

134038

# Annales de Géographie

---

**EXTRAIT**

---

**LIBRAIRIE ARMAND COLIN**

103, Boulevard Saint-Michel — PARIS-V<sup>e</sup>

# ANNALES DE GÉOGRAPHIE

N° 455 - LXXXIII<sup>e</sup> année — Janvier-Février 1974

---

## Les « rasas » : Un problème de morphologie littorale générale

par André Guilcher

Professeur à l'Université de Bretagne occidentale (Brest)<sup>1</sup>

Planches I-IV

### I. DÉFINITIONS ET CARACTÈRES MORPHOLOGIQUES DES RASAS

Le mot *rasa* désigne en espagnol un aplanissement littoral. Il est même utilisé pour des plates-formes d'érosion marine actuelles : ainsi dans l'expression « *rasa mareal* » employée par J. G. de Llarena (1960). Il semble cependant qu'il y ait intérêt à restreindre davantage l'acception du terme dans l'usage international (comme on le fait pour le mot *cuesta*) et à ne désigner sous ce vocable que des surfaces d'aplanissement rocheuses littorales anciennes et perchées. La largeur est communément de plusieurs kilomètres, parfois plus de 15 km.

Même ainsi, *rasa* peut désigner deux formes différentes (fig. 1) : d'une part, un aplanissement d'érosion limité vers l'intérieur par un grand ressaut, escarpement, ou front montagneux ; d'autre part, un aplanissement qui n'est borné dans les terres que par une rupture de pente assez douce, ou même qui passe insensiblement à des hauteurs plus fortes.

1. Équipe de recherche associée 345 du C.N.R.S. (Géographie de la mer et des côtes dans l'Atlantique Nord et ses mers bordières).

### A. Les rasas du premier genre

La première acception — avec grand ressaut ou front montagneux du côté interne — semble être la plus généralement retenue. C'est ainsi que Francisco Hernandez-Pacheco (1950, p. 29) définit la rasa : « une surface d'érosion qui est limitée vers l'intérieur par d'après reliefs littoraux, et vers la mer, presque toujours, par des falaises élevées et escarpées ». C'est en ce sens que H. Nonn (1966) a parlé de rasa, pour un pays, la Galice du Nord-Est, où le terme est, il est vrai, d'usage courant ; R. Paskoff (1970, p. 267, note) a repris la définition de F. Hernandez-Pacheco en étendant le mot à la côte du Chili semi-aride ; E. Hernandez-Pacheco (1950, p. 492) l'emploie de son côté pour Ifni (Maroc), où « il existe une grande rasa d'abrasion marine, la « naala » des indigènes, entre des falaises élevées de 45 à 50 m et la base de l'alignement montagneux littoral ». Nonn (1966, p. 417) ajoute encore ceci : « la perfection de l'arasement, sa continuité, et son profil doucement incliné du pied des montagnes de l'arrière-pays vers les falaises en sont les critères les plus remarquables ; nous les jugeons d'ailleurs nécessaires pour l'utilisation de ce terme en géographie générale, afin de distinguer nettement une rasa d'un simple replat plus ou moins isolé aux abords des falaises ».

Quelles que soient les extensions du terme que l'on puisse proposer, il reste que la *côte cantabrique* (province de Santander, Asturies, Galice), d'où le mot est issu dans cette première acception, est encore la meilleure illustration de la chose, en ses traits essentiels mais aussi en sa complexité. Cette dernière a été dite notamment par Nonn (1966, p. 429 et suivantes). D'une part, il y a en certains endroits plusieurs rasas étagées, essentiellement dans les Asturies orientales aux environs de Llanes, Pendueles et Colombres (sur cette région, voir en particulier E. Hernandez-Pacheco, 1957, et ici, *infra*), avec des éléments élevés vers 250 m, et des surfaces plus étendues à 230-200, 145-120 et 70-50 ; d'autre part, un même élément ne reste pas toujours à la même altitude dans une direction parallèle à la côte, et plusieurs auteurs ont signalé le plongement de la rasa cantabrique dans son secteur occidental : « de 118 m au cap Vidrias, l'altitude tombe à 100 m à El Pito, 90 m au cap Vidio, 60 m à Luarca, 40 m à Navia, 20-25 m entre Tapia et Ribadeo, 5 m au cap Burela » (Nonn, p. 430). Chacun est frappé de la majestueuse perfection de ces aplatissements cantabriques, entre une mer puissamment houleuse et l'aire altière de l'*« aigle des Asturies »*.

Au *Maroc méridional*, les rasas du premier genre sont presque aussi remarquables (A. Guilcher et F. Joly, 1954 ; E. Hernandez-Pacheco, 1950). En venant du Sous, la rasa apparaît à Sidi Moussa d'Aglou, entre généralement 20 et 35 m au sommet des falaises et 50 et 60 m au pied d'un vigoureux abrupt taillé comme la rasa elle-même dans du Cambrien ou des rhyolites, avec une largeur pouvant parfois dépasser 2 km. Mais en arrière de Sidi Ifni, où cette rasa est la plus frappante, une haute surface la domine, vers 200-300 m, limitée à l'intérieur par des pitons montagneux excédant 500 m. En outre, au sud de l'ex-territoire d'Ifni, la rasa principale se décompose en deux

ou trois surfaces étagées, au pied du grand escarpement dont la base est vers 85 m. Au reste, même en dehors de cette région méridionale, le Maroc est une terre classique de surfaces côtières étagées extrêmement belles dans le secteur atlasic (Agadir, cap Rhir), toujours avec grand escarpement interne et falaise externe.

La basse surface qui nivelle la région côtière du nord du *Pays de Léon*, en Bretagne, ne répond pas parfaitement à la définition d'une rasa du premier genre : car, si elle est bien délimitée du côté interne par un vigoureux ressaut de plusieurs dizaines de mètres de dénivellation, elle ne comporte pas de falaise du côté de la mer, et, atteignant jusqu'à une vingtaine de mètres d'altitude sur terre, elle se prolonge en eau peu profonde par une plate-forme à écueils (Battistini, 1953) : ce qui peut d'ailleurs arriver occasionnellement dans les Asturias, ainsi à Noja entre Santander et Laredo. Il en va de même dans l'*Ouest de l'Irlande* pour la banquette à moins de 30 m d'altitude, large de quelques centaines de mètres, qui borde à l'est et à l'ouest la presqu'île de Black Head dans le Burren (comté de Clare), et pour le replat littoral parfois beaucoup plus large, couvert d'une tourbe épaisse, qui s'observe dans le comté de Mayo sur les rives nord-est et est de l'île d'Achill, le pourtour est, nord et ouest de la presqu'île de Corraun, et la grande terre jusqu'à Bangor Erris vers le nord. Ces surfaces butent bien à l'intérieur contre un grand escarpement, calcaire dans le Burren et quartzitique ailleurs, mais il y a généralement passage insensible vers le bas à la plate-forme marine actuelle. Certaines de ces banquettes sont en position très abritée du point de vue attaque marine, notamment sur les rives du détroit séparant Achill de Corraun.

La surface dite de 430 pieds à Land's End en *Cornouaille britannique* est certainement une rasa du premier genre, puisqu'elle aboutit à des falaises mortes ou vives à ses deux extrémités interne et externe (Guilcher, 1949 a). Et de même en Bretagne occidentale, la *presqu'île de Plougastel-Daoulas* offre un cas de deux rasas étagées du premier genre qui sont très caractéristiques : la plus basse, à 30-35 m, développée dans les formations tendres du Dévonien moyen de la Pointe Armorique, et l'autre, à 80-100 m, tronquant les quartzites gédienniens. Un abrupt fort net les sépare l'une de l'autre, un autre limite la plus haute à l'intérieur avec une dénivellation de 50 m, et en contrebas du tout il y a des falaises actuelles ou des versants raides baignés à leur base par la mer. Nous pensons même que c'est là le meilleur exemple de rasas du premier genre en Bretagne, voire même le seul exemple véritablement typique.

Les rasas étudiées par R. Paskoff (1970, p. 269 et suivantes) dans le *Chili du Centre-Nord* sont des plus caractéristiques, et le front montagneux interne y est des plus beaux. Mais, comme dans la région cantabrique, le dispositif n'est pas partout le même. Entre 31° et 31° 45' S, la rasa est unique : « vers l'est elle s'appuie sur des massifs hauts de 800 à 1 000 m, au pied d'un grand ressaut de plus de 500 m de commandement ; vers l'ouest elle se termine par un escarpement de plusieurs dizaines de mètres de dénivellation qui tombe sur l'océan, soit par l'intermédiaire d'une ou deux banquettes étroites,

soit par un à-pic dans l'eau... Sa largeur moyenne est de l'ordre de 3 km... Rares sont les formes résiduelles... ». Les altitudes maximales varient du nord au sud de plus de 300 m à moins de 200 m. Cette rasa a été affectée, comme la rasa cantabrique et plus qu'elle, par des déformations (failles quaternaires, exhaussements, abaissements, mouvements de bascule). Plus au sud, entre  $31^{\circ}45'$  et  $32^{\circ}24'$ , l'unique rasa fait place à deux terrasses étagées à des altitudes constantes, à 140-100 m et 40-20 m, au pied desquelles se trouve un bas niveau non actuel à 5-7 m. Cette fois, il n'y a donc pas de falaise vive de quelque importance à la base. La tectonisation est ici faible.

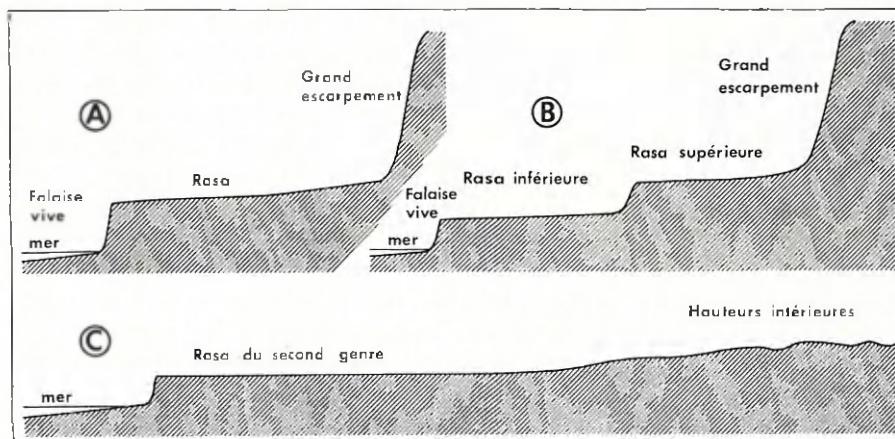


Fig. 1. — Schémas de rasas du premier genre (A et B) et du second genre (C).

La côte de part et d'autre de l'embouchure du Minho en Espagne et au Portugal, dans les régions du cap Silleiro, de La Guardia, de Carreço et de Viana do Castelo, est à considérer comme une côte de rasa (Nonn, 1966, p. 284-291 pour la partie espagnole ; Birot et Solé Sabaris, 1954). L'escarpement montagneux arrière est partout très vigoureux. La plate-forme littorale se tient en Espagne à des altitudes localement variables, de 25 à 50 m. Au Portugal, elle est parsemée, surtout dans la région de Viana, de reliefs insulaires granitiques de plus de 100 m de haut. Dans la région de Carreço, elle est précédée d'une plate-forme à écueils actuelle. En Espagne, la largeur est de quelques centaines de mètres au maximum ; au Portugal, elle atteint 2 ou 3 km en moyenne. Sur la mer, il n'y a pas de falaise très caractérisée, ce qui rapproche du Pays de Léon ; il existe cependant, au moins par endroits, un ressaut littoral ou esquisse de falaise. La rasa minhote est donc une rasa du premier genre avec quelques imperfections.

Nous ne croyons pas qu'on puisse accorder le nom de rasas du premier genre aux formes décrites par R. Battistini (1964) dans le *Sud-Ouest de Madagascar* : car, s'il y a bien là un grand escarpement en arrière du trait de côte (*ibid.*, p. 118), l'entaille n'est pas effectuée dans la roche en place

préquaternaire, mais dans une série de remblaiements pléistocènes (*ibid.*, p. 346, 364, 365, etc.). Le cas est un peu le même qu'à *La Portada* près d'Antofagasta (Nord du Chili), où une épaisse lumachelle plio-quaternaire fossilise une topographie de rochers en voie d'exhumation. Le sommet de cette lumachelle, à aspect de rasa, n'en est pas une puisque ce n'est pas une surface d'érosion dans le socle local.

Doit-on faire entrer les *strandflats* des hautes latitudes dans le type des rasas du premier genre ? Nous pensons que oui, du moins en bien des cas. Rappelons que ce terme a été introduit en 1894 par Reusch pour désigner la frange de basses terres de la côte ouest de Norvège, dont la largeur va de quelques kilomètres à 60 km.

C'est au *Spitsberg occidental* que, à notre connaissance, l'analogie du *strandflat* est la plus grande avec les rasas cantabriques ou sud-marocaines (Nansen, 1922, p. 178-210 : Moign, 1973 *a* et *b*). Au pied de fronts montagneux très raides de plusieurs centaines de mètres de commandement, se développent des aplatissements quasi parfaits, atteignant communément plusieurs kilomètres de large à moins de 100 m d'altitude. Ils se divisent souvent en gradins. Ils peuvent se situer face au large, comme sur tout le front externe de la presqu'île Nordenskiold entre le Van Mijenfjord et l'Isfjord ; mais on les trouve encore plus fréquemment épanouis à des promontoires, comme le cap Scania à l'entrée nord de l'Isfjord (10 km de large), les caps Guissez et Mitra et Kvadephuk aux entrées du Krossfjord et du Kongsfjord. Outre ces positions externes, des *strandflats* se rencontrent dans l'intérieur des fjords, comme aux pointes Bohemann et Thorsen dans l'Isfjord. Il semble d'après les cartes que les *strandflats* soient encore plus vastes dans le Nord du Spitsberg ; et un examen des photographies aériennes confirme que c'en sont effectivement dans cette région aussi. Par contre, il faut, avec Olaf Holtedahl (1929, p. 164), noter que dans le Nord-Ouest du Spitsberg (Terre d'Albert I<sup>er</sup>) les *strandflats* sont embryonnaires. Cet auteur relève le fait à l'existence en cette région de granites, alors que dans l'Ouest les *strandflats* coïncident avec des affleurements de phyllites, calcaires schisteux et quartzites schisteux. Pour s'en tenir au Spitsberg occidental, plusieurs faits paraissent bien établis. En premier lieu, le *strandflat* est essentiellement une forme d'érosion, même si la roche y est couverte le plus souvent de formations détritiques de plages isostatiquement soulevées : celles-ci ne sont généralement pas épaisses, ne dépassant qu'épisodiquement 10 à 15 m de puissance, et ayant plus souvent un caractère pelliculaire. En deuxième lieu, le *strandflat* est souvent bordé à l'extérieur d'une falaise vive comme dans la région cantabrique. La différence est seulement que cette falaise est plus basse et n'atteint généralement que quelques mètres (exemples : le cap Linné à l'entrée de l'Isfjord ; Kvadephuk dans la presqu'île de Brøgger). Il arrive aussi, il est vrai, qu'il se termine sur un cordon littoral actuel. En troisième lieu, les flots en avant du *strandflat* sont très rares : il n'y en a qu'exceptionnellement (cap Guissez entre le Krossfjord et le Kongsfjord ; entrée du Billfjord, dans la partie interne de l'Isfjord). En quatrième

lieu, il existe en certains endroits des éléments de strandflat immergés, en général légèrement, mais distincts de ceux qui sont émergés. Ainsi sur la périphérie de l'Isfjord. Enfin, le strandflat se subdivise couramment en gradins étagés, séparés par des falaises mortes empâtées de solifluxion périglaciaire.

Les strandflats de Norvège ne sont pas des rasas du premier genre aussi typiques que ceux du Spitsberg, car ils passent du côté externe à des fouillis d'îles, d'îlots, de rochers et de bancs rocheux (*skjaergaard*), et par conséquent ne sont pas nettement délimités vers le bas. O. Holtedahl (1929) a souligné, après Nansen (1922), cette différence. A ce point de vue, ils ressembleraient plutôt, en beaucoup plus vaste, à la plate-forme à écueils du Pays de Léon, ou à la basse surface granitique partiellement immergée, sorte de Morbihan, par laquelle se termine au sud-ouest le Connemara irlandais. Mais le grand escarpement interne existe en Norvège comme au Spitsberg ; et, parmi les îles, certaines sont élevées, parfois de plusieurs centaines de mètres, dominant très abruptement l'aplanissement général amphibie (exemple dans O. Holtedahl, 1962, p. 527). Un autre point est que le strandflat n'est pas uniformément développé sur toute la côte norvégienne : il l'est extrêmement dans le Helgeland, où les roches sont relativement peu résistantes (micaschistes), alors que, au nord du Vestfjord dans la région des îles Lofoten et Vesteraalen, il est beaucoup plus réduit, moins régulier et moins plat : ce qui coïncide avec des affleurements de roches ignées très résistantes (O. Holtedahl, 1929, p. 147-149). On rapprochera cette répartition de celle du Spitsberg. Cependant, il n'y a pas de strandflat dans le Finnmark, sans que l'on puisse relever là de correspondance avec des roches dures (*ibid.*, p. 152).

D'après Evers (1960, 1962), l'escarpement interne norvégien serait souvent entaillé jusqu'à plus de 1 000 m de marches d'escaliers régulières. Mais ses observations ont été très vigoureusement contestées par les chercheurs norvégiens (Hans Holtedahl, 1962 ; Olaf Holtedahl, 1965-1966 ; Andersen, 1965-1966), qui ne reconnaissent ni la régularité, ni même la réalité de ces marches ; ils considèrent les dires d'Evers comme sans fondements.

L'Islande possède de nombreux strandflats, dont beaucoup sont très beaux et caractéristiques, mais qui ont été peu décrits jusqu'ici<sup>1</sup>. F. Hjulström (1954) en a cependant signalé certains. Nombreux sont ceux qui, comme au Spitsberg, bordent des péninsules et entrent dans des fjords : ainsi dans le sud-est, l'est et le nord-est du pays, en arrière de sandur (plaines d'accumulation fluvio-glaciaire) ou au bord même de la mer : par exemple derrière le Hoffellsandur, et dans la presqu'île de Berunes entre le Berufjördur et le Breiddalsvik. En ce cas, la largeur est de l'ordre de quelques centaines de mètres à un peu plus de 1 kilomètre ; cependant, dans les Myrar (enracinement sud-est de la presqu'île du Snaefells) se développe un énorme et magnifique strandflat de 30 km de large. D'autres strandflats islandais sont

1. Nos propres observations en Islande ont été faites en compagnie de Jean-Claude Bodéré, qui donnera de ces strandflats une description beaucoup plus complète.

en grande ou en majeure partie constitués d'une poussière d'îlots bas, auquel cas la similitude est avec la Norvège : ainsi à Stykkishelmur et dans le Breidafjördur, entre la presqu'île du Snaefells et celle du Nord-Ouest, où la largeur dépasse encore celle des Myrar ; et, sur une superficie beaucoup plus réduite, à Djupivogur, dans l'Alftafjördur et dans le Skardsfjördur (est et sud-est).

La partie nord de l'*Ile aux Ours* porte un strandflat à 25-30 m au-dessus du niveau de la mer (Nansen, 1922, p. 165-177). Il y en a aussi sur la côte nord de *Sibérie*, et au *Groenland* (*ibid.*, p. 211-213).

Olaf Holtedahl (1929, p. 167) mentionne en *Novaya Zemlya* un strandflat qui, d'après lui, est très irrégulier, assez ondulé, et généralement mal délimité du côté interne, où l'on passe souvent graduellement aux hautes terres. On ne saurait donc y voir une rasa, à moins de précisions contraires qui pourraient être apportées. D'après le même auteur, la *Géorgie du Sud* (Antarctique) serait moins caractéristique à ce point de vue, bien qu'elle ait par endroits des côtes basses. Nous lui sommes également redevables de descriptions de l'*archipel Palmer*, qui borde la côte ouest de la péninsule antarctique ou Terre de Graham (*ibid.*, p. 9-103). Il y mentionne des strandflats du type norvégien, c'est-à-dire consistant en grande partie en petites îles basses, et s'éloignant par conséquent de la notion de rasa : ainsi à l'île Anvers.

Dans la même région antarctique, les *Shetlands du Sud* ont été étudiées récemment avec précision (John et Sugden, 1971). Les montagnes véritables y manquent pour qu'il y ait là un grand relief interne. Cependant, les aplatissements qui y sont décrits à 85-102, 27-50, 11-17 m sont individualisés par des ressauts séparateurs extrêmement bien marqués, du genre de ceux de la presqu'île de Plougastel-Daoulas en Bretagne ; et les surfaces sont parsemées en certains endroits de chicots résiduels qui s'enlèvent hardiment au-dessus d'elles. On hésite donc à classer ces formes dans les rasas de second ou de premier genre : il y a des falaises externes, mais aussi d'autres aplatissements inférieurs au niveau marin actuel.

En *Colombie britannique*, un strandflat caractéristique est signalé (Holland, 1964, p. 35) au nord du cap Caution, sur la face ouest de l'île Calvert, et dans les îles Aristazabal, Campania et Banks. L'altitude y est inférieure à 30 m, et il y a (*ibid.*, planche VI A) quelques îles en avant et un escarpement en arrière. Plus au sud dans le même pays, des observations personnelles de 1972 montrent l'existence, dans la partie orientale de l'île Vancouver et les îles adjacentes du détroit de Géorgie, de surfaces assimilables à des strandflats, quelquefois en position très abritée comme à l'île Denman, ce qui ressemble aux aplatissements littoraux au bord de chenaux des abords d'Oban en Écosse. Il importe toutefois de ne pas considérer toutes les basses surfaces de l'est de l'île Vancouver comme des strandflats, car certaines, fort développées dans la région de Campbell River, sont des terrasses fluvio-glaciaires avec de magnifiques stratifications deltaïques à couches frontales très inclinées.

Au Québec, on doit rapprocher des strandflats la « terrasse Micmac » qui se développe sur des centaines de kilomètres sur les deux rives de l'estuaire du Saint-Laurent (Goldthwait, 1911 ; Johnson, 1925, p. 224-234 ; Dionne, 1963). La terrasse Micmac est une plate-forme rocheuse, large de quelques centaines de mètres en moyenne, qui s'élève lentement jusqu'à 5 ou 6 m d'altitude et bute contre un escarpement interne extrêmement raide. C'est donc un strandflat étroit et estuarien. La falaise interne est, comme la plate-forme, taillée en général dans la roche en place, mais il arrive qu'elle soit dans des dépôts glaciaires ou glacio-marins, ou que ceux-ci (ce qui paraît plus fréquent) moulent des formes rocheuses préalables. Au-dessus existent fréquemment d'autres plates-formes, au nombre de deux ou trois, ou davantage, en étagement net, et se rencontrant jusqu'à une centaine de mètres d'altitude.

Bien que l'échelle soit autre et les formes non identiques, il n'est pas possible de ne pas évoquer ici *les bas pays bordant des escarpements limitaires continentaux*, du genre de ceux de la région de Bombay et des Ghâtes occidentales, du Natal et du Drakensberg et même de toute la périphérie de l'Afrique australe, du Queensland près de Brisbane, de la Nouvelle-Galles-du-Sud près de Sydney, de l'Australie occidentale près de Perth. Le bas pays a cette fois communément plus de cinquante kilomètres de large, quatre cents dans le Transvaal oriental ; et la dénivellation en arrière peut être de l'ordre du millier de mètres (1 500 m au Mont-aux-Sources), de sorte que c'est dans ces situations, et spécialement en Afrique du Sud, que l'expression « Grand Escarpement » a pu être consacrée : il faut s'en souvenir lorsqu'on l'étend à des reliefs moins amples. Mais le bas pays est généralement bien moins aplani que les rasas classiques. Encore très régulier dans les régions de Bombay et de Perth où les estuaires sont fort peu ou point encaissés, il est considérablement plus accidenté au Natal, et sur la façade orientale de l'Australie où se dessine une très belle topographie de rias, par exemple avec les infinies ramifications encaissées de Port-Jackson. Il en résulte qu'à ce dernier endroit le trait de côte actuel est formé de remarquables falaises dans les grès de Hawkesbury (Trias), ce qui rapproche de la définition des rasas, alors qu'à Bombay on n'en voit guère, ce qui en éloigne. En outre, la plaine rocheuse de Bombay est parsemée d'assez forts reliefs résiduels (mais le strandflat norvégien l'est aussi) ; enfin, le bas pays n'est pas toujours rocheux, s'il l'est le plus souvent : celui de Perth est constitué de remblaiement. Ces différences ou particularités étant dites, il reste que les problèmes posés par de tels ensembles de formes offrent des analogies avec ceux des rasas proprement dites. D'ailleurs, du point de vue de l'ampleur des formes, la région cantabrique ne souffre pas de la comparaison : elle aussi se place à l'échelle continentale.

#### B. Les rasas du second genre

Les surfaces d'aplanissement littoriales non limitées à l'intérieur par un grand escarpement sont moins spectaculaires, moins caractérisées et plus répandues. Leur individualisation est parfois contestable et a été souvent

contestée. On a dit (Beaujeu-Garnier et Guilcher, 1963; Reffay, 1972) les abus de la *school of platforms* britannique, qui a multiplié exagérément les « niveaux » en ces îles : ce qui ne signifie pas, pour autant, que lesdits niveaux n'y existent jamais, et maints travaux, comme ceux de Brown sur le Pays de Galles (1957) par exemple, sont respectables (bibliographies dans les auteurs français cités). Mais l'indécision vient justement d'une délimitation imprécise, par une simple accélération de pente au lieu d'un abrupt à allure de falaise morte ou d'escarpement de faille. Aussi les auteurs sont-ils devenus plus prudents, en ce domaine, de nos jours que naguère.

Dans les *Îles Britanniques*, les aplatissements décrits sont si nombreux, parfois si élevés et de ce fait si internes (jusqu'à plus de 800 m en Écosse, plus de 500 m en Galles), qu'il semble exagéré de les ranger tous dans ce qui nous préoccupe ici. Mais on ne sait pas trop où s'arrêter. Ainsi en Irlande du Sud (Miller, 1939), où deux surfaces à 800 et 400 pieds ont été distinguées entre celle dite des sommets (aujourd'hui défoncée) et celle de 200 pieds : les dénivellations entre ces niveaux correspondent souvent à des hiatus dans les dépressions de schistes et calcaires carbonifères, entre les crêtes appalachianes de Vieux Grès Rouge sur lesquelles les surfaces sont conservées ; de sorte que la netteté originelle de leur distinction reste matière à discussion. Un assez bon exemple de rasa du second genre dans les *Îles Britanniques* est la plate-forme de Lizard en Cornwall (Guilcher, 1949 a, p. 701) : le contact interne avec les hauteurs du massif granitique de Carn Menellis est beaucoup plus surbaissé que dans le premier genre, à l'inverse de ce qui se passe non loin de là, à Land's End (voir plus haut). Au pied, par contre, les falaises sont des plus belles.

Mais même le domaine asturien inclut des rasas du second genre. Nous voulons parler de celles de la *presqu'île de Peñas*, au nord-ouest de Gijón (E. Hernandez-Pacheco, 1957, carte p. 25). On a distingué dans ce promontoire, sur 16 km de large, trois rasas nivellant des quartzites, à 100-130 m, 140-200 m et 240-260 m. Le contact avec la mer se fait par de très belles falaises, les plus spectaculaires se trouvant à l'extrême nord, au cap de Peñas, où l'altitude au phare est de 105 m immédiatement au bord de la mer, avec un escarpement vertical dans des quartzites redressés à 45° : c'est un des sites les plus majestueux de la côte cantabrique. La planité de la rasa inférieure est excellente, notamment au cap de Peñas où elle n'est interrompue que par de petites échines de quartzites de 2 à 4 m de commandement, homologues des *skhour* du Maroc aux environs de Casablanca ; c'est aussi la plus étendue, et elle pose, comme d'autres dont il sera plus loin question, le problème d'un arasement aussi bon dans des quartzites. Mais son individualisation par rapport à la surface intermédiaire est médiocre. La surface supérieure, celle du Monte Areo dans le sud de la presqu'île, est bien plus distincte, mais le contact ne serait pas si net s'il n'y avait pas eu, comme dans le sud de l'Irlande, creusement d'une vallée intercalaire, allongée dans la direction des couches. Au sud de la surface du Monte Areo, le relief devient montueux vers l'intérieur, et il n'y a nulle part de grand escarpement du

côté des monts Cantabriques, à l'inverse du dispositif asturien habituel.

En Bretagne, on peut voir dans les lanières de plateau de la *presqu'île de Crozon* des contreparties des aplatissements de la presqu'île de Peñas : mêmes roches quartzitiques extrêmement dures de l'Ordovicien (Arenig) et du Dévonien (Gédinnien) ; même nivellation cependant parfait ; rareté encore plus grande des petites échines résiduelles, limitées à deux en tout et pour tout (Guilcher, 1949 b, p. 111). La rasa part d'une soixantaine de mètres au sommet des falaises de la pointe de Pen Hir (Tas de Pois), aussi belles que celles de Peñas malgré une dénivellation moindre ; elle monte assez régulièrement vers l'est jusqu'à 115 m en arrière de la côte sud-est de la rade de Brest, comme l'a noté R. Musset (1928, p. 221) ; et il n'y a pas de rebord interne bien évident. L'altitude de la rasa est pourtant un peu plus variable localement que dans la presqu'île de Peñas : c'est ainsi que 100 m sont dépassés dans le promontoire du cap de la Chèvre ; et, si l'on étend la notion de rasa du second genre à la *presqu'île du cap Sizun* en Cornouaille, les ondulations locales de la surface y sont encore plus évidentes (Musset, 1928, p. 223 ; Guilcher, 1948, p. 230 et dépliant 1), avec surtout une descente générale nord-sud dans le panneau situé entre Audierne et le Loc'h en Primelin. Ceci n'empêche nullement le cap Sizun, vu du nord, d'apparaître dans son ensemble comme une très belle rasa du second genre de 28 km de long.

Il va sans dire qu'on ne peut pas tracer de démarcation absolue entre les rasas du premier et du second genre, et que les cas limites sont nombreux et souvent embarrassants. On l'a déjà vu pour les Shetlands du Sud. On ne sait pas trop non plus comment classer les aplatissements côtiers du *Liban*. Ce pays peut se définir comme une montagne plongeant rapidement dans la mer : mais, de même qu'au Caucase, en dépit de la grande et rapide dénivellation entre la mer et les reliefs de l'intérieur, il n'y a que peu de vraies falaises actuelles, sauf à Râs Beyrouth. Ce qui est très réel au Liban, c'est que la pente de plongement de la montagne vers la mer est taillée en maints endroits de grandes marches d'escalier jusque vers 300 m d'altitude (Guerre et Sanlaville, 1970 et 1971 ; Sanlaville, 1973). Ces replats sont incontestables, notamment dans la région de Tabarja, mais, outre l'absence de falaise vive actuelle au pied, les ressauts internes, bien que réels, manquent un peu de raideur. En admettant (comme nous le ferons plus loin, en accord avec Sanlaville) que ces replats sont marins, il faut penser qu'il n'y avait pas plus autrefois qu'aujourd'hui de falaises franches en ce pays.

Les gradins que nous avons nous-même autrefois mentionnés (Guilcher, 1948, *passim* et notamment p. 563-573) en divers secteurs côtiers de *Bretagne méridionale*, et particulièrement dans le Porzay, le Pays Bigouden et le Pays de Vannes, sous les noms de niveau de Sainte-Anne et niveau de Plœmel sont moins visibles que ceux du Liban, en partie pour des raisons de couvert végétal. Ils sont certes limités par des ruptures de pente, mais celles-ci sont encore moins qu'au Liban des « escarpements ». C'est en ce sens que la Bretagne est, sauf à Plougastel-Daoulas, plutôt un pays de rasas de second genre.

Il ne paraît pas nécessaire de pousser plus loin l'analyse morphologique de lieux particuliers. Assurément, on pourrait reprendre et résumer toute la littérature accumulée dans les années vingt et trente, en France particulièrement mais aussi ailleurs, par les chercheurs individuels et les commissions de surfaces d'aplanissement (dernière publication de ce type : U.G.I., 1948) ; mais de tels développements ne nous apporteraient pas des éléments plus utiles que si nous nous étions étendus plus haut sur les travaux analogues poursuivis plus longtemps dans les Iles Britanniques que sur le continent. Un simple rappel suffit.

## II. ORIGINES DES RASAS

### A. Existence de dépôts marins sur maintes rasas

Bien que la présence de dépôts marins sur une rasa ne soit pas nécessairement corrélative de la genèse de l'aplanissement, elle n'en est pas moins digne de la plus grande attention. De fait, bien des rasas, ou surfaces plus ou moins similaires, en portent. Un certain nombre de lieux typiques seront passés ici en revue.

*Côte cantabrique.* Divers auteurs ont mentionné des dépôts indubitablement marins sur les rasas cantabriques : en particulier, parmi les auteurs récents, Llopis Llado (1956) entre les caps Busto et Vidio ; Guilcher (1955, *in fine*) près de Luarca ; Grisez (1961) dans les mêmes parages ; F. Hernandez-Pacheco et I. Asensio Amor (1961-1962) également ; Nonn (1966) dans le secteur galicien (les résultats d'Asensio Amor, 1970, dans le même secteur, seront indiqués plus loin) ; Mary (1967, 1970 *a* et *b*, 1971 *a* et *b*) au cap de Peñas, entre Luarca et Ribadeo, entre Rihadesella et Comillas. Llopis Llado et Nonn ont montré qu'en divers endroits les dépôts marins (galets bien roulés, sable) reposent directement sur la rasa, et sont recouverts par une formation nettement différente, souvent beaucoup plus abondante, et de caractère périglaciaire. Nous avons visité avec Nonn les lieux décrits par lui et faisons nôtres ses conclusions. Les altitudes sont variables, comme le sont celles de la rasa (168 m à Otur, 100 m au cap de Peñas et autres lieux, 60 m entre Castropol et Luarea, 35 et 15 m entre Comillas et Ribadesella, moins de 10 m aux environs de Burela en Galice). Nous ne parlons pas ici des dépôts assimilables au Normannien-Ouljen (Guilcher, 1955, 1972 ; Mary, 1967, 1971) qui ne recouvrent que de petites encoches de très bas niveau et non de vraies rasas.

*Chili.* Dans deux secteurs du Chili du Centre-Nord précédemment caractérisés, Paskoff (p. 272 et 279) mentionne des dépôts marins. Dans le nord, là où la rasa est unique, des graviers et petits galets bien roulés reposent directement sur un socle imparfaitement arasé dans le détail et sont surmontés de formations continentales, un peu comme sur la rasa galicienne. Plus au sud, là où la rasa se subdivise, il y a également des galets à l'émoussé marin, et aussi, autre témoignage, des écueils fossiles.

*Liban.* Grâce à la consolidation des formations détritiques par le carbonate de calcium, usuelle dans les pays méditerranéens, les replats de la côte libanaise, esquisses de rasas comme on l'a vu, portent en de multiples endroits des formations marines (Guerre et Sanlaville, 1970 et 1971 ; Sanlaville, 1973). Celles-ci ne sont pas seulement du sable et des galets à émoussé marin, mais aussi des lithophages (pholades, *polydora*, cliones) qui taraudent, soit des blocs, soit le substratum. La liaison des dépôts avec les replats, et spécialement leur bord interne, est fréquente ; mais il arrive que les dépôts soient plaqués sur des pentes en dehors des replats.

*Bretagne.* Les recherches soigneuses de Hallégouët (1971) ont abouti à montrer que la surface côtière au pied de l'abrupt du nord du Léon porte beaucoup plus de restes de plages bas-et haut-normanniennes qu'on ne le savait jusque-là. Il est certain que cette plate-forme a été baignée et façonnée dans son ensemble par la mer au Quaternaire supérieur jusque vers 20 m d'altitude, c'est-à-dire jusqu'au pied de l'escarpement interne. D'autre part, il est sûr également qu'à une époque antérieure, qui peut être le Pliocène et/ou le Pléistocène ancien quoique l'âge soit mal établi, les rasas du second genre de la presqu'île de Crozon et du cap Sizun, ainsi que les étendues couvertes par les surfaces de Plougastel, de Sainte-Anne et de Plœmel ont été submergées. Ceci ressort de l'existence de sables et galets certainement marins dans les différentes parties de la Bretagne occidentale, centrale, orientale, méridionale ; ces formations atteignent et dépassent 130 m d'altitude (Durand, 1960 ; Guilcher, 1948 ; Guilcher, Ters et Bonnet, 1961 ; Guilcher et Saint-Requier, 1969 ; Vogt, 1961 ; Hallégouët, 1971. Voir aussi plus loin à ce sujet).

*Cornwall.* Dans ce pays existent des dépôts à caractère marin en plusieurs endroits (Saint Erth, Hele, îles Scilly), soit pliocènes, soit plutôt pléistocènes inférieurs, qui gisent en contrebas de la rasa de Land's End, mais qui, du fait de la profondeur d'eau dans laquelle ils se sont déposés, requièrent un niveau marin d'environ 130 m pour Reid (1890) et 60 m seulement pour Mitchell. Ce dernier chiffre est trop faible, il est vrai, pour une submersion de la rasa de Land's End, mais à Saint Agnes se trouve un autre dépôt de sable, sur le prolongement nord de ladite rasa, dont les caractères sédimentologiques sont marins (Guilcher, 1949 a, p. 704-705). Ceci implique aussi la submersion de la plate-forme de Lizard, qui est moins élevée (*idem*).

*Maroc.* Au Maroc méridional, au sud de l'ex-territoire d'Ifni et jusqu'à l'oued Takoumba, les surfaces étagées entre lesquelles se subdivise la rasa portent de très nombreux galets, souvent consolidés. E. Hernandez-Pacheco (1950) en décrit aussi (p. 493) sur la rasa d'Ifni. Plus au nord, la situation est plus complexe et sera caractérisée plus loin.

*Spitsberg.* Les strandflats du Spitsberg sont couramment couverts de plages soulevées aux formes souvent très fraîches (Moign, 1973). En certains endroits, comme l'île du Prince-Charles, des crêtes de plage successives sont admirablement conservées. Dans le sud-est de la presqu'île de Brögger se voient des systèmes de cordons soulevés successifs entre 25 et 80 m, avec

dépressions de barrage encore bien visibles en arrière. On pourrait multiplier ces exemples. Dans l'Antarctique, on peut citer les *Shetlands du Sud* (John et Sugden, 1971) comme un exemple de plates-formes portant aussi des plages marines jusqu'à 275 m d'altitude, avec recouvrement par la glace au-dessus de 55 m, et sans perturbations en dessous. De même, la terrasse Micmac du Québec est recouverte dans sa partie interne de sédiments holocènes isostatiquement soulevés, et on en trouve aussi sur les aplatissements étagés qui la surmontent. Il existe aussi des plages holocènes sur une bonne partie des strandflats d'*Islande*.

### B. Rôle originel ou fondamental de la tectonique

La tectonique a certainement joué un rôle essentiel dans la genèse de beaucoup de rasas.

Paskoff l'a dit (p. 274) pour le Chili entre 31° et 31°45'S : même lorsqu'une rasa porte des dépôts marins en grande abondance, « il ne faut pas en déduire pour autant que le ressaut de plusieurs centaines de mètres qui la limite vers l'est est, d'un point de vue génétique, une vraie falaise, car cette hypothèse impliquerait l'enlèvement, tout à fait improbable, d'un gigantesque volume de matériel rocheux ». Et cet auteur de conclure qu'il « s'agit essentiellement (au Chili) d'un escarpement de faille que l'Océan a fait plus ou moins reculer selon les endroits ». Le jeu tectonique serait ici mio-pliocène, l'action marine commençant au Pliocène moyen. La même séquence a dû survenir dans le nord du Léon en Bretagne : il apparaît probable dans cette région que le ressaut interne correspond initialement, au moins à l'ouest de Plouescat, au rejet tertiaire d'un accident tectonique hercynien (Chauris, 1965 a et b). La plate-forme au pied, qui, comme on sait, est partiellement immergée, est limitée vers le bas par un autre ressaut, sous-marin, plus étalé, moins rigide, qui lui aussi est vraisemblablement d'origine tectonique, et qui pourrait dériver d'une flexure plutôt que d'une faille. Dans ces conditions, le travail marin sur la plate-forme entre les deux accidents ne serait qu'un réaménagement (Guilcher et Pinot, 1972).

Dans la région asturienne orientale, le grand escarpement paraît être lié dans le principe à une très forte flexure un peu oblique à la direction générale des plis cantabriques et postérieure à eux ; et, dans l'ouest du même pays, c'est un basculement qui, probablement, explique la descente générale de la surface d'est en ouest (Nonn, Asensio), même si des galets jusqu'à 100 m au-dessus de la partie basse à Castropol indiquent, là, un large envahissement par la mer (Mary, 1970 b). Les rasas chiliennes ont elles aussi été déformées après leur façonnement en certaines de leurs parties (Paskoff). L'escarpement arrière de la rasa minhote hispano-portugaise doit être lui aussi tectonique dans le principe, encore qu'on discute sur la position de la faille génératrice (Birot et Solé, 1954 ; Nonn, 1966). Il y a des indices de légère déformation de la rasa minhote depuis son élaboration dans le secteur espagnol (Nonn, p. 287). Birot et Solé (1954, p. 56 et 59) ont proposé un âge

très récent, quaternaire, pour l'accident entraînant la formation de l'escarpement minhot ; Nonn (p. 284) le croit tertiaire, et nous le pensons aussi, surtout pour la partie portugaise (Viana) où de forts reliefs résiduels ont eu le temps d'être individualisés en avant.

Au Liban, Sanlaville a insisté à diverses reprises sur le fait que les aplatissements côtiers ne sont pas déformés, sauf exception rare. Les altitudes atteintes rendent cependant très difficile, dans les perspectives présentes (Guilcher, 1969), une explication purement glacio-eustatique, puisqu'une fusion totale des calottes glaciaires actuellement existantes (Antarctique et Groenland) n'entraînerait qu'une transgression de 65 à 70 m et que le glacier antarctique n'a pas connu de fusion d'ensemble pendant toute la durée du Pléistocène. Tout se passe donc comme si la région côtière libanaise avait subi un soulèvement de masse sans dérangements au cours du Quaternaire. Ceci pourrait expliquer également la morphologie de petites rasas étagées à galets du Maroc entre Ifni et l'oued Takoumba, et divers autres ensembles analogues.

Quant aux grands escarpements liminaires continentaux et bas pays côtiers associés, ils s'expliquent de façon très satisfaisante dans le cadre de la flexure continentale de J. Bourcart (notamment 1950, 1952), de O. Jessen (1943) et de Lester King (1962, 1963). Le complexe escarpement-bas pays qui fait le tour de l'Afrique australe au sens large, et qui est le modèle du genre, a été parfaitement caractérisé par King : les roches englobées sont diverses ; l'escarpement est partout une forme d'érosion et non un relief de faille ; il est lié à un bombement marginal concomitant de la rupture gondwanienne, ou, pour parler le langage en usage actuellement, de l'expansion du lit marin (*sea-floor spreading*) qui a créé l'Atlantique et l'océan Indien en écartant progressivement les continents auparavant au contact. En conséquence, le pourtour sud-africain a été bombé, avec retombée périphérique sur l'Océan : cette retombée est le monoclinal côtier du Natal, du Transvaal, et du Mozambique (King), qui se retrouve en son principe dans le Sud-Ouest africain et l'Angola. La partie externe du bombement périphérique (*Randschwelle* ou *Kontinentalrandaufbiegung* de Jessen) a été grignotée par une érosion partie du « néo-océan », c'est-à-dire à partir du Crétacé ou peut-être du Jurassique supérieur, et le grand escarpement est le front de progression de cette érosion, qui n'est pas marine mais continentale et, en principe, de type pédimentaire. La très longue durée d'élaboration (depuis la fin du Secondaire) explique le cubage déblayé pour créer l'escarpement avec son commandement actuel : le problème n'est pas le même qu'au Chili (voir plus haut), où un tel déblaiement pendant le seul Quaternaire serait invraisemblable. La continuation du bombement explique l'altitude parfois assez forte atteinte par le bas pays lui-même (jusqu'à plus de 1 200 m dans l'intérieur du Natal), la dissection en collines et l'incision de ce bas pays par des gorges fluviatiles et parfois le dégagement de reliefs structuraux de type cuesta, du fait de la structure monoclinale. C'est à la phase récente du bombement du Natal qu'il faut sans doute attribuer en ce pays l'échelonnement en altitude, du niveau actuel

jusqu'à 170 m, d'une série de plages anciennes qui sont dans l'ensemble quaternaires, mais dont les plus élevées (au-dessus de 100 m) sont le plus souvent attribuées au Pliocène (Maud, 1968 ; Davies, 1970 ; Battistini, 1972 ; Birot, Battistini et Ters, 1972).

Le grand escarpement des Ghâtes de Bombay, taillé dans les *trapps* émis dans les débuts de l'ouverture de l'océan Indien, c'est-à-dire à la fin du Crétacé et à l'Éocène, est de nature analogue à l'escarpement africain : lui aussi est une entaille d'érosion dans le bombement bordier, avec fouillis identique de profonds ravins, mais le pédiment basal est resté déprimé et, en conséquence, son relief est beaucoup plus calme, mis à part les inselbergs qui le parsèment. En Australie, il en va sans doute de même pour la région de Sydney. Pour celle de Perth, par contre, le contact continent-océan correspond à l'énorme faille Darling, de 12 000 m de rejet : c'est pourquoi le bas pays est, là, une surface de remblaiement et non une entaille d'érosion dans le socle.

La morphologie de marches d'escalier qu'Evers (1960, 1962) a décrite dans le sud de la Norvège a été interprétée par lui comme un escalier de piémont (*Piedmonttreppe*) dont l'actuel strandflat ne serait que l'élément inférieur. Un tel escalier pourrait se replacer dans une perspective de bombardement liminaire progressif, associé à l'ouverture de la mer de Norvège par expansion. Il y aurait donc des analogies à la fois avec des régions comme les Ghâtes et l'Afrique du Sud, et avec le Liban (sans que les marches soient nécessairement aussi marines dans leur origine que celles du Liban). Mais les critiques très vives dont les observations d'Evers ont été l'objet en Norvège n'autorisent pas à dépasser, dans l'état actuel des publications, le stade de « perspectives ».

Il faut bien voir que l'existence d'une flexure continentale n'implique pas nécessairement une morphologie rappelant, avec plus ou moins d'exactitude, celle d'une rasa et de son bord interne. La flexure continentale existe au Brésil oriental et dans les pays du bord nord du golfe de Guinée, notamment en Côte-d'Ivoire et en Nigeria ; pourtant il n'y a pas de grand escarpement dans les seconds et dans les premiers l'analogie morphologique devient bien lointaine. Les modalités de jeu de la flexure n'ont point toujours été aussi favorables.

### C. Combinaison de forces érosives et accumulatives diverses, pouvant s'ajouter à la tectonique

Dans le cas des *Randschwellen*, nous avons déjà été amené à faire allusion aux forces d'érosion non marines qui ont modelé le bas pays et fait reculer l'escarpement. En des régions de rasas plus typiques, ou plus classiques, comme le Maroc et la côte cantabrique, les processus d'élaboration ont pu être encore plus complexes.

Ceci apparaît avec évidence à l'examen des coupes dans les *rasas marocaines*, aussi bien anti-atlasiques qu'atlasiques (régions d'Ifni et du cap Rhir).

Nous faisons état, d'une part de la bibliographie (E. Hernandez-Pacheco, 1950 ; Guilcher et Joly, 1954), d'autre part d'observations personnelles de 1971.

A Sidi Ifni, où l'aplanissement et le grand abrupt arrière sont les plus magnifiques, la rasa est réalisée dans les « conglomerados rojos », comme le dit Hernandez-Pacheco et comme il est aisé de le voir sur place. Ce n'est pas, pour autant, une forme de remblaiement ; mais il est certain que l'aplanissement a été facilité par le fait que ces conglomérats considérés comme tertiaires, à bancs de gros galets alternant avec des bancs sableux, sont beaucoup moins résistants que le Cambrien formant l'abrupt et contre lequel ils sont discordants. On peut considérer qu'il s'agit là d'une rasa dont la perfection et l'individualisation sont associées à des conditions lithologiques très favorables, et qui est entièrement due à l'érosion marine dont le témoin est le lit de galets cimentés, avec faune de mollusques, qui couronne la rasa.

Au nord de l'ancien territoire d'Ifni, aux abords de Mihrleft et de Jelleb, la rasa est taillée dans le Cambrien comme l'est le grand abrupt interne (fig. 2). Ici, elle est couverte, soit d'éléments subanguleux ou en tout cas de

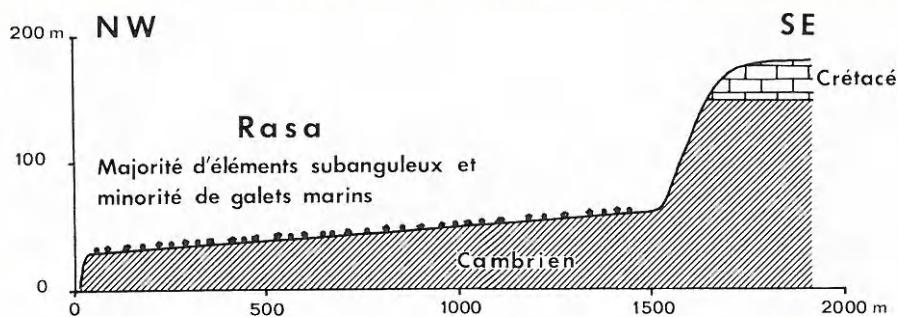


Fig. 2. — Rasa de Mihrleft et Jelleb, Sud marocain.

D'après A. Guilcher et F. Joly, 1954.

façonnement continental, en pavage mince, soit, associés aux précédents et en abondance croissante vers le sud, de galets marins. La rasa porte en outre à Jelleb des mamelons dunaires consolidés et encroûtés. Ainsi, dans cette région, la rasa est encore comme à Ifni une forme d'érosion incontestable, mais les dépôts corrélatifs suggèrent, pour le façonnement, une succession d'actions subaériennes (pédimentaires) et marines ; le recouvrement dunaire étant un épisode récent.

Plus au nord encore, sur les quelques kilomètres au sud de Sidi Moussa d'Aglou où débute la rasa anti-atlasique quand on vient du Sous, la rasa est loin d'être entièrement faite de roche en place, c'est-à-dire anté-quaternaire. A 3 km au sud de Sidi Moussa, on a la coupe de la figure 3 A. Sur une hauteur de 8 m au rivage actuel (car la rasa est plus inclinée et descend plus bas qu'à Ifni), le Cambrien n'est pas visible, et l'on a, de bas en haut, une dune consolidée passant sous la plage actuelle et qui peut être présumée de régression



**Pl. I. A.** Ifni (Maroc méridional). Rasa inférieure dans les conglomérats rouges, et, en arrière, rasa supérieure.

(Cliché Aéronavale française.)

**B.** Centre-Nord du Chili. Rasa et escarpement montagneux interne près de Los Vilos.

(Cliché A. Guizher.)





Pl. II. Extrême Nord du Portugal. Rasa et grand escarpement à Carreço près de Viana do Castelo.

(Cliché A. Guichet.)



PI. III. A. Asturias orientales à Buelna. Rasa à corrosion karstique et dolines en partie envahies par la transgression flandrienne. Escarpement montagneux en arrière.

(Clichés A. Guilcher.)

B. Côte nord de Galice près de Burela. Basse rasa et escarpement interne.



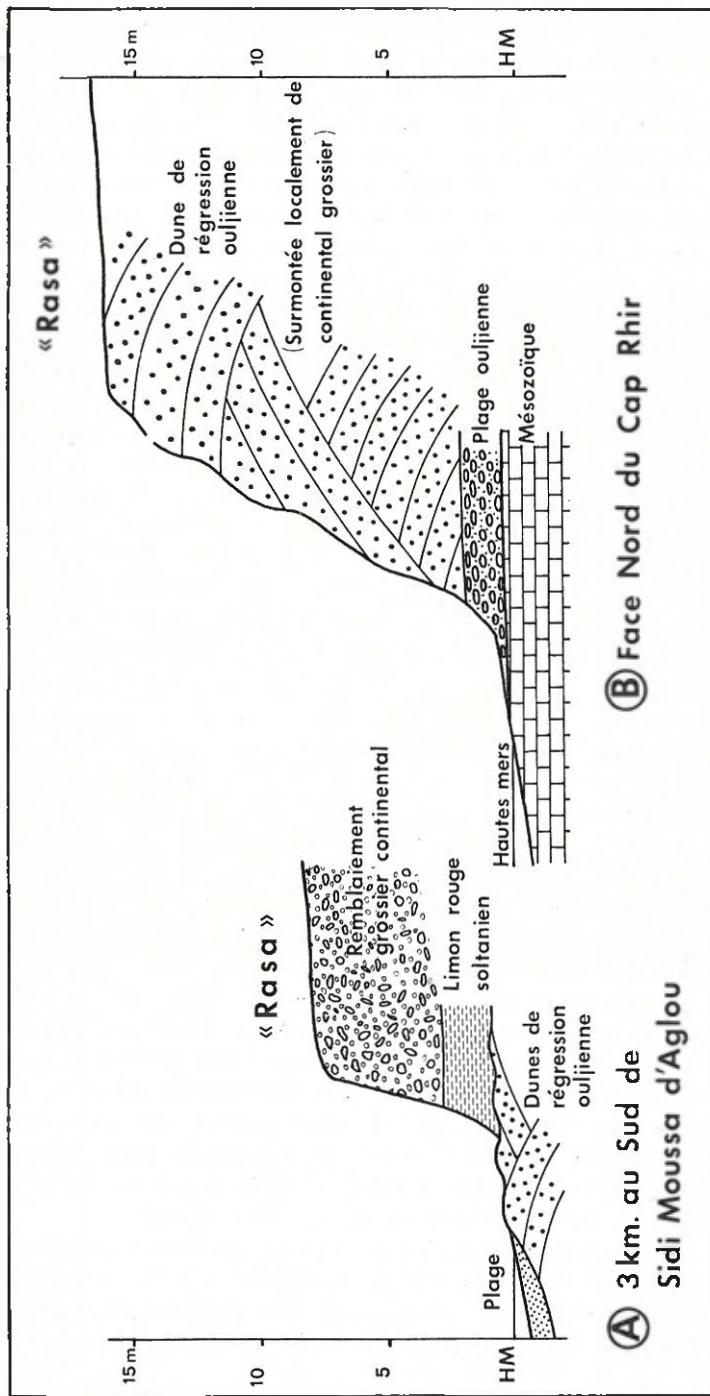


Fig. 3. — Rasas anormales, construites, du Sud marocain.

(Gower) et d'Aberdaeron (Lleyn) en Galles, dans la baie de Ballycotton en Irlande, à Plouézec (Goello) en Bretagne, et en divers lieux analogues, on peut voir des terrasses assez fortement mais régulièrement inclinées vers la mer comme à Sidi Moussa et activement tronquées dans leur partie inférieure parce que constituées de formations meubles : périglaciale seul (Bretagne), ou bien périglaciale et glaciaire superposés (Irlande), ou encore glaciaire seul (Nord du Pays de Galles), avec parfois une plage ancienne en dessous, et la roche en place n'affleurant que vers le niveau actuel de la mer, ou n'apparaissant pas du tout. Mais dans ces pays ce genre de terrasses est la règle, alors qu'au Maroc méridional la rasa « orthodoxe », rocheuse avec un revêtement détritique seulement pelliculaire, est parfaitement représentée elle aussi.

Pour l'interprétation des *rasas cantabriques*, nous combinons comme pour le Maroc la bibliographie et des observations personnelles de 1953, 1962 et 1972.

Si Charles Barrois a considéré, dans son classique ouvrage de 1882, que les rasas cantabriques étaient dues à l'abrasion marine, cette opinion n'a pas été partagée unanimement jusqu'à nos jours. Pour E. et F. Hernandez-Pacheco, elles sont initialement un aplanissement continental. Dans l'article de F. Hernandez-Pacheco de 1950, la conception est développée en détail pour la région asturienne orientale, qui est la plus complexe avec ses rasas multiples et étagées. Après un très vaste aplanissement continental d'âge pliocène inférieur, sur la nature exacte duquel l'auteur ne se prononce pas, mais qu'il relie à la surface occupant la dépression centrale asturienne (250-260 m) au nord et au nord-est d'Oviedo (article cité, p. 78), la côte a reculé sur une distance de plusieurs kilomètres par érosion marine dans les calcaires mésozoïques et carbonifères. En même temps, les mêmes calcaires ont été rongés dans l'intérieur par karstification, donnant lieu à la formation de surfaces de corrosion karstiques, alors que les parties de la rasa initiale qui étaient taillées dans les grès et quartzites paléozoïques ne subissaient pratiquement pas de dégradation. F. Hernandez-Pacheco a proposé aussi, dans le même article de 1950, une variante d'explication moins continentaliste, dans laquelle, si la rasa fondamentale est encore un aplanissement continental, les rasas en contrebas sont, en partie des surfaces d'abrasion marine d'âge plus récent, dans les calcaires, et en partie des surfaces de corrosion karstique (elles auraient été l'une et l'autre successivement).

Il est certain que c'est sur cette région asturienne orientale complexe de Colombres-Pendueles-Llanes-Nueva qu'il faut faire porter le principal de la discussion. Les faits essentiels nous paraissent y être les suivants (fig. 4). Les rasas les plus élevées et les plus planes sont dans les grès et quartzites paléozoïques ; les rasas inférieures sont dans les calcaires, dinantiens, crétacés ou éocènes suivant les endroits ; ces rasas calcaires sont des écumoirs à innombrables dolines et avens, elles sont donc bosselées dans le détail, mais dans l'ensemble elles s'alignent remarquablement à des altitudes régulières, une cinquantaine de mètres pour la rasa côtière phare de San Emeterio.

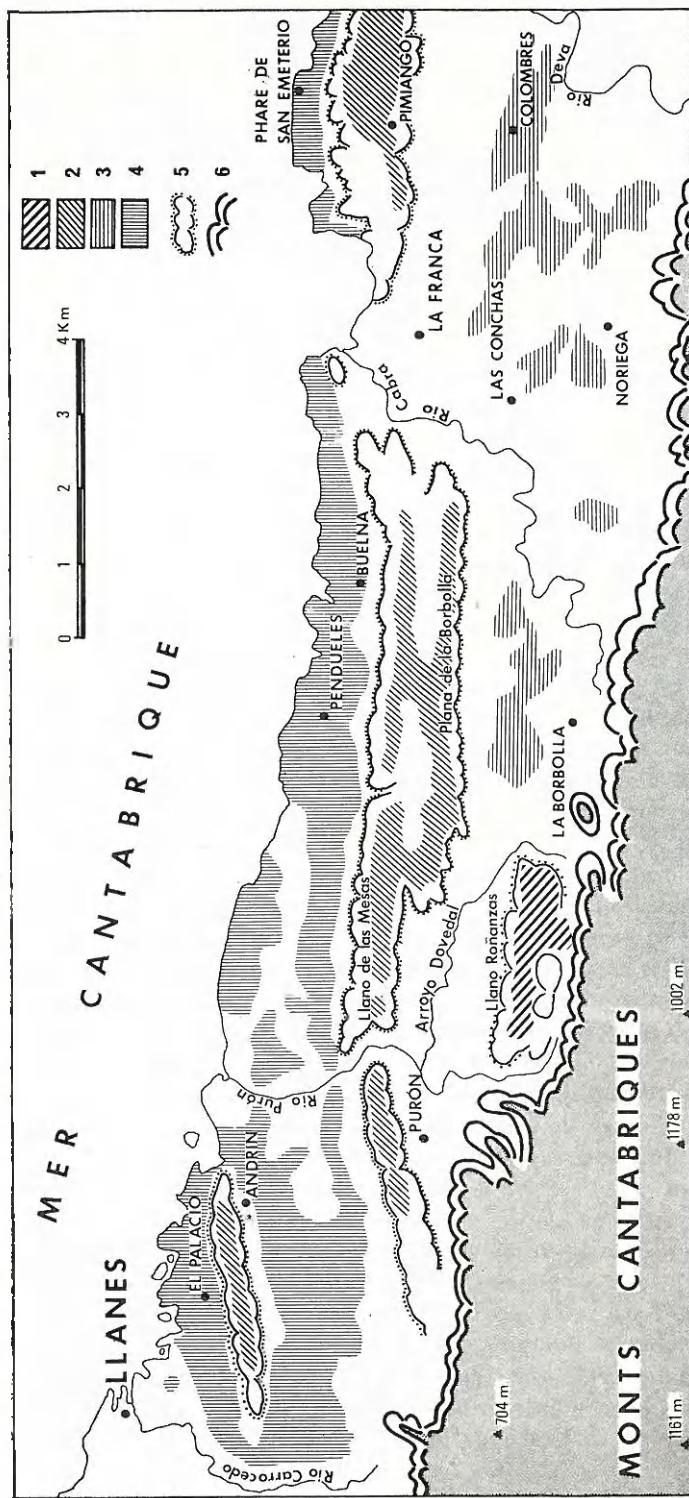


Fig. 4.—Rasas de la région asturienne orientale.

1. Rasa supérieure (240-260 m). — 2. Rasa des crêtes de quartzites (180-220 m). — 3. Rasa calcaire de Colombres (120-145 m). — 4. Rasa calcaire de Colombres (120-145 m). — 5. Rehords de rasas. — 6. Grand escarpement interne.  
D'après les cartes topographiques et géologiques à 1 : 50 000 de Llanes, et le terrain.

Pendueles qui est la plus belle. Tout ceci est en accord avec les descriptions de F. Hernandez-Pacheco. Mais ce qu'il faut ajouter selon nous, c'est que les affleurements rocheux qui forment les supports de ces rasas étagées sont tronqués obliquement par le littoral. Alors que les plis cantabriques de cette région sont à peu près exactement est-ouest, le littoral est ouest-nord-ouest-est-sud-est. Il en résulte que les divers affleurements sont recoupés par la côte les uns après les autres à leurs extrémités orientales, et que les rasas qui sont associées à ces affleurements sont sectionnées semblablement. C'est une sorte de relief appalachien à aplatissements étagés et d'autant plus élevés que les roches sont plus dures, qui s'ouvre sur la mer du côté est.

En conséquence, les aplatissements étagés n'ont pas toujours des altitudes croissantes de la mer vers l'intérieur : cela arrive souvent, mais il y a des exceptions. Nous en citerons deux qui sont particulièrement instructives.

1. A l'est, sur le méridien de Pimiango et Colombres (fig. 5 A), en partant de la mer on trouve d'abord au phare de San Emeterio une rasa littorale karstifiée vers 50 m, dans des calcaires dinantiens ; puis une deuxième rasa au village de Pimiango, à 180-200 m, dans des grès infradévonien et des quartzites ordoviciens ; puis une troisième rasa à 120-145 m à Colombres, Las Conchas et Noriega, dans des calcaires nummulitiques ; et enfin on arrive au grand escarpement montagneux cantabrique, qui mène à des altitudes de plus de 500 m. Ainsi, la rasa de Colombres est plus basse que celle de Pimiango bien qu'elle soit en arrière de cette dernière.

2. A une quinzaine de kilomètres plus à l'ouest, dans la région d'Andrin près de Llanes (fig. 5 B), une coupe nord-ouest-sud-est montre de même au départ une rasa littorale karstifiée dans des calcaires dinantiens, vers 40-50 m à El Palacio ; puis une rasa dans les grès et quartzites ordoviciens de la bande d'Andrin, à 170-190 m ; puis une dépression interne aplanie, vers 50 m, à Andrin et plus au sud, dans les calcaires dinantiens : c'est la continuation occidentale de la rasa du phare de San Emeterio, qui passe en position interne à l'ouest du Rio Purón à partir du moment où la bande de quartzites d'Andrin vient la barrer au nord ; puis une rasa vers 220-230 m, au nord de Purón, au Llano de las Mesas, à la Plana de la Borbolla, qui est dans les quartzites ordoviciens et infradévonien et qui continue dans la même bande de roches la rasa du village de Pimiango ; enfin, après la dépression longitudinale de l'Arroyo Dovedal, la haute rasa du Llano Roñanzas entre Purón et La Borbolla (240-259 m), au pied du grand escarpement montagneux. Là encore, il y a donc une surface en contrebas d'une rasa plus proche de la mer : celle du sud d'Andrin, à 50 m, entre des hauteurs de 170-190 m au nord et 220-230 m au sud.

Il paraît impossible que des rasas abritées comme celles de Colombres et du sud d'Andrin puissent avoir un lien sérieux avec une abrasion marine : en de telles positions, les vagues ne pouvaient pas avoir de fetch appréciable. On est donc amené à n'y voir que des surfaces de corrosion karstique issues du rongement de la rasa primordiale encore conservée dans les anticlinaux quartzitiques. A leur aboutissement au littoral, c'est-à-dire en des

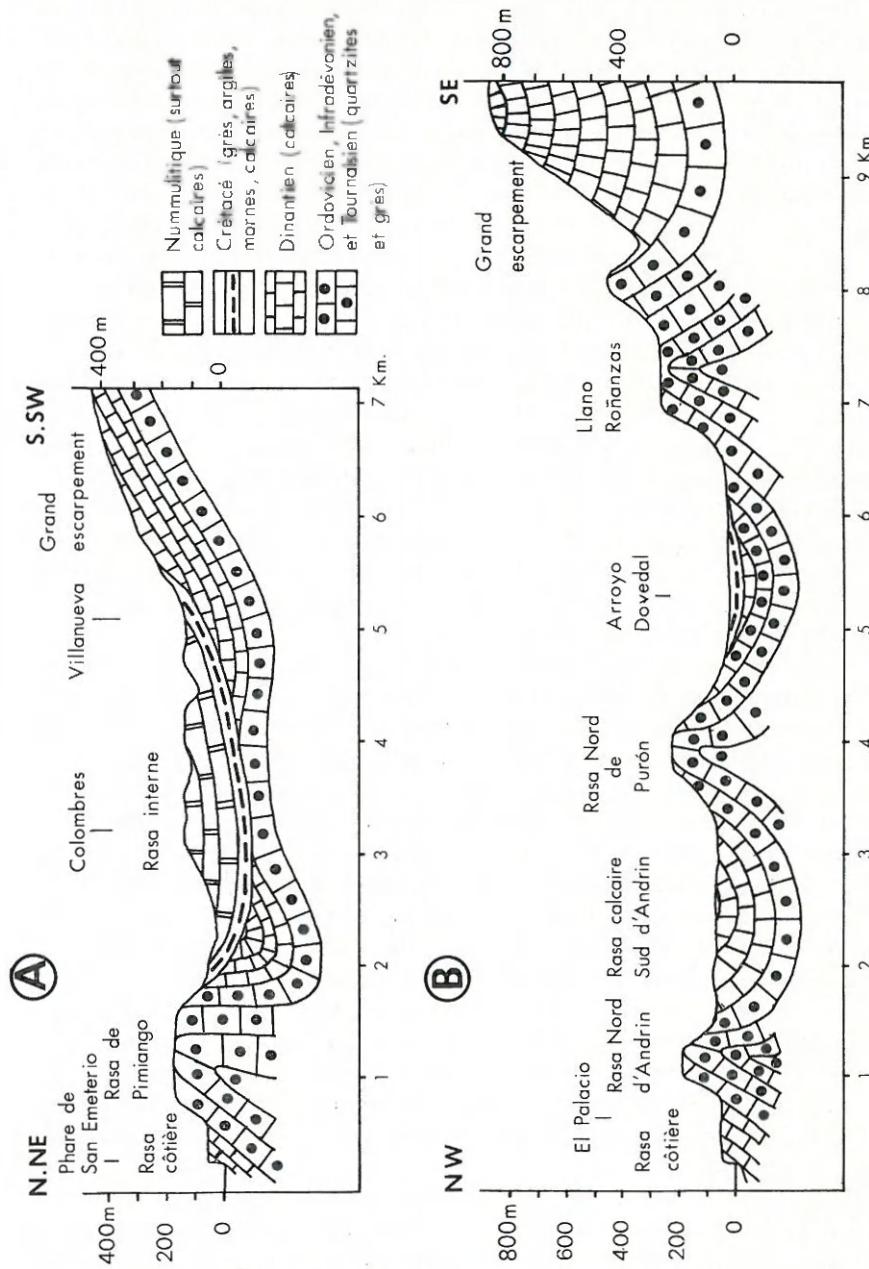


Fig. 5. — Coupes à travers les rasas de la région asturienne orientale.

lieux comme Pendueles et le phare de San Emeterio, rien ne s'oppose, par contre, à ce que l'abrasion (ou une érosion littorale incluant aussi des processus biochimiques, puisque la roche est calcaire) ait eu une large part à leur élaboration, à un moment où elles se seraient trouvées à un niveau adéquat. Les rasas sur calcaires de cette région peuvent donc avoir une origine très composite dans leurs parties ouvertes sur le large, et bien moins composite dans leurs parties internes. Quant aux rasas sur grès et quartzites, elles sont toujours d'altitude relative suffisante pour avoir bénéficié d'un fetch illimité en admettant qu'elles se soient trouvées un moment donné dans le domaine marin. Qu'une érosion continentale ait été la première à les élaborer, comme le pensent E. et F. Hernandez-Pacheco, cela n'est pas à rejeter en principe. Mais leur planité très parfaite conduit alors à les ranger dans le type pédimentaire. Or Birot et Solé (1954) estiment quasi impossible, climatiquement, que la côte cantabrique ait été au Pliocène le lieu d'une pédimentation, et Nonn (1966, p. 435), qui admet que les rasas de cette région sont post-oligocènes, se range à leur avis. Dans ces conditions, l'origine serait essentiellement marine. En faveur d'une origine initialement continentale, on peut toutefois faire valoir les remontées en golfe des rasas le long de rios comme l'Eo et le Navia. Très récemment, l'analyse pollinique d'argiles reposant sur la plus haute rasa, à 225 m au Monte Granda, a conduit Médus (in Mary et Médus, 1971) à « envisager » un âge sparnacien, en faisant quelques réserves. Il convient effectivement de rester réservé sur cette datation, fort surprenante par son ancienneté.

De toute façon, le grand escarpement ne peut pas être uniquement érosionnel : une grande flexuration au départ nous paraît aussi nécessaire que les démarriages tectoniques au Chili et en Galice occidentale, puisqu'il est peu vraisemblable qu'on dispose de délais d'élaboration comparables à ceux des *Handschwellen* d'Afrique du Sud et du Décan qui ont pu démarrer au Crétacé. Il faut aussi remarquer que le grand escarpement est-asturien est réalisé dans des calcaires dinantiens (fig. 5). Il a pu bénéficier, en tant que versant raide, d'immunité karstique, alors que les affleurements des mêmes roches à son pied ont pu être, de par leur situation basse et préalablement aplatie, corrodés.

Dans les Asturies occidentales et en Galice cantabrique, où la morphologie se simplifie, des successions d'actions continentales et marines ont également été invoquées. C'est ce que fait Asensio Amor (1970). Cet auteur conclut (p. 88), pour la région occidentale galaico-asturienne, que la rasa a été initialement un « glacis d'érosion » pliocène (mais ne retombe-t-on pas dans des objections climatiques ?) ; qu'au Pléistocène ancien elle a été remodelée par des actions torrentielles et marines ; qu'après le Mindel-Riss s'est produite une régression, et en même temps le basculement général de la rasa d'est en ouest ; les oscillations eustatiques ont conduit, d'une part à des retouches, d'autre part à l'encaissement des cours d'eau, aujourd'hui transformés en rias en contrebas de la rasa dans leurs cours inférieurs. Rappelons que le passage de la mer sur la rasa est attesté en divers endroits de cette

région occidentale par des dépôts. C'est aussi dans la partie galicienne que Nonn (1966, p. 436-438) a montré que la rasa a été recouverte, postérieurement aux dépôts marins, par de forts épandages périglaciaires qui ont pu être datés en un point du Würm III par le radiocarbone. Ces épandages, dont on ne trouve pas l'équivalent en Galice de l'Ouest (entre le cap Ortegal et le Portugal), sont corrélatifs d'un climat qui a fait sentir aussi ses effets à La Franca dans les Asturias orientales (Guilcher, 1955). De tels recouvrements formant nappes ont contribué à parfaire la planité de la surface de la rasa, un peu comme les épandages fini-würmiens ou holocènes anciens du Maroc (voir plus haut). Nous n'allons cependant pas jusqu'à donner aux uns et aux autres la même signification climatique. Pour la région galaico-asturienne, il faut souligner que cet ultime épisode est encore venu compliquer une histoire déjà longue et complexe, même si l'on n'admet pas un démarrage continental pédimentaire. Sur ce dernier point, le doute subsiste. Dans l'extrême nord du Portugal, les hauts reliefs abrupts sur la rasa minhote dans la région de Viana do Castelo ressemblent assez à des inselbergs. Il est vrai que certains y verront sans doute simplement des îles dans la mer. Au demeurant, le climat doit être depuis longtemps de type moins frais au sud qu'à l'est du cap Ortegal (Nonn).

Pour expliquer les *rasas du second genre*, on peut être amené, lorsqu'elles sont taillées dans des roches très dures (quartzites), à envisager le travail de plusieurs agents d'érosion successifs s'appliquant approximativement au même niveau. C'est ce que nous avons proposé (Guilcher, 1949 b, p. 111-112) pour les aplatissements de la presqu'île de Crozon. L'essentiel de l'aplatissement aurait été réalisé par pédimentations continentales au Tertiaire et antérieurement ; la mer, attestée par les dépôts marins du Menez Lus à 131 m d'altitude (Guilcher et Saint-Requier, 1969), et par les galets à 190-200 m de Sainte-Marie-du-Menez-Hom (Gautier, 1971), et du pied de la Montagne Noire (Hallégouët, 1972), aurait parachevé la surface, voire taillé des replats en contre-haut, et, comme dans les Asturias, le résultat a été préservé dans sa perfection par la nature quartzitique de la roche. La terminaison brusque de la surface en falaises à l'ouest est une conséquence de l'effondrement de l'Iroise, probablement tertiaire (Hinschberger, 1970), et d'un reul sans doute très modéré par érosion marine au Quaternaire moyen et supérieur.

Une succession analogue peut être envisagée pour la presqu'île de Peñas, encore que l'âge de l'aplatissement continental ne remonte vraisemblablement pas aussi haut qu'en Bretagne. Dans les deux cas, on est amené à penser à une surrection lente du pays, qui a porté les rasas à parachèvement marin jusqu'à leurs altitudes actuelles. D'autre part, la presqu'île de Peñas entre Candas et le Monte Areo comporte comme les Asturias orientales un dispositif avec rasa plus basse d'une vingtaine de mètres abritée du nord (c'est-à-dire du côté mer) par une rasa plus élevée (E. Hernandez-Pacheco, 1957, carte p. 25) : il faut donc envisager là selon nous, soit une origine uniquement continentale du secteur abrité, soit une dégradation lente de type continental à la faveur de roches un peu moins dures.

#### D. Le problème zonal des strandflats

Les strandflats posent un problème distinct à l'intérieur de cette discussion d'ensemble sur les rasas, car ce sont des formes zonales. Avant d'essayer de déterminer leur origine, il est bon de rappeler les faits zonaux principaux qui doivent entrer en ligne de compte.

Les strandflats sont des formes de régions froides, qui ont été glaciées au Pléistocène (Norvège) ou qui le sont encore plus ou moins largement (Spitsberg, Antarctique). Ils coexistent donc en général avec des fjords; et ils sont certainement postérieurs à la formation des fjords, car ils pénètrent à l'intérieur et sur les bords de ces derniers. Nansen a très fortement insisté sur ce point à plusieurs reprises et ses successeurs sont d'accord. Les aplatissements bordiers de chenaux en Colombie britannique et en Écosse vont dans le même sens. D'autre part, du fait du retrait récent des glaciers, partiel ou total, les régions de strandflats sont soumises à l'isostasie glaciaire : elles ont été déprimées, se sont relevées et actuellement se relèvent encore. Enfin, dans la plus grande partie du domaine, la gélivation est très efficace sur les rivages. Elle l'a certainement été en Norvège jusqu'au Tardiglaciaire ; elle continue de l'être en un pays comme le Spitsberg. Comme d'habitude, elle attaque plus ou moins les roches selon leur faciès, les roches spécialement gélives étant celles qui sont feuillettées ou fissurées : il se trouve qu'il y en a beaucoup au Spitsberg occidental. Lorsque le rivage est bordé de falaises, celles-ci sont couvertes de neige en hiver ; lors de la fonte, qui se fait en juillet au Spitsberg occidental, de gros tonnages de roche gélivée sont mis à découvert ; ils tombent en abondance sur le pied de glace qui subsiste encore à cette date à la base. La falaise peut donc reculer sur toute la hauteur de son profil. C'est assurément une chose très spectaculaire et très instructive à observer, et, sans avoir tenté de mesures, nous en avons tiré l'impression très forte, dans la région d'Engelshukta, d'une extrême efficacité et de possibilités de reculs très rapides dans des micaschistes, calcaires et grès. Du fait de la longue durée du gel de la mer, on aurait tendance à s'imaginer que ces éboulis de gélivation ne peuvent pas être repris et redistribués dans leur ensemble par la mer pendant l'été ; mais il n'en est rien. En dépit de la brièveté de la période d'eaux libres, les vagues arrivent en général fort bien à exercer, en été, leur action azonale (Moign et Guilcher, 1967).

C'est en partant d'observations du même genre que Nansen (1922), en accord avec Vogt, Nordenskjöld, Högbom et autres, a développé sa théorie de formation du strandflat par gélivation et redistribution des débris par la mer. Une abrasion marine proprement dite est également effective durant les mois d'été ; mais c'est la gélivation qui donne au fait érosif toute sa puissance et son caractère zonal. C'est elle qui explique que le strandflat puisse prendre un grand développement même à l'intérieur des fjords, où la force des vagues est modérée et l'abrasion modeste, bien que réelle, et non pas seulement sur la côte extérieure. Ainsi peut également se comprendre la répartition des aires à strandflat et sans strandflat (ou à faible développement de celui-ci)

en Norvège et au Spitsberg, en relation avec les caractères lithologiques et la gélivité des roches.

Cependant, le strandflat a aussi été attribué à un autre processus zonal : le recoupement de cirques glaciaires, avec des glaciers se développant près du niveau de la mer. Cette explication a été présentée en 1929 par Olaf Holtedahl, et plus tard reprise avec des variantes par Dahl (1946). La série de croquis de notre figure 6, empruntée à l'auteur de la théorie, fait comprendre le phénomène. Une fois qu'une paroi est suffisamment raidie par recul, la neige et la glace ne peuvent plus s'y accumuler ; les actions de gel-dégel se concentrent sur la base, où le sapement se poursuit, la paroi conservant ou accentuant sa raideur. Finalement une longue rampe se développe à la base d'un

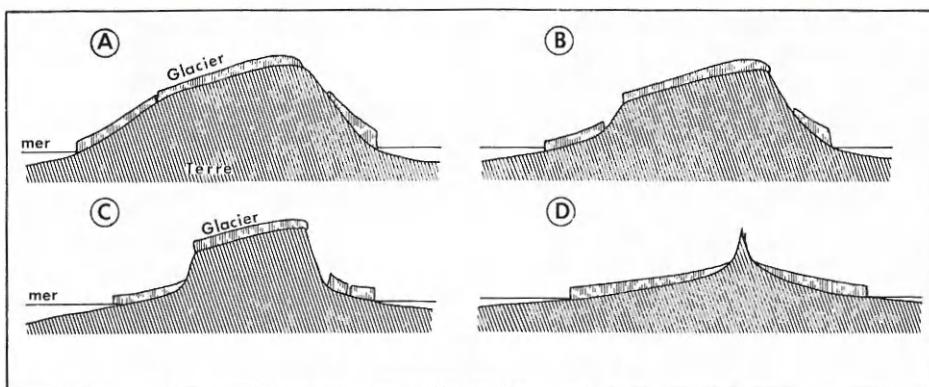


Fig. 6. — Théorie de façonnement des strandflats par des glaciers de piémont (Olaf Holtedahl).

pic résiduel ; elle est couverte d'un glacier de piémont qui continue à la modeler. O. Holtedahl a observé dans l'archipel Palmer des situations représentant tout à fait celle de la figure 6 d. Il en existe aussi au Spitsberg, notamment sur la rive orientale de l'île du Prince-Charles ; et, sur la grande terre en face de cette île (Terre d'Oscar II), on peut observer plusieurs cas intermédiaires entre le glacier de piémont arrivant encore jusqu'à la mer, et le glacier de piémont qui s'est retiré vers les montagnes en dégagéant un strandflat (en l'espèce, le strandflat Kaffiöyra). Comme le retrait du front montagneux se fait en ce cas aussi par gélivation, il est normal de trouver également là un développement plus ample des formes dans les régions de roches gélives.

Ces deux explications ne sont pas exclusives l'une de l'autre. C'est l'opinion récente d'Olaf Holtedahl telle qu'il nous l'a exprimée par lettre en 1966 (en 1929, il avait présenté la *strandflat glacier erosion theory* de façon plus indépendante de la théorie de Nansen). Il est parfaitement concevable que les deux processus agissent successivement, ce qui est susceptible de donner

au strandflat une plus grande largeur puisqu'il s'élabore d'abord lorsqu'il est englacé, puis lorsqu'il est déglacé et placé dans un domaine périglaciaire littoral.

En ce qui concerne le Spitsberg occidental, région de strandflat particulièrement intéressante parce qu'actuellement active (le strandflat norvégien étant en fait inactif depuis le réchauffement holocène), nous proposons le schéma explicatif de la figure 7. Ce schéma est établi après examen du terrain

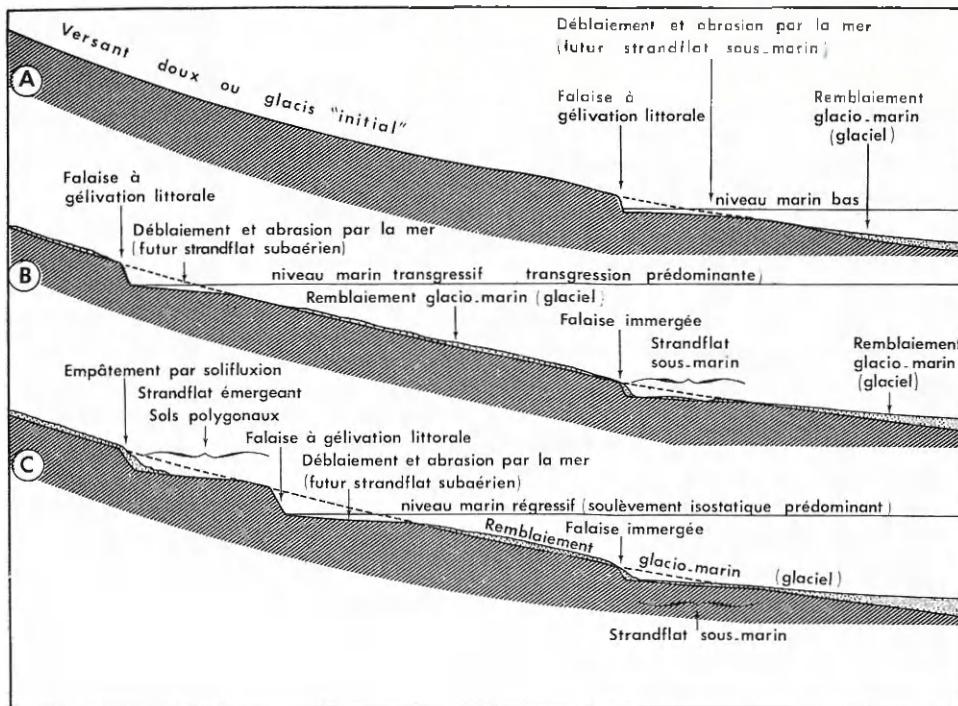


Fig. 7. — Essai de schéma explicatif de la formation des strandflats du Spitsberg occidental.

au Spitsberg en 1966, étude de la littérature et longs échanges de vues avec A. Moign qui, dans sa thèse (1973 *a* et *b*), arrive à des résultats très analogues.

*Stade A.* Le point de départ est un versant doux ou glaciis « initial », dont la pente peut être plus douce que celle de la figure. Ce glaciis aboutit à son bord interne à un front montagneux ou grand escarpement, non représenté ici, qui peut résulter de l'action d'un glacier de piémont selon la théorie de O. Hultedahl ; mais le glacier s'est déjà retiré vers l'amont car on n'est plus en période pléniglaciaire. Néanmoins, le niveau marin est encore bas. En fonction de ce niveau, une encoche se fait au rivage dans le versant ou glaciis de profil préalablement sans rupture, par les processus

de gélivation littorale et débâlement marin estival ci-dessus indiqués. Les produits de recul de la falaise ainsi créée peuvent aller former des flèches en d'autres points de la côte (il existe de fait au Spitsberg de très belles et grandes flèches littorales) ; ils peuvent aussi contribuer à une sédimentation glacio-marine (glacielle, c'est-à-dire par glaces flottantes) dans les fonds en avant du rivage.

*Stade B.* Le niveau marin s'est relevé relativement à la terre, c'est-à-dire que la transgression, phénomène général, a pris à ce moment le pas sur le relèvement isostatique du sol limité aux régions glacierées en voie de dégagement (où nous sommes). Par suite, les actions de gélivation littorale se trouvent reportées plus haut sur le profil initial. Une plate-forme côtière, due à l'abrasion marine au pied de la falaise de gélivation, entaille le versant initial. Cette plate-forme alors faiblement immergée est un futur strandflat. Plus bas, le remblaiement glacio-marin (glacial) se continue ; il peut ou non, selon son abondance, fossiliser l'encoche qui avait été élaborée au stade A.

*Stade C.* Le soulèvement isostatique a pris alors le pas sur la transgression (il y a des chances pour que cette succession B-C soit fréquente et normale, puisque la réponse du niveau des océans à la fusion des glaciers régionaux est immédiate, alors que le relèvement isostatique est plus lent et différé). La falaise de gélivation et la plate-forme marine élaborées en B émergent ; la falaise s'empâte de produits de gélivation venant du versant initial en voie de dégradation ; le strandflat formé par émersion est couvert de dépôts marins qui se remodèlent progressivement en sols polygonaux (comme cela se passe communément au Spitsberg en pareille position). Mais du côté aval ce strandflat est rongé par le développement d'une nouvelle petite falaise à gélivation littorale, et l'élaboration d'une nouvelle plate-forme faiblement immergée en avant. Plus en aval encore, le remblaiement sous-marin glacial se poursuit. Le processus se répète, aboutissant au façonnement de nouvelles banquettes de strandflat.

Selon les combinaisons réalisées ici, les plates-formes émergées successives sont d'autant plus hautes qu'elles sont plus anciennes ; mais celle qui est immergée et en voie de fossilisation par les dépôts glacio-marins est encore plus ancienne bien qu'elle soit la plus basse. Si elle n'est pas fossilisée, elle forme un strandflat immergé. Des séquences différentes peuvent être imaginées qui aboutiraient à d'autres rapports. Des combinaisons analogues peuvent s'être produites au cours de périodes du Pléistocène antérieures au Würm, et les formes afférentes avoir été partiellement conservées. Des plages soulevées vraisemblablement interglaciaires, qui ont été trouvées au Spitsberg à de fortes altitudes, sont un indice en ce sens (Moign, 1973 a). Il semble que tous les faits observés au Spitsberg sur le terrain puissent s'expliquer dans le cadre de ce schéma. Il nous paraît également que les plates-formes littorales des comtés de Clare et de Mayo, en Irlande, pourraient s'expliquer comme des strandflats, surtout lorsqu'elles sont en position abritée sur les rives de détroits.

Mais le schéma est-il valable dans toutes les régions froides à morphologie plus ou moins assimilable à des rasas ? Ce n'est pas certain.

Le long du Saint-Laurent, la terrasse Micmac semble être, au moins en partie, pré-wisconsinienne (pré-würmienne), car on y trouve par endroits des dépôts présumés interglaciaires. Sa position sur les rives d'un grand estuaire est aussi, bien entendu, à considérer. Elle peut résulter de la superposition d'actions fluviatiles et marines, la gélivation littorale ayant joué un rôle comme au Spitsberg dans le recul de l'escarpement, tandis que l'abrasion mécanique par la mer a dû être variable selon les lieux, très faible en amont faute de fetch, de plus en plus importante en aval du fait de l'élargissement de l'estuaire.

Sur l'origine des strandflats islandais, nous ne nous étendrons pas ici, le sujet devant être traité par J.-C. Bodéré. Disons seulement qu'ils ne peuvent pas être holocènes à l'inverse de ceux du Spitsberg, car ils ont été glaciers ; mais les processus, lors d'une élaboration pléistocène, ont pu ressembler à ceux du Spitsberg, et des retouches holocènes par gélivation et action marine sont certaines ou probables selon les cas.

Dans les Shetlands du Sud, les surfaces étagées entre 100 m et le niveau actuel, qui ont été décrites par John et Sugden, n'auraient pas, d'après ces auteurs, une origine périglaciaire ou glaciaire littorale. Ils y voient des surfaces d'abrasion marine élaborées par des processus littoraux azonaux. Aujourd'hui, du reste, la mer y est libre sur les côtes pendant six mois en moyenne, et les rivages du nord-ouest sont battus par la très grande houle australe. L'efficacité mécanique de la mer peut donc être très grande, comme elle l'est aussi dans les îles subantarctiques (Kerguelen, Heard, Bouvet, etc. Ici, la latitude est 62°30'S). Un autre point est que l'altitude des plages anciennes ne peut être attribuée à l'isostasie que pour les plus basses d'entre elles, jusqu'à 54 m ; pour les plus élevées, ce n'est pas possible parce que les Shetlands du Sud n'ont pas porté de très épais glaciers justifiant une isostasie de forte amplitude, et l'éloignement du continent est trop grand, semble-t-il, pour que l'archipel ait suivi les oscillations de ce dernier. Les plages les plus élevées, qui atteignent jusqu'à 275 m d'altitude, conduisent à envisager la possibilité de mouvements proprement tectoniques, donc azonaux. Les relations chronologiques entre les glaciations et les phases marines, qui sont proposées par les auteurs, n'ont pas de lien direct avec le présent sujet, aussi n'en parlons-nous pas. Nous retenons seulement la possibilité de rasas azonales dans des conditions limites comme celles-ci, où les processus glaciaires et glaciels n'auraient peut-être pas l'emprise qu'on serait tenté d'abord de leur accorder, sur le vu de celle qu'ils ont eue au Spitsberg et sans doute ailleurs.

## CONCLUSION

Comme beaucoup de formes majeures du relief terrestre, les rasas n'ont très probablement pas une origine unique. Des processus variés ont abouti par convergence à des paysages plus ou moins semblables. Le trait commun

qu'est la position en bordure de la mer fait que celle-ci a généralement, dans le cadre de l'eustatisme, une responsabilité dans l'élaboration. Mais cette responsabilité est variable. Dans le cas des strandflats du type spitsbergien, l'association avec la gélivation littorale et l'isostasie nous paraît certaine. Cependant, les voies de l'aplanissement ont pu être préparées par une action glaciaire de piémont. En d'autres lieux, il a dû y avoir intervention de processus continentaux différents, soit pédimentaires (Maroc méridional ; rasas du second genre de Bretagne), soit périglaciaires de remblaiement de piémont (côte cantabrique occidentale), soit de corrosion karstique (secteur oriental des Asturies). Après leur façonnement, les rasas ont pu être, soit soulevées en bloc (Liban, Chili), soit basculées ou faillées (côte cantabrique occidentale, Chili). Le grand escarpement n'est pas une falaise marine : il est initialement tectonique et a seulement subi des remaniements par érosion. En deux cas cependant, le grand escarpement peut être entièrement une forme d'érosion : d'une part en zone froide dans le cas d'un démarrage par glacier de piémont ; d'autre part dans le cas du *Kontinentalrandaufbiegung* du type Ghâtes de Bombay, Australie orientale, et pourtour sud-africain. Ce dernier type est issu de la séparation gondwanienne par expansion du lit marin, et de l'intumescence bordière consécutive ; il a eu toute la durée du Tertiaire pour s'élaborer et atteindre ses imposantes dimensions d'aujourd'hui. Mais nous arrivons avec lui à la limite d'acception du terme de rasa pour la surface inférieure associée : celle-ci est tellement montueuse au Natal, à la suite du bombardement qui l'a elle-même affectée, qu'elle a fini par ne plus avoir grand-chose de commun avec les amples lignes horizontales formant le piédestal des hauts reliefs intérieurs cantabriques et marocains.

**LES « RASAS » : UN PROBLÈME DE MORPHOLOGIE LITTORALE GÉNÉRALE.** — Résumé. — Les rasas sont des plates-formes d'érosion littorale dont le type se trouve en Espagne sur la côte cantabrique. Deux sous-types sont définis. Des exemples sont décrits en Espagne, au Maroc, au Chili, au Liban, en Grande-Bretagne, en Irlande, en Bretagne, dans les hautes latitudes (Spitsberg, Norvège, Islande, Colombie britannique, Québec, Antarctique) où on les nomme strandflats, et autour de subcontinents ou de continents comme l'Afrique australe, l'Inde et l'Australie. Des dépôts marins sont signalés sur nombre d'entre elles. Cependant, des failles ou flexures sont souvent à l'origine de leur escarpement interne ; et des failles ou gauchissements les ont affectées fréquemment. Une flexure continentale associée à l'expansion du lit marin, et combinée à l'érosion sub-côtier, explique le cas de l'Afrique australe et les cas similaires. Des alternances d'aplanissements par érosion et de plates-formes construites sont décrites au Maroc. Les rasas cantabriques résultent d'une érosion continentale ou marine, ou des deux, selon les cas. Les strandflats du Spitsberg sont expliqués par l'association de la gélivation littorale, de la redistribution par les vagues, et des variations eustatiques et isostatiques, peut-être précédées par une érosion par des glaciers de piémont. Un schéma est proposé, qui ne vaut peut-être pas pour toutes les régions froides. Finalement, on conclut que les rasas dérivent probablement de nombreux facteurs, qui se combinent en proportions et de façons variées selon les pays, et dont les résultats sont plus ou moins convergents.

## « RASAS » : A PROBLEM IN GENERAL COASTAL MORPHOLOGY.

— Abstract. — *Rasas* are coastal erosion platforms, the type of them being situated on the Cantabrian coast, Spain. Two sub-types are defined. Examples are described in Spain, Morocco, Chile, Lebanon, Britain, Ireland, Brittany, in high latitudes (Spitsbergen, Norway, Iceland, British Columbia, Quebec, Antarctica) where they are called strandflats, and around subcontinents or continents such as South Africa, India, and Australia. Marine deposits have been reported from a number of rasas. However, faulting or flexuring is often responsible for the escarpment at their inner end; and faulting and tilting have often affected them. Continental warping associated with sea floor spreading and combined with sub-coastal erosion explains the South African Great Escarpment and associated platform, and similar cases. Alternations of erosional planes with aggradational platforms are described in Morocco. Continental and marine erosion are both responsible for the Cantabrian rasas. Strandflats are explained in Spitsbergen by association of coastal frost-splitting with marine abrasion and distribution by waves, combined with eustatic and isostatic shifts in relative sea-level, and perhaps preceded by piedmont glacier erosion. A model is proposed, perhaps not suitable for all cold regions. It is finally concluded that rasas result probably from a number of factors, combining in different proportions and ways in various countries, and leading to more or less similar results.

## Références

- ANDERSEN (B. G.), 1965-1966. — « Rumpftrappen in Southernmost Norway », *Norsk Geogr. Tidsskr.*, vol. 20, p. 74-84.
- ASENSIO AMOR (I.), 1970. — « Rasgos geomorfológicos de la zona litoral galaico-asturica en relación con las oscilaciones glacio-eustáticas », *Est. Geol.*, vol. 26, p. 29-91.
- BARROIS (C.), 1882. — *Recherches sur les terrains anciens des Asturias et de la Galice*, Mém. Soc. géol. Nord, vol. 2, n° 1, 630 p.
- BATTISTINI (R.), 1958. — « Le littoral septentrional du Léon : principaux problèmes morphologiques », *Bull. Ass. Géogr. fr.*, n° 233-234, p. 58-71.
- BATTISTINI (R.), 1964. — *Étude géomorphologique de l'extrême Sud de Madagascar*, Thèse Paris, Cujas, 636 p.
- BATTISTINI (R.), 1972. — « L'hypothèse de l'absence de hauts stationnements marins quaternaires : essai d'application à Madagascar et au sud-ouest de l'océan Indien », *Bull. Ass. fr. Ét. Quat.*, vol. 9, p. 75-81.
- BEAUFEU-GARNIER (J.) et GUILCHER (A.), 1963. — *Les îles Britanniques*, Paris, P.U.F., coll. « Orchis », 560 p.
- BIROT (P.), BATTISTINI (R.) et TERS (M.), 1972. — « Observations géomorphologiques sur le Transvaal central et oriental et sur la région côtière du Natal », *Madagascar, Revue de Géographie*, n° 21, p. 1-61.
- BIROT (P.) et SOLE SABARIS (L.), 1954. — *Recherches morphologiques dans le Nord-Ouest de la péninsule Ibérique*, Mém. et Doc. C.N.R.S., vol. 4, p. 7-61.
- BROWN (E. H.), 1957. — « The Physique of Wales », *Geogr. Journ.*, vol. 123, p. 208-230.
- BOURCART (J.), 1950. — « La théorie de la flexure continentale », *C. R. Congr. int. Géogr. Lisbonne*, vol. 2, p. 167-190.
- BOURCART (J.), 1952. — *Les Frontières de l'Océan*, Paris, A. Michel, 319 p.
- CHAURIS (L.), 1965 a. — « Sur la structure des massifs granitiques du nord-ouest du Pays de Léon (Finistère) », *C. R. Ac. Sc.*, vol. 260, p. 4 351-4 353.
- CHAURIS (L.), 1965 b. — « Sur l'importance des phénomènes de cisaillement dans la tectonique du Pays de Léon (Finistère) », *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, p. 426-427.
- CHOUBERT (G.), JOLY (F.), GICOUT (M.), MARCAIS (J.), MARGAT (J.), RAYNAL (R.), 1956. — « Essai de classification du Quaternaire continental du Maroc », *C. R. Ac. Sc.*, vol. 243, p. 504-506.
- DAHL (E.), 1946. — « On the Origin of the Strand Flat », *Norsk Geogr. Tidsskr.*, vol. 11, p. 159-171.
- DAVIES (O.), 1970. — « Pleistocene Beaches of Natal », *Ann. Natal Museum*, vol. 20, 2, p. 403-432.

- DE LLARENA (J. G.), 1960. — « Observaciones fisiograficas en el litoral de Guipuzcoa. I. La plataforma de abrasión o "rasa mareal" », *Bol. Inst. Esp. Oceanogr.*, n° 101, 59 p.
- DIONNE (J.-C.), 1963. — « Le problème de la terrasse et de la falaise Miocène (côte sud de l'estuaire maritime du Saint-Laurent) », *Rev. can. Géogr.*, vol. 17, p. 9-25.
- DURAND (S.), 1960. — *Le Tertiaire de Bretagne*, Thèse Rennes, 389 p.
- EVERS (W.), 1960. — « Die Geomorphologie der Skanden. Ergebnisse und Stand der neueren Forschungszukünftige Aufgaben », *Pet. Mit.*, vol. 104, p. 89-102.
- EVERS (W.), 1962. — « The problem of coastal genesis, with special reference to the « strandflat », the « banks », or « grounds » and « deep channels » of the Norwegian and Greenland coasts », *Journ. of Geol.*, vol. 70, p. 621-630.
- GAUTIER (M.), 1971. — « Les galets du Menez Hom (Finistère) et la transgression pliocène dans le Massif Armorique », *Cah. Géol.*, n° 87, p. 1 157-1 162.
- GOLDTHWAIT (J. W.), 1911. — « The Twenty-Foot Terrace and Sea-Cliff of the Lower St Lawrence », *Am. Journ. Sc.*, (4) XXXII, p. 291-317.
- GUERRE (A.) et SANLAVILLE (P.), 1970. — « Sur les hauts niveaux marins quaternaires du Liban », *Hannon*, vol. 5, p. 21-27.
- GUERRE (A.) et SANLAVILLE (P.), 1971. — « Note sur les hauts niveaux marins quaternaires du Liban », *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, p. 212-213.
- GUILCHER (A.), 1948. — *Le Relief de la Bretagne méridionale, de la baie de Douarnenez à la Vilaine*, Thèse Paris, 682 p.
- GUILCHER (A.), 1949 a. — « Aspects et problèmes morphologiques du massif de Devon-Cornwall comparés à ceux d'Armorique », *Rev. Géogr. alpine*, vol. 37, p. 689-717.
- GUILCHER (A.), 1949 b. — « La surface posthercynienne dans l'Europe occidentale », *Ann. de Géogr.*, vol. 58, p. 99-112.
- GUILCHER (A.), 1955. — « La plage ancienne de La Franca (Asturias) », *C. R. Ac. Sc.*, vol. 241, p. 1 603-1 605.
- GUILCHER (A.), 1969. — « Pleistocene and Holocene Sea-Level Changes », *Earth Sc. Rev.*, vol. 5, p. 69-97.
- GUILCHER (A.), 1972. — « La plage ancienne de Castro-Urdiales (province de Santander, Espagne) et son intérêt morphologique », *Norois*, vol. 19, p. 365-367.
- GUILCHER (A.) et JOLY (F.), 1954. — *Recherches sur la morphologie de la côte atlantique du Maroc*, Trav. Inst. sc. chérifien, sér. Géol. et Géogr. phys., n° 2, Tanger, 140 p.
- GUILCHER (A.) et PINOT (J.-P.), 1972. — « Essai de carte morphologique de la plateforme continentale péri-armoricaine », *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, p. 132-135.
- GUILCHER (A.) et SAINT-REQUIER (A.), 1969. — « Les galets et les sables du Menez Lus (Finistère) et leur signification morphologique », *Norois*, vol. 16, p. 245-251.
- GUILCHER (A.), TERS (M.) et BONNET (J.-Y.), 1961. — « Données récentes sur l'évolution morphologique des vallées bretonnes : Ouest et vallée de Saint-Renan », *Com. Trav. hist. sc., Bull. Sect. Géogr.*, vol. 74, p. 1-53.
- GRIZEZ (L.), 1961. — « Étude de quelques formations littorales de l'Ouest des Asturias », *Bull. Ass. Géogr. fr.*, n° 298, p. 52-58.
- HALLÉGOÜET (B.), 1971. — *Le Bas-Léon (Finistère, France), étude géomorphologique*, Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Brest, 260 p.
- HALLÉGOÜET (B.), 1972. — « Découverte d'un gisement de galets marins vers 200 m d'altitude près de Scœr (Finistère) », *C. R. Ac. Sc.*, vol. 275, p. 1 859-1 861.
- HERNANDEZ-PACHECO (E.), 1950. — « Morfología y evolución de las zonas litorales de Ifni y del Sahara español », *C. R. Congr. int. Géogr. Lisbonne*, vol. 2, p. 487-505.
- HERNANDEZ-PACHECO (E.), 1957. — « Las rasas de la costa cantábrica en el segmento oriental de Asturias », *Inqua, V. Congreso internat.*, Oviedo, 92 p.
- HERNANDEZ-PACHECO (E.), 1950. — « Las rasas litorales de la costa cantábrica en su segmento asturiano », *C. R. Congr. int. Géogr. Lisbonne*, vol. 2, p. 29-86.
- HERNANDEZ-PACHECO (E.) et ASENSIO AMOR (I.), 1961, 1962. — « Materiales sedimentarios sobre la rasa cantábrica », *Bol. Real Soc. Esp. Hist. Nat.*, p. 207-223 (1961) et 65-76 (1962).
- HINSCHBERGER (F.), 1970. — *L'Iroise et les abords d'Ouessant et de Sein. Étude de morphologie et de sédimentologie sous-marines*, Thèse Paris, Caen, 309 p.
- HJULSTRÖM (F.), 1954. — « Geomorphology of the Area Surrounding the Hoffellssandur », *Geogr. Annaler*, vol. 36, p. 169-189.
- HOLLAND (S. S.), 1964. — « Landforms of British Columbia, a physiographic outline », *British Col. Dept. Mines Petrol. Res., Bull.*, n° 48, 138 p.
- HOLTEDAHL (H.), 1962. — « The Problem of coastal genesis, with special reference to the « strandflat », the « banks » or « grounds », and « deep channels » of the Norwegian and Greenland coasts : a discussion », *Journ. of Geol.*, vol. 70, p. 631-633.

- HOLTEDAHL (O.), 1929. — « On the geology and physiography of some antarctic and subantarctic islands, with notes on the character of fjords and strandflats of some northern lands », *Sci. Res. Norw. Antarctica Exp.*, n° 3, Norske Vid. Ak. Oslo, 172 p.
- HOLTEDAHL (O.), 1962. — « Features of the Geomorphology », in *Geology of Norway, Norges Geologiske Undersøkelse*, n° 208, p. 507-531.
- HOLTEDAHL (O.), 1965-1966. — « The South-Norwegian Piedmonttreppre of W. Evers », *Norsk Geogr. Tidsskr.*, vol. 20, p. 74-84.
- JESSEN (O.), 1943. — « Die Randschwellen der Kontinente », *Pet. Mit., Ergänz.* 241, 205 p.
- JOHN (B. S.) et SUGDEN (D. E.), 1971. — « Raised Marine Features and Phases of Glaciation in the South Shetland Islands », *Br. Antarct. Surv. Bull.*, n° 24, p. 45-111.
- JOHNSON (D. W.), 1925. — *The New England — Acadian Shoreline*, New York, 608 p.
- KING (L.), 1962. — *Morphology of the Earth*, Edinburgh, Oliver and Boyd, 699 p.
- KING (L.), 1963. — *South African Scenery*, 3<sup>e</sup> éd., Edinburgh, 308 p.
- LLOPIS LLADO (N.), 1956. — « Los depósitos de la costa cantábrica entre los cabos Buste y Vidiu (Asturias) », *Speleon*, vol. 6, n° 4, p. 333-347.
- MARY (G.), 1967. — « Les niveaux marins fossiles de la région de Otur (Luarca, Asturias, Espagne) », *Bull. Soc. Linn. Norm.*, 10, 8, p. 38-52.
- MARY (G.), 1970 a. — « Dépôts marins et érosion ancienne près du phare de Peñas », *Breviora Geol. Asturica*, vol. 14, p. 29-32.
- MARY (G.), 1970 b. — « La rasa cantábrique entre Luarca et Ribadeo (Asturias) », *Breviora Geol. Asturica*, vol. 14, p. 45-48.
- MARY (G.), 1971 a. — « Les formations quaternaires de la côte asturienne entre Ribadesella et Comillas », *Bull. Ass. fr. Ét. Quat.*, vol. 8, p. 411-418.
- MARY (G.), 1971 b. — « Les hautes surfaces d'abrasion marine de la côte asturienne », in *Histoire structurale du golfe de Gascogne*, Paris, V-5 à 12.
- MARY (G.) et MÉDUS (J.), 1971. — « Présence de Sparnacien à la base d'une « rasa » au Monte Granda à l'est d'Aviles (Asturias) », *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, p. 125.
- MAUD (R. R.), 1968. — « Quaternary Geomorphology and Soil Formation in Coastal Natal », *Zeit. Geomorph.*, N.F., Suppl. 7, p. 155-199.
- MILLER (A. A.), 1939. — « River Development in Southern Ireland », *Proc. Roy. Irish Ac.*, vol. 44, sect. B, n° 14, p. 321-354.
- MITCHELL (G. F.), 1960. — « The Pleistocene History of the Irish Sea », *Adv. of Sci., Presidential Address*, p. 313-325.
- MOIGN (A.), 1973 a. — *Strandflats immersés et émergés au Spitsberg central et nord-occidental*, Thèse d'Etat, Brest, 728 p.
- MOIGN (A.), 1973 b. — « Un essai synthétique d'explication de la formation des strandflats du Spitsberg », *C. R. Ac. Sc.*, sous presse.
- MOIGN (A.) et GUILCHER (A.), 1962. — « Une flèche littorale en milieu périglaciaire arctique : la flèche de Sars (Spitsberg) », *Norois*, vol. 14, p. 549-568.
- MUSSET (R.), 1928. — « Le relief de la Bretagne occidentale », *Ann. de Géogr.*, vol. 87, p. 209-223.
- NANSEN (F.), 1922. — *The Strandflat and Isostasy*. Skrifter utgit av Videnskapssekskapet Kristiania, 1, Math-Naturvid. Klasse, 2 Bind, Kristiania, 313 p.
- NONN (H.), 1966. — *Les Régions côtières de la Galice (Espagne), étude morphologique*, Thèse Paris, Strasbourg, 591 p.
- PASKOFF (R.), 1970. — *Recherches géomorphologiques dans le Chili semi-aride*, Thèse Bordeaux, 420 p.
- REFFAY (A.), 1972. — *Les Montagnes de l'Irlande septentrionale*, Thèse d'Etat, Grenoble, Allier, 614 p.
- REID (C.), 1890. — *The Pliocene Deposits in Britain*, Mem. Geol. Surv., 326 p.
- SANLAVILLE (P.), 1973. — *Étude géomorphologique de la région littorale du Liban*, Thèse d'Etat, Brest.
- UNION GÉOGRAPHIQUE INTERNATIONALE, 1948. — *Sixième Rapport de la Commission pour l'étude des terrasses pliocènes et pléistocènes*, Louvain, 11 p.
- VOGT (J.), 1961. — « Notes de morphologie bretonne », *Norois*, vol. 8, p. 273-292.

# **La façade atlantique de la France devant l'extension du Marché commun**

**par André Vigarié**

Professeur à l'Université de Nantes

Parmi les travaux auxquels a donné lieu le 97<sup>e</sup> Congrès national des Sociétés savantes, qui s'est tenu à Nantes en mars 1972, il a été prévu un « colloque sur la métropole de l'Ouest et la façade océanique de la France face au Marché commun ». Ce fut l'occasion de réfléchir de façon prospective aux conséquences régionales que pourrait entraîner l'extension de la C.E.E. ; le responsable de ce colloque donne ci-dessous le résumé des réflexions et remarques qu'il a été conduit à fournir sur ce thème pour alimenter les débats et synthétiser les conclusions, le tout ayant la fragilité et l'insécurité de toute analyse de situations qui n'ont pas encore existé.

Depuis la réunion, les perspectives politiques communautaires se sont un peu précisées : le 25 septembre 1972, la Norvège refuse son association à l'Europe des Six ; et le 20 octobre, le Danemark avec une forte majorité vote son adhésion ; celles du Royaume-Uni et de la République d'Irlande sont assurées ; mais les derniers mois écoulés ne modifient pas substantiellement les perspectives étudiées à l'occasion du colloque ; les faits essentiels demeurent acquis : extension du mouvement d'européanisation et surtout adhésion anglaise, désorganisation de l'A.E.L.E., changement de structure de l'Europe occidentale. Les répercussions en seront évidemment considérables sur le plan international, et dans les divers domaines nationaux ; il reste intéressant de tenter d'en pressentir l'impact au niveau de régions, plus spécialement de celle d'un Ouest qui très lentement se regroupe autour de la Basse-Loire et qui, jusqu'à présent, ne paraissait pas avoir beaucoup profité de l'intégration économique européenne.