

Quelques types de dépressions fermées littorales et supra-littorales liées à l'action destructive de la mer (Bretagne, Corse, Asturies)

par Horst SCHÜLKE

I. — INTRODUCTION

Si l'on admet qu'une dépression fermée est seulement une cavité verticale (1), et non une cavité horizontale, c'est-à-dire une grotte, on peut distinguer plusieurs milieux particulièrement propices à leur création :

- le milieu karstique,
- le milieu glaciaire,
- le milieu volcanique,
- le milieu désertique,
- le milieu littoral,

On peut fonder encore une classification, moins pratique mais plus complète et plus systématique, des dépressions fermées, sur les processus d'élaboration, en distinguant différents types caractérisés par leur dernière phase de formation.

Les exemples suivants, choisis dans le « milieu littoral », montrent que les dépressions fermées sont parfois des phénomènes très complexes, non seulement cycliques, mais aussi polygéniques, qui résultent souvent, soit de l'action conjuguée de plusieurs forces d'accumulation ou de destruction, soit des forces conjuguées de l'accumulation et de la destruction.

(1) Au contraire des grottes, qui sont des cavités souterraines, les dépressions fermées sont des cavités sub-aériennes (qui peuvent être remplies d'eau). Parfois, il est difficile de séparer les grottes des dépressions fermées, surtout dans les milieux karstique et littoral, où elles peuvent former ensemble une unité morphologique

II. — BRETAGNE : LES « PUIITS DE DÉFERLEMENT »

A. — VUE D'ENSEMBLE

SUR LES TYPES DE DÉPRESSIONS FERMÉES (MICRO-FORMES).

En Bretagne, les dépressions fermées littorales ne sont pas une exception. Cependant, il s'agit ici presque uniquement de dépressions qui ont été « fermées », dans leur phase d'élaboration terminale, par l'accumulation marine (toutes sortes de lagunes ; cf. A. GUILCHER, 1948 ; H. G. GIERLOFF-EMDEN, 1961). Très rares sont, au contraire, les dépressions fermées littorales liées à l'action destructive de la mer, ce qui pourrait étonner, vu l'extrême violence des forces marines déployées, précisément en Bretagne, sur tant de secteurs de la côte.

Comme le dit W. PANZER (1949, p. 33), les grottes marines (stade préalable à la formation des puits) ne peuvent pas se former lorsqu'il n'y a pas équilibre entre la résistance des roches de la falaise et la grande houle de l'océan ; dans ce cas, les grottes des côtes très exposées sont détruites juste après avoir été ébauchées. Une autre raison, cause de la rareté des dépressions de cette catégorie en Bretagne, est l'absence presque totale de roches solubles ou tout au moins nettement stratifiées, le long de la côte.

Dans les schistes coblentziens et carbonifères et dans l'aplite en rade de Brest, A. GUILCHER (1952) signale pourtant des micro-formes telles que les vermiculations, alvéolisations et micro-lapiez ; ces formes, toujours situées dans la zone des embruns ou peu au-dessus d'elle, se trouvent aussi dans les phyllades et les cornéennes de Belle-Ile et à l'Ouest de Doelan.

Les lapiez circulaires, cuvettes à fond plat et souvent à encorbellement, qui sont développés assez fréquemment dans le granite et la granulite, peuvent être des formes d'origine périglaciaire (« nids de gel » ; cf. A. RONDEAU, 1958). Dans la zone des embruns, où on les rencontre le plus souvent (Brignogan, Lesconil), ils continuent pourtant à se développer sur les rochers plats à partir de flaques d'eau salée. La cristallisation répétée des sels marins (conséquence de l'évaporation rapide et souvent totale) entre les différents cristaux de la roche détache mécaniquement les minéraux que le vent finit par enlever. Ces « nids de sel », dont le trop plein d'eaux s'écoule toujours par des cannelures de formation analogue mais moins avancée à cause de l'assèchement plus rapide, peuvent se développer (exceptionnellement) sur des rochers non plus baignés par les embruns, mais atteints parfois par la mer elle-même.

A la racine de l'Étang du Suller (petite ria latérale très abritée à l'intérieur de la baie de Loctudy), où il ne peut y avoir ni vagues ni embruns, il existe une de ces cuvettes que seules les plus hautes mers atteignent. Une cuvette voisine a été détruite par l'homme.

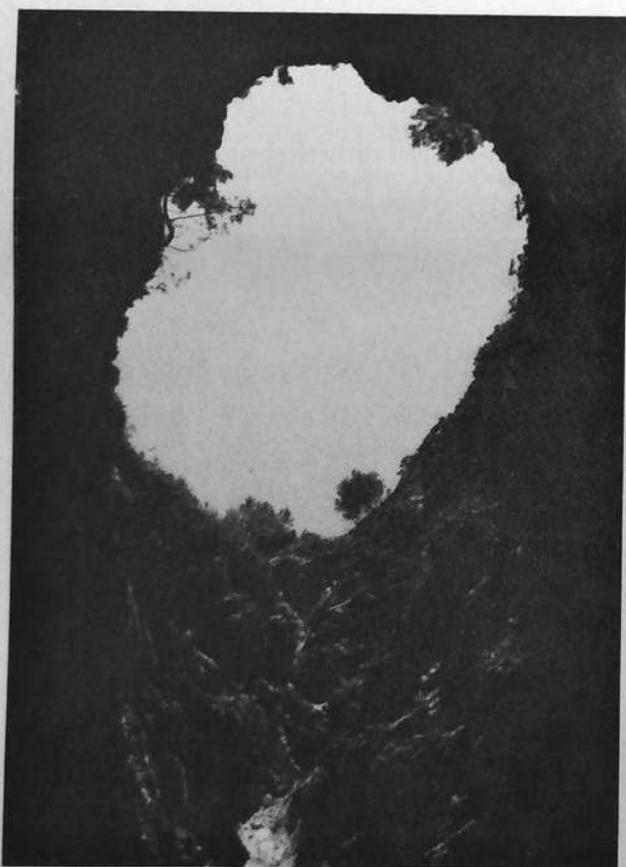


PLANCHE I A. — « Puits de déferlement » III, vue verticale d'en bas. Profondeur : 24-30 m ; longueur maximum de l'orifice : 20,40 m ; largeur max. de l'orifice : 13,60 m (Morgat, Bretagne).



PLANCHE I B. — Partie supérieure de l'orifice du « puits de déferlement » II montrant la couche de head épaisse de 1-2 m et une encoche profonde de 6 m, également remplie de head (Morgat, Bretagne).



PLANCHE II. — 4 des 5 grottes marines conduisant vers les « puits de déferlement », vues à marée basse. A gauche, une grande fracture, accompagnée d'une série de diaclases parallèles, constitue la zone de faiblesse dans laquelle s'est formé le puits I avec sa grotte. Les plans de stratification du quartzite sont orientés perpendiculairement aux diaclases (Morgat, Bretagne).

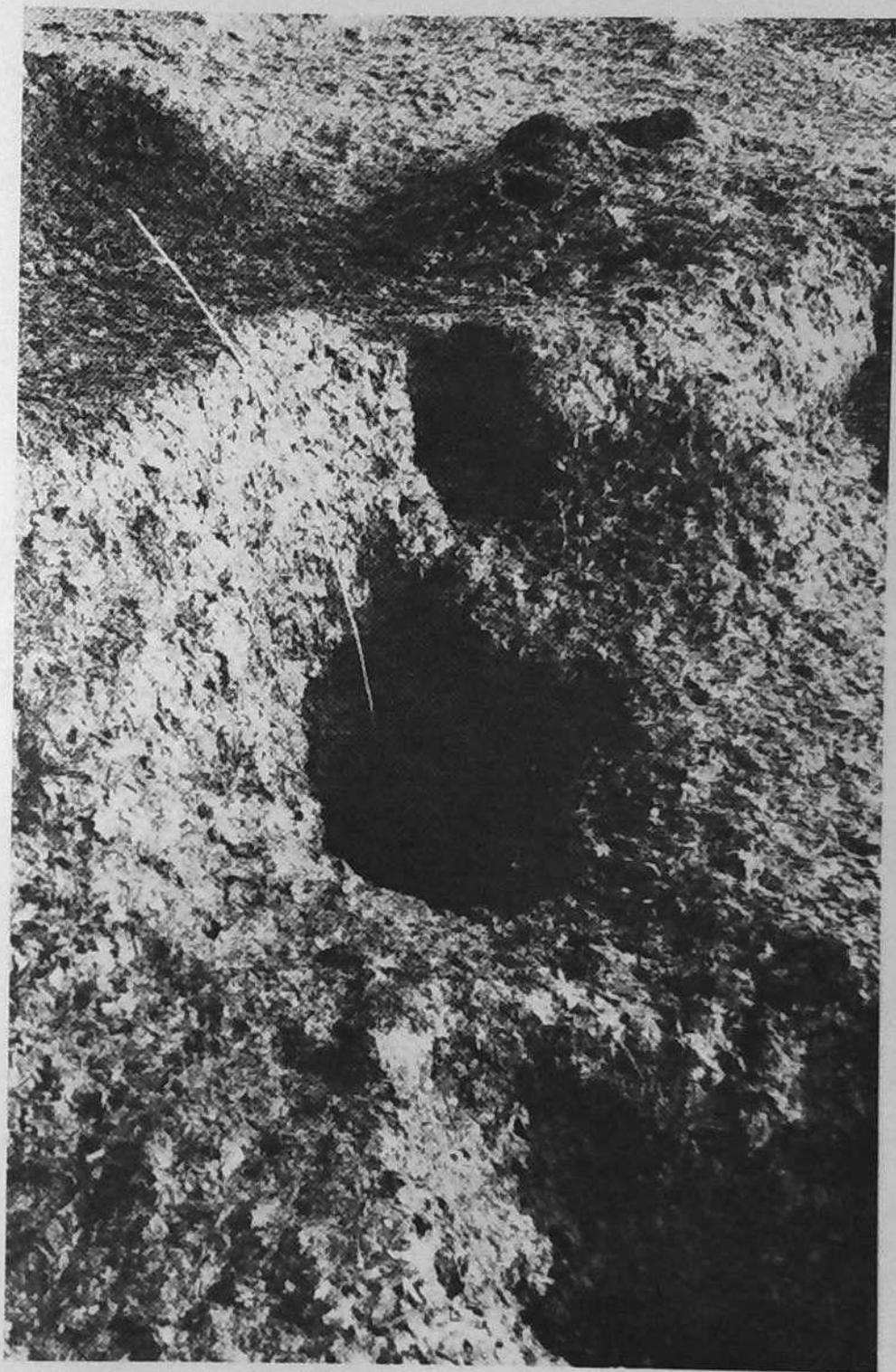


PLANCHE III. — Cheminées de jaillissement alignées sur un tuyau de déferlement ;
au fond, une butte circulaire (La Mariole, Corse).



PLANCHE IV A. — Doline du Moulin (type : « doline de marée » loin de la côte extérieure) ; vue vers la mer. La slikke vaseuse s'est transformée partiellement en haute slikke ; la falaise n'est touchée ni par les vagues ni par les embruns. A gauche et au premier plan, replat d'érosion du Néotyrrhénien (Buelna, Asturies).



PLANCHE IV B. — Ponor marin vertical au fond d'une « doline de déferlement » actuellement en fonction ; l'orifice supérieur de ce ponor (diamètre : 80 cm) est situé à peu près à 1 m au-dessus du niveau des plus hautes mers. Le calcaire est complètement couvert de lapiez marins et il n'y a pas du tout de végétation (Buelna, Asturies).

Les micro-dépressions, liées à l'excavation marine, peuvent se former aussi dans du matériel meuble ; il s'agit là presque toujours de phénomènes très éphémères mais qui renaissent aussi vite qu'ils périssent. Ces dépressions, extrêmement répandues (sillons pré littoraux, anti-rides), font déjà partie du secteur pré littoral et sont liées aussi bien à l'excavation qu'à l'accumulation, donc elles sortent du cadre de cet article.

Il existe pourtant un genre de dépression fermée, excavée par la mer dans la partie supérieure de l'estran, qui est fort curieux à plusieurs points de vue, car c'est un phénomène d'origine anthropique mais d'élaboration purement naturelle (les forces en jeu sont le jusant et la pesanteur) ; c'est également un phénomène individuel non généralisé. Dans le sable grossier de la plage qui précède la grande dune de Lesconil, on peut observer, surtout pendant l'hiver, des effondrements concentriques, profonds de 15 cm et larges de 10-80 cm. A marée basse, le sable glisse dans les trous d'un canal défectueux qui draine toujours l'eau d'une « palud » vers la mer et qui passe sous la plage. Après avoir été détruits à marée haute, les effondrements réapparaissent régulièrement à marée basse et obligatoirement aux mêmes endroits (Pl. I B).

B. — LES « PUIITS DE DÉFERLEMENT » DE MORGAT.

1. *La terminologie.*

Dans le langage touristique du Guide Bleu, cette curiosité (méritant d'ailleurs plus d'un astérisque !) est signalée comme « grottes marines » et cela à juste titre, car à la base de chaque puits il y a obligatoirement une grotte qui, bien sûr, n'est pas séparée de celui-ci avec netteté (fig. 1, coupe 1). Néanmoins, il serait utile, pour les géomorphologues, de réserver le terme « grotte » aux cavités totalement souterraines.

En appelant ces gigantesques trous verticaux « foyer » ou « cheminée du Diable », le langage populaire rend compte de leur particularité physionomique. Pourtant, le mot « cheminée » implique aussi l'idée d'un mouvement vers le haut et c'est pourquoi il ne sera attribué, dans cet article, qu'aux dépressions fermées où vraiment il y a un tel mouvement (« cheminées de jaillissement »).

Des géomorphologues enfin parlent de « dolines » et d'« avens d'érosion marine » (A. GUILCHER, 1948, p. 431), ce qui est justifié avant tout lorsqu'il s'agit de formes élaborées dans des roches karstiques (la « grotte » de Sdragonato dans le causse de Bonifacio est en vérité un aven marin). En analysant la côte de Belle-Ile, où il y a des phénomènes analogues à ceux de Morgat, A. GUILCHER (1948, p. 431) a trouvé une définition classique : « ... un puits communique

souterrainement avec la mer par une grotte... ». — Ce terme sera repris ici et précisé seulement par le qualificatif « de déferlement ».

2. *Le milieu.*

Au Sud du phare de Morgat, les puits de déferlement se sont formés en série ce qui démontre qu'il ne s'agit pas ici d'une singularité due au hasard simple, mais bien d'un phénomène dont l'élaboration obéit à des lois dictées par les conditions bien définies qui sont réunies dans un milieu spécifique.

L'Anse de St-Hernot, où prennent naissance les puits, est exposée au Sud-Est ; elle est bien abritée contre la grande houle qui, ayant battu de plein fouet la côte occidentale de la presqu'île du Cap de la Chèvre, ne peut plus atteindre la côte orientale ou seulement de manière très affaiblie par la réfraction. L'Anse de St-Hernot donne sur la baie de Douarnenez qui connaît pourtant encore des vagues assez fortes à cause de sa large ouverture vers l'océan et à cause de son vaste bassin non frangé par des presqu'îles, comme c'est le cas dans la rade de Brest.

La force des vagues est aussi modérée par le fond sous-marin relativement peu profond : dans l'Anse de St-Hernot l'isobathe de 10 m passe à 600 m de la côte, celle de 30 m à 6.500 m (devant la Pointe du Van, elles sont respectivement à 200 m et à 400 m).

L'amplitude des marées peut y dépasser 7 m, ce qui signifie que les grottes ne sont soumises à l'attaque de la mer que périodiquement, car même les plus hautes mers ne montent que jusqu'à la moitié de la hauteur de leurs entrées (Pl. II).

Les conditions géologiques contribuent également à créer ce milieu propice à la formation de puits en série. Le cadre orographique est constitué par une vraie falaise, très déchiquetée, subverticale, parfois en surplomb, haute de 10-20 m, qui entaille une fausse falaise (pente régulière de 26-34°), couverte de lande et haute de 30-40 m. Le tout se trouve dans le grès armoricain (Ordovicien inférieur) qui a ici la texture du quartzite.

Malgré la très grande dureté de cette roche (degré 7), la résistance de toute la série est sensiblement amoindrie par les faits suivants :

- a) La roche est nettement stratifiée (les strates sont détachées les unes après les autres) ;
- b) Les strates de quartzite sont peu épaisses (10-90 cm) ;
- c) Entre les strates de quartzite, il y a souvent des couches minces et très peu résistantes d'argile sableuse ;
- d) De multiples diaclases fissurent les strates perpendiculairement ;
- e) Une grande fracture (zone de broyage ?) remplie de matériel peu résistant coupe toute la série en deux (Pl. II).

Pour la formation des puits, il est particulièrement important

que toutes ces lignes de faiblesse aient ici une allure plus ou moins verticale. Les strates sont inclinées de 60-80° vers le Nord-Ouest (c'est-à-dire en gros vers l'intérieur des terres), ce qui prédestine la falaise à former des surplombs qui augmentent l'efficacité des vagues à cause du resserrement de la zone d'attaque.

3. *Les dimensions des puits.*

Les puits de déferlement sont les dépressions fermées supra-littorales qui ont des parois très raides, souvent même en surplomb. Ce rétrécissement vers le haut s'explique par le fait que l'excavation a commencé et continue à être agrandie par le bas où la gravité (plus les forces atmosphériques négligeables ici) n'est pas seule à agir comme dans la partie supérieure des puits, mais où s'ajoute le déferlement. — Seuls les puits bouchés par de gros éboulements et qui ne sont plus atteints par l'action de la mer peuvent s'élargir vers le haut (puits II).

Les puits sont aussi les dépressions fermées supra-littorales qui atteignent une grande profondeur. Etant donné la forte pente des orifices dans la fausse falaise, la profondeur varie de plusieurs mètres pour un seul puits :

	Profondeur	Largeur max. de l'orifice	Longueur max. de l'orifice
Puits I	30-34 m	9,9 m	13,3 m
Puits II ... (bouché)	20-25 m (+ 5-6 m)	11,8 m	19,6 m
Puits III ...	24-30 m	13,6 m	20,4 m

Plus les grottes sont longues et plus les puits sont profonds d'autant plus petits sont les orifices ; mais les dimensions des puits de Morgat sont à peu près du même ordre, ce qui souligne que les conditions de leur formation sont les mêmes.

4. *L'élaboration.*

Le principe de la formation des grottes marines, bien connu depuis l'analyse minutieuse de W. PANZER (1949), est applicable en grande partie aussi aux puits de déferlement ; il faut cependant ajouter quelques précisions.

Les lignes de faiblesse à allure verticale, qui sont la cause la plus commune mais pas forcément une condition obligatoire de la formation des grottes, sont pourtant absolument indispensables pour la formation des puits. Sans elles, il serait impossible que l'influence directe de la mer se prolonge, à travers la roche, à des dizaines de mètres au-dessus du niveau marin actuel. Pour que l'eau de mer monte aussi haut et disloque la roche avant de l'enlever, il ne suffit pas d'avoir de grosses vagues ; il faut qu'il y ait

en plus un resserrement considérable mettant l'eau sous pression (l'alternance de pression et de succion au rythme de la houle en renforce encore l'efficacité).

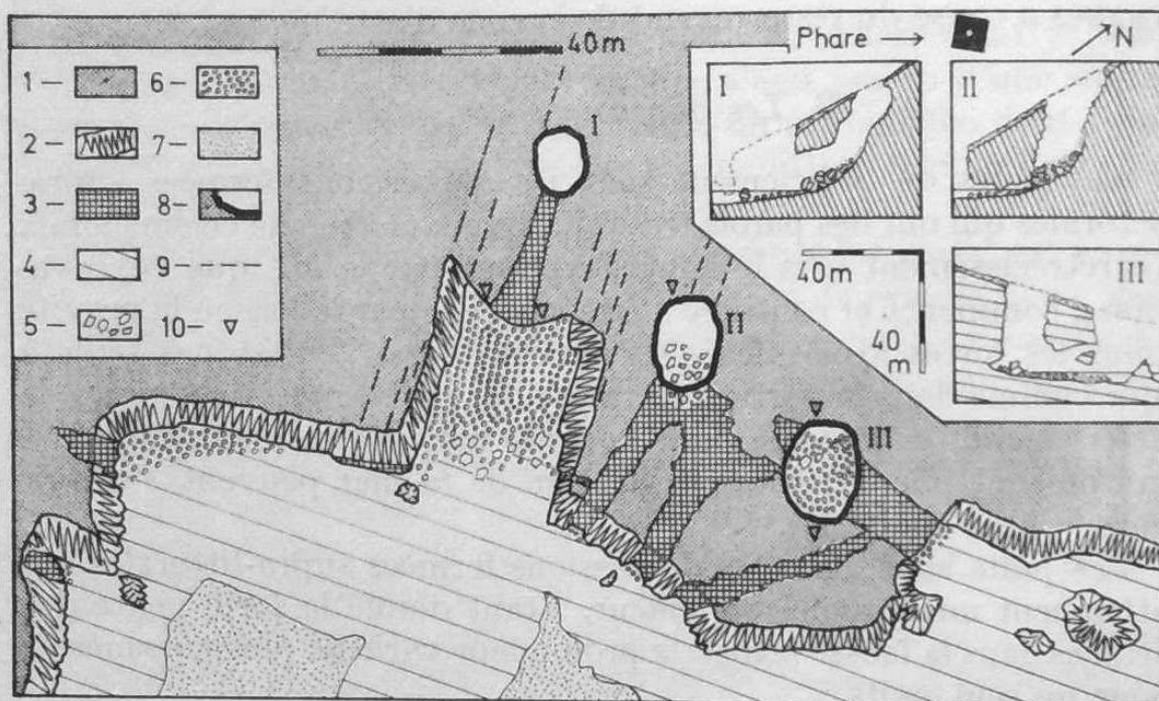


FIG. 1. — Plan des « puits de déferlement » au Sud du phare de Morgat ; les coupes montrent les puits à marée haute.

1. Fausse falaise (pente de 26-34°) couverte de lande. — 2. Falaise de quartzite (grès armoricain) haute de 10-20 m et non couverte de végétation. — 3. Grottes marines (cavités souterraines). — 4. Plate-forme rocheuse d'abrasion ; les lignes indiquent en gros l'orientation des plans de stratification. Les strates, épaisses de moins d'un mètre, sont inclinées, vers le Nord, de 60-80°. — 5. Gros éboulis anguleux. — 6. Galets marins d'un diamètre de 5-60 cm. — 7. Sables marins. — 8. Puits de déferlement (dépression fermée supra-littorale). — 9. Fracture et diaclases principales. — 10. Dépôt de head.

A Morgat, ce resserrement existe, d'une part horizontalement à cause des strates en surplomb, d'autre part verticalement à cause des fractures. L'excavation y est purement mécanique, mais le mitraillage des grottes et des parties inférieures des puits par les galets, même quand ils pèsent des dizaines de kilogrammes, n'est qu'un facteur secondaire.

Les mailles du réseau de plans de stratification, de diaclases et de fractures s'entrecoupant sont très étroites, si bien que les blocs ne sont pas trop grands et sont donc faciles à détacher, d'autant plus qu'ils peuvent glisser sur les plans toujours inclinés dès qu'il y a une brèche (Pl. II). La petitesse des blocs disloqués est probablement à l'origine de la forme régulière (ovale ou presque ronde) des orifices dans la fausse falaise (Pl. I A).

Le puits I s'est développé dans une zone de fractures nombreuses et parallèles remplie en grande partie de matériel peu résistant (argile sableuse, petits blocs de quartzite, le tout couvert de head) ; à cause de la faible résistance de cette zone (large de 12-15 m) ce

puits est le plus éloigné du littoral ; mais, pour la même raison, l'entrée de la grotte attenante a été transformée en simple couloir de déferlement (Brandungsschlucht) après que la partie extérieure de la voûte eut été enlevée.

Le puits III, au contraire, a été élaboré le long des plans de stratification, fait souligné par l'orientation de la grotte principale. Les deux autres grottes qui y conduisent sont beaucoup plus étroites et ont été créées plus tard (l'une d'elles permet à peine le passage d'un homme).

Le puits II s'est formé plus difficilement car les fractures sont moins nettes et surtout moins nombreuses ; de plus, contrairement au puits III, les vagues déferlent perpendiculairement aux plans de stratification ce qui ralentit leur travail. La présence d'importantes masses d'éboulis au fond du puits II démontre que la mer a des difficultés à déblayer ce qu'elle a créé elle-même autrefois. Ces éboulis, d'assez gros blocs anguleux avec de larges interstices, arrivent dans la grotte à travers deux trous d'un diamètre de 1 m et de 3 m (le plus grand est caché presque totalement par une grève de galets énormes remontant jusqu'au fond de la grotte). La petitesse des deux trous et leur obstruction partielle par la grève permet de penser qu'il est peu probable que cet éboulement soit la preuve d'une activité particulièrement forte de la mer. Cela ne veut pas dire que les éboulements, dus à la gravité, ne soient pas toujours déclenchés par un sapement marin antérieur.

5. Conclusion.

- a) Les puits de déferlement, liés surtout à un milieu lithologique, présentant des lignes de faiblesse à allure verticale, ne peuvent se former et durer que dans les côtes à falaises hautes ; la voûte des grottes conduisant aux puits n'est plus entièrement atteinte ici par les forces destructives de la mer.
- b) Les puits de déferlement sont, malgré leur rareté (en Bretagne il y en a, à ce que je sache, seulement à Belle-Ile et sur la presque île de Crozon), moins menacés par la mer que les grottes en cul-de-sac car ils ne sont plus soumis aux attaques particulièrement violentes de l'eau comprimée.
- c) La rareté des puits ne s'explique pas seulement par les conditions très spéciales du milieu propice à leur formation mais aussi par le fait qu'ils doivent toujours passer par le stade d'une grotte marine dont la voûte saute normalement là où elle est la moins épaisse, c'est-à-dire à l'entrée et non à l'arrière.
- d) Les puits de Morgat sont en harmonie avec les forces actuelles (sauf le puits II qui est bouché momentanément) car leur fond est situé, ainsi que les grottes attenantes, dans le prolongement direct de la plate-forme rocheuse d'abrasion.

- e) L'effondrement de la voûte des puits a eu lieu après la dernière période périglaciaire ; une couche de head rocheux, épaisse de 1-2 m, couvrant presque toute la fausse falaise, en est la preuve, car cette couche apparaît, avec la même épaisseur, tout autour des orifices. Si la voûte des puits s'était déjà effondrée avant la dernière période de solifluction il ne devrait pas y avoir de head sur le bord inférieur des orifices. Comment y serait-il parvenu sur une pente de 26-34° sinon d'en haut, c'est-à-dire par-dessus la voûte encore existante ? La gélifraction était pourtant sensible dans les lignes de faiblesse, surtout dans les fractures qu'elle a élargies facilitant ainsi l'effondrement définitif des voûtes : plusieurs poches, remplies de head, profondes de 4-6 m, sont visibles dans les orifices (Pl. I B, et fig. 1).
- f) Il n'y a pas ou il n'y a plus de traces reconnaissables de grottes et de puits tyrrhéniens.

III. — CORSE : LES « CHEMINÉES DE JAILLISSEMENT »

A. — LE MILIEU.

Contrairement aux puits de déferlement, type de dépression fermée supra-littorale, les cheminées de jaillissement représentent un type strictement littoral. On les trouve dans les cimetières de *Phanérogames marines* qui, en Corse, peuvent atteindre une épaisseur de presque 5 m, une largeur de quelques dizaines de mètres et une longueur de plus de 200 m. Ces banquettes, construites presque entièrement de feuilles mortes de *Posidonies*, se forment à l'intérieur des baies et des criques ; les plus grandes d'entre elles se trouvent dans les rias monofluviales (cf. H. SCHÜLKE, 1967, p. 6) qui débouchent dans un large golfe peu profond, à fond plat, jouant le rôle d'un entonnoir. Les golfes profonds, n'ayant pas d'herbiers de *Phanérogames marines* et les calanques ou autres rias qui débouchent directement dans la haute mer, ne permettant pas la concentration de feuilles mortes, ne se prêtent pas à la formation de banquettes,

Les cheminées de jaillissement apparaissent seulement dans les grandes banquettes complexes qui, après une existence ininterrompue de plusieurs dizaines d'années, ont déjà atteint une épaisseur et une largeur considérables ; elles y apparaissent seulement pendant l'hiver qui, contrairement à la période estivale de stagnation ou de destruction, est principalement une période de transformation et de reconstruction. Dans ces grands cimetières de *Posidonies* développés le plus souvent en forme de flèche, qu'il ne faut pas confondre avec les « récifs barrières de *Posidonies* » (vivants !) décrits par Roger MOLINIER (1960, p. 242), on peut distinguer deux zones d'origine tout à fait différente, celle des « bourrelets »

et celle des « buttes » ; les cheminées se trouvent exclusivement dans la zone des buttes.

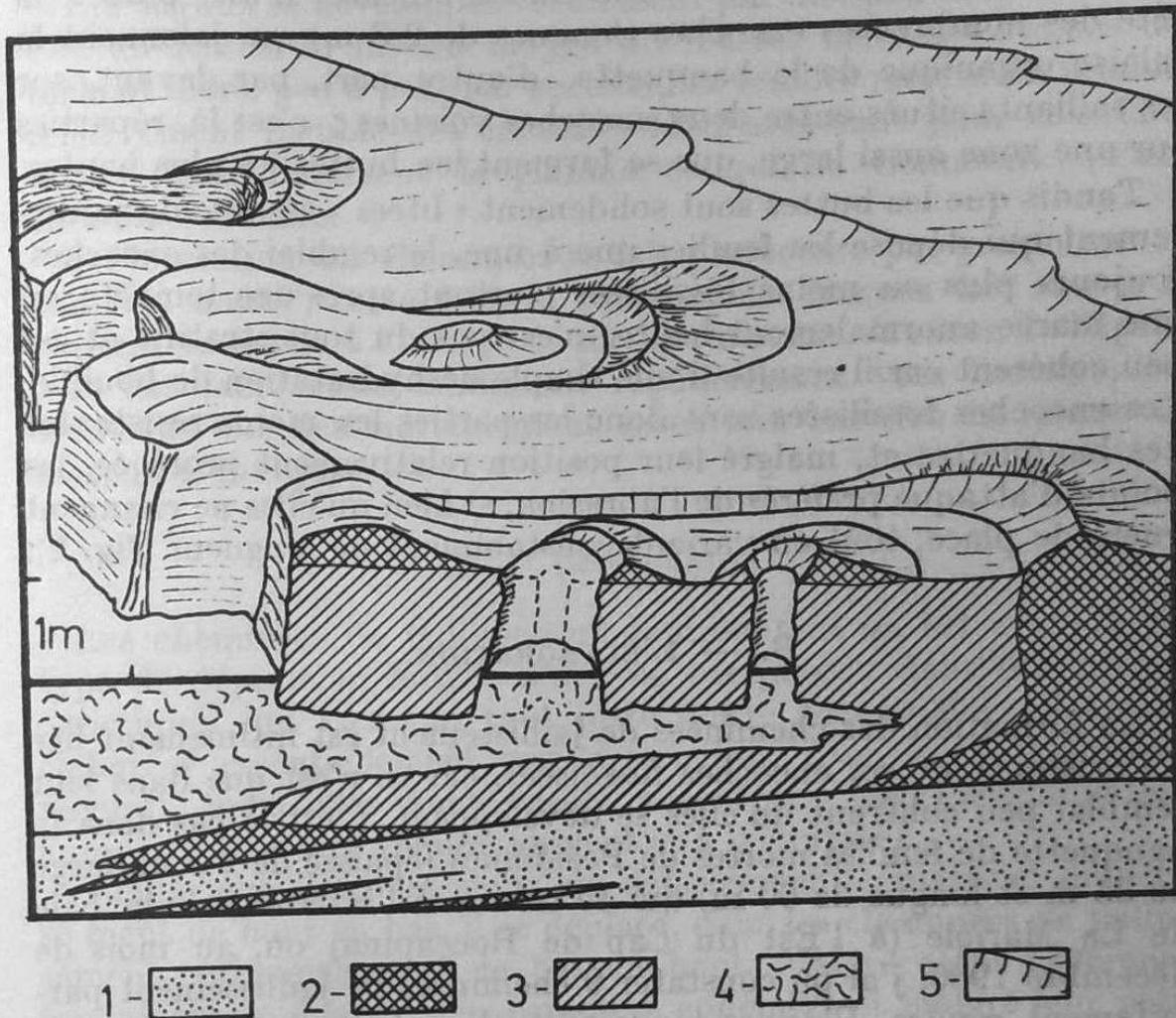


FIG. 2. — Coupe schématique d'une banquette de feuilles mortes de Posidonies avec « buttes circulaires » et « cheminées de jaillissement » dont une est déjà élargie.
 1. Sable marin. — 2. Couche compacte de feuilles mortes (stratifiée par jaillissement ou tassée par le poids). — 3. Remblai meuble et non stratifié dans une encoche fossilisée. — 4. Bouillie de feuilles mortes. — 5. Ancienne falaise organique (fossilisée et estompée).

Les bourrelets ne se forment que par mer relativement calme lorsque les vagues poussent une véritable « bouillie » de feuilles mortes vers le haut d'un fond de baie plat et peu profond, la comprimant ainsi peu à peu. Ce genre d'accumulation se fait horizontalement et par simple déshydratation dynamique de la bouillie. (D'ailleurs, les lagunes séparées complètement de la haute mer par ces flèches organiques représentent un type de dépression « fermée », dans la dernière phase d'élaboration, par l'accumulation marine.)

Les buttes se forment par mer très mouvementée lorsque les vagues, à peine freinées par une zone étroite de bouillie, jaillissent au contact des banquettes déjà stabilisées en projetant les feuilles mortes de Posidonies vers le haut. Cette accumulation se fait surtout verti-

calement, non plus par déshydratation, mais par dislocation de la bouillie.

Le jaillissement est particulièrement efficace, d'une part à la tête des nombreuses encoches (longues de 2-8 m) qui jalonnent la falaise organique de la banquette, d'autre part, par devant, sur les saillants situés entre deux encoches voisines ; c'est là, réparties sur une zone aussi large, que se forment les buttes les plus hautes.

Tandis que les buttes sont solidement « litées » à cause du jaillissement qui dépose les feuilles une à une, le remblai des encoches, toujours plus ou moins fossilisées (surtout après une tempête ou une marée anormalement haute) n'est pas du tout stratifié et est peu cohérent car il résulte d'une simple déshydratation de bouillie. Les encoches fossilisées sont donc les parties les moins résistantes des banquettes et, malgré leur position relativement protégée, les points d'attaque préférés de l'abrasion, si bien qu'elles ne changent guère de place, tout en variant constamment de longueur (fig. 2).

B. — L'ÉLABORATION.

La formation des cheminées de jaillissement est intimement liée à l'existence de ces encoches fossilisées, car ce n'est que dans leur remblai peu cohérent qu'elles se développent. C'est le cas dans la banquette de feuilles mortes de Posidonies (épaisse de 2-3 m, large de 35 m et longue de 60 m) qui se trouve à l'intérieur de la baie de La Mariole (à l'Est du Cap de Roccapina) où, au mois de décembre 1966, j'ai pu constater 9 cheminées de jaillissement parfaitement rondes. Plus les trous sont éloignés de la falaise de la banquette, plus ils sont étroits (comme les puits de Morgat) ; le diamètre des cheminées va ainsi en diminuant de 1,6 m à 0,3 m. Les cheminées, profondes de 1-2 m, partent à peu près verticalement d'une espèce de tunnel horizontal et à peine plus large qu'elles-mêmes mais parfois longs de 9 m. L'hiver, ces « tuyaux de déferlement » (Brandungsröhren) sont toujours plus ou moins remplis de bouillie de feuilles mortes. Chaque fois qu'une grosse vague aborde la banquette et s'engouffre dans les tuyaux, la bouillie y est mise sous pression et projetée en fontaines hors des cheminées autour desquelles se forment alors, par dépôt de feuilles mortes, des buttes circulaires (hautes de quelque 60 cm) (Pl. III). Leur côté sous le vent, recevant le gros de la charge, est régulièrement plus haut que le côté tourné vers la mer.

Lorsque la pression nécessaire au jaillissement diminue, les buttes circulaires ne continuent plus à se développer. C'est semble-t-il le cas, même par gros temps, quand le diamètre des cheminées est devenu trop grand (fig. 2) ou quand le tuyau s'est tellement rallongé qu'il y a eu formation de nouvelles cheminées plus loin à

l'intérieur de la banquette. L'alignement de plusieurs cheminées sur un même tuyau indique un rallongement progressif de celui-ci.

Les tuyaux se développent seulement par mer peu mouvementée. Peu au-dessus du niveau moyen des basses mers, les vagues détachent alors, peu à peu, par succion, les feuilles mortes du remblai relativement meuble des encoches fossilisées sans pour cela faire sauter immédiatement le plafond ce qui ne donnerait qu'une encoche ordinaire.

La formation des cheminées se fait par contre par grosse mer et à marée haute ; cette fois, la pression des vagues fait sauter le plafond du tuyau à l'endroit le moins résistant. A cause de l'épaisseur des banquettes diminuant régulièrement vers l'arrière, ces éruptions ont lieu normalement assez loin derrière la falaise de matière organique.

C. — CONCLUSION.

Les cheminées de jaillissement représentent un bel exemple du type de dépression fermée d'origine complexe : dans des masses organiques qui viennent tout juste d'être accumulées, elles sont élaborées essentiellement par destruction (due à l'activité des vagues), mais elles sont encore accentuées par l'accumulation annulaire (due aux vagues, au vent et à la gravité).

Tandis que dans les puits de déferlement le matériel détaché se meut de haut en bas, il se déplace, dans les cheminées de jaillissement, principalement de bas en haut. Malgré cette différence fondamentale, malgré leur caractère éphémère et malgré leur petitesse, les cheminées de jaillissement confirment l'hypothèse que les dépressions fermées littorales (et supra-littorales) excavées mécaniquement sont liées obligatoirement à un milieu présentant (à part une activité modérée des vagues) une structure à allure verticale.

Dans les banquettes de feuilles mortes de Posidonies, l'alternance d'encoches fossilisées et de saillants qui engendre une telle structure verticale est la condition *sine qua non* de la formation des cheminées de jaillissement.

IV. — ASTURIES : LES « DOLINES MARINES »

A. — LA TERMINOLOGIE.

Les « dolines marines » constituent un des groupes de phénomènes les plus typiques des régions calcaires qui sont soumises, au moins partiellement ou temporairement, à l'action corrosive de la mer et que H. MENSCHING (1965, p. 24) a désignées par le terme de « Küstenkarst » (karst côtier) ; ce terme, qui recouvre aussi les

phénomènes karstiques fossiles résultant des mouvements glacio-eustatiques de la mer, est plus vaste que le terme classique de « karst littoral ». — Certes, l'eau de pluie et les ruisseaux peuvent participer plus ou moins à l'élaboration du Küstenkarst, mais les processus marins l'emportent (ou l'emportaient) nettement ; les formes de détail décrites dans les Asturies par H. MENSCHING telles que les vallées de dolines (« Dolinalungen »), les baies de dolines (« Dolinenbuchten »), les fontaines de déferlement (« Brandungsfantänen ») et les lapiez marins, fossiles ou non (« Brandungskarren »), n'apparaissent que dans la marge côtière des terrasses marines du Quaternaire.

En incorporant dans le complexe du Küstenkarst le secteur pré-littoral et en se servant du degré de submersion, on peut distinguer 5 types de dolines marines (Küstendolinen) pour lesquels je propose les termes suivants :

1. *dolines sous-marines* (Meeresgrund-Dolinen)
continuellement et totalement submergées
2. *dolines inondées* (Ingressionsdolinen)
continuellement et partiellement submergées
3. *dolines de marée* (Gezeitendolinen)
périodiquement et partiellement submergées
4. *dolines de déferlement* (Brandungsdolinen)
épisodiquement et partiellement ou totalement baignées
par les embruns
5. *dolines supra-marines* (Küsten-Hochdolinen)
n'étant plus atteintes mais étant influencées indirectement
par l'eau de mer

B. — LES DOLINES SOUS-MARINES.

Certes, les dolines sous-marines sont pour la plupart d'origine subaérienne mais elles ont été, une fois totalement submergées, mises hors de fonction par la transgression flamandienne. B. Z. MILOJEVIC (1952) l'a montré pour la côte dinarique (par exemple dans le port de Pula et sur les côtes de Krk et Dugi Otok) et A. GUILCHER (1967, p. 118) pense que c'est également le cas pour le « beau karst littoral des Asturies aux environs de Llanes ». De même, V. P. ZENKOVITCH et P. A. KAPLIN (1965, d'après A. GUILCHER, 1967, p. 119) pensent que le benthos sous-marin, quoique ayant une certaine efficacité, n'est pas entièrement responsable de l'élaboration des dolines sous-marines de la côte dalmate.

L'idée d'une formation essentiellement subaérienne des dolines sous-marines ne doit pourtant pas exclure la très grande probabilité d'une participation, importante sinon décisive, de l'eau de mer à leur formation juste avant la submersion totale.

L'analyse des dolines marines, qui se trouvent actuellement dans cette phase, montrera que nulle part leur élaboration ne se poursuit avec plus d'efficacité que là où il n'y a qu'une submersion partielle et temporaire. — C'est le principe même des dolines actives que d'avoir une corrosion concentrée localement ce qui ne peut plus être le cas après une submersion totale, tout au moins lorsqu'il n'y a pas de résurgence sous-marine dans la doline.

C. — LES DOLINES INONDÉES.

C'est un type de doline marine assez rare ; l'inondation partielle et permanente se produit seulement dans les dolines supra-littorales dont le fond est situé plus bas encore que le niveau des plus basses mers actuelles, de préférence à l'arrière des côtes des mers sans marées importantes comme la Méditerranée. B. Z. MILOJEVIC (1952, p. 202) cite toute une série d'exemples de la côte dinarique où, séparées de la mer par des barres de calcaire rocheux, des dolines sont remplies d'eau saumâtre. — Si le niveau marin continue à monter, les dolines de marée des Asturies vont passer à ce même stade.

D. — LES DOLINES DE MARÉE.

Comme le type précédent, ce type de doline marine est inondé partiellement mais, contrairement à lui, seulement au rythme des marées ; à marée basse, il découvre complètement, le fond de la doline est donc situé en dessous du niveau des hautes mers mais au-dessus du niveau des basses mers.

Au Nord-Est de Buelna, où l'amplitude des marées dépasse 4 m, plusieurs dolines marines se trouvent actuellement à ce stade de submersion partielle et périodique. 50-100 m à l'arrière de la côte extérieure, elles se sont développées dans la terrasse marine du niveau de 15-20 m (Eutyrrhénien) entaillée ici dans le calcaire zoogène compact et très dur de l'Aptien inférieur à faciès urgonien.

Plus le réseau karstique marin par lequel les dolines de marée communiquent avec la mer est long, moins il est élargi mécaniquement et moins l'effet des vagues se fait sentir dans les dolines : tandis que dans la doline du Moulin de Mer (fig. 3), où l'eau ne monte que doucement, une importante couche de slikke vaseuse a pu se déposer et même se transformer partiellement en haute slikke (Pl. IV A), dans la doline du Pont Naturel (fig. 4), il y a un véritable cordon littoral de galets, haut de 1,5 m, autour d'un bassin de sable balayé à marée haute par des paquets d'eau projetés hors de plusieurs tunnels horizontaux de plus d'un mètre de diamètre.

L'état des falaises (hautes de 3-5 m) entourant les deux dolines

reflète bien les différents degrés d'influence des vagues : autour de la doline du Moulin, la falaise est totalement couverte de végétation donc elle est morte, sauf à l'endroit du ponor marin et de la résurgence d'eau douce ; au contraire, dans la doline du Pont Naturel,

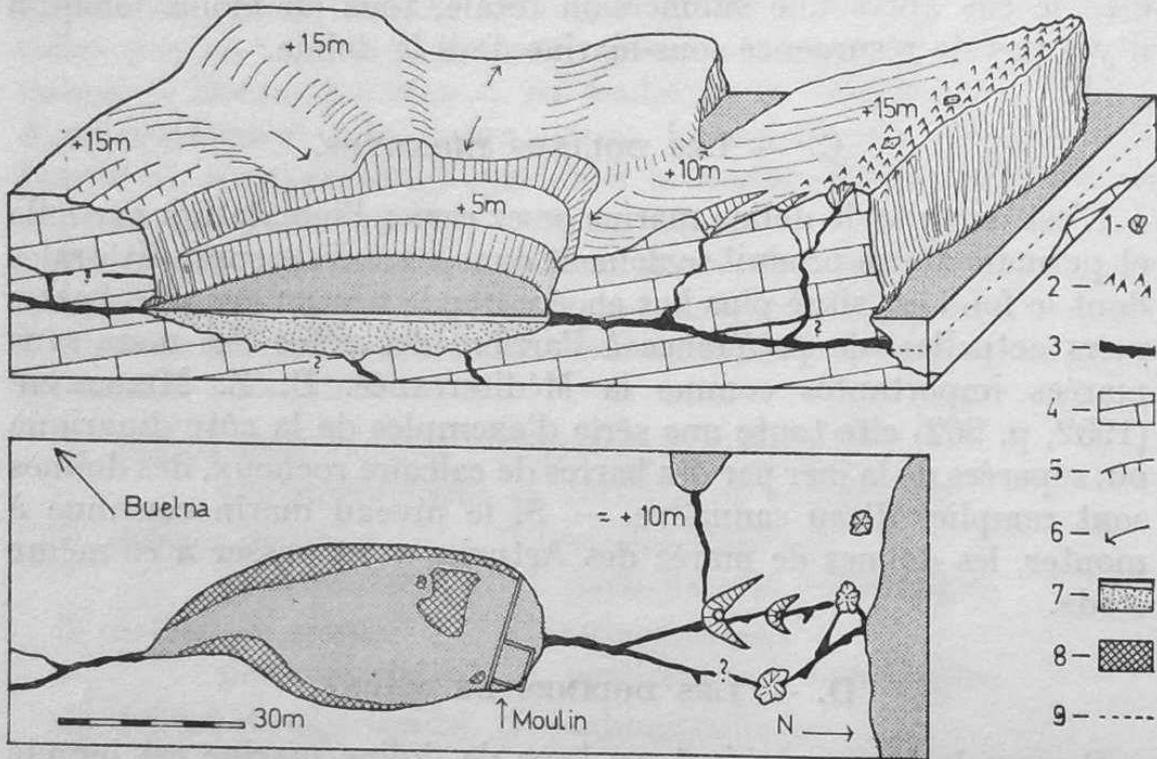


FIG. 3. — Croquis de la doline du Moulin à marée haute (type : « doline de marée »).
 1. Doline embryonnaire. — 2. Lapiez marins tranchants. — 3. Conduits présumés du réseau karstique. — 4. Calcaire zoogène compact et très dur (Aptien inférieur à faciès urgonien). — 5. Terrasses de culture. — 6. Pente des talwegs. — 7. Slikke vaseuse à marée haute. — 8. Haute slikke. — 9. Niveau des basses mers. — + 5 m. Replat d'érosion correspondant au niveau du Néotyrrhénien.

elle n'est morte que derrière le cordon littoral, ailleurs elle est couverte de lapiez marins. De plus les dolines qui jalonnent le réseau karstique marin entre la côte extérieure et la doline de marée sont plus nombreuses et plus développées dans le deuxième cas ; leur fond est déjà submergé ou baigné par les embruns intérieurs et l'entrée du réseau karstique marin a été déjà tellement élargie par le déferlement que la première doline intermédiaire de la chaîne n'est séparée d'une crique normale que par un mince pont naturel, dernier reste du pourtour d'une dépression fermée. Au-dessus du réseau karstique marin, conduisant de deux points différents de la côte extérieure à la doline du Moulin, il n'y a que quelques dolines embryonnaires ; elles sont complètement couvertes de végétation, sauf celles qui se trouvent directement à l'arrière de la grande falaise où elles sont baignées épisodiquement par des embruns extérieurs.

L'existence d'un plus grand nombre de dolines intermédiaires entre la côte et la doline du Pont Naturel peut s'expliquer en partie

par un plus grand débit d'eau douce. Alors que dans la doline du Moulin arrivent des eaux douces souterraines, peu abondantes, dans la doline du Pont Naturel débouche un ruisseau subaérien. Le détournement partiel de ce ruisseau (ne coulant qu'après de

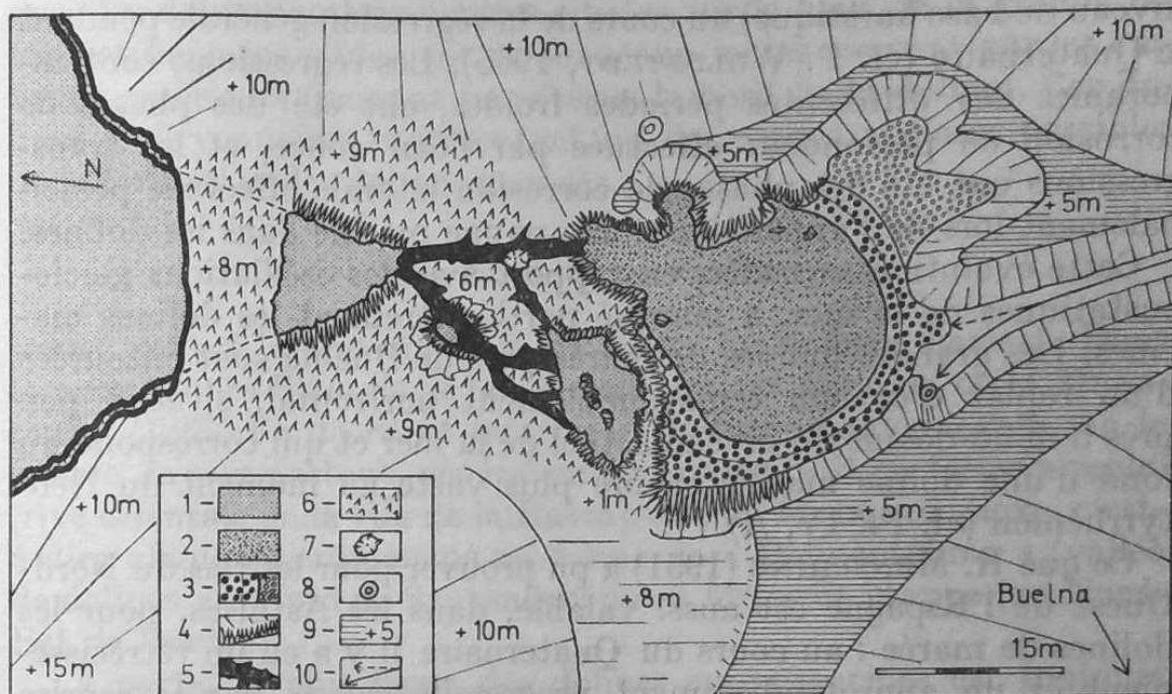


FIG. 4. — Croquis de la doline du Pont Naturel et des dolines intermédiaires à marée haute (type : « doline de marée »).

1. Couvert à marée haute. — 2. Sable marin découvrant à marée basse. — 3. Cordon littoral de galets (actuel et flandrien). — 4. Falaise intérieure vive. — 5. Conduits présumés du réseau karstique marin. — 6. Lapiez marins tranchants — 7. Doline embryonnaire. — 8 Jama ou ponor. — 9. Replat correspondant au niveau du Néolithique. — 10. Vallée sèche avec écoulement sub-aérien épisodique.

fortes pluies) par un ponor juste à côté de la doline, n'a probablement eu lieu qu'après l'élaboration des dolines intermédiaires, ce qui ne veut pas dire que cette eau douce ne puisse toujours y arriver après un détour.

L'agrandissement actuel des dolines de marée (comme celui des dolines inondées) se fait, contrairement aux dolines classiques, moins par approfondissement que par élargissement. Le fond de ces dolines étant constamment protégé, depuis la submersion, par une couche plus ou moins épaisse de vase ou de sable qui freine presque totalement la circulation de l'eau, la corrosion se concentre sur les marges des dolines où il y a aussi bien mouvement et renouvellement de l'eau au contact de la roche qu'alternance régulière d'humidification et d'assèchement de celle-ci. Cela donne des falaises de dissolution s'élevant assez abruptement au-dessus d'un fond de doline plat, souvent imperméabilisé par obstruction des conduits.

La doline du Moulin prouve que des falaises raides peuvent se

former aussi sans l'aide mécanique de vagues. Du point de vue génétique, ces dolines sont donc très proches des poljés.

L'approfondissement des dolines de marée n'est pas le résultat d'une corrosion marine continue, mais d'une corrosion terrestre par étapes déclenchée par l'abaissement de la mer (servant comme niveau de base karstique) au cours de la régression générale pendant le Quaternaire (cf. P. WOLDSTEDT, 1965). Les régressions, contemporaines des différentes périodes froides, ont été des phases de corrosion en profondeur effectuée par l'eau douce, et les transgressions ont été des phases de corrosion latérale effectuée principalement lors de l'apparition d'une nappe marine dans les dolines.

Cette évolution saccadée, en rapport avec les oscillations glacio-eustatiques de la mer, a marqué particulièrement les dolines marines. Les grandes dolines de marée près de Buelna sont entourées d'un replat d'érosion remarquablement horizontal, situé à peu près 5 m au-dessus du niveau actuel de la mer et qui correspond au fond d'une doline marine encore plus vaste au moment du Néotyrhénien (cf. Pl. IV, A).

Ce que H. MENSCHING (1951) a pu prouver pour les rias du Nord-Ouest de l'Espagne est aussi valable, dans les Asturies, pour les dolines de marée : au cours du Quaternaire il y a eu un rétrécissement et un approfondissement progressifs causés par la reprise du creusement lors des régressions n'ayant plus atteint le niveau des transgressions précédentes.

E. — LES DOLINES DE DÉFERLEMENT.

Le fond de ce type de doline marine est situé au-dessus du niveau des plus hautes mers actuelles (donc, il n'est jamais submergé par une nappe d'eau), mais l'eau de mer peut y être projetée à travers un ponor central vertical large de quelques centimètres jusqu'à plus d'un mètre (Pl. IV, B). Par gros temps et à marée haute, lorsque les vagues s'engouffrent dans le réseau karstique marin, l'eau mise sous pression dans les conduits peut monter sensiblement au-dessus du niveau de la mer et sortir enfin, jusqu'à 50 m à l'arrière de la côte, sous forme d'embruns.

Le sous-type le plus impressionnant des dolines de déferlement est certainement la fontaine de déferlement (Brandungsfontaine) ; H. MENSCHING (1965) a décrit ce phénomène près du village de Cue (à l'Est de Llanes) où, un jour de tempête, il a pu constater des jets d'eau, hauts de quelques dizaines de mètres, qui jaillissaient en sifflant hors de 3 dolines marines.

Nulle part dans les Asturies, la formation du relief habituel de lapiez marins tranchants n'est mieux développée qu'à l'intérieur des dolines de déferlement (diamètre : 10-20 m), surtout dans celles dont le fond se trouve près du niveau de base et dont le ponor cen-

tral, par conséquent, est déjà assez élargi pour laisser souvent passer de très importantes quantités d'eau sans pour autant donner lieu à une destruction mécanique des lapiez.

Il ne faut pas confondre ces grandes dolines de déferlement baignées par les embruns intérieurs (provenant de dessous la doline) avec les dolines embryonnaires situées sur le haut de la grande falaise et baignées seulement et beaucoup moins souvent par les embruns extérieurs (passant par-dessus le bord de la doline). Ces dolines embryonnaires représentent un des stades initiaux possibles de la formation des dolines marines.

F. — LES DOLINES SUPRA-MARINES.

Ce type est le plus commun de toutes les dolines marines. Dans la marge supra-littorale de la côte calcaire des Asturies, où H. MENSCHING (1965) l'a décrit et interprété de façon convaincante, on le trouve un peu partout, généralement groupé, soit en forme simple, (rive orientale de la Ria de la Ravia), soit en forme complexe, c'est-à-dire aligné et entrecoupé en forme de « Dolinentalung » (vallée de dolines au Nord de Santander) ou en forme de grappe (au Nord-Est de Buelna).

La partie la plus basse des dolines supra-marines est toujours située plus haut que le niveau des plus hautes mers actuelles ; les embruns ne peuvent plus les atteindre. Néanmoins, l'eau de mer imbibe la roche perméable jusqu'en-dessous des dolines où elle forme le niveau de base karstique.

A la différence des quatre autres types, influencés directement par la mer, ces dolines supra-marines ne sont plus du tout atteintes par la mer qui continue néanmoins à exercer une influence indirecte car l'eau salée, présente sous les dolines, se meut au rythme des marées, contribuant ainsi à l'élargissement et au dégagement des conduits karstiques, facilitant l'écoulement des eaux de pluie et mettant, plus tard, une limite au développement en profondeur de la doline proprement dite.

Ce qui justifie encore davantage l'incorporation de ces dépressions karstiques dans la catégorie des dolines marines est le fait qu'elles ont été, lors des transgressions tyrrhéniennes, sous l'influence directe de la mer et que, vraisemblablement, elles ont été même élaborées essentiellement par elle.

Les dolines supra-marines communiquent avec la mer, soit par des fentes trop étroites (ou obstruées) pour permettre la formation de fontaines ou de dolines de déferlement, ou soit par des ponors trop larges ou trop profonds pour qu'il y ait encore pression et jaillissement ; ces ponors marins hors de fonction sont bordés de végétation. Par comparaison avec le premier cas, le second cas dénote généralement une évolution plus poussée ; le ponor central, dont

la largeur dépasse rarement un mètre et qui est encore souvent couvert de lapiez tranchants, ne semble pas résulter d'un effondrement mais plutôt de la corrosion marine due à une transgression antérieure.

Contrairement aux dolines de déferlement (dont seule la situation topographique pourrait être qualifiée de « supra-marine »), le vrai type des dolines supra-marines ne connaît ni végétation halophile ni lapiez marins actifs parce qu'il n'est plus sous l'action des embruns lancés par les fontaines périodiques.

Près de Buelna, les dolines supra-marines sont entièrement tapissées de prairie, de lande ou même d'une épaisse végétation arborescente. Dans celles qui sont remblayées de sable la végétation est cependant rare, parfois même absente. Les deux dolines supra-marines fossilisées, se trouvant à l'Est du pont naturel, sont partiellement remplies de sable marin et de galets corrodés formant un fond plat et rond (diamètre : 6-10 m) qui donne, par une petite cluse située dans le haut de la falaise, directement sur la mer. Comme dans les dolines marines fossiles décrites par H. MENSCHING (1965) au Nord de Santander, le remblai est situé à un niveau correspondant à une transgression du dernier interglaciaire, ici au niveau de 15 m (Eutyrrhénien).

Ces deux dolines, comme tant d'autres, ont dû se former au plus tard juste avant cette transgression en passant successivement par le stade des dolines de déferlement, des dolines de marée, des dolines inondées, peut-être même des dolines sous-marines ; lors de la régression suivante, elles ont été remblayées, si bien que l'ancien réseau karstique marin (encore très étroit dans ces petites dolines) n'a plus été réactivé, surtout que l'influence marine allait en diminuant avec la régression.

G. — CONCLUSION.

Pour qu'il y ait un pullulement de dolines marines comparable à celui des côtes asturiennes, il faut que les facteurs suivants coexistent :

1. Le relief à l'arrière du littoral ne doit pas être trop élevé afin que les forces marines puissent, à travers la roche, atteindre la surface. (Cas idéal : des terrasses tyrrhéniennes assez larges dans du calcaire bien fissuré mais résistant à l'attaque mécanique des vagues.)
2. Il doit y avoir des marées fortes qui déplacent l'eau dans le réseau karstique et qui provoquent une alternance régulière et très efficace d'humidification et d'assèchement.
3. Des tempêtes fréquentes avec de grosses vagues ont un effet analogue aux marées. Elles peuvent même considérablement

étendre la zone d'influence marine directe au-dessus du niveau des plus hautes mers actuelles.

4. De fortes précipitations annuelles renforcent sensiblement les processus karstiques marins car l'eau de pluie est particulièrement propice à la dissolution du calcaire.

La côte dalmate, pourtant considérée comme la côte karstique classique, ne réunit pas toutes ces conditions et donc ne connaît pas cette quantité et cette variété de dolines marines dans un espace aussi restreint.

On distingue donc 5 types de dolines marines ce qui ne veut naturellement pas dire qu'il n'existe pas, en plus, toutes sortes de formes de transition, car avec les oscillations glacio-eustatiques de la mer une doline marine se trouve en évolution constante.

Les dolines marines, très sensibles à l'influence de la submersion, évoluent continuellement et n'atteignent donc jamais un état terminal, sinon celui de la destruction complète par « ouverture » latérale de la dépression fermée, tant que le niveau de la mer n'est pas stabilisé.

V. — CONCLUSION

Si différents que soient les caractères de chacun des 3 milieux littoraux propices à l'élaboration d'un type ou de toute une série de types de dépressions fermées littorales — milieu purement organique, milieu calcaire, milieu cristallin — ils ont quand même entre eux des traits communs.

Les exemples décrits montrent que les dépressions fermées, liées à l'action destructive mécanique de la mer, s'installent généralement là où la macro-structure interne d'une côte relativement haute a une allure verticale et que même les grandes dépressions fermées dues à l'excavation chimique (dolines marines) en dépendent dans leur stade initial. Seules, les micro-dépressions en sont indépendantes, elles obéissent plutôt aux lois dictées par les différentes composantes de l'exposition et par la micro-structure de la roche.

La dynamique, loin d'être semblable dans les trois milieux, à cause de l'importante différence existant entre les marées, y possède pourtant en commun le fait de n'avoir pas de vagues extrêmement violentes.

Les dépressions fermées littorales (y compris les types supra-littoraux) elles-mêmes sont presque toujours en harmonie avec les forces agissant actuellement car les formes fossiles finissent vite par être comblées ou échanrées. En tant qu'individu, une dépression fermée littorale périt bien vite, surtout lorsqu'il s'agit d'une forme de destruction ; en tant que type elle ne cessera pourtant

pas d'exister car ce phénomène, comme tant d'autres, suit la mer lors de ses régressions et il la précède lors de ses transgressions.

ZUSAMMENFASSUNG

Die Küste ist einer der wenigen Bereiche, in denen geschlossene Hohlformen zahlreich und in grosser Vielfalt auftreten; am seltensten sind nicht die Hohlformen, die durch Akkumulation « geschlossen » wurden (Lagunen), sondern solche, die durch Ausräumung zustandekamen. Voraussetzungen dafür (ausgenommen die Kleinformen) sind hohe Küsten, deren innerer Bau ein möglichst engmaschiges Gitter vertikaler Schwächelinien aufweist, sowie eine nur mässig starke Brandung. — Die Brandungsbrunnen in den saigeren Quarziten von Morgat sind erst nach der letzten Kaltzeit entstanden, denn rund um die Schachtoberkanten steht auf stark geneigtem Hang gleichmässig mächtiger Periglazialschutt an. — Die Ringhöcker um Brandungsschlote stellen ein jahreszeitlich bedingtes Ausräumungsstadium zugesetzter Kolke in korsischen Schwemmlattbänken dar. Die Materialbewegung läuft hier von unten nach oben ab. — Die asturischen Küstendolinen werden nach dem Grad der Ueberflutung in 5 Typen untergliedert. Die Ingressions- und Gezeitendolinen mit derzeitig vorherrschender Seitenkorrosion (während der Regressionen herrschte Tiefenkorrosion vor) stehen genetisch den Poljen nahe.

BIBLIOGRAPHIE

- DERRUAU (M.), 1967. *Précis de Géomorphologie*, Paris, 415 p., 5^e édit. rev.
- GIERLOFF-EMDEN (H. G.), 1961. Nehrungen und Lagunen. *Pet. Geogr. Mit.*, 105, p. 81-92 et 162-176.
- GUILCHER (A.), 1948. *Le relief de la Bretagne méridionale de la baie de Douarnenez à la Vilaine*, La Roche-sur-Yon, 682 p.
- GUILCHER (A.), 1952. Formes de décomposition chimique dans la zone des embruns et des marées sur les côtes britanniques et bretonnes. *Cinquantième anniversaire du Laboratoire de Géographie (1902-1952)*. Vol. jubil., Rennes, p. 167-181.
- GUILCHER (A.), 1954. *Morphologie littorale et sous-marine*, Paris, 216 p.
- GUILCHER (A.), 1967. XIV^e Chronique océanographique. *Norois*, 53, p. 109-144.
- MENSCHING (H.), 1961. Die Rias der galicisch-asturischen Küste Spaniens. Beobachtungen und Bemerkungen zu ihrer Entstehung. *Erdkunde*, XV, p. 210-224.
- MENSCHING (H.), 1965. Beobachtungen zum Formenschatz des Küstenkarstes an der kantabrischen Küste bei Santander und Llanes (Nordspanien). *Erdkunde*, XIX, p. 24-31.
- MEYNIER (A.), 1958 et 1959. Quelques formes de relief périglaciaire en Bretagne. *Norois*, 20, p. 373-398 et *Norois*, 21, p. 3-18.
- MILOJEVIC (B. Z.), 1952. Les formes karstiques de la côte dinarique. *Cinquantième anniv. du Laboratoire de Géographie (1902-1952)*, vol. jubil., Rennes, p. 198-207.
- MOLINIER (Roger), 1960. Étude des biocénoses du Cap Corse. *Vegetatio Acta Geobotanica*, IX, p. 121-192 et 217-312.
- PANZER (W.), 1949. Brandungshöhlen und Brandungskehlen. *Erdkunde*, III, p. 29-41.
- RONDEAU (A.), 1958. Corse et Bretagne : à propos du modelé granitique de la région de Trégastel (Côtes-du-Nord). *Norois*, 20, p. 451-457.
- SCHÜLKE (H.), 1967. Organische Strandwälle und Nehrungen in korsischen Rias. *Erdkunde*, XXI, p. 1-11.
- SCHÜLKE (H.), 1967. Ueber das Verhalten korsischer Schwemmlattbänke im Winter. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 11, p. 77-97.
- WOLDSTEDT (P.), 1965. Die interglazialen marinen Strände und der Aufbau des antarktischen Inlandeises. *Eiszeitalter und Gegenwart*, 16, p. 31-36.
- ZENKOVITCH (V. P.) et KAPLIN (P. A.), 1965. Explorations géomorphologiques sous-marines sur la côte dalmate. *Izv. Ak. Nauk. SSSR, sér. géogr.*, n° 3, p. 18-34 (en russe, traduit par G. KRICHEVSKY).
- Carte géologique de France 1/80.000*° feuilles 72 (Quimper) et 57 (Brest) 1949.
- Mapa Geologica de España 1/50.000*. Explication de la Hoja n° 32 Llanes (Oviedo), Madrid, 1950.
- Photo aérienne France*, 1961, Douarnenez IV/18 n° 6.
- Clichés, figures et traduction : H. SCHÜLKE.