

Extrait de la Revue *Norois*, N° 78, Avril-Juin 1973.

## Le tombolo double de Thórdarhöfði (Islande septentrionale)\*

Par Jean-Claude BODÉRÉ.

Assistant à la Faculté des Lettres de l'Université de Bretagne Occidentale (Brest)  
ERA n° 345 du CNRS (Géographie de la mer et des côtes  
dans l'Atlantique nord et ses mers bordières).

### INTRODUCTION — LE CADRE GÉNÉRAL

Au Nord de l'Islande, dans la province de Skagafjardarsysla, le tombolo double étudié se présente sous la forme de deux flèches de galets reliant le rocher de Thórdarhöfði à la côte orientale du Skagafjörður. Intermédiaire entre un fjord et une baie, le Skagafjörður est très ouvert et sa largeur atteint 19 Km à la latitude du tombolo et 25,5 Km au nord de Málmey (fig. 1). A l'Ouest et au Sud-Ouest de Thórdarhöfði, les profondeurs sont parfois supérieures à 100 m (surcreusements). Le fjord est limité à l'Ouest par la presqu'île de Skagaheidi et, à l'Est, par celle, plus large et plus élevée, de Sigrufjörður — Olafsfjörður (petites villes de pêcheurs situées au fond de fjords assez courts qui échancent la presqu'île).

Assez haute, l'ancienne île de Thórdarhöfði se détache très bien, par temps clair, des autres éléments du paysage. Avant Höfsós sa dissymétrie apparaît nettement et le point culminant (202 m) correspond

\* Les observations qui suivent ont été faites au cours de l'été 1970 et complétées en août 1971 lors d'une mission plus spécialement consacrée aux problèmes de géomorphologie littorale dans le Sud-Est du pays. Les crédits accordés par le C.N.R.S. ont facilité nos séjours en Islande.

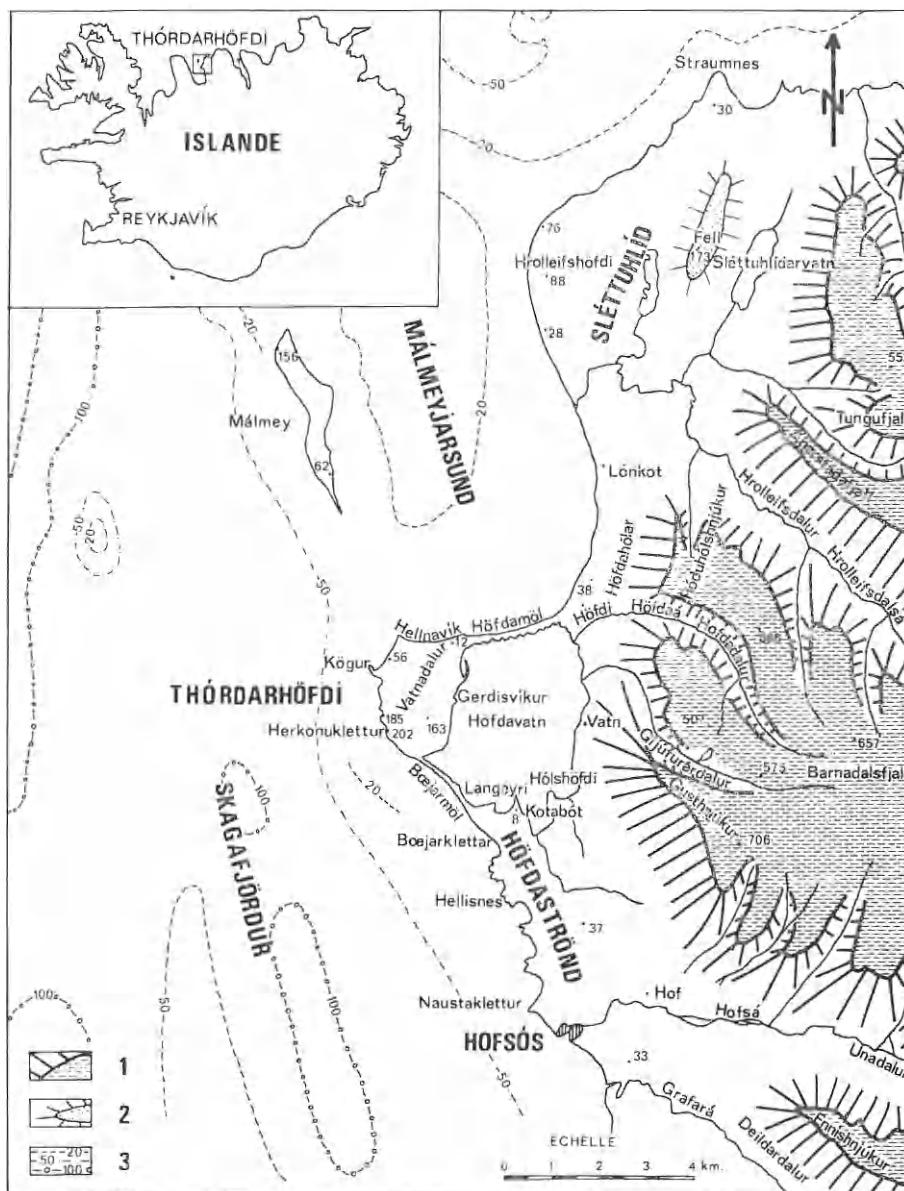


FIG. 1. — *Nord-Est du Skagafjörður.*

1. Plateau et principaux versants.
  2. Basse crête rocheuse.
  3. Isobathes.

aux grandes falaises du Sud-Ouest. La forme générale est assez massive (2,6 Km de longueur pour une largeur de 2 Km). Drangey, en position plus centrale dans le fjord, et Málmey, au Nord-Nord-Ouest de Thórdarhöfdi, sont des îles moins importantes. La dernière, très effilée, présente un ensellement topographique dans sa partie centrale (près de 4 Km de longueur et une largeur de 700 m à peine). Ses hautes falaises (150 m au maximum) contrastent fortement avec la basse plate-forme de la rive orientale du fjord. Étroite en face de Thórdarhöfdi, elle s'élargit considérablement vers le Sud (Höfdaströnd) où elle est localement recouverte de terrasses marines anciennes. Le trait de côte se présente alors comme une alternance de criques et de basses falaises taillées dans des basaltes à structure prismatique assez régulière, plus ou moins enchevêtrée. Vers le Nord, cependant, la plate-forme se relève en avant de la dépression marécageuse du Kappastadavatn (vatn : lac en Islandais), elle-même séparée du Slettuhlídarvatn par une basse crête de direction Nord-Nord-Est — Sud-Sud-Ouest dont l'altitude maximale est 173 m. La côte basse à galets est progressivement remplacée par des falaises qui atteignent 76 m de hauteur au Hrolleifshöfdi avant de s'abaisser à nouveau vers le Nord-Est.

D'une façon générale, la limite de ce que l'on peut considérer, dès à présent, comme un strandflat, est particulièrement nette. Il s'agit de grands versants d'éboulis où les abrupts apparaissent périodiquement dans les parties sommitales lorsque les bancs de basalte sont suffisamment épais (les glissements de terrains y sont fréquents, à l'Est de la ferme Vatn par exemple). Ces vieux basaltes tertiaires donnent un grand plateau régulièrement relevé vers l'Est et très disséqué (Barnadalsfjall, Tungufjall, etc...). Les altitudes se situent entre 500 et 900 m à proximité du tombolo double. Les profondes incisions, d'origine glaciaire, de l'Unadalur, de la Hrolleifsdalur, de la Deildardalur (dalur : vallée en Islandais) sont des axes de pénétration à l'intérieur de la montagne.

Le tombolo septentrional, l'Höfdamöl (2,6 Km), et le tombolo méridional, le Boejarmöl (2,7 Km jusqu'à Boejarklettar), encadrent l'Höfdavatn, lagune peu profonde de 8 à 9 Km<sup>2</sup> dont l'alimentation en eau de mer n'est pas négligeable.

La formation des flèches semble facilitée par les conditions topographiques locales (présence d'un haut-fond qui correspond à la partie immergée du strandflat), mais la nécessité d'apports abondants en matériel détritique demeure primordiale. Dans un premier temps, il faut déterminer les points du littoral susceptibles de contribuer à l'approvisionnement des accumulations. Ensuite, la description détaillée des deux tombolos très contrastés et des formations de la lagune précèdera l'examen des problèmes de genèse et d'évolution de cet ensemble morphologique particulièrement original.

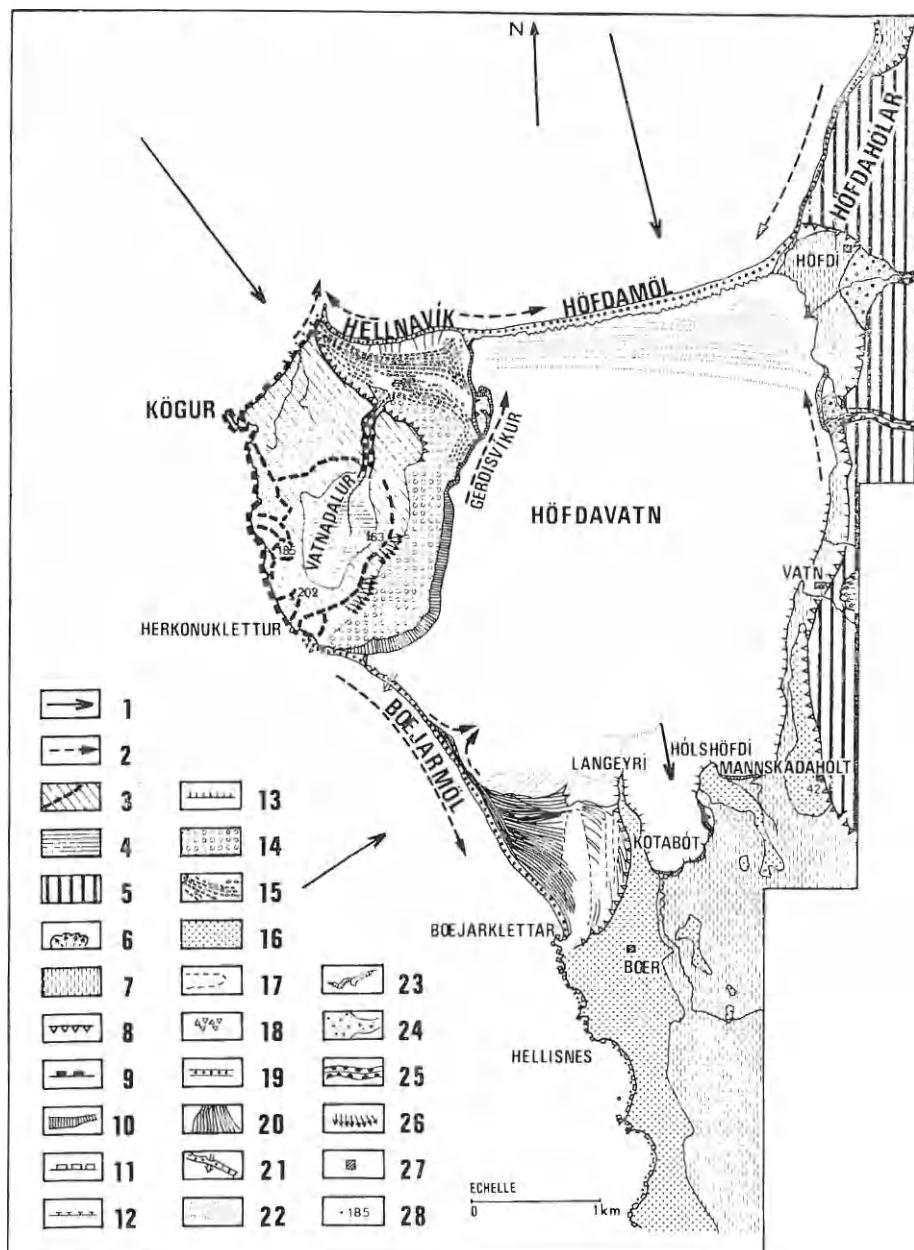


FIG. 2. — Croquis morphologique du tombolo double.

## I. — D'ABONDANTES SOURCES DE MATERIAUX : THÓRDARHÖFDI ET LES GRÈVES SEPTENTRIONALES

### I<sup>e</sup> Thórdarhöfdi (fig. 2).

A l'Ouest de la presqu'île, les hautes falaises présentent beaucoup d'analogies avec celles des Färöer, malgré la faiblesse du couvert végétal. Dans les basaltes pléistocènes et les brèches palagonitiques (1) de Thórdarhöfdi (T. EINARSSON, 1959), les niches abondent, permettant la nidification de nombreux oiseaux. Aux secteurs en surplomb succèdent des talus d'éboulis à pente très forte et des parois verticales. Les basaltes, dont la structure prismatique est parfois apparente, donnent des formes assez tourmentées et l'on a pu observer des dispositions en auréoles. Les grèves de galets, d'abord continues à l'extrême Nord des falaises de ce secteur occidental, deviennent ensuite discontinues ; présentes dans les rentrants, elles disparaissent tout à fait vers le Sud-Ouest.

Le relief de l'ancienne île est caractérisé par une dissymétrie générale et les altitudes s'abaissent assez régulièrement du Sud-Ouest au Nord-Est. A l'Est se succèdent une série de replats, tandis qu'au Nord

FIG. 2 — (*Suite*)

1. Principales houles.
2. Principales dérives.
3. Secteurs élevés de Thórdarhöfdi avec principales lignes de crêtes.
4. Dépression centrale de Thórdarhöfdi.
5. Reliefs différenciés au pied des grands versants du plateau basaltique.
6. Glissement de terrain récent.
7. Basse plaine littorale.
8. Falaises mortes.
9. Hautes falaises subverticales de la côte occidentale de Thórdarhöfdi.
10. Falaises orientales de Thórdarhöfdi, dans les éboulis.
11. Falaises de Boer (entre 5 et 15 m) : basaltes à structure prismatique.
12. Falaises ébouleuses du Höfdahólar (5 à 8 m).
13. Microfalaises.
14. Terrasses marines supérieures à Thórdarhöfdi, interrompues localement par des pointements rocheux.
15. Cordons soulevés au Nord de Thórdarhöfdi (11 à 23 m).
16. Terrasses marines, généralement très basses (5 à 15 m), de la côte orientale du Skagafjörður.
17. Traces d'anciennes terrasses déblayées par l'érosion marine.
18. Grève de blocs.
19. Cordon de galets.
20. Levées internes de Boejarmöll.
21. Infiltrations renforcées à travers le cordon.
22. Rides immergées dans la lagune.
23. Constructions sableuses et graveleuses à l'intérieur de la lagune.
24. Cône de déjection.
25. Gorges.
26. Coulées rocheuses.
27. Fermes.
28. Points colés.

(1) Tufts et brèches basaltiques dont l'origine est encore discutée par les auteurs islandais.

on passe à une microfalaise de 1 à 2 m de hauteur par l'intermédiaire d'une pente douce. L'intérieur de l'île est accidenté de têtes rocheuses gélifractées, grossièrement disposées en alignements de crêtes. Dans la plupart des cas, il s'agit d'une macrogélivation donnant naissance à des langues de blocaille qui peuvent atteindre quelques dizaines de mètres de longueur et que l'on remarque essentiellement sur les pentes orientales des pointements rocheux (fig. 2 et 3). Le matériel est anguleux et très homogène du point de vue des dimensions (15 à 30 cm pour le plus grand axe). Ce sont des coulées rocheuses, extrêmement fréquentes en Islande, déjà décrites par P. BOUT, J. CORBEI, M. DERRUAU, L. GARAVEL et Ch. P. PEGUY (1955) : « Les matériaux progressent vers l'aval avec l'allure d'un glacier » (p. 489). Il est possible d'évoquer les microglaciers rocheux qui se déplacent grâce à la persistance de filets

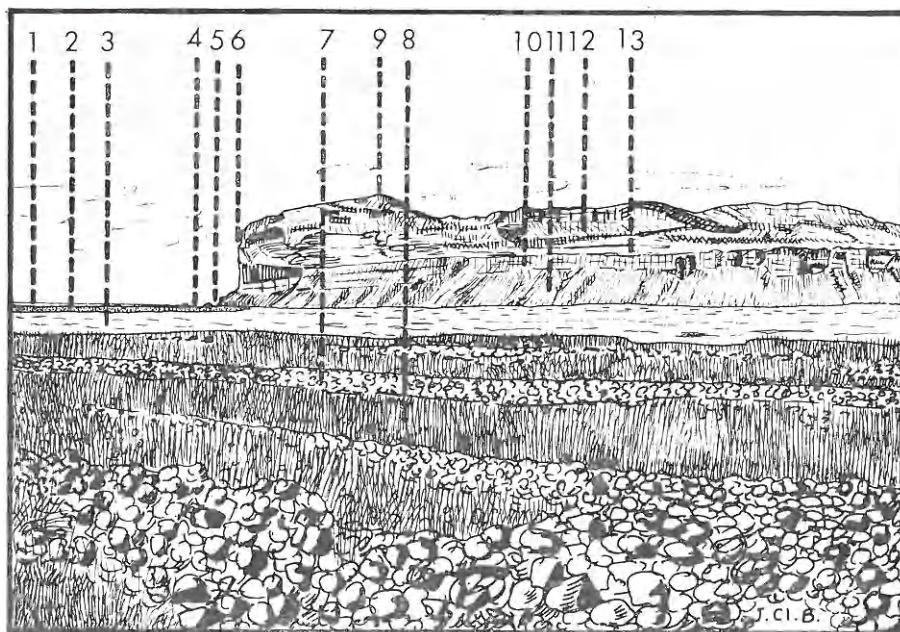


FIG. 3. — *Thórdarhofdi (vue vers le Nord-Ouest).*  
*Crêles de galets successives de l'enracinement sud-est.*

1. Mer.
2. Boejarmöl.
3. Lagune.
4. Ancienne passe.
5. Enracinement Nord-Est de Boejarmöl.
6. Hautes falaises du Sud-Ouest de Thórdarhofdi.
- 7 et 8. Crêtes de galets et sillons marécageux parallèles.
9. Point coté 202 m.
10. Corniche basaltique.
11. Éboulis.
12. Coulées rocheuses.
13. Terrasses marines.

de glace dans les interstices des gélifracts ; néanmoins, ces coulées de blocaille, pourtant très fraîches, ne semblent plus fonctionnelles. Doit-on les rattacher à la dernière recrudescence du froid en Islande (XVIII<sup>e</sup> siècle et début du XIX<sup>e</sup> siècle) ?

Dans la partie centrale, entre les pointements rocheux, la dépression de la Vatnadalur est recouverte d'un sol limoneux durci, comme glacé, lorsque la végétation est absente. L'abondante pierrière se dispose en cellules polygonales de petites dimensions sur les espaces plats et en sols striés sur les faibles pentes. Les thufurs, buttes gazonnées, sont très fréquents à Thórdarhöfdi et atteignent des dimensions assez inhabituelles pour le Skagafjördur, le diamètre pouvant dépasser un mètre.

Les falaises internes de la presqu'île sont très différentes de l'abrupt occidental grâce à la présence d'un manteau d'éboulis à pente forte au-dessous d'un escarpement rocheux. Les actions érosives sont donc nettement plus faibles à l'intérieur de la lagune qu'à l'extérieur de celle-ci, ce qui est normal, l'absence de grosses vagues permettant la conservation des éboulis. Cette falaise interne est relativement élevée jusqu'à Gersdisvíkur (parfois plus de 50 m au Sud-Est), mais elle s'abaisse progressivement vers le Nord (quelques mètres au contact d'Höfdamöll).

Deux types d'accumulations littorales anciennes recouvrent les parties les plus basses de Thórdarhöfdi. Il s'agit tout d'abord des terrasses orientales, séparées les unes des autres par des talus où peut affleurer la roche en place. Relevées à l'altimètre, les hauteurs au-dessus du niveau moyen des mers sont les suivantes : 92 m pour une terrasse du secteur Sud, 110 m et 113 m pour deux lambeaux de plage ancienne au pied de l'échine rocheuse correspondant au point coté 163 m, 93 m en contrebas des deux points précédents, 63 m plus à l'Est, 45 m, 32,5 m et 21,5 m enfin à proximité de Gerdísvíkur. Tous les fragments de terrasses n'ont pas été relevés ; de toute façon, l'altitude de chacune d'entre elles peut varier à cause de l'inclinaison en pente douce. Le matériel est très gélivé et rares sont les galets intacts. Néanmoins, l'origine marine des dépôts est incontestable.

Les cordons soulevés du Nord de la presqu'île sont beaucoup mieux individualisés. Situés en avant d'une falaise morte, ils forment d'étroites bandes claires sur les photographies aériennes à cause de l'absence de végétation sur les sommets. Au nombre d'une douzaine, ils demeurent parallèles aux courbes de niveau et disparaissent avant d'atteindre la microfalaise d'Hellnavík. En réalité, on observe deux systèmes de plages anciennes séparés par un espace en pente douce dépourvu de cordons. Les altitudes sont les suivantes : 23 m, 22,5 m, 21 m, 20 m, ensuite 18 m, 17,5 m, 17 m, 16 m, 13,5 m, 11,5 m, et 11 m. Il est à remarquer que certains de ces cordons se retrouvent aux mêmes altitudes, en contrebas des formations supérieures du secteur oriental (levée de 21,5 m en particulier). Toutes ces plages anciennes dépendent de la même phase de soulèvement isostatique.

Les hautes terrasses (92 à 113 m) seraient les témoins du niveau marin le plus élevé d'Islande que les auteurs ont daté de la phase terminale de la période glaciaire, soit 12 000 à 15 000 B.P. (Th. THORODDSEN, 1892 ; S. THORARINSSON, 1951 ; P. BOUT, J. CORBEL, M. DERRUAU, L. GARAVEL et Ch. P. PÉGUY, 1955 ; J. JÓNSSON, 1957). Le niveau 60-65 m, plus exceptionnel en Islande, correspond sans doute à un stade de régression. Les terrasses de 40 à 45 m (10 000 B.P.) semblent beaucoup moins caractéristiques que dans le reste du pays. En revanche, les formes les plus nettes se situent entre 11 m et 23 m. A titre de comparaison, des relevés altimétriques de basses terrasses très régulières ont été effectués à proximité du Papafjördur (Sud-Est islandais), à l'aval de la Skardsdalur : les altitudes sont comprises entre 17,5 m et 36 m, en contrebas de formes plus confuses (40 m à 45 m). Malgré certaines variations d'un point à l'autre du pays, on peut donc admettre *l'existence d'une émersion générale, assez rapide et progressive, depuis la phase de stabilité du niveau 40-45 m.* Mais l'étude des basses terrasses marines islandaises est encore très incomplète.

Tout à fait au Nord de Thórdarhöfdi, la grève d'Hellnavík est un cordon de galets bien roulés, avec gradins et beach-cusps. En arrière de cette levée, bien individualisée, s'étend une dépression de quelques mètres de largeur (plus de 10 m localement) où les bois flottés sont abondants. Une microfalaise la limite au Sud ; discontinue à cause des quelques incisions provoquées par le ruissellement, elle est taillée dans un matériel détritique assez hétérométrique, faiblement émoussé, qui reste assez fin dans l'ensemble malgré l'apparition de quelques lits de galets à la base des coupes. La stratification des sables est souvent entrecroisée. Le façonnement n'étant pas marin, ce dépôt correspond sans doute à un épandage fluviatile ou fluvioglaciaire issu de la Vatnadalur, postérieurement recouvert par la mer puisque les plages soulevées ne sont absolument pas affectées par cet écoulement ancien. En haut de la microfalaise, le sol est très érodé et les « rofhards » (buttes à couverture végétale : voir S. THORARINSSON, 1962) apparaissent entre des zones caillouteuses et argileuses dénudées. A l'extrême Nord-Ouest d'Hellnavík, la falaise prend de l'importance dans un matériel qui n'est plus exclusivement détritique et le cordon de galets se termine par une pointe triangulaire assez effilée. On peut distinguer sur les photographies aériennes une sorte de crête sous-marine reliant cette pointe à l'extrême méridionale de Málmey. La rencontre de deux dérives littorales, l'une venue de l'Est le long de la flèche Höfdamöl et de la grève d'Hellnavík, l'autre se dirigeant vers le Nord-Est depuis la pointe de Kögur, provoquerait ces migrations de galets vers le Nord, l'alimentation se faisant à partir des éboulis de la falaise occidentale.

*Les produits de gélivation, les galets des plages soulevées, les graviers et les cailloutis de l'épandage septentrional, les éboulis des falaises orientales sont autant de matériaux qui, attaqués par la mer, sont (ou ont été) utilisés pour la construction des flèches. Les hautes falaises*

*occidentales, exposées aux houles de Nord-Ouest, contribuent aussi à cette alimentation, même si le recul est lent.*

**2<sup>e</sup> La côte entre Hrolleifshöfdi et Höfdi (fig. 1).**

Au Sud des falaises du Sléttuhlid, le trait de côte est un cordon de galets de 20 à 70 m de largeur décrivant des sinuosités à grands rayons de courbure. Cette levée forme barrage et les difficultés de l'écoulement sont manifestes : nombreux étangs très allongés, décalage, vers le Sud, de l'étroite passe de la Hrolleifsdalsá. En arrière, la partie basse de la plaine littorale est limitée par une falaise morte ou par d'anciennes terrasses marines dont l'altitude n'a pas été relevée. De part et d'autre de la ferme Lónkot et dans les étangs, un deuxième cordon, beaucoup moins massif, correspond à un ancien tracé littoral. C'est aux abords de cette ferme que JÓNSSON (1957) a découvert une tourbe d'eau douce d'altitude légèrement inférieure au niveau des hautes mers actuelles et, grâce à des observations analogues sur l'ensemble des côtes islandaises, l'auteur a pu prouver l'existence d'une transgression récente.

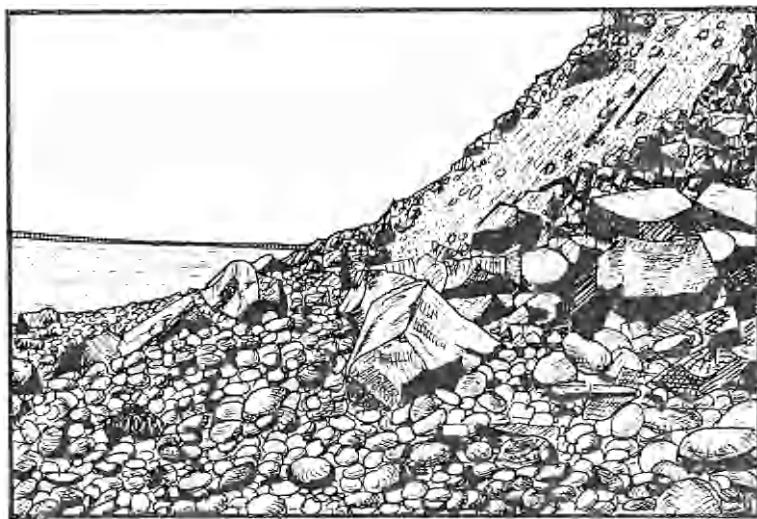


FIG. 4. — Falaise et grève de galets au Nord de Höfdi (vue vers le Nord-Nord-Est).

Au pied du Róduholshnjúkur (Höfdahólar), un relief très diversifié, à nombreux chicots rocheux, s'abaisse progressivement vers la mer et donne une falaise ébouléeuse de 5 à 10 m de hauteur, dans un matériel fortement hétérométrique où les blocs basaltiques sont emballés dans une matrice argileuse. La pente de cette falaise est voisine de 45° et aucun placage de végétation ne ralentit une évolution qui semble assez

rapide. Mais le recul doit certainement plus au gel et aux eaux d'infiltration qu'à l'action marine, car la grève de galets, très élevée, protège le pied de cette falaise. Les contrastes d'émussé sont particulièrement sensibles dans la partie haute de cette levée où voisinent des galets très ronds et des matériaux totalement anguleux (fig. 4). Des gradins à pente très forte accidentent la grève et les laisses de tempêtes (algues) sont particulièrement nettes en haut de la levée. Puis les gradins se font plus rares dans le secteur Sud où affleurent quelques têtes de roche en place polies alors que se rétrécit la levée de galets.

Les galets sont plus grossiers que sur la flèche Höfdamöl, plus ronds aussi comme le confirment les indices d'émussé (2). Un échantillon (n° 4) de 100 galets de basalte a été prélevé au Nord de la falaise décrite ci-dessus (42 à 60 mm de longueur ; ces dimensions, peu fréquentes, étant choisies pour les comparaisons avec les autres lots). La médiane est très forte (478), nettement supérieure à celles des échantillons du tombolo double. L'histogramme (fig. 5), bien étalé, présente un maximum entre 550 et 600. Il faut y voir le résultat d'une bonne exposition aux houles de Nord-Ouest et, secondairement, d'Ouest.

L'existence d'une dérive littorale vers le Sud doit d'autant plus faciliter l'approvisionnement du tombolo Höfdamöl que la falaise, taillée dans des formations peu consolidées, libère un matériel prêt à être façonné.

## II. — DEUX TOMBOLOS TRÈS CONTRASTÉS LIMITANT UNE VASTE LAGUNE

### I<sup>o</sup> Höfdamöl.

Cordon de galets très régulier, Höfdamöl prolonge les grèves septentrionales. Sa largeur au niveau de l'enracinement oriental atteint 110 m ; elle reste importante dans la première moitié de la levée (90-100 m) grâce aux lobes de revers, mais, à l'Ouest, elle ne dépasse pas 40 m. Ce tombolo septentrional, très exposé aux houles de Nord-Nord-Ouest grâce à l'ouverture du Málmyjarsund (sund : détroit), présente une morphologie directement influencée par l'importance du déferlement (fetch de plusieurs centaines de kilomètres depuis les côtes du Groenland).

L'enracinement oriental est très étalé, sans crête bien marquée. Le revers, à pente très douce, présente un contact régulier avec les surfaces herbeuses de la basse plaine littorale et les galets de certains secteurs, régulièrement atteints par la mer, sont dépourvus de lichens. Ailleurs, apparaissent quelques touffes d'une végétation très clairsemée. Si le contraste granulométrique des matériaux est d'abord très marqué, ce

(2) Indice d'émussé :  $\frac{2000 \times r}{L_s}$ ,  $r$  étant le plus petit rayon de courbure et  $L_s$  la longueur du galet.

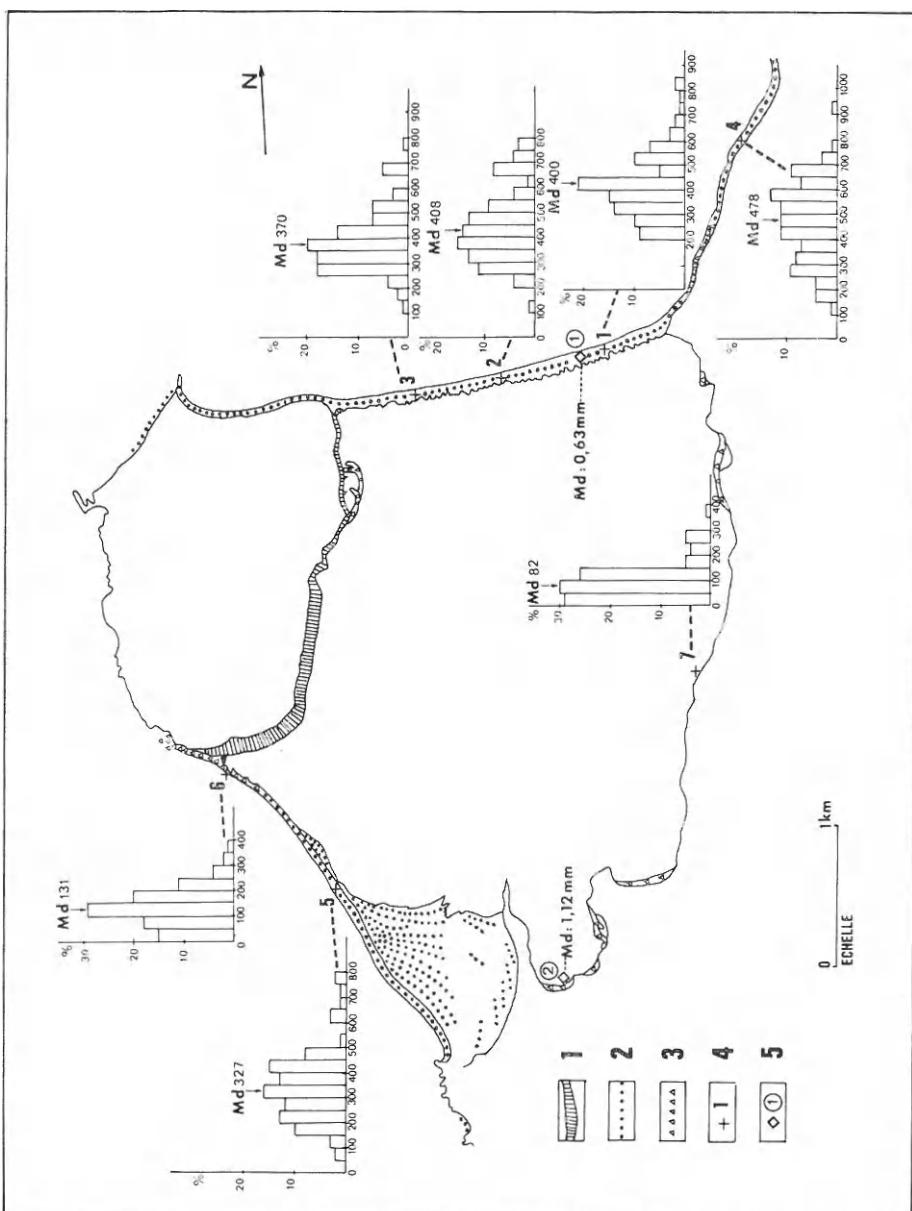


FIG. 5. — Façonnement et granulométrie des matériaux du tombolo double.

1. Falaises orientales de Thórdarhöfdi (éboulis).
2. Galets émoussés.
3. Galets et graviers peu émoussés.
4. Échantillons de galets (la médiane est indiquée au-dessus de chaque histogramme).
5. Échantillons de sable (médianes).

caractère s'estompe par la suite ; dans la première centaine de mètres, aux petits galets et aux graviers, véritables billes noires, sont mêlés des galets plus gros à texture parfois bulleuse, souvent plus clairs quoique toujours basaltiques, moins émoussés en général et, semble-t-il, moins résistants. Les éléments de taille réduite se rencontrent surtout à la base de la levée, du côté exposé à la mer, tandis que les blocs et les gros galets garnissent le sommet et le revers ; par endroits, un sable sombre s'est glissé dans les interstices. Au contact de la lagune le matériel est surtout sablonneux.

La partie médiane du cordon est à 3 ou 4 mètres au-dessus du niveau moyen de la mer et la face externe, assez large (jusqu'à 30 m), est accidentée de gradins assez réguliers, le gradin inférieur évoluant d'ailleurs souvent en beach-cusps.

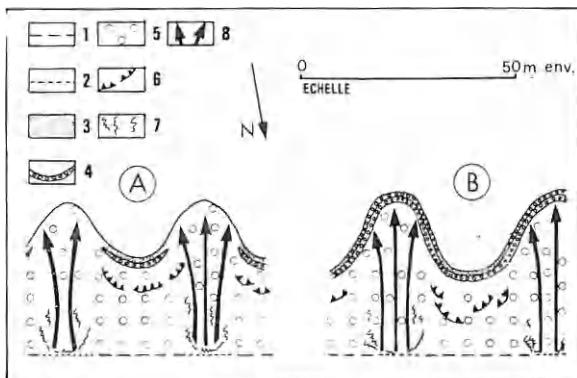


FIG. 6. — Revers d'Höfdamöll.

A) Premiers lobes.

B) Lobes à 700 m de l'enracinement de Höfdi.

1. Crête du cordon (peu marquée).
2. Abaissement de la crête (brèche).
3. Sable moyen ou grossier légèrement coquillier.
4. Petits galets associés à quelques galets moyens (bourrelets réguliers).
5. Galets moyens et gros galets.
6. Bourrelets irréguliers (poussée des glaces).
7. Algues (dans les brèches).
8. Sens de la migration des galets au niveau des brèches (création de lobes).

Les lobes de revers, dont la mise en place est incontestablement liée aux tempêtes, sont très bien dessinés (fig. 2). Ils présentent une certaine permanence dans la localisation ; on peut en dénombrer une trentaine sur une photographie aérienne de 1960 et sensiblement autant en 1970 et 1971. L'absence de crête nette confirme l'intensité des déferlements qui recouvrent périodiquement le sommet du cordon. Sur le revers, une zone déprimée, véritable brèche où le mouvement de matériaux est perceptible, correspond à chaque lobe. A l'Est, le creux, entre deux lobes, montre un petit recouvrement de sables moyens ou grossiers légèrement coquilliers en arrière duquel se dresse

un bourrelet de graviers et de petits galets disposé en croissant de quelques centimètres de hauteur (fig. 6 A). D'autres bourrelets, plus désordonnés et plus élevés (20 à 50 cm), apparaissent souvent en arrière du croissant précédent. Du point de vue de la genèse de ces formes, on peut envisager une mise en place liée aux houles de la lagune, à environ 15 cm au-dessus du plan d'eau, pour les petits bourrelets de la base ; les croissants supérieurs seraient au contraire le résultat de poussées provoquées par des morceaux de banquise interne lors de la débâcle, l'englacement des côtes septentrionales islandaises étant très variable suivant les années (J. EYTHORSSON, 1965 et S. THORARINSSON, 1956). Parfois négligeable, il peut aussi bloquer le littoral Nord de janvier à la fin du printemps. La lagune est d'ailleurs un milieu particulièrement favorable à l'embâcle.

Au milieu d'Höfdamöl, les croissants inférieurs peuvent prendre davantage d'ampleur et se transformer en levées continues présentes sur les lobes et dans les creux (fig. 6 B). D'autre part, à l'approche de Thórdarhöfdi, la levée devient de plus en plus étroite et la granulométrie semble plus grossière.

A l'extrémité du cordon, un triangle de végétation est en partie recouvert par des lobes de revers et une petite plage sablonneuse, mise en place perpendiculairement à un fetch intérieur de direction Sud-Est — Nord-Ouest, élargit l'enracinement occidental.

Un échantillon de sable a été prélevé au sommet du cordon (fig. 5). A une médiane de 0,63 mm correspondent 1,2 % de graviers, 17,6 % de sables grossiers, 80,9 % de sables moyens et 0,3 % de sables fins. Ce matériel est bien classé (So de TRASK : 1,35) et la courbe granulométrique (fig. 7) est assez redressée, ce qui prouve la fréquence des déferlements sur la crête d'Höfdamöl. Les mesures d'émussé confirment ce résultat (3 échantillons de 100 galets de basalte dont les longueurs sont comprises entre 42 mm et 60 mm). On a recueilli 1/3 de chaque lot à la base de la levée, 1/3 au milieu de la pente marine, 1/3 au sommet et sur le revers, afin d'obtenir des échantillons moyens caractérisant bien la totalité du cordon à l'endroit précis du prélèvement (fig. 5). Les galets sont toujours émussés et les indices inférieurs à 200 restent exceptionnels. On obtient des médianes de 400, 408 et 370, les maxima, bien marqués sur les histogrammes, se situant à 400-450 (éch. 1), 350-400 (éch. 2 et 3). Il est nécessaire de rappeler le bon façonnement des galets de la grève d'Hellnavík. Y. et A. MOICN (1970) signalent des indices légèrement supérieurs (430, 400, 460) à Heimaey et à Surtsey, au Sud de l'Islande, dans les îles Vestmann, pour des basaltes de 60 à 80 mm. Dans la région d'Hafnafjörður, au Sud de Reykjavík, P. BOUT (1953) obtient un maximum très net de l'histogramme pour les indices compris entre 350 et 400 (galets de basalte de 20 à 100 mm). A l'extrémité de l'Austurfjörður, grand cordon de sable, de galets et de graviers, dans la région d'Hornafjörður, au Sud-Est de

l'Islande, un échantillon de 50 galets basaltiques (42-60 mm) a donné une médiane de 495, supérieure aux précédentes malgré la position d'abri relatif. En Bretagne, au Sud de la baie d'Audierne, des mesures effectuées sur des galets de dolérite ont fourni des médianes souvent plus élevées, 372 pour l'un des échantillons, mais 511, 514 et 564 pour les trois autres (J. Cl. BODÉRÉ, 1971). D'une façon générale, on peut estimer que *les émoussés obtenus avec les matériaux du tombolo sont bons, sans être excellents*. Pour les basaltes, ils sont toujours très proches de ceux des autres littoraux islandais exposés aux houles du

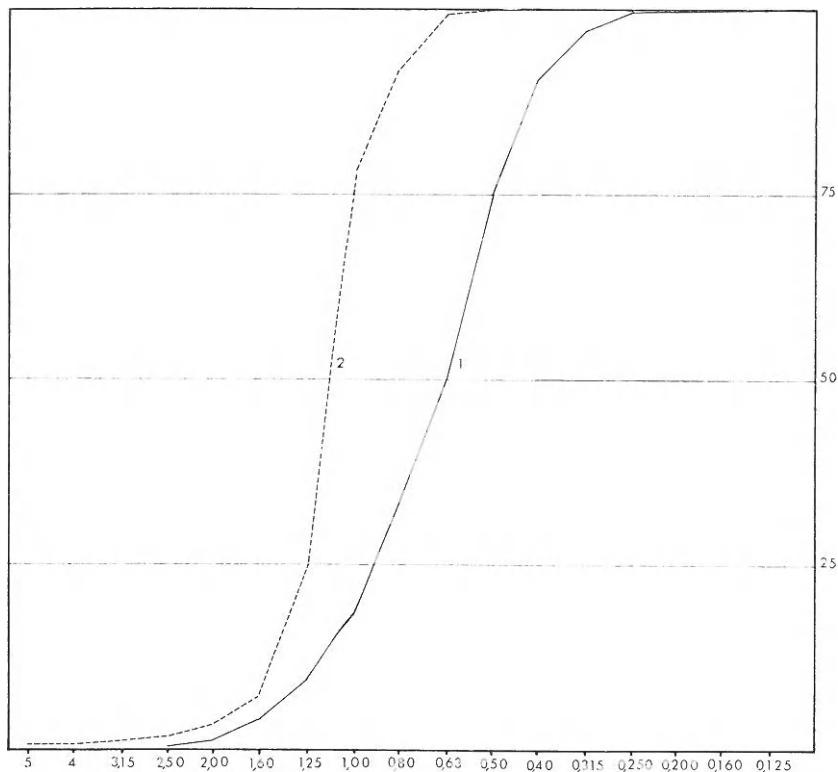


FIG. 7. — Courbes cumulatives des échantillons de sables et de graviers.

En abscisse : mailles des tamis en mm.  
En ordonnée : pourcentages.

large. D'autre part, les trois échantillons examinés fournissent des résultats à peu près similaires, ce qui n'éclaire guère le problème de l'origine et du développement de la levée.

*La morphologie de Höfdamöl semble donc particulièrement influencée par l'exposition aux puissantes houles de Nord-Nord-Ouest qui peuvent emprunter le Málmyjarsund.*

## 2<sup>e</sup> Boejarmö!.

Dès le premier abord, ce tombolo d'orientation Nord-Ouest — Sud-Est, long de 2,7 Km, semble très différent du précédent. Les lobes sont rares et le tracé paraît plus sinueux. Large d'une vingtaine de mètres (et parfois moins) à l'approche de l'enracinement sur Thórdarhöfdi, le cordon peut dépasser les 30 mètres dans sa partie médiane ; il atteint même 60 mètres au niveau d'une pointe triangulaire interne très écrasée.

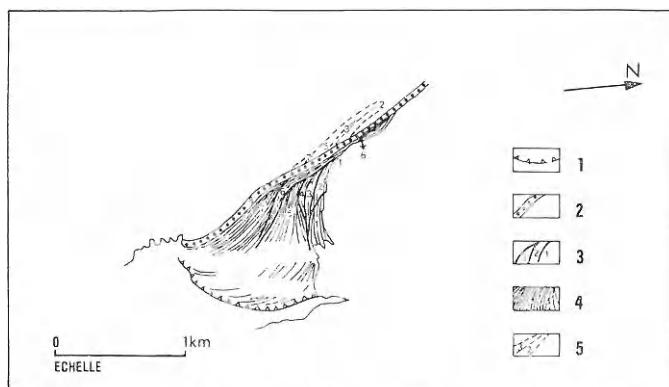


FIG. 8. — *L'enracinement oriental de Boejarmö! : évolution du tracé des levées internes.*

1. Falaise morte entaillée dans la terrasse marine de Boer.
2. Grande levée actuellement fonctionnelle.
3. Limites des principales familles de levées internes avec numérotage, des plus anciennes aux plus récentes (1 à 8).
4. Cordons internes.
5. Ancien tracé supposé des bas cordons (numérotage correspondant aux regroupements de levées internes).

L'enracinement oriental est particulièrement original. Il est formé d'une multitude de petites levées disposées en éventail du côté de la lagune, alors que le cordon principal, très relevé, forme la limite externe. La largeur maximale de cet éventail peut atteindre 1 200 m. Les petits sillons, constitués de galets souvent assez gros, peu aplatis et relativement émoussés, enserrent d'étroites dépressions allongées, plus ou moins marécageuses (fig. 3). La levée la plus proche de la lagune est constituée de matériaux moins grossiers ; en revanche, au Nord-Ouest de l'éventail, des galets très ronds et très gros ont été observés dans une tranchée, à proximité de la lagune. Les altitudes sont faibles : 1 m pour les premiers cordons, près de l'Höfdavatn, 3,5 m à l'approche de la levée principale et 5 m pour le sillon le plus méridional. Un point essentiel : les cordons, groupés par familles de même direction, se recoupent fréquemment (fig. 8), ce qui permet, dans une certaine mesure, de recréer les différentes phases de l'évo-

lution. S'agit-il de levées mises en place à l'intérieur de la lagune ? Les formes sont trop régulières et les matériaux trop grossiers et trop émoussés pour que cette hypothèse soit retenue. On peut discerner huit stades de construction (y compris la formation du bourrelet principal) associés à des démaigrissements locaux. En prolongeant les différentes crêtes suivant leur direction initiale, il est possible d'envisager un tracé plus extérieur du tombolo à partir de la tête de l'éventail, surtout pour les regroupements 2 et 5 (fig. 8), et le secteur Nord-Ouest de Boejarmöl aurait été moins concave qu'actuellement. D'un point de vue chronologique, ces basses levées construites par la mer seraient à rattacher aux effets de la récente régression signalée par J. JÓNSSON (1957). Selon l'auteur, le niveau de la mer était inférieur à l'actuel vers 9 000 B.P. à 6 000 B.P. (recoupements avec des études téphrochronologiques de S. THORARINSSON), bien qu'il soit difficile de dater cette régression de façon précise et de déterminer son ampleur (deux mètres peut-être ?). Elle correspond à la phase terminale du relèvement isostatique islandais qui l'emportait nettement sur la transgression eustatique flandrienne, entraînant une émersion progressive des basses terres littorales. Ensuite, s'est manifestée la récente transgression jusqu'au niveau actuel qui doit se poursuivre lentement de nos jours. Les effets de l'eustatisme deviennent alors prédominants et, si le relèvement du niveau marin n'est pas aussi important qu'aux Pays-Bas ou en France (A. GUILCHER, 1969), l'évolution présente une certaine analogie avec celle des régions peu soumises à l'isostasie. Dans ces conditions, les premiers bas cordons auraient été construits lorsque le niveau marin était inférieur à l'actuel ; la progression vers le Sud et l'élévation des levées seraient en rapport avec la période transgressive récente. La stabilité relative actuelle aurait permis le regroupement d'un gros volume de galets et la mise en place de la levée principale.

La ferme Boer est construite sur une large terrasse marine ancienne de direction Nord-Sud qui s'amincit vers le Nord pour ne plus former qu'une pointe très étroite dans la lagune Höfdavatn. Un ressaut très net, de quelques mètres de hauteur, dessine une concavité régulière dans la terrasse. Il s'agit vraisemblablement d'une falaise morte taillée dans les dépôts de la plage soulevée. L'examen attentif du terrain et des photographies aériennes confirme l'existence de faibles accidents topographiques Nord-Sud en avant de la « falaise » qui ne peuvent correspondre qu'à l'ancienne extension de la terrasse (fig. 2). La destruction partielle de cette accumulation a précédé les différents épisodes de mise en place des levées de l'enracinement de Boejarmöl qui présentent un tracé assez conforme à celui de la falaise morte, malgré une légère obliquité. La mer s'est ensuite éloignée progressivement du talus marin.

Continu entre Beojarklettar et Thórdarhöfði, le cordon actuel est beaucoup plus élevé que Höfdamöl et que les petites levées de son enracinement Sud-Est (8 m au-dessus du niveau moyen de la mer dans

la partie médiane). Très redressé sur sa face marine, il est accidenté de grands gradins à pente très forte (jusqu'à 40 ou 45°) sur les parties hautes, tandis que les ruptures de pente de la base sont beaucoup moins amples (fig. 9). Des alvéoles périodiques provoquent le tracé sinueux des gradins supérieurs. Totalement dépourvu de sable, Boejarmöl est constitué de galets de taille moyenne, nettement inférieure à celle des matériaux des petits cordons internes. La pente du revers est beaucoup plus douce et les galets, rarement atteints par la mer, sont recouverts de lichens. Quelques festonnements apparaissent bien sur la première levée interne, mais ces formes ne semblent pas fonctionnelles.

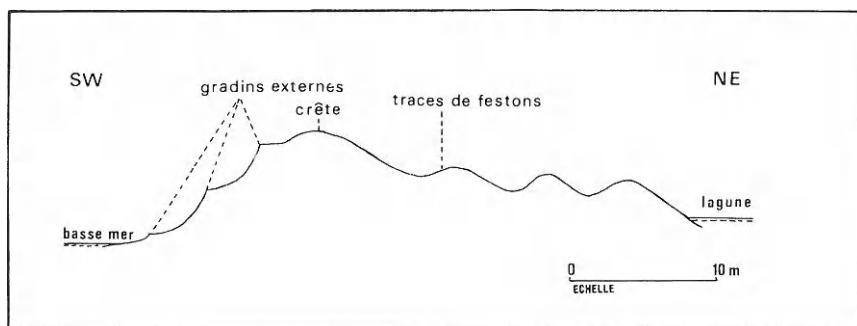


FIG. 9. — Coupe Sud-Ouest-Nord-Est de Boejarmöl (*apparition des levées internes*).

Le rétrécissement du cordon se fait ensuite progressivement, à peine perturbé par un renflement du revers (fig. 10) : trois basses levées internes, les gros galets dominant dans la première, les graviers et les petits galets dans les deux autres. Au départ, simple continuation de la famille de cordons n° 6 (fig. 8), la forme a sans doute eu tendance à s'exagérer par la suite grâce à la rencontre de deux dérives dans la lagune, tandis que l'érosion se manifestait de part et d'autre sur le revers de Boejarmöl. La dernière levée recoupe d'ailleurs légèrement

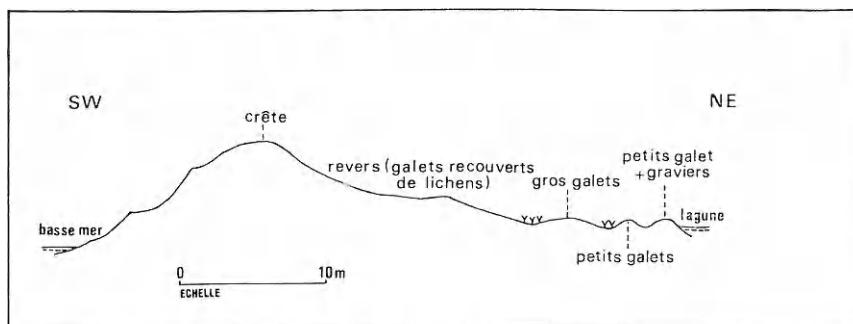


FIG. 10. — Coupe Sud-Ouest-Nord-Est de Boejarmöl (*pointe triangulaire interne*).

l'accumulation la plus proche de la mer. Le fetch de Nord-Est, responsable des migrations de matériaux, semble nettement plus efficace que le fetch de Sud car le revers d'Höfdamöl n'a subi que des retouches de détail.

A l'approche de l'enracinement Nord-Ouest, la hauteur du cordon, très rétréci, diminue nettement (à peine 2 mètres). Quelques festons accidentent le revers, mais ils semblent plutôt en relation avec d'anciennes ruptures totales de la levée, et il est possible d'envisager une mise en place réalisée grâce à la pénétration de l'eau de mer à l'intérieur de la lagune, repoussant les matériaux de part et d'autre de la brèche, surtout lors des fortes tempêtes, et créant des bourrelets plus ou moins irréguliers. Sur la carte au 1/100 000<sup>e</sup> du Skagafjördur, on peut observer un écoulement direct des eaux de la lagune vers la mer. En revanche, les photographies aériennes de la mission de 1960 montrent l'obturation de cette brèche. Nos observations, en 1970 et 1971, le confirment. L'écoulement, rendu nécessaire par la surélévation du plan d'eau de la lagune (1,5 m au-dessus du niveau des basses mers), se fait sous la forme d'infiltrations diffuses sur une distance d'une trentaine de mètres dans la zone de faiblesse qui présente une certaine permanence du point de vue de la localisation. Le marnage est limité et n'atteint pas les deux mètres.

L'angle de l'enracinement sur Thórdarhöfði, beaucoup plus aigu que celui d'Höfdamöl, mesure 32°. Cet enracinement ne se fait pas directement sur la falaise : la grève de galets se situe à l'abri d'une accumulation de blocs garnissant le pied de l'abrupt marin. Une petite plage interne, sablonneuse et graveleuse, limite une étroite zone triangulaire recouverte de végétation : comme pour Höfdamöl, l'angle d'enracinement se trouve adouci grâce aux petites houles de la lagune.

Près de la falaise, les matériaux paraissent plus grossiers et beaucoup moins émoussés. C'est ainsi que l'on remarque quelques fragments de palagonite mal façonnés. La médiane des émoussés de l'échantillon n° 6 (basaltes) est 131 et 3 % des galets seulement ont un émoussé supérieur à 300. Le maximum de l'histogramme se situe entre 100 et 150. Un prélèvement effectué plus au Sud-Est, sur le versant extérieur du cordon (fig. 5), donne une médiane de 327 (maximum de l'histogramme entre 300 et 350), inférieure aux médianes des échantillons du tombolo septentrional, mais très largement supérieure à celle du lot n° 6. *Cette amélioration caractéristique de l'émoussé du Nord-Ouest au Sud-Est traduit donc un approvisionnement constant en éléments frais issus de la falaise occidentale de Thórdarhöfði.* Au cours de leur migration vers Boejarklettar, les matériaux subissent un façonnement marin correct et deviennent moins hétérométriques grâce au fractionnement, tandis que les galets de palagonite, plus fragiles, disparaissent. L'alimentation du cordon par le Sud reste par contre très limitée. Les

ruptures observables à proximité de l'enracinement Nord-Ouest sont peut-être à rattacher à un certain nombre d'à-coups dans la fourniture des matériaux. Dans l'éventualité d'une alimentation réduite ou nulle, la dérive de galets vers le Sud-Est se poursuit et le rétrécissement de la levée aboutit à une véritable brèche qui peut ensuite être rebouchée grâce à un nouvel apport de matériaux. D'autres cas d'évolutions similaires ont déjà été observés. Dans le Sud de l'Angola, depuis l'étude de A. GUILCHER (1954), la flèche de sable de la presqu'île des Tigres, longue de 37 Km, a ainsi été insularisée à cause d'une alimentation ralentie. On remarque aussi une tendance analogue au Sillon des Anglais de Landévennec, en rade de Brest, mais elle ne se réalise pas complètement.

Autrefois plus sinueux, le tombolo méridional présentait une large concavité vers la mer à l'Ouest de Boer. Mais le remblaiement progressif a atténué cette forme arquée et le tracé d'ensemble est marqué, à partir de Thórdarhöfdi, par une grande concavité à peine dessinée, puis par une légère convexité et, enfin, par une nouvelle concavité avant Boejarklettar.

### **3<sup>e</sup> Les accumulations internes dans le Höfdavatn.**

Les quelques accumulations directement liées aux différents fetchs de la lagune sont d'ampleur réduite comparées aux formes strictement marines. Il s'agit de quelques remplissages sablonneux et graveleux au fond des rentrants, sortes de bourrelets à microgradins ; ils sont percés de brèches étroites correspondant aux écoulements fluviatiles permanents d'ailleurs peu abondants. Certaines flèches ont été mises en place à partir d'un angle de la côte ; elles sont alors parallèles à la direction des forces formatrices : flèches très basses à crochets au Nord-Est de Thórdarhöfdi, associées à de petites pointes triangulaires internes, flèches de Kotabót.

Ailleurs, dominent les grèves étroites à matériaux hétérométriques et mal façonnés (quelques blocs, petits galets, graviers et sable), souvent situées en contrebas de microfalaises. Parfois la végétation entre directement en contact avec les eaux de la lagune. A l'Est d'Höfdavatn, de rares cônes de déjection irrégularisent un tracé assez rigide dans l'ensemble. Un échantillon de 100 galets de basalte (42-60 mm) fournit une médiane d'émoussé de 82 (maximum de l'histogramme entre 50 et 100). 10 % seulement des galets ont un indice supérieur à 200. La faiblesse du façonnement se trouve confirmée. En revanche, un échantillon sableux (fig. 5), formé de 2,9 % de graviers, de 74,7 % de sables grossiers et de 22,4 % de sables moyens, fournit une médiane de 1,12 mm. L'indice de classement est tout à fait exceptionnel ( $So = 1,10$ ) et cette homométrie prouve que les houles intérieures sont suffisamment puissantes pour classer les matériaux de faible diamètre (fig. 7).

Des rides immergées, légèrement obliques par rapport à Höfdamöl, accidentent le fond de la lagune dans sa partie septentrionale (fig 2). Leur longueur d'onde diminue à proximité du cordon (quelques mètres à peine). Ces rides, visibles sur les photographies aériennes, semblent liées à un fetch de direction Sud-Nord. En revanche, au Sud d'Höfðavatn, les rides immergées sont beaucoup moins nettes ; elles prolongent les bas cordons internes ou la terrasse de Boer et leur tracé est particulièrement sinueux.

Dans l'ensemble, *les accumulations émergées de la lagune sont des formes mineures engendrées par les houles intérieures*. L'absence de grandes constructions marines fossiles, postérieures à l'édification des terrasses de Boer et de Mannskadahólt, est un argument en faveur de la fermeture rapide et totale du détroit correspondant à la lagune, lors de la dernière régression.

### **III. — CONCLUSION : LES PROBLÈMES DE LA GENÈSE ET DE L'ÉVOLUTION DU TOMBOLÔ DOUBLE**

Thórdarhöfdi était une île à l'époque de la construction des larges terrasses marines de direction Nord-Sud, à légère composante Ouest, situées entre Hofsós et l'Höfðavatn (5 à 15 m de hauteur). Il n'y avait aucun rattachement à la côte à cause des profondeurs suffisantes du détroit. Cette hypothèse se trouve confirmée par le dessin incurvé, en rapport avec les courbes de niveau, des bas cordons soulevés au Nord-Est de Thórdarhöfdi.

Si Höfdamöl est un tombolo très régulier, disposé en arc de cercle à grand rayon de courbure, Boejarmöl, très effilé à son enracinement Nord Est, prend de l'ampleur vers le Sud-Est, tout en demeurant un peu sinueux. Le premier cordon paraît très aplati et, lors des grosses tempêtes, la mer déferle par-dessus la crête, engendrant des lobes sur toute la longueur de la construction. En revanche, le tombolo méridional est très relevé ; les gradins supérieurs sont des formes de tempêtes et la mer n'atteint qu'exceptionnellement le revers. La composition granulométrique du cordon reste une preuve de la violence de certaines houles intérieures du Skardsfjördur. Au Spitsberg, pour la flèche triangulaire de Sars, A. MOIGN et A. GUILCHER (1967) constataient que la construction méridionale, plus abritée, était sablonneuse, tandis que les galets dominaient sur l'accumulation septentrionale. Ici, rien de tel.

Accroché à l'angle Nord-Est de Thórdarhöfdi et en continuation avec la grève d'Hellnavík, Höfdamöl est perpendiculaire à la direction de la houle dominante. Il présente une certaine analogie avec les levées de fond de baie prenant appui sur deux pointements rocheux et ne doit pas grand chose à sa position d'abri par rapport aux houles d'Ouest. La forme est ici liée à la réfraction des houles empruntant le

Málmeyjarsund. Si le rôle des dérives littorales n'est pas négligeable en ce qui concerne l'approvisionnement, la mise en place originelle doit beaucoup à une diminution des profondeurs facilitant le dépôt des matériaux. Depuis sa formation, Höfdamöl ne s'est guère déplacé.

En revanche, Boejarmöl reste parallèle à la direction des houles de Nord-Ouest, légèrement réfractées lorsque les profondeurs diminuent. Ce sont les seules houles extérieures au fjord, susceptibles d'atteindre le Sud de Thórdarhöfdi. Le cordon paraît beaucoup moins stable que Höfdamöl, comme le prouvent les levées multiples et sinueuses de l'enracinement Sud-Est qui traduisent des gains successifs vers le Sud, sans doute au moment de la récente régression signalée par J. JÓNSSON (1957). Etant donné les recouplements particulièrement nombreux, on peut estimer que les dépôts furent érodés à l'Ouest, tandis que se poursuivait la phase d'accumulation dans le rentrant Sud. Actuellement, la stabilité relative du niveau marin se traduit par une reprise des matériaux et par la formation d'une grande levée régulière. *Cette accumulation ne fut-elle pas à l'origine une queue de comète ?* Le caractère inachevé des premiers cordons le confirmerait et leurs extrémités sinueuses auraient été déterminées par les houles de Sud-Ouest (fetch de 15 Km). La flèche, ensuite rattachée à la terrasse de Boer par la série des crêtes de galets, serait devenue un tombolo. Mais Boejarmöl fut-il vraiment une queue de comète habituelle, construite au point de rencontre de deux dérives littorales issues d'une houle se diffractant et s'amortissant derrière un obstacle ? Comme le prouve la disposition de l'enracinement Nord-Ouest (angle aigu entre le cordon de la falaise), un seul train d'ondes réfractées est responsable de la mise en place des matériaux à cause des dimensions de Thórdarhöfdi. Par ailleurs, on peut affirmer que, lors de la construction des bourrelets internes, *la houle du Málmeyjarsund n'a pas contrebalancé les effets de la houle de Sud-Ouest responsable des recourbements terminaux. En conséquence, l'antériorité de la construction du tombolo septentrional se trouve confirmée (ou tout au moins une certaine simultanéité), Höfdamöl formant obstacle à la course des vagues de Nord-Nord-Ouest lors de l'édification de Boejarmöl.*

Si l'étude des émoussés de galets rend délicate toute interprétation en ce qui concerne la migration des matériaux sur Höfdamöl, il est facile de prouver que l'approvisionnement de Boejarmöl se fait à partir des falaises de Thórdarhöfdi. Les formes des cordons de la patte d'oie sont d'ailleurs significatives et traduisent bien la direction des déplacements, même si les matériaux de la terrasse érodée de Boer ont légèrement contribué à l'engraissement des petits cordons.

Nombreux sont les facteurs qui ont joué dans la mise en place et dans l'évolution des deux flèches. Il s'agit tout d'abord des *dimensions assez considérables de l'île* : un tombolo double peut se substituer à un tombolo simple, car les phénomènes d'accumulation se produisent

sur les marges de la zone abritée (observation surtout valable pour Boejarmöl). *Thórdarhöfði n'est pas très éloigné de la côte (2,5 Km à 3 Km), la plate-forme littorale située en arrière est peu profonde et le marnage semble assez faible. Le matériel détritique abonde.* Les conditions nécessaires à l'édification d'un tombolo double sont bien réunies (C. A. M. KING, 1959, p. 377). Mais ces constructions restent malgré tout très originales grâce à *la position d'abri à l'intérieur du Skagafjörður.* C'est ainsi qu'Höfdamöl doit plus à la topographie locale qu'aux houles d'Ouest. Selon V. P. ZENKOVICH (1967), les formes d'accumulation sont fréquentes dans les baies allongées, même quand les rives sont rectilignes. L'explication logique est toujours à rechercher dans *le déclin de l'énergie des trains de vagues, conséquence de la réfraction liée à la réduction générale des profondeurs.*

### RÉSUMÉ

*Deux cordons de galets joignent l'ancienne île Thórdarhöfði à la côte orientale du Skagafjörður. Un matériel détritique grossier particulièrement abondant a permis l'alimentation de ces deux cordons dont les formes sont très dissemblables. Höfdamöl, la levée septentrionale, est très exposée aux houles de Nord-Nord-Ouest et se présente comme un cordon de fond de baie très régulier, dont le revers est accidenté de nombreux lobes. En revanche, Boejarmöl, le tombolo méridional, s'élargit considérablement vers le Sud-Est où son enracinement sur la côte forme un véritable éventail constitué d'une multitude de petits cordons sinuueux. Cette levée fut autrefois une sorte de queue de comète qui est restée parallèle à la direction des principales houles.*

*L'auteur examine aussi les différents cordons soulevés de Thordarhöfði.*

### SUMMARY

*Two pebble spits tie the former island Thórdarhöfði to the eastern part of Skagafjörður. A very large amount of coarse detrital material has fed the two spits, the shapes of which are quite different. The northern tombolo, Höfdamöl, is beaten by the swell coming from North North West and appears as a bay-head beach, very smooth on its outer slope, and bearing numerous lobes on its back slope. The southern tombolo, Boejarmöl, is widest in its south-eastern part where its connection to the mainland consists of a number of small sinuous pebble ridges. Boejarmöl was formerly a sort of comet-tail which remained parallel to the main wave direction.*

*The writer also examines the raised beaches in Thordarhöfði.*

### BIBLIOGRAPHIE

- BODÉRÉ J. Cl. (1971) — Observations sur la côte de la baie d'Audierne entre Penhors et Porz-Carna (Sud-Ouest de la Bretagne). Cahiers océanographiques, XXIII, 6, p. 519-543.  
 BOUT P. (1953) — Études de Géomorphologie dynamique en Islande. Expéditions Polaires françaises. Missions Paul-Émile Victor, III, Paris, Hermann et C., 176 p., 21 pl. hors-texte, 1 carte hors-texte.

- BOUT P., CORDEL J., DERRUAU M., GARAVEL L. et PÉGUY Ch. P. (1955) — Géomorphologie et Glaciologie en Islande Centrale. Norois, n° 8, 2<sup>e</sup> année, p. 461-571.
- EINARSSON T. (1959) — The pleistocene volcanism in the North of Skagafjördur and the paleomagnetic dating of topography in Middle-northern Iceland. Náttúrufræðigurinn, 29, p. 113-133.
- EYTHORSSON J. (1965) — Report on sea ice of the icelandic coasts. oct. 1964 — sept. 1965. Jökull, T. 15, n° 111, p. 151-156.
- GUILCHER A. (1954) — Dynamique et Morphologie des côtes sableuses de l'Afrique atlantique. Cahiers Inf. Géogr., n° 1, p. 57-68.
- GUILCHER A. (1969) — Pleistocene and Holocene sea level changes. Earth-Science Reviews, 5, p. 69-97.
- JÓNSSON J. (1957) — Notes on changes of sea-level on Iceland. Part. III, chapter X of : The Hoffellsandur. A glacial outwash plain. Geografiska Annaler, vol. XXXIX, 2-3, p. 143-212.
- KING C. A. M. (1959) — Beaches and Coasts. Edward Arnold, London, 403 p.
- MOIGN A. et GUILCHER A. (1967) — Une flèche littorale en milieu périglaciaire arctique : la flèche de Sars (Spitsberg). Norois, n° 56, 14<sup>e</sup> année, p. 549-568.
- MOIGN Y. et A. (1970) — Les îles Heimaey et Surtsey de l'archipel volcanique Vestmannaeyjar (Islande). Étude du littoral. Norois, n° 67, 17<sup>e</sup> année, p. 305-334.
- THORARINSSON S. (1951) — Laxárgljúfur and Laxarhraun. Geografiska Annaler, XXXIII, H. 1-2, p. 1-88.
- THORODDSEN Th. (1892) — Postglaciale marine Aftringer, Kystterrasser og Strandlinier i Island. Tidskr. Ed. II, H. VIII, Copenhagen.
- ZENKOVICH V. P. (1967) — Processes of Coastal Development. Edited by J. A. STEERS, Oliver and Boyd, Edinburgh and London, 738 p.

