangre for Brest, da den tyske besættelsesmagt i krigens sidste fase måtte trække sig tilbage, idet byen blev systematisk totalt ødelagt. Brest er siden genopbygget som følge af behovet for en storhavn og de herværende gunstige betingelser derfor. Den fremtræder nu som en nykonstrueret by, i hvilken kun den middelalderlige fæstnings massive hjørnetårne minder om fortiden.

I de mange små rias langs Léons Aber-kyst udnyttes de indre be-

skyttede dele som lokale fiskeri- og trafikhavne, ofte med udgiften til holværker som den eneste investering i havneanlæggene. Havne i æstuarierne som f. eks. Le Conquet må sikres ved læmoler mod oceanbølgerne. I Camaret gav en krumodde den lævirkning, der betingede de første havneanlæg. Ved havnens udbygning til storfiskerihavn er en effektiv dækmole opført på basis af nævnte odde. Douar-nenez, områdets største fiskerihavn, er vokset fra naturhavnen og udviklet til dimensioner, der har krævet anlæg af en kunsthavn med store dækmole-systemer.

Da havets vandmasser ud for Bretagne har såvel temperaturforhold som indhold af næringssalte, der begunstiger planktonvæksten, er der en rigdom på krebs, fisk og skaldyr. De lavvandede bugter byder mange steder på gode muligheder for muslinge- og østersavl. Fiskeriet, der oprindeligt var vokset op på grundlag af de lokale farvandes rige muligheder, er nu udvidet til at omfatte også fremmede fiskepladser som f. eks. Nordafrikas kystfarvande.

Landbruget i Basse Bretagne udnytter det milde vinterklimas muligheder for produktion af tidlige grønsager med afsætningsområder såvel i Paris-regionen som i London-området. Forekomst af løss er en jordbunds faktor af betydning, og udnyttelsen af havets tangmasser som gødningsmiddel i henhold til gammel tradition er medvirkende til særpræget. Landbruget her karakteriseres som gartneri på markfelter; artiskokker og ærter er specialiteter, af hvilke sidstnævnte sammen med en række fiskeriprodukter betinger en konserverindustri i området. På de sydekspanderede skråningers flydejordsbund har jordbær dyrkning en overvældende udbredelse. Set fra Rade de Brest en sollys dag i det tidlige forår præges kystlandskabet af de blinkende reflekser fra de plasticfolier, der er udsendt over jordbærmarkerne for yderligere at begunstige mikroklimaet. Ikke uden grund betegnes landbrugsområdet i Bretagnes kystzone som „la ceinture dorée“. Bretagne er i modsætning til mange andre europæiske landskaber tætbeholdt i kystzonen. De levende hegn om markerne gør området til et bocage-landskab, hvilket sammen med landsbykirkernes og de stenbyggede gårdes antikke former vidner om gammel landbrugsbebyggelse.

Turismen er under stærk udvikling baseret især på den afvekslende kystnatur og de hyppigt forekommende badestrande. Også Basse Bretagnes nationale kulinariske særpræg er i denne forbindelse tillokkende; „fruits de mer“, d. v. s. alt godt fra havet i form af krabber, rejer, hummer, østers, muslinger og snegle er den almindelige hors-d'oeuvre, fiskeretterne er legio, og hver by har et

„crêperie“, hvor pandekager af boghvede-, byg- eller hvedemel fremstilles, mens gæsten ser til, nydende den lokale drik cideren fremstillet på æblebasis.

Trafikalt særpræg får riaskysterne ved de brokonstruktioner, der har været nødvendige for at forkorte afstande mellem kystzonens dele, idet de dybt indtrængende rias kan foranledige omveje på op til 30 km for vejføringen mellem byer nord og syd for et æstuarium. Den største af disse broer er Pont Albert Louppe over Elorn-rias'en.

Lokalpræget national religiøsitet med et arkaisk præg møder man i mange former, dels i Bretagnes mystiske oldtidsminder, de mange bautastenlignende „menhir'er“, dels i „kalvarierne“, de skulpturgrupper, der står uden for kirkerne, og som i strengt bunden stil viser lidelseshistoriens forskellige faser samlet i én stor komposition. De religiøse festoptog „pardons“, der finder sted på bestemte helligdage til de isoleret liggende kapeller på de fremskudte næs, kan også fremføres som et vidnesbyrd om, at kystnaturen i Basse Bretagne tydeligt nok virker i samspil med menneskelivet på en hel række felter, der dog unddrager sig eksakt udredning og vurdering af kausalitetsforhold.

SUMMARY

1. The climatic environment of Brittany is described. The mild winter and rather cool summer are significant features caused by the exposure to the Atlantic Ocean, which also involves abundant precipitation (fig. 1).

2. The investigated area comprises the western part of Brittany, Basse Bretagne, the topography of which is characterized by the peninsulas of Léon, Crozon and Cornouaille with east-west orientation (fig. 2).

3. The factors controlling the coastal development are the following ones: Hercynian folding in Carboniferous times is responsible for the dominating east-west direction of peninsulas and rias. Faults in the Tertiary period govern shoreline direction in many cases. Normal erosion has formed the surface relief and in various periods plain erosion surfaces have been established in 80 meter level and several lower ones. During the Quarternary period solifluction has altered the surface topography. The weathering layer has been dislocated. It often is missing on the higher plateaus, and valleys have been partly filled up. Level changes of the ocean: low water conditions during glacial periods and high water conditions in inter-glacial periods have influenced the coastal development. Abrasion and marine accumulation are recent marine forces of a certain significance (fig. 3). Tidal amplitudes, 5-8 m, cause strong current action. The marine accumulation forms are influenced concerning equilibrium orientation by direction resultant of wind work and maximum fetch. It is of real importance for under-

standing of the coastal development that beach drifting material is not derived from recent abrasion of the rocky coast, but consists of blocks fractioned from the mighty layers of solifluction material, which is attacked in many cliffs (fig. 4). The types of marine foreland have been systematically described by A. *Guilcher*. Typical localities, Le Sillon d'Auberlach, a midbay bar (fig. 5), Aod ar Vengleuz (fig. 6), a bayclosing locality with two bars, and An Arvor Vili, a beachridge plain (fig. 3). The rocky coasts are described with Cap Sizun as a model (fig. 8). In particular the hanging valleys (fig. 9) and their origin are discussed and various hypotheses are reported (fig. 10). A detailed description is given of the wave-cut platform with Pointe de Dinant as a model (fig. 11). The rias shorelines are characterized and explanatory descriptions are given concerning origin and development (fig. 13). In particular the Rade de Brest is dealt with (fig. 12). Finally the environmental influences on human geography are taken under consideration.

The author is indebted to professor André *Guilcher*, Sorbonne, whose research concerning the geomorphology of Brittany is the base on which this paper has been built up. Other sources are the author's observations on excursions under the leadership of *Guilcher*, organized 1967 by the *IGU-Commission on Coastal Geomorphology* as a part of its programme for international cooperation in the field of coastal geography.

LITTERATUR

Forkortelser, abbreviations:

A.d.G. = Annales de Géographie.

B.I.C.O.E.C. = Bulletin d'Information du Comité Central d'Océanographie et d'Etude des Côtes.

G.A. = Geografiska Annaler. Sällskapet för Antropologi och Geografi, Stockholm.

G.J. = Geographical Journal.

G.T. = Geografisk Tidsskrift. Det Kongelige Danske Geografiske Selskab, København.

Coleman, I. M. & W. G. Smith: Late recent rise of sea level. *Geol. Soc. Am. Bull.* 75. p. 833-840.

Collin, L.: Géologie de l'anse de l'Auberlach. *Bull. Soc. Geol. Minéralog. Bretagne*, t. 8.

Diville, W. & A. Guilcher (1951): Bretagne et Normandie. La France. Presses universitaires de France, Paris.

Guilcher, A.: Le relief de la Bretagne méridionale, de la Baie de Douarnenez à la Vilaine.

Guilcher, A. (1949): La surface posthercynienne en Europe occidentale. *A.d.G.*

Guilcher, A. (1950): L'île de Béniguet (Finistère), exemple d'accumulation en queue de comète. *B.I.C.O.E.C.*, t. 3, p. 243-250.

Guilcher, A. (1954): Morphologie littorale et sous-marine. Paris.

- Guilcher, A.* (1954): Toponymie de la rade de Brest et de ses abords. Annales Hydrographiques.
- Guilcher, A.* (1964): La sédimentation sous-marine dans la partie orientale de la rade de Brest, Bretagne. Developments in sedimentology. Vol. 1. Deltaic and shallow marine deposits. Amsterdam.
- Guilcher, A. & J. Lacroix* (1963): Principaux caractères morphologiques de la côte sud-ouest du Léon (Bretagne). Ministère de l'éducation nationale. Bulletin de la section géographie, tome LXXV.
- Guilcher, A., P. Vallantin, J. P. Angrand & P. Galloy* (1957): Les cordons littoraux de la rade de Brest. Extrait du B.I.C.O.E.C., IX.
- Johnson, D. W.* (1967): Shore Processes and Shoreline Development.
- Lewis, W. V.* (1931): The Effect of Wave Incidence on the Configuration of a Shingle Beach. G.J.
- Lewis, W. V.* (1932): The Formation of Dungeness Foreland. G. J.
- De Martonne, E.* (1906): La pénéplaine et les côtes bretonnes. A.d.G.
- Russel, Richard J.* (1967): River Plains and Sea Coasts. Univ. of California Press.
- Schou, Axel* (1945): Det marine Forland. Folia Geographica Danica. Tome IV. København.
- Schou, Axel* (1949): Atlas of Denmark. Vol. I: The Landscapes. København.
- Schou, Axel* (1952): Direction Determining Influence of the Wind in Shoreline Simplification and Coastal Dunes. Proceedings, XVIIIth International Geographical Congress. Washington.
- Schou, Axel* (1958): Baixada Fluminense. G.T., bd. 57.
- Schou, Axel* (1959): The Danish Moraine Archipelago as a Research Field for Coastal Morphology and Dynamics. National Academy of Sciences.
- Schou, Axel* (1960): The Coastline of Djursland. G.T., bd. 59.
- Schou, Axel* (1967): Estuarine Research in the Danish Moraine Archipelago. Estuaries, edit. George H. Lauf, Washington.
- Schou, Axel* (1967): Pecan Island. G.A.
- Steers, J. A.* (1964): The Coastline of England and Wales.
- Vacher, A.* (1919): La rade de Brest et ses abords, essai d'interprétation morphogénique. A.d.G., t. 28, p. 177-207.
-