

*Etienne de Vaumas **

Paris

A Monsieur J. DYLIK, en souvenir de trois journées d'excursion, passées le long de la Somme avec MM. Y. Guillien et R. Agache (1.2.3.—VI—63)

RECHERCHES SUR LE MODELÉ CRYOHYDRIQUE ET CRYOFLUVIAL

INTRODUCTION

Dans des publications précédentes, on s'est efforcé de résoudre un certain nombre de problèmes de géomorphologie générale, relevant de l'action du gel.

(1) Problème de la succession des systèmes géomorphogénétiques au cours d'une période chaude/froide

Ces processus varient avec le gel mais aussi avec l'abondance plus ou moins grande des précipitations atmosphériques, et par conséquent avec les relations de l'eau et du sol (ruissellement, imbibition, humectation) (de Vaumas, 1963b et f). Ces processus varient aussi d'intensité avec la latitude (1965b). Contrairement à l'idée spontanée que l'on peut se faire, c'est à la latitude des pays méditerranéens que les phénomènes cryogéniques semblent avoir été les plus importants durant la période froide.

(2) Problème des versants

Les phénomènes cryogéniques sont à l'origine de deux grands types de versants:

(A) Les versants d'éboulisation (ou nivelés par éboulis) (de Vaumas, 1964a et b). Ce sont les versants que J. P. Bakker et J. W. N. le Heux ont défini mathématiquement sous le nom de *versant de Richter*. Ils sont modelés dans les roches que le gel débite en gros fragments.

(B) Les versants de solifluction laminaire (1963c et d). Ce

* Maître de Recherche, au Centre National de la Recherche Scientifique, Paris.

sont les versants que les géomorphologues (au moins les géomorphologues français) appellent „glacis d'érosion en roches tendres” et attribuent à l'action du ruissellement aréolaire. Malgré les différences considérables qui existent entre les „glacis d'érosion en roches tendres” et les pédiments, ces géomorphologues y voient seulement deux variétés d'un même processus géomorphogénétique. Ces versants sont modelés dans les roches que le gel disloque et que l'eau imbibe de telle sorte que le matériel rocheux soliflue.

(3) Problèmes des formes de relief dues au ruissellement aréolaire

Un certain nombre d'études ont permis de préciser déjà quelques-unes de ces formes (1958; 1963g), la date à laquelle elles ont cessé de se former (1963e), les niveaux de base (1964c) et les changements de climat (1964g) corrélatifs de leur façonnement, l'ampleur enfin des matériaux enlevés à chaque période chaude/froide du Villafranchien et du Quaternaire (1965b). Ces recherches n'ont pas de rapports immédiats avec les phénomènes cryogéniques; elles permettent cependant indirectement de mieux distinguer les formes de relief dues au gel et les formes de relief dues au ruissellement, et ainsi, d'éviter les confusions.

(4) Problèmes des phénomènes karstiques

Les rappels qui précèdent, s'appliquent aussi aux phénomènes karstiques (1965b).

(5) Deux brefs exposés synthétiques ont déjà été donnés des principaux résultats qui semblent acquis (1965a, 1965b).

La présente étude a trait aux dépressions créées par les phénomènes cryogéniques. Cette étude consiste dans l'analyse de deux régions, situées en France: la Brenne et le Velay. Ces régions ont été retenues parce qu'elles avaient une valeur d'exemple général.

La Brenne a une topographie modelée dans une roche imperméable et non poreuse. Cette roche est cependant parcourue par des plans de fissuration: plans dus aux diaclases, plans de stratification situés entre deux couches sédimentaires. Le Velay au contraire a un relief modelé dans un matériel perméable et poreux.

Ces deux régions conduisent à des conclusions générales qui dépassent leur propre cas. Il est même vraisemblable que ces conclusions sont susceptibles d'une extension extrêmement large.

L A . B R E N N E

Au Nord et au Nord-Ouest du Massif Central français, un cycle d'érosion a répandu au Nummulitique une vaste nappe d'épandage sur les auréoles sédimentaires du Bassin Parisien méridional. Cette couverture de dépôts continentaux est assez épaisse puisqu'elle peut atteindre 30 ou 40 m. sur la même verticale. Après leur mise en place, ces couches ont été cimentées, puis découpées en plateaux par la Vienne, la Creuse et l'Indre, ainsi que par les affluents de ces rivières. Certains de ces plateaux ont un relief très original, notamment les deux plateaux qui portent les noms de Brenne et de Petite Brenne.

Ces régions ont déjà été étudiées par J. Gras dans une thèse sur „Le Bassin de Paris méridional”¹. Cet auteur a reconnu dans ces contrées un modelé cryogénique assez inattendu et très différent des modelés de ce genre, signalés en France jusqu'ici². Un certain nombre de points d'interrogation semblaient cependant subsister après le livre de J. Gras. Ce sont quelques unes de ces questions auxquelles on voudrait donner ici une réponse après un examen du terrain fait en Juillet 1966. On s'est moins attaché à procéder à une description régionale complète qu'à décrire et expliquer les processus géomorphogénétiques qui ont donné naissance au modelé de la Brenne. Dans ce but, on a choisi la partie la plus typique de la Brenne qui est représentée sur la Figure 1 par un rectangle couvrant une superficie de 600 Km² environ. Ce rectangle correspond à la feuille de Saint-Gaultier de la carte de France au 1/50.000^e, ainsi qu'à la partie tout à fait méridionale de la feuille de Buzançais de la même carte³. La région étudiée dans cet article est donc limitée au Nord par la vallée de la Claise; au Sud, par la vallée de la Creuse; à l'Est, par les plateaux de la Forêt de Lancosme et de Nuret-le-Féron.

¹ J. Gras — Le bassin de la Paris méridional. Etude morphologique, 494 p., 118 fig., Rennes, 1963. On trouvera une bibliographie aux pages 462—486. Les passages qui traitent de la Brenne sont aux pages 344—373.

² Le mot *cryogénique* est pris comme synonyme de *périglaciale*.

³ Les feuilles de Saint-Gaultier et de Buzançais appartiennent à la carte 1/50 000^e en noir et en hachures.

Pour avoir une représentation plus précise du modelé, on pourra consulter les feuilles de la Nouvelle Carte de France en courbes et en couleurs, intitulées: Châteauroux et Velles. Ces deux feuilles recouvrent une partie importante de la Petite Brenne; les courbes y sont équidistantes de 10 m avec quelquefois des courbes intercalaires de 5 m. Malheureusement si le modelé de la Petite Brenne est mieux cartographié que le modelé de la Grande Brenne, il est aussi moins caractéristique. Il valait donc mieux, malgré une carte médiocre, étudier la Grande Brenne.

Pour la géologie, on se reportera à la Carte géologique de la France au 1/80 000^e; feuilles de Chatellerault et de Châteauroux.

§ I. DESCRIPTION DES FORMES DU RELIEF

Les formes du relief de la Brenne sont très particulières, il est donc nécessaire de les décrire de la façon la plus précise possible. Toutefois avant de procéder à cette description, il est nécessaire de caractériser rapidement la structure et les roches de la Brenne.

I. STRUCTURE ET ROCHES

(1) J. Gras que l'on suivra dans ce paragraphe, résume ainsi la tectonique de la région⁴. A la fin du Crétacé et au début du Tertiaire, une immense surface d'érosion s'étend sur le Massif Central et sur les auréoles sédimentaires du Bassin Parisien. Au Lutétien, un début de subsidence avait dû se produire sur l'emplacement de la Brenne, car des dépôts lacustres ont été alors mis en place. Un peu plus tard, les mouvements pyrénnéens accentue la profondeur de la cuvette et le relief se différencie à partir de l'ancienne pénéplaine: des cuestas notamment, apparaissent. *Sur cette topographie diversifiée, une nappe détritique en provenance du Massif Central se répand durant le Bartonien sur le Sud et le Sud-Ouest du Bassin Parisien. Cette nappe est constituée par des sables granitiques, appelés „grison” par les habitants de la Brenne.* Les dépôts ainsi mis en place ont fossilisé le relief antérieurement dégagé.

Pour l'essentiel qui seul importe ici, „la Brenne forme, comme l'écrit J. Gras (p. 353), une dépression tectonique presque fermée sauf à l'Ouest”. Les calcaires jurassiques qui constituent le fond de cette cuvette affleurent cependant en surface à travers le grison; c'est le cas notamment au Nord et au Sud du village de Douadic⁵.

(2) *La nappe détritique éocène mesure 40 m. d'épaisseur environ dans la région de la Brenne dont il est question ici; dans des régions voisines, la nappe est moins épaisse.*

La roche est argilo-sableuse. Elle dérive de l'altération des roches cristallines du Massif Central et montre des alternances de couches blanches ou grisâtres et de couches rouges ou violacées, cette dernière couleur est due à des imprégnations ferrugineuses. Les éléments constitutifs de la roche sont hétérométriques et ne dépassent pas 1 mm environ.

Cette roche, meuble à l'origine, a été par la suite très fortement cimentée par des infiltrations siliceuses. A l'heure actuelle, sauf des cas assez rares où cette roche est encore sableuse, elle est devenue très dure (J. Gras, p. 345—350).

⁴ Ouvr. cité, p. 357—359.

⁵ Voir carte géologique.

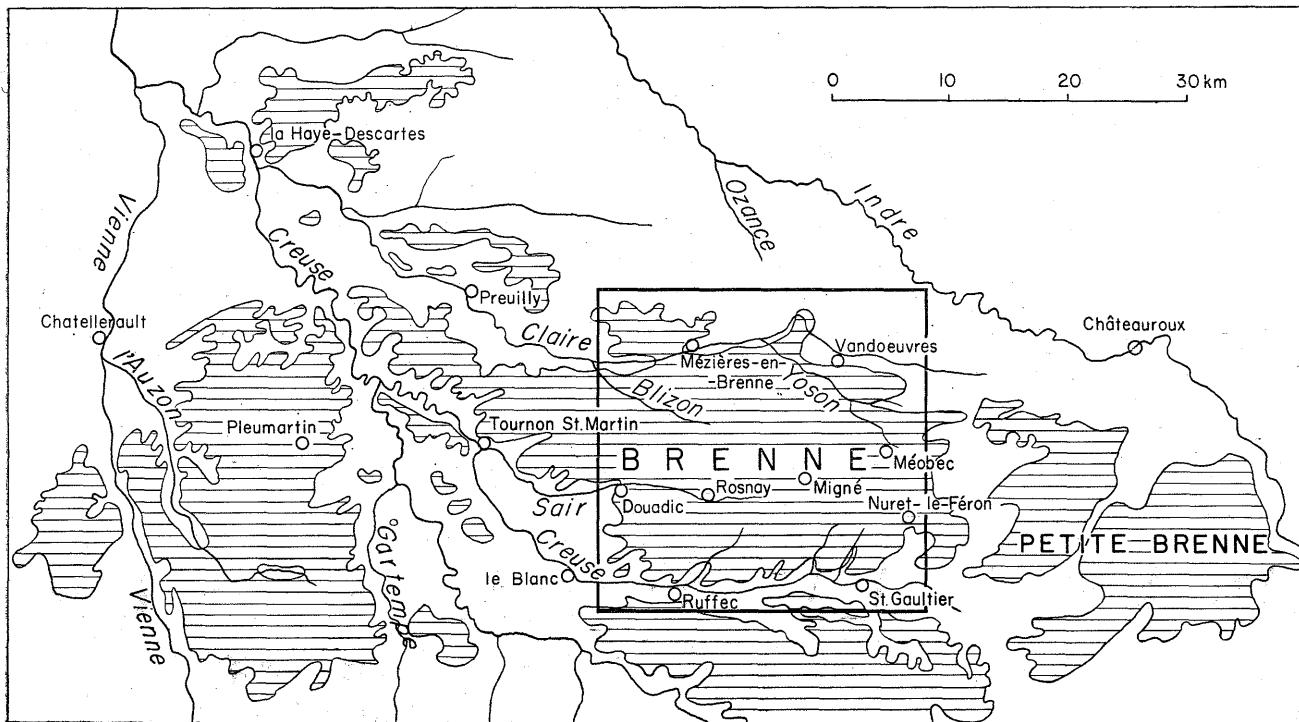


Fig. 1. Carte de localisation de la Brenne dans le Sud du bassin parisien

Les surfaces hachurées correspondent aux restes de la nappe alluviale ancienne. Le rectangle délimite la région étudiée ici

Non seulement le grison est dur mais il est encore imperméable et non poreux. Si l'on considère un fragment de roche isolément, l'absence de porosité du grison est totale car tous les éléments détritiques primitifs ont été cimentés les uns avec les autres. Pris globalement, le grison a été déposé en couches entre lesquelles les plans de stratification laissent des vides comme c'est le cas pratiquement pour toutes les roches; il existe aussi de nombreuses diaclases qui recoupent les strates. *Par conséquent, quoiqu'imperméable et non poreuse, la roche peut être envahie par l'eau selon des plans parallèles ou transversaux aux couches.*

II. LES ELEMENTS DU RELIEF (Fig. 2)

La Brenne est nettement délimitée au Nord et au Sud par deux rivières venues du Massif Central. Au Nord, la Claise descend de 104 m. à l'Est, à 80 m. à l'Ouest, et son encaissement est de 20 m. environ. Au Sud, la Creuse est à 97 m. à l'Est et à 74 m. à l'Ouest, la profondeur de la vallée est de 50 m. en moyenne⁶. La Brenne se présente donc comme *un plateau entre deux vallées* qui se sont encaissées dedans. Le modelé de ce plateau est très diversifié et comprend *les éléments de relief suivants*.

1. *Les vestiges du plateau primitif*

La Brenne montre partout *de larges bandes de terrain et des collines qui forment les parties hautes du relief et qui ont les unes et les autres un sommet très plat. Toutes les surfaces sommitales de ces reliefs sont en prolongation les unes des autres; elles dérivent d'une manière évidente, d'une surface unique* qui a été découpée par les rivières et leurs affluents, avant d'être évidée très largement par les processus géomorphogénétiques qui seront décrits plus bas. Les principaux axes de découpage de cette surface primitive sont les vallées du Yoson, du Blizon et de la Sair dont les tracés sont ESE—WNW.

Ce plateau primitif est très bien conservé dans la plupart des cas et il a gardé alors son sommet, très plat. Dans d'autres cas, des reliefs en dérivent directement mais les processus de dégradation lente ont fait perdre à ces reliefs leur surface sommitale, les reliefs culminent par conséquent maintenant un peu au-dessous de cette surface⁷. *Cette surface est une ancienne pénéplaine, car elle recoupe les dépôts du Bartonien et aussi,*

⁶ Ces chiffres portent évidemment sur le seul rectangle de la Brenne qui est étudié dans ces pages.

⁷ Les plateaux ou collines qui ont gardé leur sommet plan sont marqués en quadrillé serré sur la carte (Fig. 2); les reliefs abaissés au dessous de la surface primitive, en quadrille espacé.

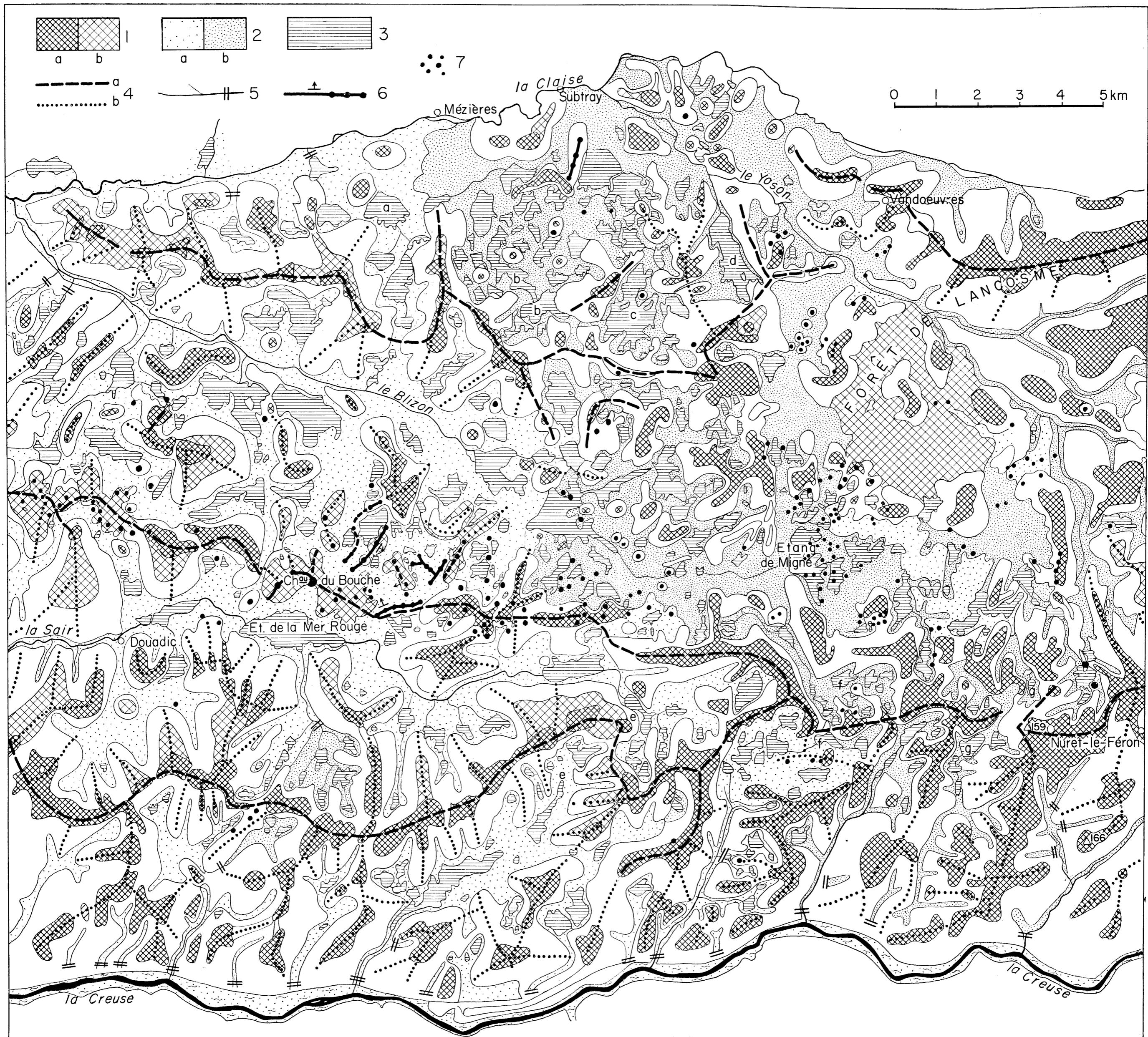


Fig. 2. Esquisse du modélisé cryogénique de la Brenne

1. restes du plateau primitif: a. restes bien conservés, b. restes usés par la désagrégation lente; 2. dépressions alluviales: a. palier inférieur, b. palier supérieur; 3. étang; 4. ligne de partage des eaux: a. principale, b. secondaire; 5. vallée suspendue; 6. cuesta (a) avec buttons (b), direction du pendage (c); 7. buttons simples
N. B.: les lettres: a, b, c, d, e, f, g, marquées sur la carte elle-même renvoient aux noms des Etangs dont la liste se trouve au § I, II, 4

près de Douadic, les calcaires jurassiques. Cette pénéplaine est donc post-éocène, la détermination de son terminus *ad quem* sortirait des limites de cet exposé.

La surface du plateau primitif s'abaisse depuis le SE où un signal géodésique situé près du village de Nuret-le-Féron est à 159 m. (une autre cote à 3 km. SSW du même village est à 166 m.) jusqu'à 110 m. au NW. Au NE (forêt de Lancosme) et au SW, la surface est à 120/130 m. *L'inclinaison du SE vers le NW est donc très régulière, elle correspond à la descente générale de la topographie depuis le Massif Central jusqu'à la Loire.* C'est cette inclinaison qui, pour l'essentiel, a déterminé l'orientation générale de l'Indre, de la Creuse, de la Vienne et de leurs affluents.

2. Les vallées

Le trait morphologique le plus saisissant de la Brenne est *le nombre et l'étendue des dépressions*. Il est probable qu'une analyse morphométrique montrerait que la superficie de ces dépressions est plus grande que la superficie des reliefs résiduels.

L'examen du terrain et de la carte indique que *les dépressions dérivent des vallées dont elles sont des élargissements plus ou moins grands*. Cette constatation est facile à faire le long des affluents de la Claise et de la Creuse qui fournissent tous les types de vallées, depuis les vallées étroites jusqu'aux vallées très larges et à fond très plat. Sur le plateau de Brenne proprement dit, des transitions équivalentes peuvent s'observer, depuis les vallées moyennement élargies jusqu'aux vallées très élargies, mesurant transversalement plusieurs kilomètres. *Les vallées de Brenne sont donc faites d'étroits et d'élargissements successifs. En même temps, les étroits correspondent à des seuils du profil longitudinal de la vallée et les élargissements à des contre-pentes de ce même profil.* Les élargissements sont en effet occupés par des marécages ou par des lacs⁸ qui prouvent que les parties élargies des vallées sont en même temps des dépressions ou des cuvettes topographiques.

Des caractéristiques morphologiques aussi marquées ne peuvent avoir été engendrées par les seuls processus du ruissellement. La roche est ici homogène, elle ne peut rendre compte, par conséquent, des étroits et des élargissements, des seuils et des cuvettes; normalement, les vallées devraient être calibrées d'une manière régulière et ne comporter qu'un léger évasement progressif de l'amont vers l'aval. Non seulement les vallées ont des calibres anormaux mais, de plus, leur fond est très plat; les vallées donnent l'impression de s'être étendues latéralement en rongeant le pied des versants.

⁸ Les étangs sont pour la plupart artificiels et doivent leur origine à des digues. Ils occupent tous cependant des régions mal drainées où s'étendaient autrefois des marécages.

De même, le processus morphogénétique qui a joué ici, a provoqué *l'extension du fond plat des vallées principales le long des affluents*, au-dessous du profil d'équilibre normal de ces affluents. Il en est résulté un très grand découpage du relief et un isolement de certaines parties de ce relief qui demeurent sous forme de simples collines. *Les lignes de partage des eaux n'ont pas arrêté ce morcellement de la topographie*; les vallées élargies d'affluents opposés de part et d'autre d'un col, se sont rejoindes en abaissant le col pour ne plus former qu'une dépression unique. *Les anciens cols ont pris ainsi une allure de seuils de transfluence glaciaire* quoique, à la vérité, les seuils de la Brenne sont encore plus plats et plus abaissés que les seuils glaciaires. Dans le centre de la Brenne, le quadrillage des vallées et des seuils transversaux est si poussé que les reliefs ne sont plus que discontinus et isolés et que le sens même du drainage est difficile à reconnaître. Enfin, dernier trait à noter, *le fond des dépressions comprend deux paliers*: un palier inférieur situé à l'Ouest et un palier supérieur repérable à l'Est.

3. Les vallées suspendues

Les vallées suspendues ne sont pas des formes anormales de la morphogenèse de ruissellement. Le creusement des vallées étant fonction du débit et de la charge des cours d'eau, il s'ensuit qu'une grande rivière s'enfoncera profondément tandis qu'un petit affluent de la même rivière s'encaissera peu, cet affluent n'aura pas la force érosive nécessaire pour raccorder son profil d'équilibre au niveau de base que constitue pour lui la grande rivière, la vallée de l'affluent restera donc suspendue au-dessus de la vallée de la grande rivière. Ces phénomènes se vérifient aisément dans les bad-lands, excellents modèles réduits pour l'étude du fonctionnement du ruissellement. Ces phénomènes s'observent aussi dans les vallées importantes⁹.

⁹ Emm. de Martonne a signalé ce phénomène depuis longtemps et il avait coutume de le montrer à ses étudiants dans le grand méandre que dessine la Seine à Bonnières entre Paris et Rouen. Il appelait ces vallées suspendues „valleuses de méandre”, reprenant le terme de valleuses, employé en Pays de Caux pour les vallées suspendues en haut des grandes falaises de craie. Emm. de Martonne pensait que l'absence de raccord entre l'affluent et le fleuve provenait du tronçonnement de la partie aval de l'affluent par le méandre qui ne cessait de gagner en étendue. En réalité, cette explication n'est pas possible parce que la Seine est décollée de son versant depuis longtemps, ce décollement a eu lieu avant que de tout petits affluents n'aient creusé leur vallée. D'autre part, Emm. de Martonne signalait aussi que l'Epte qui se jette dans la Seine un peu à l'aval du méandre de Bonnière ne se raccordait pas avec la Seine au moment où l'Epte atteint celle-ci; son profil longitudinal régulier jusque là marque soudain une pente précipitée. Comme il s'agit avec l'Epte d'une vallée relativement importante, le caractère suspendu du profil est beaucoup moins

Le présence de vallées suspendues dans la Brenne n'a donc rien en soi d'extraordinaire. Si ces vallées suspendues méritent d'être signalées ici d'une façon particulière, c'est parce que, d'une part, *ces vallées sont très haut perchées* et, d'autre part, que *l'érosion régressive*, partie de la Claise et de la Creuse, *n'a opéré qu'une œuvre infime pour raccorder les affluents suspendus aux rivières principales*. Des vallées suspendues existent aussi, quoiqu'en moins grand nombre à l'intérieur même du plateau de Brenne. Un exemple très net peut s'observer au Sud de l'Etang de la Mer Rouge où un vaste bassin de réception est transformé en dépression perchée ainsi que la vallée qui lui sert d'effluent, cette vallée étant à 10—20 m. au-dessus de l'Etang de la Mer Rouge.

4. Les lignes de partage des eaux

Les lignes de partage des eaux, situées dans la Brenne, *sont en rapport avec des fragments plus ou moins importants du plateau primitif* dans lequel ont été creusées vallées et dépressions. *Ces lignes de partage des eaux présentent des caractères singuliers.*

Au Nord, entre la Claise et le Blizon, la ligne de partage des eaux est d'abord formée par un plateau en lanière de 9 km. le longueur. A l'Est de cet endroit, plusieurs lignes de dépressions transversales (a — Etang du Couvent; b — Etangs de la Lage et de Bernadoux; c — Etang des Vignaux; d — Etang de Bellebouche)¹⁰ interrompent les plateaux qui ne se développent bien à nouveau que dans la Forêt de Lancosme.

Au Sud, entre la Creuse et la Sair, la ligne de partage des eaux est beaucoup moins fragmentée. Le morcellement n'est cependant pas complètement absent, mais il s'agit moins ici de lignes de dépressions transversales que de seuils (e — Etangs de Séneveau et des Essaims; f — Etangs de la Renaudière et du Grand Saluert; g — Etangs de Fenard et des Gondats).

spectaculaire que dans „les valleuses de méandre”, il est cependant tout aussi réel. De plus, comme l'Epte atteint la Seine dans une partie rectiligne du tracé du fleuve, l'explication du tronçonnement de l'affluent par recul du méandre n'est pas possible.

Emm. de Martonne a toujours combattu pour expliquer le modelé des vallées alpines par une retouche des vallées creusées antérieurement par le ruissellement, il a cru, semble-t-il, jusqu'à la fin que le caractère suspendu de certaines vallées étaient une retouche due aux glaciers et non pas un phénomène relevant de la différence des débits/charges entre rivière principale et affluent.

Dans les pays méditerranéens, les calcaires conservent très bien les formes de relief. Il est habituel d'y voir des vallées suspendues dans des montagnes, comme l'Apennin d'Ombrie ou la Haute Galilée palestinienne, qui n'ont pas été glaciées.

¹⁰ Les lettres *a*, *b*, *c*, *d*, renvoient à la carte (Fig. 2) de même plus bas pour les lettres *e*, *f*, *g*.

Au centre de la Brenne, deux rivières: le Blizon et la Sair découpent le plateau primitif. Les lignes de partage des eaux du Blizon et de la Claise (au Nord), et de la Sair et de la Creuse (au Sud), viennent d'être décrites. Reste la ligne de partage des eaux entre le Blizon et la Sair. Elle est difficile à reconnaître sur le terrain et même sur la carte: les bandes du plateau primitif sur lesquelles cette ligne de partage des eaux s'appuie sont en effet très morcelées en collines isolées. Il en résulte un quadrillage de dépressions selon les axes longitudinaux des rivières mais aussi selon des axes transversaux aux artères de drainage originelles. C'est à l'Est que le morcellement du relief est maximum. Dans ces conditions, les lignes de partage des eaux sont difficiles à repérer dans le paysage; lorsqu'elles ont été repérées, on constate qu'elles ne correspondent pas, bien souvent, avec leur tracé primitif et qu'elles se sont plus ou moins déplacées.

5. *Les „buttons” simples*

*Une forme de relief caractéristique de la Brenne consiste dans de petites collines coniques qui sont connues dans ce pays sous le nom de „buttons”. Ces collines ont attiré particulièrement l'attention de J. Gras qui leur consacre plusieurs pages¹¹. Les buttons que l'on peut qualifier de *buttons simples* par opposition aux *buttons de cuesta* dont il sera question plus bas, sont des petites buttes qui mesurent 4, 5, 6 m., rarement 10 m. Ces buttons ne se voient jamais sur les restes du plateau primitif, ni même sur le haut des versants. Dans la partie occidentale de la Brenne (palier inférieur), les buttons se rencontrent principalement autour des dépressions, ils sont en petit nombre. Dans la partie orientale de la Brenne (palier supérieur) au contraire, ils sont beaucoup plus nombreux et constituent souvent des essaims au centre des dépressions; dans les étangs de Migné et du Coudray comme dans les plaines qui prolongent ces étanges, les buttons créent un paysage extraordinaire qui ressemble à s'y méprendre à un fond de poljé parsemé de hums¹². Quand on s'approche des grandes vallées, les buttons ne se rencontrent plus. J. Gras l'avait déjà noté avec précision: „On remarquera que sur la rive droite de la Creuse, dès qu'on entre dans le domaine directement drainé par la rivière bien incisée dans le calcaire, les buttons disparaissent” (p. 353).*

¹¹ Ouvr. cité, p. 350—353.

¹² On a une excellente vue de ce paysage depuis le button qui se trouve sur la route Migné—Méobecq et qui est situé à la pointe sud de l'Etang de Migné.

6. Les cuestas et les buttons de cuesta

L'existence de petites cuestas dans la Brenne est une des originalités les plus singulières de cette région¹³. Ces cuestas ne sont pas très longues, elles entourent les dépressions d'une ou plusieurs auréoles. Ces cuestas ont parfois une crête régulière mais il arrive aussi que la crête soit formée d'une suite de sommets pointus, appelés aussi „buttons” par les habitants de la Brenne.

Ces buttons méritent d'être appelés *buttons de cuesta* afin de ne pas les confondre avec les buttons simples. Les buttons simples sont coniques, les buttons de cuesta sont dyssymétriques comme la cuesta à laquelle ils appartiennent, ils ont donc une face abrupte et un revers en pente douce, ils ne sont que des secteurs plus élevés de la cuesta. Les buttons de cuesta ont un dénivelé de 10, 15, voire 20 m. de haut; ils sont donc plus grands que les buttons simples. Si on tient compte non seulement du dénivelé qui leur est propre mais aussi du dénivelé de la partie sous-jacente de la cuesta, le dénivelé total peut atteindre 38 m. comme c'est le cas au Château du Bouchet qui domine l'Etang de la mer Rouge.

Au point de vue de la localisation générale, les cuestas se trouvent principalement sur le palier inférieur ou occidental des dépressions où l'on rencontre peu de buttons simples. Le palier supérieur ou oriental des dépressions a par contre beaucoup de buttons simples, comme on l'a déjà signalé; il ne paraît pas y avoir de cuestas sinon une au Nord, non loin du village de Subray.

7. La description précédente a suffisamment montré tout ce que les formes du relief avaient d'original dans le pays de Brenne. Les vallées avec leurs étroits et leurs élargissements, leurs seuils et leurs cuvettes, ne peuvent relever de la seule morphogenèse par ruissellement. Les vallées suspendues sont anormalement haut-perchées et semblent avoir été protégées des effets de l'érosion régressive en provenance de la Claise et de la Creuse sans qu'on sache pourquoi. Le morcellement du relief est également inhabituel si l'on compare la Brenne aux régions qui l'entourent; l'anastomose des dépressions est extraordinaire comme le sont aussi le mauvais drainage de ces cuvettes et le tracé incertain des lignes de partage des eaux. Quant aux cuestas qui ne sont pas en rapport avec une différence de résistance des couches elles constituent une type étrange parmi les formes de relief connues habituellement sous ce nom. Il en est de même des petits cônes que sont les buttons.

¹³ Une étude plus poussée montrerait probablement que les cuestas sont plus nombreuses dans la réalité que celles figurées sur la carte.

La morphologie de la Brenne pose donc un problème d'ensemble. J. Gras ayant été le premier à lui donner un commencement de solution par la cryogenèse, il est juste de signaler, en débutant, l'apport fourni par les recherches de cet auteur.

§ II. LES FACTEURS MORPHOGÉNÉTIQUES SELON J. GRAS

Sans donner une description de toutes les formes et de leur genèse, J. Gras est le premier à avoir fait appel à la cryergie pour expliquer certains reliefs de la Brenne.

(1) En ce qui concerne les buttons simples¹⁴, J. Gras rejette l'explication des auteurs anciens qui attribuent ces reliefs „à une action sélective de l'érosion respectant les points de plus grande dureté” (p. 351). Il constate en effet à juste titre que si la roche est très consolidée dans les buttons, cette roche est également très dure dans les parties basses du relief comme le montrent les talus rafraîchis des routes. Cette constatation ne nie pas que certains buttons aient pu être découpés par le ruisseaulement postérieurement à leur formation, *elle nie seulement et avec raison, que l'érosion fluviale ou les différences de dureté des couches soient les causes d'apparition des buttons.*

Malheureusement, après avoir constaté que les couches étaient dures, J. Gras écrit: „La répartition et surtout la structure interne (des buttons) montrent qu'il s'agit de formations construites”. Pour fonder cette assertion, il s'appuie sur deux coupes (Fig. 3) dont il sera question à nouveau¹⁵ mais qui, ici, ne paraissent pas probantes: la première coupe en effet (Fig. 94a) donne le profil de couches alternativement dures et meubles, ce qui ne correspond pas au fait signalé par J. Gras que les buttons sont constitués par des couches dures; — la seconde coupe passe au contraire dans des strates résistantes mais alors, il est impossible de voir dans les buttons, des reliefs construits à la manière des pingos. C'est en effet à ce type de cryogenèse que J. Gras en appelle d'après les „Chroniques arctiques” de Ch. P. Péguy et de J. Corbel, pour expliquer la formation des buttons.

(2) *Quant aux cuestas, aux buttons de cuesta et aux dépressions, J. Gras a deviné juste quand il a signalé qu'il devait exister entre eux des relations causales.* Il écrit: „Les plus grands buttons (10, 15, voire 20 mètres) ont généralement un profil dissymétrique avec un revers qu'épousent les

¹⁴ J. Gras ne distingue pas explicitement les buttons simples et les buttons de cuesta; plusieurs passages de son texte donnent cependant à penser que cette distinction a été faite par lui au moins implicitement.

¹⁵ Ouvr. cité, p. 351, fig. 94, a et b.

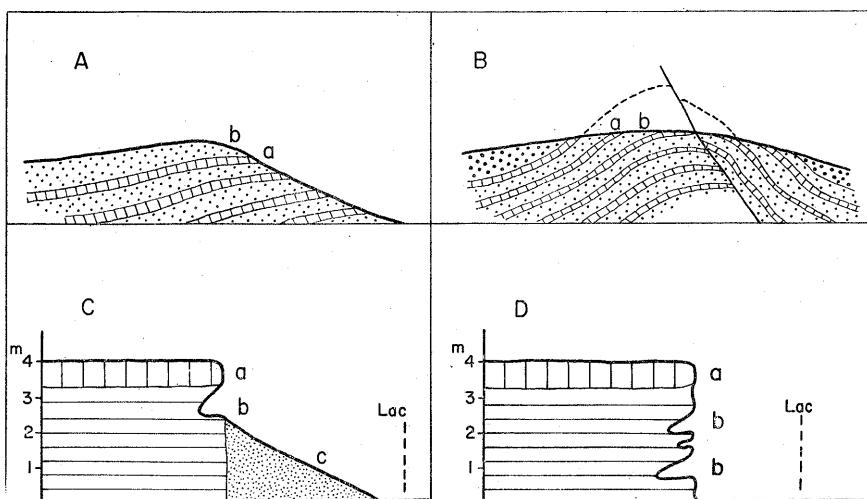


Fig. 3. Coupes situées sans la Brenne

- A — Subtray (d'après J. Gras, p. 351, fig. 94a, dessinée à nouveau): a couches rouges et consolidées, b. couches claires et meubles
 B — la Millandiére (d'après J. Gras, p. 351, fig. 94 b, dessinée à nouveau): a. et b. même signification que pour la coupe A
 C et D — Falaise sur le bord de l'Etang de Bellebouche: a. corniche dure, b. couches très gélives avec petits abris sous roche, c. éboulis

bancs consolidés et un front taillé à leurs dépens... Qu'on relève les directions de „pendage”. On s'aperçoit alors que les poussées génératrices de ces dislocations paraissent provenir de quelques points privilégiés, presque toujours occupé par un étang... Alors naît l'idée que l'étang a pu être, au Quaternaire récent, le lieu d'une ségrégation de glace, le cœur d'un „hydrolaccolite” dont l'intumescence aurait soulevé la carapace résistante. La fusion lente d'un tel noyau, accompagné d'un ruissellement divergent qui explique la dégradation des formes et les sillons d'érosion isolant les grands buttons, aurait soulevé la carapace résistante. La fusion lente d'un tel noyau, accompagnée d'un ruissellement divergent qui explique la dégradation des formes et les sillons d'érosion isolant les grands buttons, aurait laissé retomber cette croûte dont les dalles disjointes n'en ont pas moins gardé une partie des pendages acquis” (p. 352). J. Gras ajoute un peu plus loin: „Buttons et étangs (ces derniers artificiels, bien sûr, mais créés dans des zones naturellement marécageuses et planes) sont donc associés par un lien génétique. La cause commune est fournie par les modalités de la circulation souterraine qui continue actuellement à nourrir les nappes d'eau dans un cadre fourni par les débris des pingos en ruine” (p. 353).

J. Gras a deviné qu'il devait y avoir un lien génétique entre buttons, cuestas et dépressions. Il a précisé ce lien génétique en parlant d'hydrolaccolite qui aurait soulevé, puis laissé retomber les couches. *Il restait à décrire de manière précise comment les processus morphogénétiques avaient fonctionné; il était nécessaire aussi d'expliquer par ces processus non pas seulement quelques formes de relief prises isolément mais le modèle de la Brenne pris dans son ensemble.* Un des motifs qui a sans doute empêché J. Gras d'avancer dans ces directions est la façon dont il voit l'hydrolaccolite se constituer. Ayant constaté que la Brenne était une cuvette structurale fermée de tous côtés sauf à l'Ouest, il en conclut: „les conditions semblent donc réalisées pour que l'eau infiltrée dans le calcaire et circulant sous quelques décamètres de grès imperméables s'accumule au centre de la dépression avec des caractères artésiens” (p. 353). Cette vue des choses ne paraît pas pouvoir être retenue pour deux raisons: en premier lieu, aucune observation ne montre en Brenne des venues d'eaux artésiennes¹⁶; en second lieu, ces venues d'eaux n'auraient pas pu se produire durant la période froide puisqu'à ce moment-là le sol était gelé.

§ III. LA GÉOMORPHOGENÈSE DU MODÈLE DE LA BRENNNE: LES FACTEURS D'EXPLICATION

Avant d'expliquer les formes de relief les plus importantes de la Brenne, il est nécessaire d'observer dans ce pays des phénomènes simples qui permettent de préciser quels sont les principaux facteurs d'explication du modèle.

I. LE COMPORTEMENT DU „GRISON” SOUS L'ACTION DU GEL

Quelques exemples permettent d'observer comment se comporte le grison ou grès de Brenne sous l'action du gel.

1. *Etang de Bellebouche*

Cet étang est situé au Sud de la route Mézières—Vandoeuvres, à 4 km, WSW du village de Vandoeuvres (Fig. 3, C et D). Dans la moitié Nord

¹⁶ J. Gras ne signale à l'appui de venues d'eaux artésiennes que les faits suivants qui sont bien minces: „Actuellement l'eau sourd parfois au flanc et au sommet des plus hauts massifs de grès, par exemple au château du Bouchet où existe d'ailleurs une mare permanente, ou près de Dinte (Sud de Douadic).” (p. 353). N'y a-t-il pas d'ailleurs contradiction à dire d'une part que les hydrolaccolites se forment dans les dépressions, et d'autre part que c'est „au flanc et au sommet des versant” que l'eau sourd?

de cet étang, celui-ci est bordé du côté oriental par une falaise de 3 ou 4 mètres de hauteur. Cette falaise est continue, sauf en quelques points où de petits ruisseaux ont pu y établir des coupures. La paroi de cette falaise est très blanche; quelques endroits seulement sont revêtus d'une légère patine noirâtre. La roche est constituée par des argilolithes peu consolidées et fissurées en tous sens. Les couches rouges sont rares et peu épaisses, elles se cassent d'une façon esquilleuse. Toutes les couches se désagrègent très facilement au marteau. On se trouve ici dans une grande lentille sableuse de 1 à 1,5 km. de longueur; cette lentille n'a pas été cimentée sauf au sommet où elle est recouverte d'une dalle.

La gélification de la roche à l'heure actuelle est absolument certaine malgré le caractère très tempéré du climat atlantique (la Brenne n'est pas en effet à plus de 200 km. de l'Océan). Cette cryoclastie est prouvée par la blancheur de la falaise; la paroi est continuellement rafraîchie de telle sorte que la patine n'a pas le temps de se former, si ce n'est en quelques endroits; même dans ces endroits, la patine n'arrive pas à une couleur vraiment foncée. Dans les blocs détachés de la falaise et qui se trouvent au pied de cette falaise, une seule face est patinée (quand elle l'est!), les autres faces étant très blanches. La masse de fragments éboulés en bas de la falaise prouve aussi l'activité de la gélification; les petits abris sous roche situés à des hauteurs diverses prouvent dans le même sens. Cette falaise ne peut pas être une falaise lacustre, car l'étang de Bellebouche a une profondeur très faible; et aucune vague importante, capable de tailler une falaise, ne peut y naître. Si des vagues susceptibles d'un tel travail érosif existaient, tous les étangs de Brenne devraient avoir des falaises ou au moins des amorces de falaise, ce qui n'est pas le cas. De même, les éboulis qui sont au pied de la paroi n'ont pas été mis en place par affaissement d'un pan entier de la falaise, comme c'est le cas lorsqu'il y a érosion par les vagues; les éboulis proviennent manifestement de points localisés de la paroi et situés à toutes les hauteurs de la paroi. Aucune encoche importante n'est observable au pied de la falaise comme c'est le cas au pied de toutes les falaises taillées par les vagues.

La falaise de l'Etang de Bellebouche ne peut donc être attribuée qu'à la cryoclastie actuelle. Cette gélification très active ici est en rapport évident avec la porosité très grande de la roche en ce lieu et avec la proximité immédiate de l'étang dont l'eau, en plus de l'eau des pluies, doit alimenter les pores de la roche par capillarité.

2. *Le gonflement des grès à Subtray*

Près de Subtray (Fig. 3 A), J. Gras a signalé une coupe intéressante visible dans la tranchée de l'ancien chemin de fer à voie étroite Mézières—Buzançais. Les couches sont alternativement rouges et consolidées, ou claires et meubles. Depuis leur mise en place qui n'a pu s'opérer que d'une manière horizontale, ces couches ont gonflé et esquissent une moitié d'anticlinal. Il est difficile de ne pas attribuer ce gonflement au gel, mais à un gel plus puissant que celui qui est susceptible de se produire à l'heure actuelle. Les phénomènes observables à Subtray sont du même ordre que ceux visibles dans la falaise de l'Etang de Bellebouche, mais ils sont d'un ordre de grandeur plus accusé. *Ces phénomènes montrent que des couches primitivement horizontales ont pu devenir monoclinales sous l'effet du gel.*

3. *Le button de la Millandière*

On trouve dans l'ouvrage de J. Gras une autre coupe. Cette coupe, située sur les bords de l'étang de la Mer Rouge, a maintenant disparu mais J. Gras en a donné une description (Fig. 3 B). Le profil qui était visible dans l'ancienne carrière montrait un anticlinal „avec faille où chevauchement et rebroussement des couches” (p. 351). *Le gélivation a donc été assez puissante à une époque ancienne pour soulever un button en disloquant fortement les couches et en basculant même certaines strates.* Il ne paraît pas nécessaire, même si cette „tectonique est vigoureuse” de faire appel comme le pense J. Gras à „des poussées importantes à dominante horizontale” (p. 351).

4. *Le cas habituel des buttons simples*

Dans les buttons simples, J. Gras a observé que „chaque fois qu'un talus ou une petite exploitation permet d'observer la structure de ces formes (= les buttons), on voit les bancs de grison épouser le même mouvement, s'infléchir dans les dépressions, s'enfler au passage de l'ondulation” (p. 351). Nous-mêmes avons constaté que *les couches du grison sont toujours déformées, courbées et microfaillées dans les buttons, — et aussi que la pente topographique y était conforme au pendage des couches. Si les buttons se présentent comme des petites collines pointues, c'est parce qu'ils correspondent à des petits dômes anticlinaux.*

II. LES FACTEURS GÉOMORPHOGÉNÉTIQUES

La description donnée au § I et les observations qui viennent d'être relatées, permettent de distinguer les facteurs géomorphogénétiques qui ont donné le modelé de la Brenne.

1. La nature de la roche

Dans ce qu'elles ont d'original, les formes de relief de la Brenne sont liées à l'affleurement des grès bartoniens. *Ces formes de relief apparaissent là où le grison existe, elles disparaissent là où le grison cesse.*

Ces grès ont trois propriétés essentielles :

- *ils sont très durs* parce qu'ils ont été cimentés par des apports postérieurs de silice;
- *ils sont imperméables*; si l'eau s'y infiltre, c'est uniquement par les vides laissés entre les couches ou par les diaclases; en elle-même la roche ne laisse pas passer l'eau;
- *ils ne sont pas poreux.*

2. Le ruissellement des périodes chaudes

Même s'il est très différent du modelé habituel de ruissellement, le relief de la Brenne porte la marque du ruissellement d'une manière non équivoque. La description du § I l'a établi: des vallées existent partout et *ce sont ces vallées qui ont servi de points de départ au façonnement du modelé actuel.* A l'heure présente, le ruissellement, même s'il n'est pas considérable, a déjà mis un certain nombre de retouches sur le modelé caractéristique des processus morphogénétiques de la dernière période froide.

3. La cryogenèse

Comme J. Gras l'a pronostiqué à juste titre, la cryogenèse est la seule manière d'expliquer ce qui dans le relief de la Brenne est distinct du relief des régions avoisinantes. *Les observations précédentes ont donné d'ailleurs le preuve que la gélivation a joué un rôle important durant la période froide et qu'elle joue encore à l'heure actuelle lorsque les conditions sont favorables.* La cryogenèse cependant ne peut pas avoir lieu s'il n'y a pas une alimentation en eau, capable de fournir de la glace sous l'effet du froid.

4. L'alimentation en eau

L'alimentation en eau est d'autant plus nécessaire durant les périodes froides que ces périodes sont des périodes sèches, contrairement à ce qu'on

imagine ordinairement. Pourquoi en est-on venu à créer une équivalence entre période froide et période pluviale ? Sans doute parce que les périodes froides sont dénommées très souvent périodes glaciaires. La crue de la glace qui intervient à ces moments de l'histoire géologique donne à penser ou, plus exactement, à imaginer, que cette crue glaciaire est provoquée non seulement par le froid mais encore par une suralimentation pluviale ou nivale. Or, rien n'est moins prouvé. Les glaciers ont pu être alimentés par de très faibles précipitations si ces précipitations ont duré très longtemps. Il n'est pas nécessaire de faire appel à un surcroît de pluie ou de neige pour rendre compte de l'existence des glaciers. Ce surcroît d'ailleurs, étant donnée la longueur des périodes froides, n'aurait-il pas provoqué l'avancement des glaciers beaucoup plus loin qu'ils n'ont été ? De toutes manières, on peut conclure au moins que l'équivalence : période froide — période pluviale est à démontrer et ne saurait être admise sans discussion.

En Méditerranée orientale, cette équivalence n'existe pas¹⁷. En France, il en va de même comme le montrent plusieurs faits. Les vallées sont encore engorgées par les fragments ou les bouillies de roche, produits par la gélivation. J. Tricart a bien mis ce phénomène en valeur dans l'Est du Bassin Parisien. Il existe tout aussi bien dans le Bassin Aquitain, le Morvan ou la Bretagne¹⁸. Le ruissellement qui a repris en même temps que les précipitations à la fin de la période froide n'a pas eu la temps encore de déblayer les vallées de leur remplissage cryoclastique. Y. Guillien (1951) a donné de la sécheresse des périodes froides une autre preuve, très remarquable. Il a montré en effet que les grèzes fines¹⁹ des Charentes existaient seulement au pied des versants sous le vent, c'est-à-dire au pied des versants faisant face à l'Est. Les grèzes fines apparaissent en ces endroits, parce que ces lieux étaient les seuls points où se formaient des congères, la neige s'y accumulant après avoir été entraînée par le vent sur les plateaux. Les congères de neige, fournissant un peu d'humidité au moment des cycles gel—dégel, les grèzes avaient alors l'eau nécessaire pour pouvoir se former. L'absence de grèzes en dehors des versants sous le vent prouve que partout ailleurs, l'humidité, et donc les précipitations, étaient pratiquement nulles. Les précipitations devaient constituer des brouillards denses qui se résolvaient de temps à autre en pluies fines du type crachin ou en neige peu abondante.

¹⁷ Voir infra, p. 275.

¹⁸ J. Tricart a notamment très bien mis le phénomène en valeur dans sa thèse sur l'Est du bassin parisien.

¹⁹ L'existence de grèzes d'aspect granulométrique très différent, nous a amené à distinguer les grèzes grossières et les grèzes fines. Les grèzes fines sont les grèzes décrites pour la première fois par Y. Guillien.

En Brenne, les phénomènes cryogéniques sont en rapport avec les dépressions marécageuses ou lacustres. J. Gras a bien deviné l'existence d'un lien génétique entre les deux catégories de phénomènes, même s'il n'a pas toujours expliqué les processus; par contre, il s'est trompé, nous semble-t-il, lorsqu'il fait appel à des venues d'eau artésiennes. *La concentration des eaux dans les dépressions s'explique beaucoup plus simplement par un ruissellement qui se concentrait dans les zones basses du relief.* Ce ruissellement ne pouvait être qu'infinitésimal, ce n'était qu'une percolation lente de l'humidité sur la surface du relief, les précipitations, ici comme dans les Charentes, étaient donc très faibles. Si les précipitations, et par conséquent l'humidité du sol, avaient été fortes, des phénomènes cryogéniques auraient eu lieu sur les restes du plateau primitif et sur les hauts de versant, or ces phénomènes ne se sont pas produits en ces endroits. Les phénomènes cryogéniques ont existé seulement dans les zones où la concentration de l'humidité était possible. D'ailleurs si le ruissellement avait été important durant la période froide, l'érosion régressive partie de la Claise ou de la Creuse aurait creusé des gorges, entamé le plateau de Brenne, déblayé les vallées des fragments cryoclastiques au fur et à mesure que ces fragments s'y déposaient, or tous ces phénomènes ne se sont pas produits et n'ont commencé à exister que très tard.

§ IV. LA GÉOMORPHOGENÈSE DU MODÈLE DE LA BRENNNE: LES PROCESSUS DE FORMATION DES RELIEFS

Une fois précisés les différents facteurs morphogénétiques, il devient possible de décrire les processus de formation des différents types de relief.

1. LES BUTTONS SIMPLES

Les buttons simples ont de 4 à 10 m. de hauteur, ils sont situés au bord et, plus souvent, au milieu des dépressions, ils sont localisés principalement sur le palier supérieur. Les buttons simples existent par conséquent dans les cuvettes là où l'humidité est la plus abondante; par contre, ils sont absents dans les parties hautes des versants et sur le plateau primitif.

La genèse des buttons s'explique dès lors aisément. Ce sont des pustules soulevées par la glace. L'eau s'est infiltrée lentement dans les vides correspondant aux plans de stratification; de là, elle a gagné les vides des diaclases; peut-être dans certains cas, une partie de la roche était un peu poreuse

et a pu recevoir aussi de l'eau. Sous l'influence des cycles gel—dégel, l'eau ayant pénétré dans la roche, l'a fait éclater et l'a fragmentée, d'où l'aspect de la roche plus ou moins broyée, comportant même des basculements locaux, qui est visible dans les buttons. Quant au soulèvement du button, il est dû à l'accumulation progressive de la glace, pendant tout le temps de la période froide où les cycles gel—dégel capitalisaient plus d'eau au moment du gel qu'ils n'en libéraient au moment du dégel. Des loupes de glace pendant toute la période du refroidissement ne cessaient de se développer entre les couches; pendant la période de réchauffement où les cycles gel—dégel libéraient plus d'eau qu'ils n'en capitalisaient, les loupes de glace interstratifiées fondaient, la roche soulevée devait se tasser en partie; pour l'essentiel, une colline cônique, — un button,— demeurait là où les loupes de glace avaient existé antérieurement.

Le même processus rend compte des cuestas et des buttons de cuesta.

2. LES CUESTAS ET LES BUTTONS DE CUESTA (Fig. 4 et 5)

Dans les buttons simples, l'eau a donné des loupes de glace sur une superficie restreinte. Il n'en va pas de même dans les cuestas.

(A) Les cuestas de la Brenne représentent une variété absolument originale de cuestas. En effet, ces cuestas ne sont pas dues à l'érosion différentielle du ruissellement sur des couches inégalement résistantes, mais aux effets de la cryogénèse dans une roche homogène. *Il existe donc des cuestas, — mieux vaut dire : des reliefs monocliniaux, — engendrées par la gélivation.*

Considérons une vallée enfoncée dans le plateau primitif de la Brenne (Fig. 4, A). La vallée a des dimensions normales. Le plateau est constitué par l'empilement des couches horizontales ou subhorizontales. Les versants des vallées (X_1 et Y_1) recoupent ces couches selon une ligne oblique assez inclinée.

Durant la partie de la période froide où le froid va en augmentant, l'eau infiltrée dans les vides interstrates et dans les diaclases, se transforme en glace. Ce phénomène se produit principalement pour le vide interstrate (a) qui est au niveau de la vallée (N1); de tous les vides, c'est lui qui est en effet de beaucoup le mieux alimenté en eau. A chaque cycle gel—dégel, une nouvelle quantité d'eau s'infiltra et se prend en glace. En effet, dans la partie de la période froide où le froid va en augmentant, le volume de glace dégelé, à chaque cycle gel—dégel, est moins grand que le volume de glace formé à la fin du cycle; il y a capitalisation de l'eau (ou de la glace).

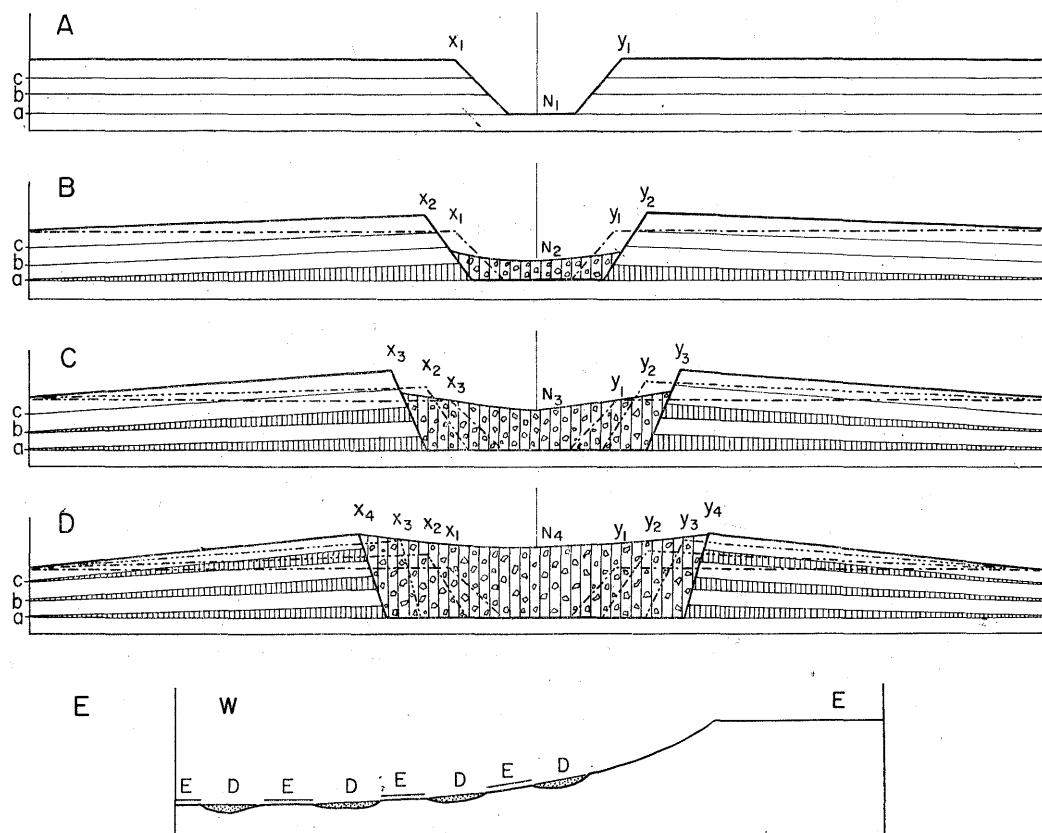


Fig. 4. Géomorphogenèse du relief cryofluvial

Dans la figure 4 E, le profil longitudinal montre une succession de dépressions élargies (D) et de seuils étroits (E)

Dans chaque vide interstrates (Fig. 4, B) se constitue par conséquent un coin de glace qui est d'autant plus épais qu'il est proche de la vallée, d'autant plus mince qu'il s'en éloigne; ce n'est en effet qu'avec des difficultés de plus en plus grandes que l'eau pénètre loin des versants de la vallée. Ce coin de glace soulève les couches et leur donne une position monoclinale. En même temps, la cryoclastie joue sur les versants X_1 et Y_1 et les fait reculer en X_2 et Y_2 ; la gélification est évidemment plus active au pied des versants où se trouve la source de l'humidité que dans les parties hautes des versants. Par conséquent, les versants non seulement reculent, mais se redressent. Quant aux fragments de roche, débités par le gel, ils tombent dans la vallée et ils y restent parce que le ruissellement réduit à rien est incapable de les entraîner. Le niveau de la vallée s'élève de N_1 (Fig. 4 A) à N_2 (Fig. 4 B). Cette masse de matériaux gélifracrés qui rem-

plit le fond de la vallée est imprégnée d'eau; lorsque cette eau et la charge de matériaux qu'elle imbibé gélent, l'hydrolaccolite commence à se former.

Le niveau de la vallée gagnant en hauteur (N_2 , puis N_3 , puis N_4), la pellicule d'eau qui existe en surface de l'hydrolaccolite, — soit pendant les dégels partiels (mollisol), soit pendant les moments de précipitation atmosphériques, — se trouve portée au même niveau que les vides interstrates b, puis c (Fig. 4, C, D). De nouveaux coins de glace se forment dans ces vides. Ils rendent le plateau de plus en plus monoclinal. En même temps, ils font reculer les versants de X_2 en X_3 , X_4 , ... de Y_2 en Y_3 , Y_4 . Ces mêmes versants deviennent de plus en plus raides. Les fragments de roche, dus à la gélification, emplissent la vallée de plus en plus haut, le niveau de cette vallée monte de N_2 en N_3 , en N_4 , ... par suite de l'accroissement de plus en plus prononcé de l'hydrolaccolite.

Durant la partie de la période froide où le froid va en diminuant, chaque cycle gel—dégel se solde par une perte d'eau; le volume d'eau qui gèle à chaque cycle est moins grand en effet que le volume qui a dégelé immédiatement auparavant. Par suite, les coins de glace perdent en épaisseur, en commençant par les coins de glace qui affleurent en haut du versant, car les coins de glace du bas du versant sont encore protégés par l'hydrolaccolite. Un certain tassement des couches doit être consécutif à la disparition des coins de glace; la disposition monoclinale du plateau demeure cependant. Au fur et à mesure que l'hydrolaccolite fond, il libère de l'eau qui, jointe à l'eau des précipitations alors en recrudescence, provoque à nouveau un ruissellement. Ce ruissellement déblaye la vallée des matériaux qui l'emplissent; le niveau de la vallée descend de N_4 , en N_3 , en N_2 , en N_1 , découvrant tour à tour les affleurements des coins de glace.

(B) *Les buttons de cuesta s'expliquent aisément par le processus morphogénétique qui vient d'être décrit* (Fig. 5). Les coins de glace, a-t-on dit, varient en épaisseur transversalement, au fur et à mesure qu'ils s'éloignent de la vallée qui les nourrit en humidité, et par conséquent en glace. Ces coins de glace varient aussi en épaisseur latéralement, c'est-à-dire le long du flanc de la vallée: les vides laissés entre les couches n'ont jamais partout la même hauteur, les diaclases peuvent être plus nombreuses dans un endroit que dans un autre, la roche peut être aussi un peu poreuse ici ou là, l'alimentation en eau est susceptible aussi d'être meilleure dans un secteur que dans un autre... Bien des causes font que l'ensemble des coins de glace sont capables d'acquérir une épaisseur plus grande en un point de la vallée que l'épaisseur qu'il acquiert en un autre point. De là, il résulte que les couches sont soulevées inégalement et que la cuesta ne garde pas toujours une crête régulière; inégalement soulevée,

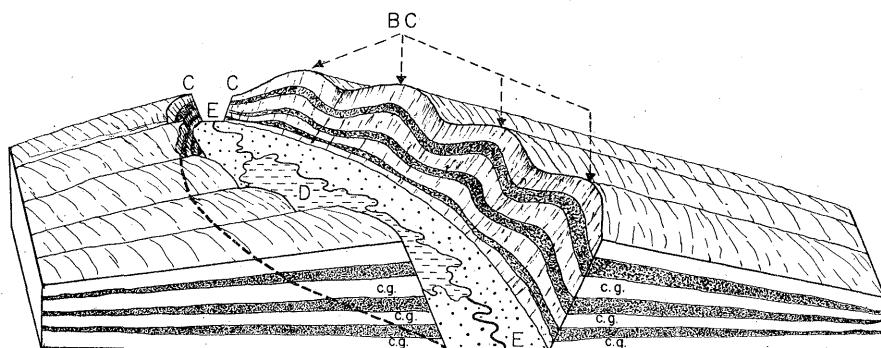


Fig. 5. Bloc-diagramme d'une dépression cryofluviale

D. dépression élargie, avec lac ou marécage; E. étroits constituant en même temps des seuils dans le profil longitudinal; C. cuesta; B. C. button de cuesta; c.g. coins de glace

la cuesta montre une crête qui peut être une succession de points hauts et de points bas. *Les buttons de cuesta ne sont rien d'autre que les points hauts des cuestas.*

La morphogenèse dont il vient d'être question explique aussi les variations de largeur des vallées.

3. LES VALLÉES. ETROITS ET ÉLARGISSEMENT. SEUILS ET CUVETTES

La description du § 1 a montré qu'un des traits les plus originaux de la topographie du pays de Brenne consistait dans les variations considérables de la largeur de ses vallées, les parties étroites correspondant dans le profil longitudinal à des seuils; les parties élargies à des cuvettes, comme les vallées ont été creusées dans une roche homogène et dans une structure simple, aucune explication ne peut être trouvée à ces variations de largeur et de profondeur dans la nature des roches ou dans les complications structurales.

A. Etroits et élargissements

Les variations de largeur du profil de la vallée sont dues à la plus ou moins grande épaisseur des coins de glace. Plus les coins de glace atteignent une grande épaisseur sur une même verticale²⁰, plus le plateau, comme on l'a signalé, est soulevé et devient monoclinal; plus aussi, la gélification est active: les couches se disloquent d'autant plus que les coins enfon-

²⁰ On a dit plus haut les causes secondaires qui pouvaient influer sur l'épaisseur des coins de glace.

cés dans les vides interstrates et dans les diaclases sont gros. Il en découle tout naturellement que les distances X_1-X_2 , X_2-X_3 , X_3-X_4 (de même pour Y) sont d'autant plus grandes. Le recul des versants est en fonction de l'épaisseur des coins de glace; les élargissements ou les rétrécissements des vallées s'expliquent ainsi facilement.

L'épaisseur des coins de glace rend compte à la fois du soulèvement du plateau et de sa transformation en relief monoclinal, — des buttons de cuesta; — des étroits et des élargissements des vallées. *Il est probable que c'est toujours la même cause qui est à l'origine des seuils et des cuvettes, mais il est plus difficile de la prouver, au moins d'après les observations qui peuvent être faites dans la Brenne.*

B. Seuils et cuvettes (Fig. 4, E)

Le profil longitudinal des vallées montre des parties élevées ou seuils et des parties en contre-pente qui donnent naissance à des cuvettes. Les seuils se trouvent aux points où la vallée se rétrécit parce que les versants ont moins reculé, c'est-à-dire là où la cryoclastie a été moins active, les coins de glace ayant été moins épais. Les cuvettes au contraire correspondent aux élargissements des vallées, provoqués par un recul plus rapide des versants, les coins de glace ayant été ici plus épais. Seuils et cuvettes sont donc certainement en rapport avec des processus de gélivation. Deux processus paraissent possibles, mais demanderaient à être vérifiés d'une façon plus complète.

Un processus par accumulation. On peut penser que les fragments de roche fournis par la gélification s'étaisaient d'autant plus difficilement que la vallée était plus étroite, d'autant plus facilement que la vallée était plus large. De là, un entassement plus grand quand on s'approche des parties étroites de la vallée, et par conséquent des cuvettes entre ces parties étroites. On peut invoquer contre cette explication que la gélification était, selon le processus décrit plus haut, d'autant plus faible que le passage s'effectuait des élargissements aux étroits, le volume de matériaux dû à la cryoclastie était aussi d'autant plus faible qu'on s'approchait des étroits et que par conséquent aucune accumulation plus grande que dans la cuvette ne pouvait s'y produire²¹.

Un processus par stationnement prolongé de l'hydrolaccolite. Les hydrolaccolites lorsqu'ils ont fondu, ont disparu d'autant plus vite qu'ils étaient

²¹ Peut-être une accumulation se produisait près des seuils par suite d'une solifluction lente de la masse des matériaux tombés dans les parties élargies des vallées. L'accumulation serait due alors à un phénomène d'engorgement, toute cette masse solifluée butant contre les parois de la vallée qui vont en se rapprochant.

moins volumineux. Par conséquent, ils se sont fragmentés le long des vallées: ils ont disparu rapidement dans les étroits, ils ont subsisté au contraire plus longuement sous forme de très grandes loupes dans les parties élargies de ces vallées. En demeurant plus longuement dans les cuvettes, ces loupes hydrolaccolitiques fragmentaient par gélification le niveau primitif de la vallée (N_1) et le transformaient en cuvettes avec contre-pente à l'aval. Ce processus est vraisemblable; pour être admis, il faudrait prouver qu'il y a eu soutirage d'une partie des matériaux; sinon, la cuvette bien qu'existant comme cuvette creusée dans la roche, serait restée remplie de matériaux et par conséquent avec une surface plane. Ce soutirage est très probable car la profondeur des cuvettes est très faible (elles sont marécageuses et les étangs sont artificiels), et il suffit pour expliquer cet enlèvement de matériaux au-dessous du profil d'équilibre, d'un très faible encaissement (à peine visible) de la rivière dans le seuil qui fait suite à la cuvette.

Il faut noter aussi que la fusion des loupes hydrolaccolitiques ramènent en partie à un processus par accumulation. Ces loupes sont convexes en effet vers le ciel; lorsque la fusion s'opère, l'eau entraîne avec elle vers les bords de la loupe, c'est-à-dire vers les bords de la cuvette, les matériaux solides qui étaient pris dans la glace; dans ces conditions, un bouchon de matériaux peut très bien se former du côté de l'étroit de la vallée. Comme on l'a dit plus haut, ces différents éléments explicatifs ont besoin encore de vérification.

4. LE MORCELLEMENT DU RELIEF

Les processus géomorphogénétiques précédents expliquent les buttons simples, les cuestas et les buttons de cuesta, les étroits et les élargissements de vallées, comme les seuils et les cuvettes de ces mêmes vallées. *Ces processus rendent compte de toutes ces formes élémentaires mais ils expliquent encore le modèle de l'ensemble de la Brenne, modèle provenant de la manière dont sont groupées ces formes élémentaires, modèle qui est caractérisé principalement par un très grand morcellement des reliefs.*

A l'origine, le plateau de Brenne était découpé simplement par les vallées des rivières et de leurs affluents; les surfaces tabulaires conservaient une superficie importante. Actuellement, le relief est constitué essentiellement par des plateaux réduits à l'état de lanières et de collines isolées, ainsi que par des vallées et des dépressions. Ce morcellement du relief est dû au fait que chaque vallée est devenue le siège d'un hydrolaccolite. Les hydrolaccolites ont élargi les vallées principales et secondaires, et y ont créé des dépressions de place en place. Les plateaux in-

terfluves se rétrécissaient donc de plus en plus au fur et à mesure que la géomorphogenèse par le gel faisait des progrès. Aux emplacements des points bas des plateaux, la cryogénèse coupait les lanières constituées par les plateaux et façonnait des seuils interfluves dont le fond était aussi bas que celui des vallées. Vallées, dépressions, et seuils évidés sur l'emplacement des cols, s'anastomosaient donc petit à petit, entouraient les fragments de plateau, ainsi découpés, et ne cessaient de réduire la superficie de ces vestiges du plateau primitif. A une époque où le ruissellement était nul, les hydrolaccolites ont annexé les bassins de réception des affluents de la Creuse et de la Sair, bassins de réception dont la topographie était plane et voisine de l'horizontale; par suite, le drainage a été parfois inversé lorsque le ruissellement a repris. Ainsi a été créé *un type de capture original où un cours d'eau a été dévié non pas vers le niveau de base le plus bas mais vers un niveau de base plus élevé, c'est-à-dire à l'inverse de ce qui se passe ordinairement pour les captures.*

5. L'ÉVOLUTION MORPHOLOGIQUE

L'évolution morphologique complète de la Brenne ne pourrait être reconstituée qu'après une étude portant sur la totalité de ce pays, alors que cette contrée n'a été analysée ici que dans un secteur limité. Quelques grands traits de cette évolution découlent de ce qui a été dit plus haut; d'autres traits peuvent aussi y être ajoutés.

Le point de départ de l'évolution morphologique est la surface du plateau de Brenne, surface due à des couches de grès arasées. Dans ce plateau, les principales rivières (l'Yoson, le Blizon et la Sair) ont creusé des vallées. D'autres vallées plus profondes encore ont été entaillées par la Claise et la Creuse qui sont des rivières allogènes.

Durant la période froide, des hydrolaccolites se sont formés dans ces vallées, les ont élargies vigoureusement par endroits, ont soulevé des cuestas par l'intermédiaire des coins de glace qui s'enfonçaient entre les couches, ont enfin découpé et morcelé le relief. Avec le réchauffement qui a mis fin à la période froide, le ruissellement a repris et a déblayé, au moins en partie, les matériaux qui remblaient alors vallées et dépressions. Les vallées principales, la Claise et la Creuse, ont opéré ce déblaiement avec rapidité du fait de leur débit plus important. Les vallées secondaires ont eu plus de mal à procéder à ce déblaiement, d'une part parce que leur alimentation est plus faible, d'autre part parce que les hydrolaccolites n'ont dû y disparaître que très lentement. Les vallées suspendues haut-perchées et le retard de l'érosion régressive à les raccorder au talweg principal, sont certainement dûs à la présence des hydrolaccolites qui protégeaient

le plateau contre les atteintes du ruissellement. C'est certainement aussi la présence des hydrolaccolites jusqu'à une époque assez tardive qui rend compte de l'indécision du drainage qui est de règle dans presque toute la Brenne.

Un certain nombre d'observations montrent en outre comment la fusion des hydrolaccolites a dû s'opérer. L'existence de deux paliers dans les fonds des vallées et des dépressions de Brenne est certainement en rapport avec la façon dont s'est opérée cette fusion. *Le palier inférieur, situé à l'Ouest,* est entouré de grandes vallées allogènes sur trois de ses côtés. Les hydrolaccolites devaient y être peu épais, les reliefs sont en effet beaucoup moins morcelés à l'Ouest de la Brenne qu'à l'Est. Il est donc très vraisemblable que les hydrolaccolites ont cessé, relativement vite, d'être anastomosés les uns avec les autres; puis qu'ils se sont morcelés dans les vallées, demeurant plus longtemps sur l'emplacement des cuvettes; enfin qu'ils ont disparu, laissant fonctionner le ruissellement plus tôt que ce ruissellement n'a pu reprendre à l'Est. Peut-être les versants des vallées libérés assez vite, ont-ils été éboulisés? Le profil rectiligne de certains de ces versants le laisserait supposer²². *Le palier supérieur situé à l'Est,* contrairement au palier inférieur, est ceinturé encore sur une longue distance par des plateaux qui l'ont mis à l'abri des grandes vallées allogènes. Le drainage y est très indécis, les dépressions beaucoup plus étendues, les reliefs résiduels beaucoup plus morcelés, les buttons simples sont très nombreux. Dans ces conditions, il est très probable que les hydrolaccolites débordaient sur les reliefs et ne constituaient même peut-être qu'une seule calotte à la surface bosselée²³. Cette grande lentille hydrolaccolitique a fourni ses eaux de fusion au palier inférieur qui a bénéficié ainsi d'un ruissellement supplémentaire dans le débâlement de ses vallées. Cette lentille a commencé à diminuer elle-même d'une manière importante seulement au moment où le palier inférieur une fois déblayé, elle a pu trouver des vallées vides, capables de donner passage à ses eaux de fusion. C'est seulement à ce moment que la calotte hydraccolitique a commencé à diminuer d'épaisseur et à se morceler en laissant une dernière loupe de glace dans chaque cuvette. Les buttons simples, particulièrement nombreux sur le palier supérieur où ils se trouvent précisément au centre des cuvettes, correspondent sans doute aux derniers petits culots de glace laissés par les grandes loupes qui occupaient les cuvettes—Alors que les hydrolaccolites du palier inférieur paraissent

²² Sur l'éboulement et les versants nivelés par éboulis, voir E. de Vaumas (1964a, b; 1965a).

²³ Cette hypothèse n'est pas contradictoire, à condition de préciser que les hydrolaccolites là où ils s'élevaient plus haut que les versants ne comportaient que de la glace sans fragments de roche gélifractés.

avoir reculé d'Ouest en Est assez rapidement, les hydrolaccolites du palier supérieur qui semblent n'avoir fait qu'une calotte unique de glace (au moins pendant un moment) se sont fragmentés sur place. La fragmentation finale qui a donné les buttons simples, semble avoir été très tardive; elle ne peut être en effet que postérieure au dégagement des vallées suspendues qui dominent la Creuse car sur l'emplacement de ces vallées, les hydrolaccolites étaient beaucoup plus menacés qu'à l'intérieur du plateau, ils étaient tout près en effet d'une vallée profonde où le ruissellement avait repris plus tôt que partout ailleurs. Or, on a constaté que les vallées suspendues étaient encore pratiquement intactes et que l'érosion régressive ne les avaient pas raccordées au talweg principal. Il y a donc relativement peu de temps qu'elles ont perdu les hydrolaccolites qui les protégeaient. Il y a par conséquent encore moins longtemps que les derniers culots de glace qui ont donné naissance aux buttons simples ont achevé de disparaître. Peut-être que les dépôts marécageux de la Brenne pourraient fournir des dates plus précises, soit par les pollens conservés, soit par des analyses au carbone 14.

LE VELAY

Le Velay est situé dans le Massif Central entre la Loire Supérieure et son grand affluent, l'Allier²⁴. C'est une région montagneuse qui comprend un plateau de 1.000 à 1.200 m. d'altitude en moyenne et une arête étroite qui culmine au Devès (1421 m.) (fig. 6).

Le Velay est célèbre à un double point de vue. Il a fourni des gisements de fossiles villafranchiens importants qui furent étudiés dès le XIXème siècle, notamment par Marcellin Boule. Il est, en outre, parsemé de petits reliefs coniques dont l'interprétation est encore sujette à controverse; quoique constitués de matériaux volcaniques, ces cônes ne semblent pas pouvoir être assimilés à des volcans. On verra que ces cônes, appelés „gardes” dans le pays, sont en réalité des constructions dues à la cryogenèse.

La Brenne a montré toute la gamme des reliefs que la cryergie était susceptible d'engendrer dans les roches imperméables et non poreuses, quoique traversées toutefois par des plans de discontinuité (vides d'interstratification ou des diaclases). Le Velay va permettre d'observer le modelé que la cryergie est capable de façonner dans des roches perméables et poreuses.

²⁴ On peut se reporter pour la cartographie à la carte au 1/50 000^e. Feuilles de: le Puy et Cayres. La première est en noir et en hachures; la seconde, en courbes et en couleurs. Cette seconde feuille montre très bien les cuvettes circulaires situées au Sud du Devès, ainsi que les „gardes”, formes de relief dont il va être question.

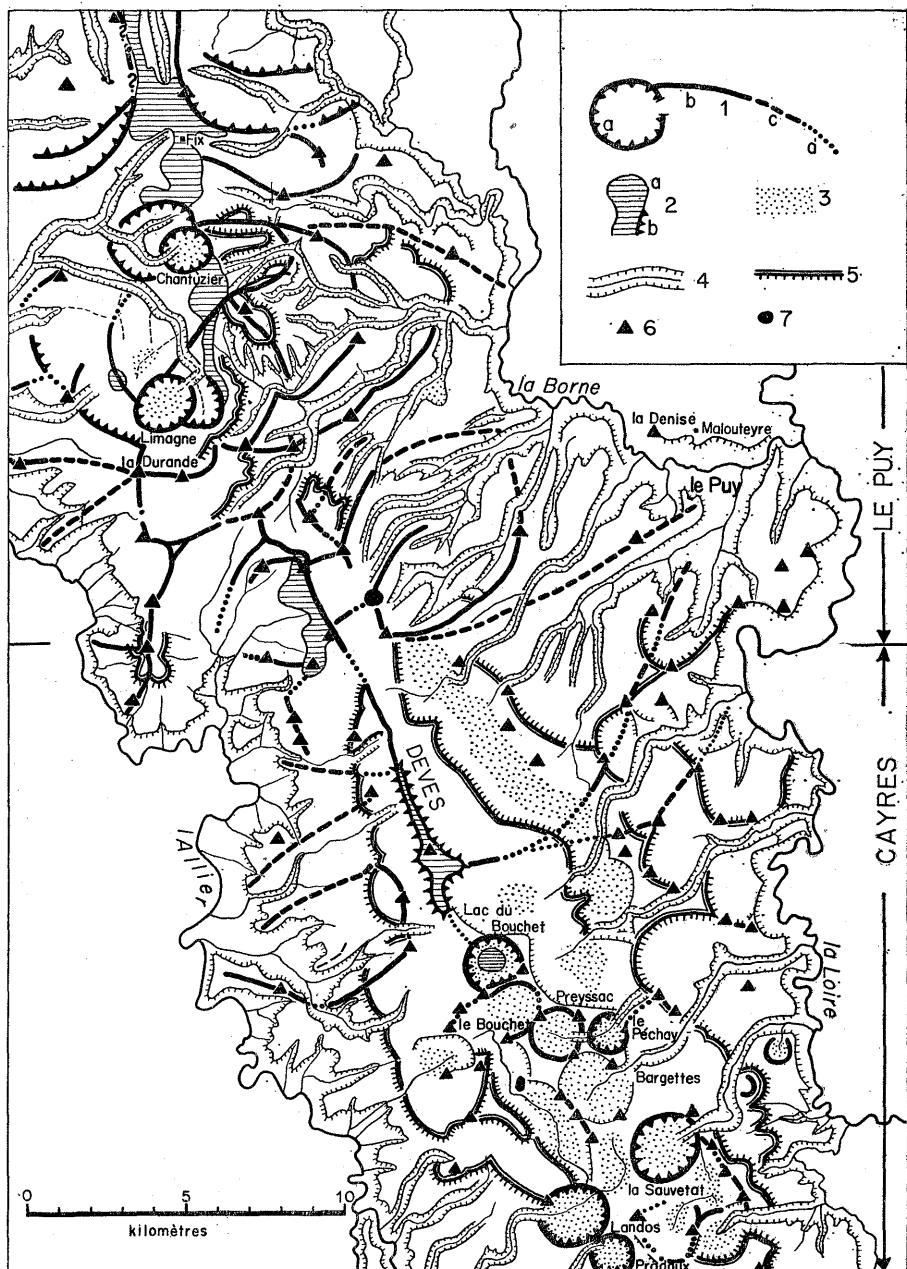


Fig. 6. Esquisse du modèle cryogénique du Velay

1. a. abrupt très marqué, dyssymétrique, b. vallum net, c. vallum peu net, d. vallum possible (ou bien, ancien tracé de vallum); 2. a. plateau, b. bord abrupt; 3. alluvions; 4. vallée encaissée; 5. bord du plateau; 6. cône: "Garde"; 7. colline à sommet plat

Le Velay a fait l'objet de publications très nombreuses dont la liste bibliographique se trouve dans la thèse de P. Bout (1960). Cet auteur est celui qui a donné la dernière synthèse de cette région qu'il a étudiée à nouveau entièrement par lui-même. Ne poursuivant pas ici une étude régionale ou paléontologique, on s'appuiera sur les données fournies par P. Bout et observées sur le terrain sous sa direction à l'occasion de l'Excursion de l'„Association française pour l'étude du Quaternaire” (A. F. E. Q.) (19—22 Mai 1966).

§ I. NATURE ET DISPOSITION INTERNE DES MATÉRIAUX

Le plateau du Velay correspond à un massif cristallin de granite et de gneiss; ce massif a été aplani par l'érosion, puis fossilisé par des dépôts villafranchiens, du moins à proximité des grandes vallées actuelles.

I. NATURE DES MATÉRIAUX

Sur la surface tabulaire ainsi formée, des basaltes, des brèches et des scories ont été mis en place durant le Villafranchien et le Quaternaire. Cette couverture volcanique s'étend sur 60 km. depuis Pradelles au Sud jusqu'au Paulhaguet au Nord. La largeur est de 20 km. au maximum. L'orientation est SE—NW. Les bouches d'éruption ne sont pas visibles, sauf dans le bassin du Puy (P. Bout, 1960, p. 210, 214). *Les roches volcaniques constituent le plus gros volume des matériaux observables sur le plateau du Velay. On y rencontre aussi cependant, quoique de manière beaucoup plus rare : des fragments de roches cristallines même là où le socle n'affleuré pas, des cailloux roulés, des sables fluviatiles, et même des paléosols.*

1. *Les basaltes francs*

Les basaltes recouvrent la pénéplaine nivelée dans le cristallin sur toute la largeur du plateau compris entre la Loire et l'Allier. Les basaltes ont été mis en place par coulées successives qui sont séparées souvent par des tufs volcaniques. Les cheminées par lesquelles ils sont sortis sont très rarement apparentes, comme on l'a déjà signalé (P. Bout, 1960, p. 210—211).

2. *Les cendres et les scories*

Ces scories sont très diverses. Les unes sont meubles, d'autres sont consolidées et ont des éléments hétérométriques, d'autres encore con-

tiennent des lambeaux de basalte franc et des grosses bombes en amande (P. Bout, 1960, p. 223—224). Ces scories atteignent 11 m. d'épaisseur sur la route des Baraque à Solignac (P. Bout, 1960, p. 220), c'est-à-dire sur l'extrême bord du plateau, dans un endroit où, par conséquent, ils sont peu épais. Au centre du plateau et principalement dans la chaîne du Devès, ils doivent mesurer plusieurs dizaines de mètres d'épaisseur.

3. *Les brèches d'explosion*

Les grandes cuvettes circulaires, appelées „maare” par P. Bout et considérées par lui comme des „cratères d'explosion”, sont souvent entourées de „brèches d'explosion” (P. Bout, 1960, p. 229 et photo 33). „Les terrains (dans lesquels on trouve ces brèches) sont riches en petites scories noires de la taille des graviers et ces scories sont disposées par lits mais on y voit aussi, en abondance, des débris du socle cristallin granitique ou métamorphique sous la forme de grains, de fragments, voire de blocs pouvant atteindre 1/3 ou 1/2 mètre cube. Ces gros éléments apportent quelque perturbation dans le litage des dépôts (P. Bout, 1960, p. 229). En même temps, on constate que „les brèches d'explosion du pourtour des „maare” du Velay ne sont pas très cohérentes. On les exploite en gravières et les éboulements se produisent facilement sur les fronts de taille” (P. Bout, 1960, p. 229).

4. *Les matériaux roulés*

A la cote 857 à 5 km. au NW du Puy et à 1,5 km. du village de Polignac, les éléments sont tous arrondis ou sub-arrondis; leur calibre varie de 15 cm. environ dans certains lits jusqu'au calibre des granules dans d'autres lits; chaque lit a des éléments homométriques.

5. *Matériel cristallin*

Du matériel cristallin existe aussi quelquefois à l'intérieur même des roches volcaniques. Les éléments cristallins ont des tailles variables; ils peuvent atteindre 1 m³ (c'est le cas, par exemple aux alentours de la cuvette de la Sauvetat) ou être seulement des fragments très petits, intimement mélangés aux fragments des roches volcaniques.

6. *Les paléosols*

Si les paléosols représentent des volumes très faibles, leur existence est très importante à signaler. Les paléosols en effet constituent un facteur supplémentaire d'interprétation.

II. DISPOSITION INTERNE DES MATERIAUX

Les matériaux dont il vient d'être question sont assemblés les uns avec les autres d'une manière très caractéristique.

1. Litage

Les matériaux, quels qu'ils soient, sont presque toujours lités et les lits sont ordinairement très parallèles. Ce phénomène est normal pour les grandes coulées basaltiques; il l'est moins quand il s'agit de brèches, de scories, et surtout de matériaux roulés, inclus dans le matériel volcanique.

2. Discordance

Les lits sont concordants sur une grande épaisseur. Il arrive qu'à une série concordante en succède une autre également concordante, mais dont la surface de base soit discordante par rapport à la première série sur laquelle elle repose.

3. Granulométrie et granoclassement

Les lits sont parallèles, a-t-on dit, au point que ce parallélisme est souvent spectaculaire. A l'intérieur des lits, les matériaux sont le plus souvent granoclassés, les éléments décroissant de taille de la base vers le sommet. Ce granoclassement est quelquefois aussi spectaculaire que le parallélisme des lits. Des blocs se trouvent ici ou là dans les lits. Le matériel est demeuré meuble puisqu'on l'exploite en „gravières”, semblables aux „sablières” des Charentes.

Ces caractéristiques correspondent exactement aux caractéristiques des grèzes²⁵: grèzes fines, décrites par Y. Guillien dans les Charentes, mais qui se retrouvent aussi bien à Chypre sur le littoral de Paphos; — grèzes fines, contenant des blocs plus ou moins gros, comme c'est le cas sur le Plan de Caussol (Fig. 7, II), ou encore à Chypre; — grèzes grossières correspondant ordinairement avec l'arrivée sur le piedmont d'éboulis de pente. Le littoral de Pomos (Chypre) donne un exemple grandiose de ce type de grèze dont on a signalé un exemple jusqu'au Hoggar (P. Rognon)²⁶.

²⁵ On rappelle la distinction, faite déjà plus haut, entre grèzes fines et grèzes grossières.

²⁶ Sur la grèze grossière du Hoggar, on doit à P. Rognon d'avoir vu des photographies qui ne laissent pas de doute sur la similitude de cette grèze et de la grèze de Pomos (Chypre).

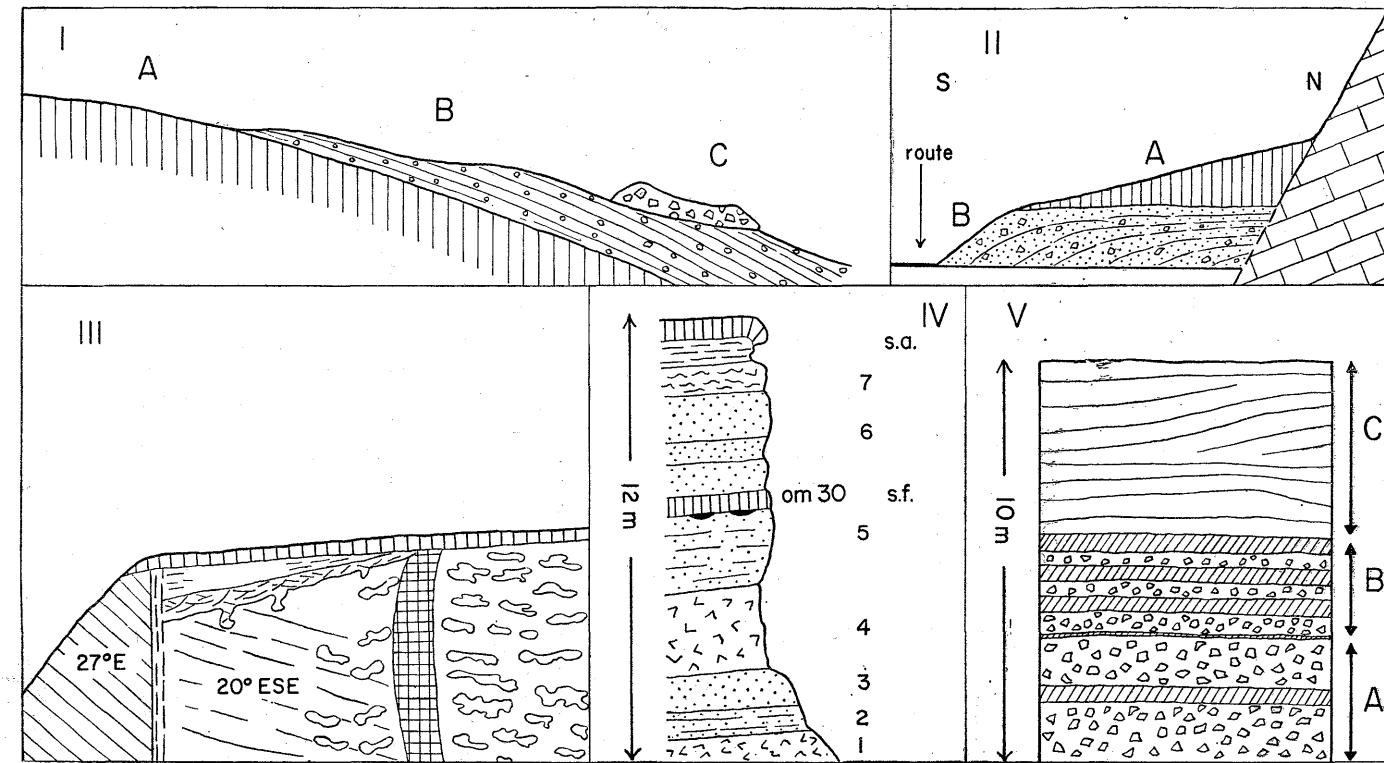


Fig. 7. Coupes de phénomènes cryogéniques

I. coupe de la Malouteyre; II. plan de Caussol (Provence); III et IV. grèzes et paléosols, près de Col de Montbonnet (d'après P. Bout, p. 225, fig. 48 et p. 227, fig. 49; figures dessinées à nouveau); V. grèze située aux environs de la cuvette de la Limagne

4. Pendance

Ce matériel, si bien lité, a des pendages variables selon les cônes. le litage varie aussi à l'intérieur d'un même cône; il diminue généralement du centre vers la périphérie. Les pendages descendent ainsi de 35° au cône du Croustet à quelques degrés sur les bords du même cône.

5. Déformations

Le matériel montre ici et là des déformations. Certaines déformations sont dues à la cryergie, ce sont des cryoturbations ou des solifluxions. D'autres déformations sont des dislocations mécaniques, ordinairement des microfailles, „... la plupart des "gardes," sont affectées de dislocations qui amènent en contact des masses de scories de granulométrie ou de litage différents" (P. Bout, 1960, p. 226).

6. Quelques coupes

Il ne s'agit pas ici de décrire à nouveau toutes les coupes données par P. Bout, ni même toutes celles qu'il a montrées aux participants de l'excursion de l'A. F. E. Q., mais seulement de signaler quelques-unes de ces coupes, vues à cette occasion.

(A) *D'une manière générale*, P. Bout, (1960, p. 222) signale que *sur 150 cônes ou „gardes”*, *30 seulement sont pénétrés d'intrusions basaltiques aboutissant au sommet ou au flanc du cône*. La citation donnée plus haut (p. 214) montre que ces intrusions basaltiques ne doivent pas être confondues avec les points d'émission des laves.

(B) *Au cône du Croustet (cote 892 de la carte, à 3 km. WSW du Puy)*, on observe des cendres, des scories, des cailloux anguleux, de gros blocs (certains ont jusqu'à 2 m.) également anguleux, et aussi des „bombe volcaniques”. Parmi ces bombes, certaines arrondies ou subarrondies, paraissent bien être des cailloux roulés. Tout le matériel est volcanique, à l'exception de rares cailloux cristallins. Le matériel est disposé en couches très bien litées et granoclassées. Son apparence est intermédiaire entre une grèze fine et une grèze grossière. De gros blocs sont inclus dans les couches. Les lits inférieurs de chaque séquence sont openwork.

(C) *Près du col de Montbonnet, deux coupes situées le long de la route* permettent d'observer la disposition des couches (P. Bout, p. 226). La première coupe (Fig. 7, III) montre un gros matériel, granoclassé et de couleur rouge. Ce matériel est surmonté en discordance par un paléosol et par un matériel plus fin, également lité et granoclassé, de couleur noi-

râtre, contenant aussi de nombreux éléments cristallins. La seconde coupe (Fig. 7, IV) est semblable; elle est particulièrement intéressante parce qu'elle laisse voir beaucoup plus nettement le paléosol.

(D) *Près de la bifurcation du chemin qui mène au marais de la Limagne*, une coupe montre sur 10 m. de hauteur (Fig. 7, V) des lits successifs ainsi répartis:

(a) Un matériel à gros éléments anguleux, grisâtre, comprenant de nombreux fragments cristallins. Un lit brun, composé d'éléments fins et ressemblant à de la terre brune, est interstratifié dedans.

(b) Un matériel à éléments anguleux mais dont les éléments, semblables aux précédents, sont plus petits.

(c) Un matériel de petites brèches dont les lits alternent avec des lits bruns à granulométrie très fine. Ces lits bruns représentent une épaisseur beaucoup plus grande que l'épaisseur des lits de brèches. Toutes ces couches sont cryoturbées.

(E) *A la cote 857* dont il a été déjà question, les lits sont continus et parallèles; ils mesurent de 10 à 50 cm. d'épaisseur et leur pendage atteint 30° environ.

(F) *Au volcan de la Denise*, une carrière située au-dessus de la route, permet de très bien voir une cheminée volcanique remplie de basalte noir. A gauche de cette cheminée, se trouvent des couches de cendres avec quelques bombes basaltiques dont le calibre est de 10 à 15 cm. La disposition de ce matériel est complètement différente de la disposition des matériaux décrits jusqu'ici; on est ici en présence de retombées de cendres consécutives aux émissions volcaniques. Par contre, à 30 ou 40 m. au-dessus de cette carrière, il existe des couches horizontales ou subhorizontales qui ressembleraient plutôt aux couches vues habituellement dans les gardes.

(G) *Dans l'enceinte de la cuvette de la Sauvetat*, une carrière montre de très beaux litages sub-horizontaux; le matériel est homométrique dans chaque lit. Vers la base, le matériel est très bien granoclassé (les calibres vont de 5/10 cm. jusqu'à la taille des sables). Il existe des éléments cristallins englobés dans la masse comme on l'a déjà signalé.

§ II. DESCRIPTION DES FORMES DU RELIEF

Considéré dans son ensemble, le plateau du Velay présente l'image d'un toit à double pente, toit dont l'arête est occupée par la chaîne du Devès. Les deux pentes du toit sont de largeur inégale, la pente située à l'W. étant moitié moins large que la pente située à l'E., les deux parties

du plateau sont dans un rapport 1/3 à 2/3. Le plateau est, en général, très plan. A l'Ouest, son altitude est de 800—900 m. au-dessus de la Borne ou de la Loire, elle monte jusqu'à 1000—1150 m. au pied de la chaîne du Devès, cette partie orientale du plateau est divisée à la latitude du bassin du Puy en trois paliers dont la pente est de 5° environ selon P. Bout. A l'Est, le plateau est très étroit, il est également très plat. Sur tout l'étendue du Velay, apparaissent des formes de relief très typiques: des cônes ou „gardes”, des cuvettes circulaires, ou „maare”, des vallum. Partout le travail de l'érosion se révèle comme très faible.

1. LES CÔNES OU „GARDES”

Les reliefs coniques du Velay sont connus depuis longtemps; ils sont en effet très apparents dans le paysage; ils sont en même temps très nombreux puisqu'on peut en compter 150 environ sur une superficie relativement restreinte. Leur profil est habituellement dyssymétrique et cette dyssymétrie existe même lorsque le cône ne se trouve pas auprès d'une cuvette ou d'une vallée. En outre, „la surface topographique actuelle tronque les couches de scories les plus déclives, car les flancs des cônes du Velay ne s'inclinent que de 8 à 20°. Encore cette dernière valeur concerne-t-elle les pentes des cônes les mieux conservés...” (P. Bout, 1960, p. 224—226).

N. B. — Parmi les gardes, une analyse attentive distinguera probablement certains cas, — très rares —, où *le sommet de la colline est tabulaire*. Il en existe un exemple au Nord de la route du Puy à Bains, près du village de Fay, c'est la cote 1154 de la carte au 1/50.000°.

2. LES CUVETTES CIRCULAIRES OU „MAARE”

(A) Le Velay est aussi parsemé de cuvettes circulaires, quelquefois légèrement ovalisées. Elles sont de grandes dimensions comme l'indiquent les chiffres suivants:

	Diamètre	Profondeur
Cuvette de Chantuzier	1 750 m.	132 m.
Cuvette de la Limagne	1 600 m.	140 m.
Lac du Bouchet	1 300 m.	80 m.
Cuvette de Landos	1 700 m.	110 m.
„ de Praclaux	1 200 m.	40 m.
„ de la Sauvetat	1 500 m.	110 m.

Ces cuvettes ont une enceinte dont le profil est très dyssymétrique, le côté abrupt faisant face à l'intérieur de la dépression et le côté en pente douce s'orientant vers l'extérieur. Le fond des cuvettes est plat, il a été remblayé par des dépôts alluviaux ou tourbeux. Dans la cuvette du Bouchet, le fond est occupé par un lac.

(B) La localisation des cuvettes n'est pas la même au Nord et au Sud du parallèle passant par la terminaison méridionale de la chaîne du Devès.

(a) Au Nord de ce parallèle, les cuvettes (Chantuzier, la Limagne) sont accolées à l'arête topographique du Devès. On peut remarquer que, même là où il n'existe pas de cuvettes, la base de cette arête est façonnée en demi-cuvette semi-circulaire. Ces demi-cuvettes s'observent aussi sur le bord Est du plateau où elles dominent la vallée de la Loire.

(b) Au Sud de ce parallèle, le toit à double pente, constitué par la surface topographique du Velay, ne possède plus d'arête montagneuse. Les principales cuvettes sont localisées sur ou à proximité de la ligne sommitale du plateau. En réalité, cuvettes et demi-cuvettes, d'importance variable, plus ou moins bien conservées aussi, se touchent les unes les autres. Les cuvettes sont donc beaucoup plus nombreuses que celles qu'on a coutume de signaler et que P. Bout appelle „maare”.

3. LES VALLUM

(A) Il ne semble pas qu'on ait encore parlé de vallum à propos de la topographie du Velay. Ces vallum sont pourtant d'une grande netteté dans le paysage. Les premiers vallum sont évidemment ceux qui entourent les dépressions circulaires; ils ne sont pas les seuls. La cuvette de Chantuzier et le vallum qui l'entoure, sont inscrits dans un deuxième vallum, tangent au premier du côté de la montagne; les branches de cette deuxième enceinte passent par les villages de Veyrac et de Boussac — Accolée à la cuvette de Chantuzier, mais de l'autre côté de l'arête montagneuse, se voit une cuvette allongée et marécageuse; le vallum qui l'entoure, passe par le village de Vazeilles; ce vallum se trouve lui-même à l'intérieur d'un vallum très large, jalonné par le village de la Limandre et par la cote 1014; un troisième vallum, encore plus étendu, entoure le précédent et va jusqu'au bord du plateau dominant la vallée de la Borne — La cuvette de la Limagne montre de la même façon un premier vallum (l'enceinte de la cuvette); un deuxième vallum (signal de la Durande, cote 1192, Saint Jean de Nay, les Granges); un troisième vallum aboutissant près du village de Chaspuzac — A l'Est du Devès lui-même, des vallum très vastes sont repérables; cependant comme ils sont déjà très démantelés, leur

tracé demanderait un examen attentif sur le terrain. L'ordonnancement des reliefs est donc très caractéristique; il est lisible déjà en grande partie sur la carte.

(B) Tous les vallums sont dyssymétriques à l'exemple des enceintes de cuvette qui en constituent le premier anneau. Comme ces enceintes, leur côté en pente raide est vers l'intérieur; le côté en pente douce vers l'extérieur. D'une manière générale, la face raide est de moins en moins abrupte au fur et à mesure qu'on va du vallum central au vallum le plus périphérique. De la même façon, les vallums sont d'autant moins bien conservés qu'ils sont situés plus à l'extérieur; les gardes apparaissent ainsi comme des reliques laissées par des vallum, détruits en très grande partie.

(C) Le réseau hydrographique a également un tracé très typique, il dessine un chevelu de ruisseaux qui convergent vers une rivière commune, traversant le vallum à l'aval. Au Sud de la chaîne du Devès, le plateau ne montrant que des cuvettes juxtaposées, le réseau hydrographique revêt une allure plus simple.

4. LA JEUNESSE DE L'ÉROSION

Le caractère très jeune de l'érosion est partout évident. Le relief actuel ne peut donc être que très récent.

Situé à plusieurs centaines de mètres au dessus de la Loire, de la Borne et de l'Allier, formé de matériaux très meubles, le relief du Velay ne montre pas de bad-lands. Les enceintes circulaires des cuvettes sont très souvent en parfait état de conservation; au Bouchet, l'érosion régressive n'a même pas encore conquis l'intérieur de l'enceinte qui est toujours occupé par un lac. Quant aux vallum, seuls les plus périphériques ont été morcelés en gardes. Le réseau hydrographique avec son allure dendritique a conservé son dessin originel. Le captures enfin sont rares; malgré son niveau de base plus déprimé et plus proche, l'Allier n'a opéré que de petites annexions comme celle de la cuvette de la Limagne; l'action de ce niveau de base, normalement conquérant n'a pas fait sentir son influence réellement à l'Est de la crête sommitale.

§ III. LES FACTEURS D'EXPLICATION DES FORMES DU RELIEF

Les formes de relief du Velay posent un problème qui a été soulevé depuis longtemps: comment interpréter ces grandes cuvettes circulaires? Comment comprendre ces gardes qui ont des structures monoclinales? Les solutions à ces questions ont varié. Il ne semble pas qu'à l'heure ac-

tuelle, aucune solution s'impose. Peut-être a-t-il manqué, pour arriver à une solution satisfaisante, de procéder à une description complète des formes du relief et non pas seulement de certaines formes d'entre elles ? De même, parmi les formes reconnues et décrites, — comme les cuvettes par exemple, — il aurait fallu recenser tous les cas existants et pas seulement les cas les plus spectaculaires ? Sans doute a-t-on aussi trop cherché à expliquer chaque forme indépendamment les unes des autres, au lieu de chercher une explication synthétique qui rende compte de tous les types de formes à la fois ? Une carte morphologique (Fig. 6) qui n'est encore qu'une esquisse montre déjà bien des corrélations, et par conséquent des principes de solution.

Avant d'ébaucher cette solution, il est juste de signaler les interprétations de P. Bout. Certaines, pensons-nous ne peuvent pas être retenues; d'autres par contre constituent les amorces certaines d'une solution globale.

I. LES INTERPRÉTATIONS DE P. BOUT

P. Bout retient particulièrement deux formes de relief: les cuvettes circulaires qu'il appelle „maare” et les cônes ou „gardes”.

(1) Pour lui, *les maare sont des „cratères d'explosion”*. Elles „se sont ouvertes en une seule fois, par des déflagrations formidables qui ont creusé d'emblée des entonnoirs de 800 ou 1000 m. de diamètre” (P. Bout, 1960, p. 229—230). „Elles paraissent bien représenter un stade explosif terminal, puisque le plus souvent nulle coulées n'en est sortie” (p. 223). Ainsi s'explique que ces brèches soient constituées aussi bien par des fragments du socle cristallin que par des matériaux volcaniques. Enfin, P. Bout pense que la disposition interne des matériaux est due au „tri gravitaire” et au „vannage par les courants atmosphériques” (p. 230): le granoclassement proviendrait ainsi de la retombée plus ou moins rapide des éléments projetés en l'air, cette retombée se faisant d'autant plus vite que les éléments sont plus lourds, d'autant plus lentement que les éléments sont plus légers.

(2) Dans les mêmes perspectives, P. Bout pense qu'à la garde du Croustet (prototype, semble-t-il, des autres gardes), „le pendage des couches de scories s'est établi en fonction d'un sommet autre que celui de cône actuel” (p. 223). *Les gardes seraient donc les reliques minuscules d'appareils volcaniques énormes*. Ces appareils auraient subi des „amputations massives du fait de la proximité des vallées importantes, du fait aussi de ces amples cratères d'explosion appelés „maare” ... qui accidentent en creux le plateau du Velay”. „Ces amputations... donnent

aux cônes de scories des profils dissymétriques". P. Bout remarque cependant que „d'autres ablutions massives ne peuvent cependant être mises sur le compte de la proximité d'une vallée ou d'une 'maare'" (p. 223).

Cette dernière constatation infirme l'interprétation proposée. D'ailleurs, ces „ablutions massives" supposeraient une très grande activité du ruissellement qui est incompatible avec le conservation des matériaux meubles existant sur le plateau, de même qu'avec les maare admirablement conservées. La pente topographique des gardes ne coïncide pas avec les couches, ce fait est bien difficile à expliquer dans les perspectives précédentes.

(3) *L'explication du relief du Velay n'est donc pas à chercher dans cette direction. Elle réside dans toutes les observations où P. Bout établit deux séries de phénomènes essentielles : d'une part l'existence de périodes froides non seulement au Quaternaire, mais aussi au Villafranchien, — d'autre part, la présence de très nombreux phénomènes cryogéniques dans le Velay.* Ces faits vont être rappelés dans le paragraphe suivant où l'on va essayer d'établir les facteurs qui ont joué dans la constitution du relief du Velay.

II. LES FACTEURS D'INTERPRÉTATION

Ces facteurs sont les suivants :

1. *Un relief initial très plan et subhorizontal*

Le relief primitif est constitué par une surface d'érosion très unie et dont la pente apparaît partout comme pratiquement nulle.

2. *Une couverture épaisse de matériel poreux*

Sur la surface d'érosion précédente, s'est formée ou a été déposée une épaisse couverture de matériel. *Cette couverture comprend :*

— *des roches cristallines fragmentées ou désagrégées.* Au Villafranchien, les périodes chaudes étaient plus chaudes que les périodes équivalentes de la fin du Quaternaire. La pénéplaine qui nivelaient le cristallin a donc vu les roches se désagréger en surface comme elles se désagrègent encore maintenant dans les pays méditerranéens ou tropicaux; il en est résulté une épaisse couche d'arène, surtout dans les gneiss, plus vulnérables que les granites. Ce matériel de désagrégation devait en outre emballer des boules comme celles qui sont visibles dans le Sidobre de Castres.

— *du matériel fluviatile:* il existe des cailloux roulés et des sables aux abords des vallées actuelles (mais qui étaient inexistantes au début

du Villafranchien). Rien n'empêche de penser que, lorsque les rivières coulaient à cette altitude, des dépôts semblables ont été mis en place sur l'emplacement occupé présentement par les basaltes. Cette hypothèse est d'autant plus plausible que le ruissellement avait, à cette époque, une composante latérale très forte.

— *des coulées volcaniques.* Ces coulées ont recouvert le matériel précédent. Elles sont constituées d'une alternance de basaltes et de tufs. Les basaltes, toujours plus ou moins diaclasés, ont subi les effets de la géliquefaction durant les périodes froides qui ont suivi leur mise en place.

3. La cryergie

P. Bout a bien montré dans sa thèse deux faits de très grande importance qui ont été mentionnés rapidement à la fin du paragraphe précédent.

(A) *L'existence de périodes froides au Villafranchien.* La démonstration est fondée sur des arguments paléontologiques. On avait essayé de procéder à la même démonstration en se fondant sur des arguments morphologiques. Selon ces derniers arguments, il y a eu quatre périodes froides au Villafranchien, correspondant aux régressions qui ont suivi les niveaux de base de 500, 400, 300 et 200 m.

(B) *La présence de nombreux phénomènes cryogéniques dans le Velay:* dépôts de pente anciens, solifluxions, cryoturbations, grèzes, ... *L'existence des grèzes est certaine.* Un bon exemple en est fourni par la coupe de la Malouteyre, au Nord du Puy (Fig. 7 A) (P. Bout, 1960, p. 61—62, fig. 19 et photo 7, p. 221—222).

Sur le flanc de la muraille de roches volcaniques qui domine le bassin du Puy (A), se voit une grèze fine (B), recouverte à l'aval d'une coulée de solifluction (C). Le volcan de la Denise se trouve un peu à l'amont. La pente est ici assez faible. Les lits de la grèze sont assez minces. Des cailloux anguleux ont été pris dedans, ces fragments sont plus nombreux dans le haut que dans le bas, ils proviennent des reliefs amont. Des blocs semblables se retrouvent dans toutes les grèzes qui sont au-dessous ou à proximité d'un relief plus raide: ce relief ici est le volcan de la Denise; sur le plan de Caussol (Provence), c'est une muraille abrupte (Fig. 7, II); il en est de même à Chypre au pied de la chaîne de Kyrenia — Dans la grèze de la Malouteyre, le matériel est composé d'éléments assez fins, ces éléments sont beaucoup plus compactés que les petits fragments qui constituent les grèzes calcaires ou crayeuses. Par suite, on voit peu de lits openwork car la percolation de l'eau à travers ces éléments très tassés est difficile, plus difficile qu'à travers la matrice des fragments les plus gros des

grèzes calcaires ou crayeuses. La percolation existe bien cependant, soit parce qu'il y a des lits constitués par de petits fragments, soit parce que certains lits ont un matériel plus compacté que le matériel des autres lits. Le jour de l'excursion de l'A.F.E.Q. où cette grèze a été examinée, certains lits étaient très humides alors que d'autres étaient complètement secs, les lits humides étaient ceux où l'aspect openwork était le plus accentué. L'absence de coupe transversale dans la grèze ne permet pas de voir s'il y existe des sections d'anciennes rigoles — *Entre la coupe de la Malou-teyre et d'innombrables autres coupes* dont on a donné seulement quelques exemples, il n'existe que des différences d'importance plus ou moins grande dans la granulométrie, le granoclassement, l'épaisseur des lits, ... *il n'existe aucune différence fondamentale.*

Il est possible de tenter maintenant une explication des deux grandes types de relief du Velay: les cuvettes circulaires du Sud, — les vallum concentriques du Nord.

§ IV. L'INTERPRÉTATION DES RELIEFS DU VELAY

Les types de ces reliefs sont au nombre de deux comme on vient de le signaler.

I. LES GRANDES CUVETTES CIRCULAIRES DU SUD

La description du relief une fois faite, il est possible, grâce aux factures d'interprétation qui viennent d'être dégagés, de voir comment s'expliquent les grandes cuvettes du Sud du Velay (Fig. 6 et 8).

I*—Soit un socle cristallin imperméable, limité par le plan m—n, sur lequel reposent, dans le Velay, du matériel cristallin désagrégé, des cailloux et des sables fluviatiles, des basaltes disloqués par les diaclases ou par la gélification, des scories et des cendres, des paléosols...

Tout ce matériel est perméable et poreux. Il est donc susceptible d'emmagasiner de l'eau; cette eau, en période froide, est capable de geler jusqu'à une profondeur plus ou moins grande. En gelant, elle entre en expansion; cette expansion ne pouvant se faire ni vers le socle, ni vers les côtés, elle s'opère vers le haut. Le sol gonflera sous l'effet de la glace qu'il emprisonne et la surface topographique se soulèvera.

Ce soulèvement varie avec plusieurs facteurs :

— *l'épaisseur de la couche poreuse.* Malgré la régularité générale de la

* Ces numéros renvoient aux numéros qui figurent sur la Fig. 8.

pénéplaine m—n, il y existe des petites variations; par suite, certains secteurs (A, B, C, D, E) sont moins épais que d'autres (F, G);

— *la porosité plus ou moins grande.* Selon la nature des matériaux, leur degré de fragmentation, leur mélange, leur compaction, ... certains secteurs (D, F) sont plus poreux que d'autres (A, B, C, E, G, H). Le volume des vides y est plus grand;

— *la surface topographique.* Aucune surface topographique n'est jamais plane et horizontale de manière absolue. Il existe toujours des endroits plus ou moins creux (B, H) qui, nécessairement, concentrent le ruissellement. A égalité de porosité, certains secteurs reçoivent plus d'eau que l'autres secteurs, l'infiltration et l'emmagasinage de l'eau y sont donc supérieurs, et aussi par conséquent l'expansion du sol (à moins que les creux soient très profonds): la cuvette initiale se transforme en point haut.

II — Dans ce socle recouvert d'une couche de matériaux perméables et poreux, on peut considérer une région où un secteur A est entouré par un secteur moins poreux que le profil recoupé en B et C. Les secteurs de porosité inégale sont circonscrits par les lignes x et y — L'eau d'infiltration remplit les vides de la couverture poreuse à l'intérieur de laquelle elle percolé lentement pour réapparaître en sources là où il existe des accidents topographiques; ces sources, souvent alignées sont caractéristiques du Velay comme de toutes les régions où un matériel très poreux surmontent un matériel peu poreux ou pas poreux — Lorsque se déroule une période froide, les processus morphogénétiques vont se transformer d'une manière considérable et engendrer de nouveaux types de relief.

1. Période de refroidissement

Pendant la première partie de la période froide, les temps de gel sont plus longs que les temps de dégel. A chaque cycle gel—dégel, le volume de l'eau gelée est supérieur au volume d'eau dégelée. Le pergélisol gagne donc en profondeur. Il en résulte les effets suivants:

III — *L'effet des moments de gel* — La partie la plus poreuse (A) qui a emmagasiné initialement le volume d'eau le plus grand, monte. Sa partie centrale z doit se soulever plus que les parties latérales qui sont freinées en partie par le moindre soulèvement des secteurs B et C. Le secteur A forme donc un bombement, sans doute très faible, mais réel cependant. Si les secteurs B et C freinent un peu le soulèvement des parties contiguës de A, ils doivent aussi être eux-mêmes un peu entraînés par ce mouvement d'ascension. De la sorte, un anneau (B_1, C_1) de la partie moins poreuse, se soulève en même temps que A. Ce phénomène est d'autre

tant plus vraisemblable que le coefficient de porosité ne change pas brusquement en x et en y, mais selon une progression plus ou moins grande; les divisions en secteurs (A, B, C) délimités en x et y ont été définies en effet que pour faciliter la clarté de l'exposé, il ne faut pas évidemment les durcir — Ce qui est vraisemblable, parce que d'ailleurs le phénomène s'observe dans la nature, c'est qu'en terrain subhorizontal, le sol se soulève quand il gèle et se soulève d'autant plus qu'il contient plus d'eau.

IV — *L'effet des moments de dégel* — Même si les temps de gel prédominant pendant la première partie de la période froide, des temps de dégel se produisent parfois. A ce moment-là, une certaine épaisseur du sol a, dégèle dans le secteur A. Cette couche est faite de matériaux plus ou moins grossiers et de l'eau produite par la fusion de la glace; cette couche glisse de a en a' grâce à l'eau qui l'humecte. Durant ce glissement, les matériaux opèrent un granoclassement, les matériaux les plus lourds tombant en bas de la couche, les plus légers restant en surface. Lorsque la couche s'arrête en a', ou un peu plus loin parce que la pente est désormais trop faible, l'eau de la couche percole vers les points les plus bas et principalement à la base de la couche où existent les fragments les plus gros; l'eau nettoie ainsi ces fragments, de la matrice limoneuse qui les entoure; elle donne naissance ainsi aux horizons openwork. Comme dans les grèzes des Charentes, décrites par Y. Guillien, on a ainsi des „lits maigres": openwork, et des „lits gras": les lits non lavés.

V — Tant que la période de refroidissement dure, le pergélisol s'enfonce en profondeur et le secteur A ne cesse de s'élever. Même s'il perd un peu de son épaisseur au moment des dégels, cette perte est compensée par l'ascension de l'ensemble du secteur. Le même phénomène décrit dans le paragraphe IV se produit à chaque fois qu'intervient un nouveau moment de dégel. Il en résulte en x_1x_2 , y_1y_2 , et plus loin encore un empilement de séquences granoclassées (a, b, c, d) qui constituent une grèze. Les grèzes peuvent atteindre ainsi une épaisseur considérable; ordinairement les carrières montrent une partie seulement de l'épaisseur de la grèze.

2. Période de réchauffement

Pendant le seconde partie de la période froide, le climat se réchauffe. A la période de refroidissement succède la période de réchauffement. Les temps de dégel deviennent plus longs que les temps de gel. A chaque cycle gel—dégel, le volume de l'eau dégelée est supérieur au volume d'eau gelée. Le pergélisol diminue d'épaisseur. Il en résulte les effets suivants:

VI — Le secteur A cesse d'être en expansion et de monter. La surface topographique dégonfle après avoir gonflé. Elle devient une sur-

face en creux après avoir été une surface en relief. Au bombement succède une cuvette. Ce dégonflement et *l'apparition de la cuvette sont dus à plusieurs causes :*

— Le secteur A est, par définition, plus poreux que les secteurs B et C, c'est-à-dire que le volume d'eau qu'il contient est plus grand. A elle seule, cette cause ramènerait le niveau topographique du secteur A au niveau des secteurs B et C. En réalité, il n'en est pas ainsi parce que, durant la période de refroidissement, les matériaux dont sont formés les secteurs B et C, ont été enlevés au secteur A. Par conséquent A voit son niveau originel abaissé par rapport au niveau originel de B et de C. A a perdu du matériel, B et C en ont gagné.

— Les secteurs B et C qui ont acquis du matériel sont en même temps, par définition, des secteurs moins poreux. Ces secteurs ont moins tendance à perdre de matériel que le secteur A; en outre, ces secteurs B et C sont de mieux en mieux protégés par la grève qui s'édifie au-dessus d'eux. Tout concourt par conséquent à augmenter la hauteur de B et C et à diminuer la hauteur de A. Toutes les causes jouent dans le sens de l'approfondissement de la cuvette.

Dans l'apparition de la cuvette, *on peut distinguer plusieurs stades :*

— Le niveau topographique descend de z_1 (surface topographique correspondant au sommet de la grève, c'est la surface d'altitude maximum atteinte au cours de la période froide) en z_2 (surface topographique coïncidant avec la surface de base de la grève). L'eau de fusion de la glace comprise à l'intérieur des matériaux entre z_1 et z_2 s'écoule par les lits de la grève dont les fragments sont les plus gros, cette eau contribue à laver ces lits de leur matrice et à les rendre openwork. Peut-être y a-t-il aussi un ruissellement superficiel et formation de petites vallées dans l'enceinte constituée par la grève? Même s'il existe, ce ruissellement est très faible comme le montrent deux séries de phénomènes: d'une part, les enceintes de grève sont quelquefois intactes et l'intérieur qu'elles circonscripent est endoréique (c'est le cas du lac du Bouchet); — d'autre part, les vallées qui traversent ces enceintes, sont très jeunes; elles semblent avoir été creusées par l'érosion régressive et ne pas dériver du ruissellement sur le bombement originel (s'il s'agissait d'un ruissellement très ancien, remontant à cette époque, la grève serait beaucoup plus démantelée, ce qui, dans la réalité, n'est pas le cas).

— Le niveau topographique descend de z_2 en z_3 , puis en z_4 , au fur et à mesure que le pergélisol diminue — Au-dessous de z_2 , l'eau de fusion en provenance du secteur A ne peut plus s'écouler par les lits openwork de la grève des secteurs B et C. Cette eau doit cheminer par les matériaux sous-jacents à la grève, c'est-à-dire par un matériel moins poreux

que dans le secteur A. La percolation de l'eau existe bien comme en témoignent les sources périphériques, mais cette percolation est difficile pour deux raisons: d'une part, parce que les secteurs B et C sont moins poreux, c'est-à-dire que les vides utilisables sont moins volumineux que dans le secteur A; — d'autre part, parce que cette eau de fusion des volumes $z_2 z_3$, $z_3 z_4$ entraîne avec elle les matériaux de ces volumes $z_2 z_3$, $z_3 z_4$. Ces matériaux contribuent à colmater les vides des secteurs B et C et à rendre la percolation plus difficile. Une partie des matériaux ne peut d'ailleurs pas être entraînée, elle reste au fond de la cuvette et y forme des collines (T) à sommet plat.

VII — Le point z_4 définit le fond de la cuvette lorsque les bords de cette cuvette aboutissent à la surface de base de la grèze (*cf. VI*). Lorsque le pergélisol continue à fondre jusqu'au moment où il disparaît complètement, la cuvette s'abaisse de manière continue jusqu'à un point z_5 . L'évolution est la même pour l'abaissement de z_4 en z_5 qu'il l'était pour l'abaissement de z_3 en z_4 — Lorsque le réchauffement est suffisant pour que le sol soit non seulement humecté mais imbibé, il se produit dans les grèzes des cryoturbations ou même des amorces de solifluction. Lorsque le ruissellement succède à l'imbibition, l'érosion régressive conquiert les cuvettes et commence à les démanteler. Il semble que cette dernière phase intervient très tardivement.

De la même façon, *les processus décrits se déroulent d'autant plus tôt pendant la période froide que le réchauffement intervient plus tôt. Or le réchauffement est d'autant plus précoce que l'altitude est plus basse.* Cette raison explique que les cuvettes les mieux conservées sont celles qui se trouvent sur l'axe topographique du plateau du Velay: les processus cryogéniques y fonctionnaient vraisemblablement encore lorsque les cuvettes plus basses avaient déjà perdu leur pergélisol et se trouvaient livrées à l'érosion par ruissellement ou, au moins, par solifluction; les cuvettes les plus basses, situées en outre à proximité des grandes vallées étaient plus vulnérables.

L'évolution morphologique qui a donné naissance aux vallum concentriques est très semblable à la morphogenèse qui a créé les cuvettes.

II. LES VALLUM CONCENTRIQUES DU NORD

Lorsque la surface topographique est subhorizontale et ne comporte pas d'arêtes ou de reliefs montagneux (Fig. 8 en VIII B), l'eau s'emma-gasine là où existent des creux de même que là où le terrain est plus poreux. Les processus cryogéniques de la période froide créent des cuvettes circulaires ou plus ou moins ovalisées.

Lorsque la surface topographique, subhorizontale, constitue le piedmont

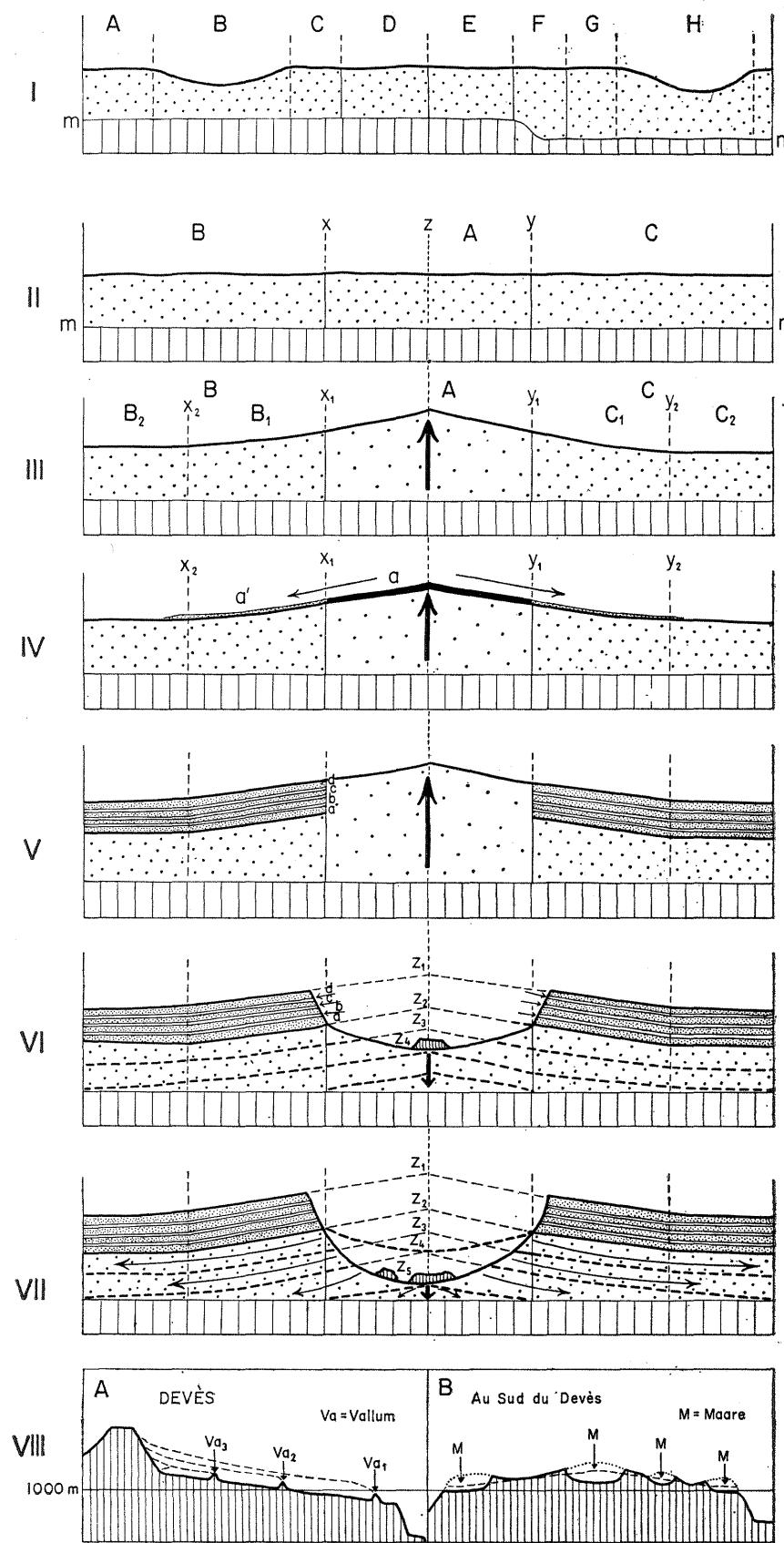


Fig. 8. Géomorphogenèse d'une cuvette cryohydrique

Sur la figure VIII, B, le profil en traits discontinus représente le profil initial; le profil en petits points, le profil des loupes topographiques dues à la glace; le profil en trait continu est le profil final.

d'un relief montagneux (Fig. 8 en VIII A), l'évolution se déroule en fonction de ce facteur nouveau. Ce facteur introduit en effet des éléments qui n'existaient pas précédemment ; ces éléments sont : une alimentation en eau plus grande du piedmont, ce piedmont reçoit en effet non seulement les précipitations qui l'atteignent directement, mais aussi les précipitations qui tombent sur la façade montagneuse, l'eau ruisselle ou, en période froide, percole en plus grande abondance qu'elle ne le fait là où il n'y a pas de reliefs montagneux ; — cette eau de ruissellement ou de percolation transporte avec elle des matériaux. Même si ces matériaux sont d'une granulométrie très faible, le piedmont a une couverture poreuse dont une partie est allogène et qui devient plus épaisse que la couverture primitive ; — enfin, lorsque le réchauffement se produit durant la seconde partie de la période froide, l'eau de percolation ou de ruissellement plus abondante provoque des solifluxions ou des érosions plus importantes que dans les régions où il n'existe pas de reliefs montagneux.

L'évolution morphogénétique d'une surface topographique subhorizontale, s'étendant sur des roches poreuses est la suivante.

(1) L'abondance de l'eau est suffisante pour que le piedmont tout entier soit gorgé d'eau, les différences initiales de porosité doivent disparaître au bout d'un certain temps. Par suite, tout le piedmont gonfle de l'Ouest à l'Est : depuis le Devès jusqu'à la vallée de la Loire ; du Nord au Sud : entre les grands accidents topographiques qui comparent ce piedmont. Transversalement, la couverture poreuse est convexe à son extrémité aval ; à l'amont où elle s'appuie à la montagne, elle demeure concave, tout en gonflant probablement plus en cet endroit que partout ailleurs. Longitudinalement, la couverture poreuse doit montrer des convexités successives.

(2) Pendant la période de refroidissement, les cycles gel—dégel édifient un vallum (Va_1) à l'aval autour de chaque grande loupe de la couverture gelée. Ce vallum, comme les enceintes des cuvettes circulaires, est une grève.

(3) Pendant la période de réchauffement, la loupe de terrain gelé recule d'aval en amont, c'est-à-dire des altitudes basses aux altitudes élevées. Le vallum Va_1 est alors livré à la solifluction ou au ruissellement ; sa destruction commence.

L'existence de vallum successifs montre que le réchauffement n'a pas dû se produire d'une manière lente et continue mais par saccades, par reculs brusques suivis de temps d'arrêt. Plusieurs vallums Va_1 , Va_2 , Va_3 , ont été construits ainsi successivement ; le dernier vallum entoure une cuvette circulaire très semblable aux cuvettes du Sud du Devès et très bien conservée comme ces dernières.

(4) *Les points caractéristiques de ces modélés sont les suivants : les cuvettes ne sont pas juxtaposées mais situées les unes à l'intérieur des autres, — elles ne sont pas concentriques mais tangentes en un même endroit qui est le pied de la montagne. Dans les cuvettes circulaires du Sud du Devès, l'eau de fonte du pergélisol pouvait s'écouler par infiltration dans toutes les directions. Le long du Devès au contraire, cette eau de fusion ne peut percoler que dans la direction opposée à celle de la montagne. La disparition du pergélisol se faisait non seulement par réduction de son épaisseur mais aussi par régression de l'aval vers l'amont (on a vu d'ailleurs, — et c'est une situation équivalente, — qu'au Sud du Devès, les cuvettes les plus proches des vallées avaient dû apparaître plus tôt que les cuvettes situées sur la partie la plus élevée du plateau).*

(5) *D'autres points sont caractéristiques de l'écoulement de l'eau. Quand un vallum était abandonné, l'eau convergeait à l'intérieur de l'enceinte vers le point situé le plus bas à l'aval; il en est résulté un réseau hydrographique d'aspect dendritique. Ce réseau hydrographique s'écoule dans le grandes vallées de la Borne ou de la Loire, soit parce qu'une brèche a toujours existé dans le vallum, soit parce que l'érosion régressive, partie des grandes vallées, a créé une trouée — Dans la suite, la solifluction et le ruissellement ont détruit le vallum et ont laissé subsister seulement des „gardes”. Les gardes ne sont donc pas des appareils volcaniques mais des grèzes construites avec des matériaux volcaniques, mélangés d'ailleurs avec d'autres matériaux bien différents par la nature, la granulométrie ou l'émussé.*

Cette morphogenèse par des processus dus au gel et au dégel en roches poreuses, rend bien compte du relief du Velay. Elle explique non seulement chaque forme de relief en particulier, mais aussi toutes les formes prises ensemble, leur localisation, leur répartition et leurs rapports mutuels. Elle permet de comprendre le brassage de matériaux si différents les uns des autres, puis leur mise en place dans des strates bien litées et granoclassées. Peut-être cette morphogenèse donnerait la solution, en tout ou en partie, d'autres problèmes géologiques ou paléontologiques, posés par cette région.

C O N C L U S I O N S

PHÉNOMÈNES CRYOGÉNIQUES EN GÉNÉRAL

La Brenne et le Velay montrent deux types de modélisé, dû à l'action du gel. L'existence de la cryogénèse dans la zone tempérée où sont situées ces deux régions, n'étonne pas; cette zone en effet est apparue assez rapidement comme appartenant à la zone „périglaciaire” du monde. Dans

ces conclusions où l'on voudrait regrouper les conséquences générales qui découlent de l'étude de la Brenne et du Velay, on inclura en même temps les leçons qui dérivent de recherches faites dans la zone méditerranéenne. La cryogenèse a eu en effet un très grand rôle dans le façonnement des reliefs de cette zone. Peut-être même faut-il considérer que la zone méditerranéenne est la zone périglaciale par excellence!

On rappellera d'abord les principales conclusions acquises dans les pays méditerranéens. Les résultats des recherches qui ont amené à ces conclusions sont contenues dans les publications suivantes: (E. de Vaumas, 1963a, b, c, d, e, f; 1964a, b; 1965c, et principalement dans les articles: *Phénomènes cryogéniques et systèmes géomorphogénétiques en Méditerranée orientale* (1964d), — *Phénomènes cryogéniques en Israël* (1965a), — *Phénomènes cryogéniques le long de la côte libanaise* (1966c, à paraître). Ces trois articles devaient être complétés par un article sur les phénomènes cryogéniques observables quand on va du littoral libano-syrien vers l'intérieur des terres, c'est-à-dire en direction du désert de Syrie. De nombreux faits avaient déjà été observés à ce sujet par E. de Vaumas pendant les campagnes de recherche, faites chaque année dans le Proche-Orient depuis 1953²⁷. Son programme de recherche n'a pu être malheureusement réalisé en 1966 comme il était prévu, par suite de circonstances indépendantes de la volonté de l'auteur. Par suite, celui-ci demande au lecteur d'avoir la bienveillance de tenir compte des circonstances qu'on vient d'évoquer²⁸.

²⁷ Sans compter les deux années (Eté 1945/Été 1947) passées au Liban et dans les pays d'alentour.

²⁸ Ces circonstances sont les suivantes, au moins quant à l'essentiel. D'autres précisions seront éventuellement données par la suite si la chose apparaît nécessaire. — E. de Vaumas, élève d'Emm. de Martonne, est entré au Centre National de la Recherche Scientifique (C.N.R.S.) pratiquement dès la fondation de cet organisme. Il a été promu de grade en grade et d'échelon en échelon, le plus souvent à l'initiative de la Commission qui s'occupe de la Section de Géographie. Il est actuellement dans cette section le chercheur le plus ancien dans le grade et l'échelon les plus élevés (à l'exception d'un autre chercheur qui, durant les dernières années, est entré au C.N.R.S. immédiatement avec le grade de Directeur de Recherche). R. Blanchard, membre de l'Institut, Président de la Commission de Géographie du C.N.R.S. pendant plusieurs années, avait pour E. de V. une grande sympathie, il lui a déclaré souvent qu'il le tenait et qu'on le tenait pour „le géographe français du Proche-Orient”. M. Chabot, actuellement Directeur honoraire de l'Institut de Géographie de Paris, président de la Commission de Géographie du C.N.R.S. après R. Blanchard, a eu l'occasion de déclarer que si un incident avait pu se produire (incident dont il va être question) le nombre et la valeur des travaux d'E. de Vaumas n'étaient contestés par personne.

Jusqu'en 1962, la Commission a toujours accordé à E. de V. les crédits nécessaires pour sa mission annuelle (4 mois ordinairement). En 1962, la même commission lui a refusé ces crédits et lui adressa sept remarques (ou reproches?). E. de V. rendit compte immé-

Les conclusions qui vont être données, sont une esquisse de synthèse; à ce titre, elles sont déjà sujettes à mise au point et à révision. Elles s'appuient aussi quelquefois sur des observations qui ont emporté la conviction de celui qui les a faites mais auxquelles il est souhaitable de donner de nouvelles confirmations et dont le détail n'est pas publié; à ce titre également, elles sont sujettes à révision ou à correction. En présentant ces conclusions, on s'efforcera d'indiquer au lecteur le degré de probabilité qu'elles atteignent, de manière à permettre au lecteur de faire les mises au point nécessaires et à supprimer pour l'avenir les fausses orientations de recherche.

Les phénomènes cryogéniques peuvent être considérés sous l'angle de l'érosion ou sous l'angle de l'accumulation.

I. LES PHÉNOMÈNES D'ÉROSION

1. *Les versants*

Les versants cryogéniques sont de deux sortes selon le calibre des fragments rocheux disloqués par le gel et la quantité d'eau incluse dans ces fragments; ce sont les versants nivelés par éboulis et les versants de soli-

datement à M. Lejeune, Directeur-Adjoint du C.N.R.S. et répondit notamment dans son rapport aux remarques qui lui avaient été adressées. En même temps, deux membres de l'Institut de France: M. Tardi, membre de l'Académie des Sciences, et R. Blanchard, membre de l'Académie des Sciences morales et politiques, intervenaient en faveur d'E. de V.; le premier, auprès de M. Coulomb, membre de l'Académie des Sciences et Directeur du C.N.R.S.; le second auprès de M. Lejeune, Directeur-Adjoint du C.N.R.S. (et devenu peu après ce moment, membre de l'Académie des Inscriptions et Belles-Lettres). M. Birot, Professeur à l'Institut de Géographie de Paris, offrit aussi spontanément son aide et son appui à E. de V. — M. Lejeune conseilla alors très vivement à E. de V. de partir pour accomplir sa mission et l'informa que son cas serait examiné à nouveau. Effectivement, durant l'automne 1962, la commission de Géographie du C.N.R.S. accorda à E. de V. de manière rétroactive la subvention qu'il avait demandée et, sur la proposition de son Président, le promut d'un échelon pour lui manifester son estime.

A la suite des événements de 1962, E. de V. reçut en 1963 la subvention demandée. En 1964 et en 1965, il ne lui fut donné qu'une somme minime. En 1966, la subvention de mission fut refusée à E. de V. sans aucune explication, sans même qu'il fût informé à l'avance comme M. Lejeune, Directeur-Adjoint du C.N.R.S. en 1962 l'avait demandé, au cas où la commission serait opposée à l'octroi d'une subvention à E. de V.

Devant ce refus non motivé (aucune critique d'ordre scientifique n'avait été adressée à E. de V.), refus étrange aussi puisque la Commission refusait au chercheur le plus ancien dans le grade le plus élevé les moyens de travailler, E. de V. rendit compte à nouveau à M. Le Directeur général du C.N.R.S. — M. Birot intervint aussi de sa propre initiative comme il l'avait fait déjà en 1962. M. le Directeur général du C.N.R.S. fit alors donner des frais de mission à E. de V. Malheureusement E. de V. a été informé trop tard de la décision de M. le Directeur général du C.N.R.S. pour pouvoir accomplir sa mission de recherche annuelle dans le Proche-Orient.

fluction laminaire. Dans la zone méditerranéenne, les premiers montrent quelquefois un dénivelé considérable qui semble être plus grand que le dénivelé atteint dans d'autres zones du globe. Les seconds montrent des glaciis très étendus qui manifestent que ces glaciis ont été façonnés très rapidement. Ce dénivelé et cette extension apparaissent encore plus frappantes si l'on se souvient que ces deux types de versants sont modelés uniquement pendant la période froide. Les versants nivelés par éboulis et les versants de solifluction laminaire se trouvent au Proche-Orient jusqu'au niveau de la mer, et même à — 212 m de part et d'autre du lac de Tibériade. En latitude, ils descendent au moins jusqu'à la péninsule du Sinaï.

2. Fentes en coin

Il existe des fentes en coin également à basses latitudes. On en voit par exemple près de Ras Naqoura à quelque distance de la frontière libano-palestinienne, de même qu'à Ghazziyé, non loin de Saïda.

3. Niches de nivation

Les niches de nivation sont nombreuses. Au Sandras Dagh et au Troodos, elles ont la perfection et la taille de véritables cirques.

Ces phénomènes d'érosion, dus à la cryogénèse, sont corroborés par des phénomènes d'accumulation, également dus aux effets du gel.

II. LES PHÉNOMÈNES D'ACCUMULATION

1. Les vallées remblayées

Les vallées de la zone tempérée sont toutes plus ou moins remblayées. Ce remblaiement est attribué le plus souvent à l'abaissement du niveau de la mer après la transgression flandrienne; cette explication est juste mais incomplète. Sous les alluvions post-flandriennes (qui n'existent ordinairement qu'à l'aval des cours d'eau), se trouvent les matériaux provenant de l'éboulisation et de la solifluction des versants. Dans les grandes vallées, le ruissellement cataglaciaire a emporté les matériaux qui remplissaient la vallée, en tout ou en partie (c'est le cas pour la Creuse qui traverse la Brenne); dans les petites vallées au contraire, le ruissellement a été ordinairement d'une capacité et d'une compétence trop faibles pour emmener les matériaux mis en place durant la période froide.

Ce même phénomène se retrouve dans la zone méditerranéenne. Beaucoup de petites vallées sont encore remplies. Quant aux grandes vallées où le ruissellement a été puissant au cataglaciaire, même s'il a diminué depuis, les vallées ont été débouchées. Il demeure cependant des placages sur les flancs ou sur les replats de ces vallées, placages qui montrent que les remblaiements avaient atteint des épaisseurs considérables. La vallée du Nahr el Arka au Liban, la vallée du Kouris à Chypre, ont dû être remplies au moins sur 80 ou 100 m de hauteur.

2. Couvertures ébouleuses

On a proposé d'appeler de ce nom la couverture de matériaux qui recouvrent les versants d'éboulisation quand l'inclinaison de ces versants est au dessous du seuil critique de 32° , seuil au dessous duquel les éboulis ne tombent plus en chute libre mais glissent sur la pente. Le Troodos a conservé presque partout sa couverture ébouleuse, il montre bien par conséquent l'ampleur extraordinaire que cette couverture pouvait avoir. La couverture ébouleuse cimentée qui se trouve sur les faces Nord et Sud du promontoire de Chekka au Liban, donne un autre exemple spectaculaire. Cette couverture ébouleuse a été signalée un peu partout dans la zone méditerranéenne quoique sous différents noms. On l'appelle parfois „éboulis ordonnés” parce que le matériel se met en place par lits successifs et parce qu'il s'opère souvent un granoclassement à l'intérieur de chaque lit. Lorsque la couverture ébouleuse arrive sur un piedmont dont la pente a une inclinaison très faible, le litage et le granoclassement sont bien meilleurs. On peut parler alors de „grèzes grossières”. Ces dernières grèzes parviennent à une extension considérable sur le littoral de Pomos (terminaison occidentale du Troodos).

3. Grèzes fines

Le litage et le granoclassement des grèzes sont d'autant plus parfaits que la pente topographique est faible; en effet, plus cette pente est faible, et plus le glissement est lent, moins le litage par conséquent risque d'être dérangé, plus le granoclassement à l'intérieur de chaque lit a le temps de se faire. Si la grèze n'est surmonté par aucun relief d'où tombent toujours des fragments rocheux, très hétérométriques par rapport aux autres fragments de la grèze, cette grèze est constituée par des matériaux de calibre à peu près semblable. Il faut ajouter que si la grèze est formée d'un matériel très gélif (la craie par exemple), si elle n'est dominée par aucun relief et si elle chemine sur une pente faible, cette grèze deviendra

une grèze fine. Les cycles gel—dégel n'agissent pas seulement en effet pour détacher des fragments à partir de la roche en place mais aussi pour fragmenter les fragments pendant qu'ils glissent sur la surface topographique. Les grèzes fines existent dans la zone tempérée, elles existent aussi dans la zone méditerranéenne: des grèzes fines peuvent s'observer tout au long du littoral de Paphos à Chypre; de même, en Galilée palestinienne, une grèze très belle se voit sur le bord de la route d'Acre à Safed.

4. Limons rouges

Les limons rouges qui existent tout autour de la Méditerranée, ont été mis en place au moment le plus froid de la période froide. La structure de la grande plaine côtière de la Palestine ne laisse aucun doute à ce sujet. Cette plaine est affectée d'une subsidence continue depuis longtemps; par suite, tous les dépôts mis en place au cours des oscillations marines du Quaternaire, ont été conservés; il existe peu de régions où l'on puisse mieux reconstituer la succession des systèmes géomorphogénétiques. La couleur rouge des limons est due, soit à des roches ou à des sols (*terra rossa* notamment) auxquels ils ont été arrachés, soit à la rubéfaction des limons de couleur claire²⁹. Leur mise en place n'a peu se faire que par transport éolien (et non par saltation), ce qui suppose un air sec et par conséquent ensoleillé. Cet air est très froid et ne permet qu'un petit nombre de cycles gel—dégel. Cet air est aussi très sec, il ne fournit que très peu d'humidité à la surface du sol; les roches ne peuvent être humectées que sur une très petite épaisseur. Ces conditions sont celles qui donnent naissance aux grèzes fines, alors qu'il faut qu'il y ait imbibition (et pas seulement humectation) pour que puissent se produire l'éboulisation ou la solifluction. Les grèzes fines se trouvent dans la zone méditerranéenne: sur le littoral de Paphos, on en voit durant plusieurs kilomètres de suite; des limons rouges y sont interstratifiés entre les séquences de grèzes proprement dites³⁰.

²⁹ M. A. Cailleux a bien voulu nous confirmer que cette rubéfaction était parfaitement plausible, étant donnée la basse latitude de la zone méditerranéenne. Les limons rouges ne passent-ils pas d'ailleurs du rouge à l'orangé, puis au jaune clair des loess, lorsqu'on remonte en latitude, par exemple du Levant espagnol à la Catalogne, puis au Languedoc, et de là, à la vallée du Rhône et à l'Alsace.

³⁰ Etant donnée l'importance de cette corrélation des limons rouges et des grèzes fines, les limons rouges interstratifiés dans les grèzes mériteraient une étude poussée. Il serait intéressant de connaître notamment leur origine et leur ressemblance (ou non ressemblance) avec les autres limons rouges.

5. *Matériaux de solifluction*

Les matériaux qui ont glissé sur les versants et rempli les vallées ne sont pas seulement des matériaux dus à l'éboulisation mais aussi des matériaux entraînés par la solifluction.

La solifluction dans la zone méditerranéenne était connue depuis longtemps en altitude; le Liban et la Haute Galilée palestinienne en montrent des exemples spectaculaires, notamment dans les grès, les sables et les argiles du Néocomien. Mais la solifluction n'a pas existé seulement en altitude, elle s'est manifestée jusqu'au niveau de la mer et même jusqu'à -212 m (lac de Tibériade). L'analyse systématique du littoral libanais et palestinien depuis le Nahr et Kebir au Nord jusqu'à la pointe méridionale du Carmel au Sud, le montre de manière certaine. Sur cette distance qui dépasse 300 km, la solifluction a joué de façon massive: dans la combe de Fih, les matériaux soliflués qui recouvrent la terrasse d'abrasion marine la plus élevée, mesurent de 30 à 40 m. d'épaisseur sur une superficie de plusieurs kilomètres carrés; — la plaine littorale de Tyr est recouverte par une nappe de solifluction sur une vingtaine de kilomètres de longueur.

Les matériaux soliflués ont par conséquent un volume et une extension considérables. Ils se présentent aussi sous des faciès extrêmement différents les uns des autres. Au Liban, sur les immenses cônes rocheux du Nahr el Barid et du Nahr abou Ali (Qadisha) comme dans la carrière de Chekka, les matériaux soliflués ont une granulométrie si fine et constituent des lames si régulières et si bien lités que des naturalistes aussi avisés que R. Wetzel et J. Haller ont pu les prendre pour des couches lacustres. Il est à noter en outre qu'à la carrière de Chekka, ces lames solifluées contiennent un paléosol et un outillage préhistorique; ces lames reposent en outre sur un cordon littoral tyrrénien et mesurent 12 m. d'épaisseur.

6. *Les croûtes*

La solifluction a été intense non seulement durant la dernière période froide mais aussi durant les périodes froides antérieures du Quaternaire et du Villafranchien. Cette solifluction a entraîné sur les versants des volumes considérables de matériaux dont les derniers à être entraînés subsistent encore; ces matériaux couvrent les couches en place comme d'un manteau qui cache les strates auxquelles ce manteau ressemble beaucoup, cette ressemblance est d'ailleurs normale puisque ce manteau de solifluction est fait de fragments et d'une matrice, pris aux couches sous-

-jacentes. Ordinairement, ces matériaux quand ils ont été durcis n'ont pas été reconnus pour ce qu'ils étaient et ils ont été dénommés „croûtes”. Certains matériaux soliflués (les calcaires par exemple) sont susceptibles de se cimenter durant les périodes chaudes. Pour qu'il y ait cimentation, il faut que se produisent les opérations suivantes: précipitations atmosphériques (sous n'importe quelle forme que ce soit: pluies, gouttelettes de brouillard, rosée, ...), — infiltration dans la roche de l'eau précipitée, — dissolution d'une partie de la roche, — remontée de l'eau vers la surface topographique avec dépôt des roches dissoutes au cours de la remontée. Cette ascension de l'eau dans la roche est provoquée elle-même par la chaleur sèche de l'atmosphère qui a succédé à l'atmosphère humide initiale. La cimentation se produit au cours de cycles humidification/dessication; parmi toutes les zones climatiques du globe, la zone méditerranéenne est une des zones, ou peut-être même la zone, où ces cycles sont les plus nombreux. L'existence des croûtes est donc liée à la présence de matériel gélifracté (couverture ébouleuse ou manteau de solifluction), au caractère soluble de ce matériel ou, au moins, d'une partie de ce matériel, à la fréquence des cycles humidification/dessication. La cimentation peut être si grande que les croûtes prennent alors un faciès marmoreen comme c'est le cas des „brêches roses” de Beyrouth qui ont été employées comme pierre d'ornementation dans les monuments anciens. Les croûtes peuvent être très épaisses; à Beyrouth, sur la terrasse d'abrasion marine (actuellement au dessous du niveau de la mer), la croûte mesure de 10 à 20 mètres d'épaisseur.

Il est évident que le mot „croûte” est très équivoque puisqu'il désigne dans la littérature géologique, géomorphologique et pédologique, des phénomènes très différents les uns des autres. On appelle croûte en effet:

- les masses solifluées ou les couvertures ébouleuses, cimentées après leur mise en place;
- les travertins déposés par le ruissellement anaglaciaire et cataglaciaire autour des reliefs calcaires;
- les croûtes zonaires. Ces croûtes se forment à la surface des roches très solubles (comme les travertins par exemple). L'humidité dissout une pellicule très fine du matériel sur lequel elle se trouve, elle se propage de manière diffuse, puis s'évapore en déposant le volume de roche dissoute qu'elle contenait. Ce dépôt s'opère sous forme de lamelles continues et peu épaisses (les lamelles sont de l'ordre du millimètre). Ici également, phénomènes ne peuvent se passer que s'il existe des cycles humidification/dessication.

Les croûtes méditerranéennes sont dues aux cycles humidification/des-

sication; les carapaces, intertropicales aussi. Entre les croûtes et les carapaces, y a-t-il quelque chose de commun? se trouvent-ils des formes de transition? c'est un problème qui mérite d'être posé.

LES CUVETTES CRYOHYDRIQUES

On peut dénommer *modèle cryohydrique*, les reliefs qui sont façonnés par la cryogénèse, grâce à l'eau infiltrée dans la roche. Ce modèle est représenté essentiellement par des cuvettes. Ces cuvettes sont de deux types: les cuvettes simples et les cuvettes complexes.

I. LES CUVETTES SIMPLES

1. *Conditions de formation*

Pour pouvoir se former, les cuvettes requièrent les conditions suivantes:

A. Une topographie subhorizontale au point de départ de l'évolution

Si ta topographie n'était pas subhorizontale, les matériaux seraient entraînés par solifluction ou par glissement à de grandes distances. Par suite, le bourrelet qui entoure la cuvette ne pourrait pas se constituer; principalement, lorsque ce bourrelet est formé de matériaux très fins (grèzes lités). L'eau ne pourrait pas, non plus, se concentrer en certains endroits de la roche; il y aurait percolation de l'eau vers l'aval.

B. Une roche poreuse

(a) La porosité de la roche peut avoir des origines diverses:

— *la roche peut être naturellement poreuse*, c'est le cas des sables.

— *la roche peut être poreuse aussi par suite de la désagrégation de roches non poreuses durant les périodes chaudes*. La roche primitive est alors recouverte d'un manteau plus ou moins épais de roche désagrégée; ce manteau peut avoir des épaisseurs atteignant plusieurs dizaines de mètres. C'est le cas des roches cristallines dans la zone méditerranéenne, — ou même dans la zone tempérée; les périodes chaudes du Villafranchien et du début du Quaternaire étaient en effet beaucoup plus chaudes que

la période actuelle³¹. C'est le cas aussi des basaltes qui se désagrègent avec une grande rapidité dans la zone méditerranéenne (nappes basaltiques du Liban, de Syrie, de Jordanie, — pillow-lavas constituant le piedmont septentrional du Troodos (Chypre)³².

— *la roche peut être poreuse enfin par suite d'une fragmentation due à la gélification des périodes froides.* C'est le cas de la craie et des basaltes de l'Aubrac.

(b) *La porosité varie en outre avec d'autres facteurs:* granulométrie des éléments rocheux, agencement, compaction,... de ces éléments. Selon les cas, l'eau infiltrée dans la roche atteint des volumes variables. En outre, sa transformation en glace s'accomplice de manière différente: loupes de glace pure, ségrégations, matrice homogène,... (J. Tricart, p. 64).

C. Une concentration de l'eau en certains endroits

Sur un terrain parfaitement horizontal et dans une roche dont la porosité serait exactement la même en chaque point, le terrain se soulèverait de manière égale partout; il n'y aurait ni bossellement, ni cuvette. Cet état est théorique, il n'existe pas dans la nature. Par suite, l'eau se concentre en certains endroits, soit parce que la roche est plus poreuse dans ces endroits que dans les endroits voisins, soit parce que le ruissellement superficiel ou la percolation souterraine favorisent plus certains lieux que les lieux avoisinants.

D. L'existence d'une période froide

Seule, une période froide peut donner naissance à un pergélisol profond et à des cycles gel—dégel nombreux; ces deux phénomènes sont nécessaires, on l'a vu, pour que les cuvettes puissent se former.

³¹ Dans le Velay, c'est durant ces périodes chaudes que le matériel du socle (granite et gneiss, et notamment les gneiss) a été désagrégé. La feuille de Langogne, située au Sud de la feuille de Cayres (Carte de France au 1/50 000^e en courbes et en couleurs) montre des cuvettes semblables aux cuvettes du Velay mais, à la différence de ces dernières, elles ont été façonnées dans l'arène de désagrégation. (Le phénomène est donné seulement comme probable car il n'a pas été possible de la vérifier sur le terrain).

³² La désagrégation des pillow-lavas est si poussée à Chypre que le piedmont est actuellement presque complètement détruit par les ravinements. En outre, la roche est devenue si meuble que des versants de solifluction laminaire ont pu être modelés durant les périodes froides. Ces faits montrent, par contre-épreuve, que les cuvettes cryohydriques ne peuvent se former que sur une topographie subhorizontale.

2. Principales caractéristiques

Les cuvettes cryohydriques sont caractérisées par:

A. Une dépression évidée

Une dépression évidée dans la topographie existant au point de départ. Cette dépression correspond au lieu où l'eau s'est concentrée principalement.

B. Un bourrelet

Un bourrelet, construit autour de cette dépression par apport des matériaux qui ont été enlevés à cette dépression — Ce bourrelet peut avoir une structure très variable. La taille des éléments varie évidemment en fonction de l'épaisseur du terrain susceptible de dégeler au cours d'un cycle gel—dégel (couche a, sur la Figure 8, Coupe IV); ce sont en effet les matériaux, contenus dans cette épaisseur de terrain, qui glissent sur le bombement au moment du dégel pour aller former le bourrelet. Les blocs les plus gros se voient dans la zone méditerranéenne; ils atteignent le mètre cube et même, peut-être, plus; ils forment des enceintes autour des champs, enceintes qu'on serait tentées de prendre à première vue pour des amas de pierres provenant de l'épierrement des champs³³. Tous les calibres sont observables jusqu'aux faibles calibres, comme c'est le cas, semble-t-il dans l'Aubrac. Les bourrelets de ce type sont d'autant plus facilement openwork que le calibre des pierres est plus grand. — Les roches qui se débitent en menus fragments sous l'effet du gel donnent des grèzes litées (Figure 8, coupes IV—VII). Les roches qui sont réduites en bouillie (c'est souvent le cas de la craie), donnent un bourrelet compact où la structure est difficilement observable. Les sables fins et les limons homométriques donnent des strates très régulières comme on l'observe dans le Proche-Orient. Quand les matériaux sont très diversifiés (c'est le cas du Velay, même s'il y a prédominance de matériaux volcaniques), le bourrelet montre que ces matériaux ont été brassés et mélangés avant d'être étalés.

³³ En Israël, de formidables amas de blocs, dus à l'épierrement, se rencontrent parfois, sur les plateaux basaltiques entre Houlé et Tibériade par exemple. Il s'agit de blocs, poussés à la périphérie des champs par des bulldozers. On peut assister souvent d'ailleurs à ce travail. L'énorme machinerie mise en oeuvre pour réaliser l'épierrement des champs dans ce cas, prouve que le travail n'aurait pu être réalisé sans l'aide de moyens mécaniques très puissants qui n'existent que depuis très peu d'années. Les amas de blocs sont donc naturels, à l'exception des cas (très rares) que l'on vient de mentionner,

L'existence du bourrelet augmente beaucoup la profondeur de la cuvette. Le dénivelé de la cuvette est dû par conséquent à deux causes: d'une part, à l'évidement de la topographie primitive; d'autre part, à la construction du bourrelet autour de cette dépression due à l'érosion.

C. Un fond subhorizontal et souvent remblayé

Après avoir été modelée, la cuvette n'a pas obligatoirement un fond plat comme le montre la topographie des grandes cuvettes. Le fond est subhorizontal et il peut comporter quelques bossellements ou même des petites collines — Dans les pays où le climat qui suit la période froide est un climat tempéré, des marécages y déposent de la tourbe et le ruissellement y apporte des alluvions; parfois un lac s'y installe. Le fond est souvent imperméable parce que des limons et des argiles ont colmaté les alluvions; il en résulte que ces dépressions comportent souvent des mares qui servent d'abreuvoirs pour les animaux, ce fait s'observe dans le Proche-Orient comme dans la zone tempérée.

D. Configuration et dimension

(a) Les cuvettes ont ordinairement une forme circulaire. Il semble que ce tracé circulaire soit le tracé qui correspond le mieux à la morphogenèse décrite ci-dessus et dont les coupes de la Figure 8 résume les principales étapes. Il reste cependant à démontrer pourquoi il en est ainsi. — Les cuvettes peuvent être aussi ovalisées. Peut-être cette ovalisation est-elle en rapport avec la pente topographique? Si le grand axe de la cuvette correspondait avec la ligne de plus grande pente de la topographie, il y aurait de fortes chances pour que l'ovalisation de la cuvette soit due à un étirement des masses poreuses en rapport avec un très léger glissement. — Les cuvettes peuvent avoir des formes plus ou moins polygonales lorsqu'elles sont juxtaposées au point de se toucher. Les bourrelets deviennent alors communs aux cuvettes qui se touchent. La structure des bourrelets est forcément plus complexe que dans les bourrelets de cuvettes isolées. N'est-ce pas ainsi que doivent être interprétées aussi les microformes, dénommées "sols polygonaux" ou "sols striés"? Ces microformes ne seraient que les modèles réduits de formes plus étendues?

(b) Les cuvettes ont des dimensions très variables. Leur diamètre peut aller de quelques mètres à 1 ou 2 km dans le Velay. Cette dernière dimension est largement dépassée dans les pays méditerranéens.

3. Répartition

Les cuvettes simples existent:

(A) Dans la zone tempérée: France, Belgique, Danemark, Etats-Unis, Grande-Bretagne... où elles ont été signalées par A. Cailleux, M. Boyé, R. Braque, P. Pissart, H. C. Prince, C. Rousset,... Il semble que, d'une manière générale, les auteurs considèrent les cuvettes comme des dépressions ayant toujours des dimensions assez faibles. Il ne semble pas que personne jusqu'ici ait classé dans une même catégorie les petites cuvettes avec mares ou lacs et les grandes cuvettes du type rencontré dans le Velay.

(B) Dans la zone méditerranéenne. Les cuvettes cryohydriques ne paraissent pas avoir été signalées encore dans cette zone du globe.

(a) Dans le Proche-Orient, les cuvettes sont pourtant très nombreuses. Il en existe au Liban dans les terrains alluviaux de la Bekaa et dans le Hatay (Turquie) dans les alluvions de la dépression de l'Amouk. Une très belle cuvette a été modelée dans le remblaiement de l'ancien poljé de Remeïch (Haute Galilée libanaise), elle est remplie d'eau et sert d'abreuvoir au village. En Haute Galilée palestinienne, le lac de Dalton, décrit minutieusement par D. H. K. Amiran, en est un autre exemple, même si l'auteur en donne une interprétation différente³⁴. La colonie de Nahalal dans la plaine d'Esdrelon a ses maisons exactement disposées sur la circonference d'un cercle; des photographies aériennes ont été données très souvent de cette colonie et ont été reproduites aussi bien dans les livres que dans les prospectus touristiques. Cette disposition circulaire a été commandée par un bourrelet qui circonscrit une zone marécageuse. Le même phénomène se retrouve sur les plateaux basaltiques situés dans la partie méridionale de la dépression du Houlé; des bâtiments militaires sont disposés autour du petit cratère de Tula (près de Rosh Pinna), remanié en cuvette cryohydrique. Le désert de Juda a des "rock-rings" (Dov Nir) dont l'origine est vraisemblablement la même. D'autres faits semblables existent dans la steppe syrienne depuis l'Anatolie jusqu'au delta du Nil, ils feront l'objet de descriptions ultérieures — Un des cas les plus spectaculaires de cuvettes cryohydriques est fourni par la région basaltique située près de Homs³⁵. Cette région est appelé Waar (A. Naaman) parce qu'elle est de parcours très difficile à cause des innombrables bourrelets de blocs basaltiques plus ou moins gros qui s'y trouvent; ces bourrelets dessinent des réseaux réticulés; ces réseaux sont à gran-

³⁴ Sur la structure d'ensemble de la région du lac de Dalton, voir E. de Vaumas, 1964. La cuvette cryohydrique occupe le cratère d'un grand appareil volcanique.

³⁵ Carte du Levant au 1/50 000° en courbes et en couleurs (carte équivalente de la carte de France à la même échelle). Feuilles de Tell Kalakh et Homs.

de échelle ce que les "sols polygonaux" sont à petite échelle. Au centre de chaque maille du réseau se trouve une cuvette plus ou moins profonde et plus ou moins remblayée. La profondeur peut atteindre plus de 10 m. A égalité de diamètre, les cuvettes du Proche-Orient semblent beaucoup plus profondes que les cuvettes de la zone tempérée; elles ont une allure de dolines bien qu'elles ne soient pas dues à la dissolution. Le fond de ces cuvettes est remblayé sur une largeur et une profondeur variables. Ces cuvettes sont les seuls endroits cultivables du Waar; d'où le nom de "Râm" qui leur a été donné³⁶.

(b) En Afrique du Nord, il est frappant de constater que les "dayas" correspondent aux cuvettes circulaires du Proche-Orient et de la zone tempérée. Il est difficile de ne pas donner aux dayas une origine morphologique semblable à l'origine de ces dernières cuvettes, d'autant plus que les "dayas" se développent dans des "terrains à dayas" qui semblent être, en général, des terrains poreux. MM. J. Despois et F. Joly qui ont une grande connaissance de l'Afrique du Nord, nous ont donné à ce sujet de nombreux renseignements dont il n'est pas possible de tirer ici tout le parti possible³⁷. De ces renseignements, il résulte que les cuvettes circulaires (qu'elles soient ou non appelées dayas) sont très nombreuses en Afrique du Nord, en Mauritanie et au Sahara. Les cuvettes se retrouvent donc à des latitudes très basses. Le phénomène n'a rien d'étonnant puisque le Proche-Orient montre de manière certaine que la cryogénèse a joué au niveau de la mer au moins jusqu'à la terminaison méridionale du Carmel. D'autre part, P. Rognon a décrit des grèzes grossières très importantes dans le massif du Hoggar. D'ailleurs, les photographies et la littérature géographique montrent que les versants d'éboulissement et les versants de solifluction laminaire existent à des latitudes très basses; or les conditions climatiques de formation de ces versants sont les même que les conditions requises pour la formation des cuvettes. Il est par conséquent normal que les deux séries de formes de relief coexistent.

III. LES CUVETTES CIRCONSCRITES

1. Conditions de formation

Ces conditions de formation sont les mêmes que pour les cuvettes simples, à savoir: une topographie subhorizontale, une roche poreuse, une concentration de l'eau, l'existence d'une période froide. En outre,

³⁶ Le mot *Ram* vient d'une racine sémitique qui désigne: l'utérus, le sein maternel, et par extension, la fécondité.

³⁷ Que MM. J. Despois et F. Joly veuillent bien trouver ici l'expression de notre reconnaissance.

un nouveau facteur s'ajoute aux facteurs précédents: la présence d'un relief le long du plateau où se forment les cuvettes. Ce relief fournit à la cryogénèse un apport supplémentaire en matériel et en eau.

2. Principales caractéristiques

Ces cuvettes montrent:

- (A) *Un emboîtement* (emboîtement en plan, non pas en profondeur). Elles se circonscrivent les unes les autres mais elles ne sont pas concentriques.
- (B) *Un lieu où ces cuvettes sont tangentes* les unes avec les autres du côté du relief qui les domine.
- (C) *Des bourrelets* qui sont si longs qu'on peut leur donner le nom de vallum. Les vallum les plus externes sont les plus anciens; les vallum les plus internes sont les plus récents. Par suite, les vallum les plus externes sont ceux qui ont été les plus démantelés; ils ne subsistent quelquefois que sous forme de reliefs résiduels (ce sont par exemple les "gardes" du Velay).
- (D) *Un réseau hydrographique de type dendritique* à l'intérieur des vallum, au moins des vallum les plus grands.

LES CUVETTES CRYOFLUVIALES

Le modelé cryofluvial est une variante du modelé cryohydrique. Comme cette variante est extrêmement répandue, elle mérite de recevoir une dénomination particulière. Elle entraîne d'ailleurs des groupements de formes caractéristiques.

On peut distinguer deux cas selon les caractéristiques des roches dans lesquelles se développe le modelé.

I. LE MODELÉ CRYOFLUVIAL EN TERRAIN PERMÉABLE ET POREUX

1. Conditions de formation

Ces conditions sont les mêmes que les conditions nécessaires pour la formation des cuvettes cryohydriques, c'est-à-dire: une topographie subhorizontale, une roche poreuse, l'existence d'une période froide. La facteur qui diffère est que la concentration de l'eau est provoquée ici par une vallée préexistante. La vallée est donc le lieu d'élection des phénomè-

nes cryogéniques; ces phénomènes varient en importance le long de la vallée selon que cette vallée traverse des roches plus ou moins poreuses, selon aussi que la concentration de l'eau est plus ou moins grande. Le relief est modelé comme il l'était dans les cuvettes cryohydriques. La seule différence entre le modelé des cuvettes cryohydriques et le modelé des cuvettes cryofluviales est que ces dernières atteignent une ampleur considérable et qu'elles sont alignées le long des rivières et de leurs affluents.

2. Caractéristiques

Les caractéristiques des cuvettes cryofluviales sont les mêmes que celles des cuvettes cryohydriques. Il existe cependant certaines caractéristiques particulières.

(A) *La configuration de la cuvette* subit l'influence de la partie de la vallée dans laquelle elle se forme: cuvette installée à un confluent, cuvette limitée à l'amont et à l'aval par des roches imperméables et non poreuses, cuvette s'anastomosant avec une autre cuvette située dans une vallée très proche...

Les cuvettes sont alignées en chapelets qui correspondent aux rivières et à leurs affluents. Les vallées ont des *élargissements* et des *étroits* qui correspondent dans le profil longitudinal aux *cuvettes* (dépressions creusées au dessous de profil d'équilibre du talweg) et aux *seuils*, marqués par des contre-pentes.

(B) *Les bourrelets et les vallum* montrent autant de variantes que dans les cuvettes cryohydriques. Ils peuvent être constitués par des matériaux aux fragments volumineux, ou bien par des éléments rocheux à granulométrie très fine.

Ces bourrelets ont pu être plus ou moins démantelés par l'érosion. Bourrelets ou restes de bourrelets constituent les "lunettes", souvent mentionnées autour des dépressions cryofluviales des régions arides ou subarides.

En Syrie, le lac de Homs est dû à un ancien vallum naturel situé à l'aval de la dépression où le lac s'est installée. La percée de ce vallum par l'érosion régressive a amené les hommes à le revêtir dès l'antiquité d'un parement de pierres dures. Ce parement par conséquent n'est pas une digue à proprement parler; le lac n'a pas été créé artificiellement mais simplement maintenu par l'homme (Léonce Brossé, 1923). De même la digue moderne, édifiée pour surélever le plan d'eau du lac, a utilisé lui aussi le vallum naturel au sommet duquel cette digue a été construite.

(C) *Le fond est presque toujours très plan et remblayé*. Dans les pays

arides ou subarides, ce remblaiement peut être dû en partie aux transports éoliens de matériel ou aux transports par saltation.

(D) *Des reliefs résiduels* existent cependant quelquefois dans ces cuvettes.

(E) *Les dimensions* des cuvettes cryofluviales vont de quelques mètres ou dizaines de mètres, jusqu'à des kilomètres ou des dizaines de kilomètres (au moins dans leur grand axe).

3. Répartition

Les dépressions cryofluviales sont très nombreuses, innombrables parfois:

(A) *Dans la zone méditerranéenne*

(a) Au Proche-Orient, ces cuvettes existent partout sous le nom de sebkhas et de khabras. Le dépouillement systématique de toutes les cartes (maintenant nombreuses et de valeur) les montre partout dans la steppe et dans le désert de Syrie; les cuvettes descendent jusqu'à des latitudes très basses.

(b) En Afrique du Nord et au Sahara, les chotts doivent avoir vraisemblablement la même origine que les sebkhas et les khabras; de même que les "dayas" ont probablement la même origine que les cuvettes cryohydriques.

(B) *Dans la zone tempérée*

Les dépressions cryofluviales existent sans doute dans le matériel perméable et poreux puisque la Brenne en montre un exemple dans un matériel imperméable et non poreux. Il reste cependant à en découvrir des exemples, et à les décrire.

II. LE MODELÉ CRYOFLUVIAL EN TERRAIN IMPERMÉABLE ET NON POREUX

Si le terrain était imperméable et non poreux de façon absolue, aucun phénomène cryogénique ne serait possible. Cet état de chose est un état-limite qui n'existe pas dans la nature. Quand la roche n'est ni perméable, ni poreuse, elle contient toujours, plus ou moins des vides dans lesquels l'eau peut s'infiltrer.

1. Conditions de formation

(A) *Une topographie subhorizontale au point de départ de l'évolution.* Cette condition est d'autant plus nécessaire que l'eau est peu abondante

en période froide. Par conséquent, il faut que la pente topographique soit suffisamment faible pour que l'eau s'infiltra dans les vides de la roche plutôt que de percoler ou de ruisseler vers l'aval. Les vides de la roche étant remplis d'eau la gélification devient possible.

(B) *Des volumes vides dans la roche.* Les vides dont il vient d'être question, si l'on se réfère à l'exemple de la Brenne, sont constitués par les vides que les couches sédimentaires laissent entre elles. On peut parler de *vides d'interstratification* ou de *vides interstrates*. D'autres vides correspondent aux diaclases. Comme les vides précédents, leur plus grande dimension est constituée par la longueur et la largeur du plan de la diaclase, la plus petite dimension par l'épaisseur de cette diaclase. Dans ces vides, se forment des coins de glace durant les périodes froides; ces coins fragmètent et soulèvent la roche.

(C) *Une concentration de l'eau.* Cette concentration de l'eau est d'autant plus nécessaire que les fissures de la roche n'affleurent en surface que de loin en loin. L'eau qui, dans les roches poreuses, peut s'infiltrer partout, doit s'infiltrer ici par de rares endroits. Les vides à remplir peuvent avoir pourtant à l'intérieur même de la roche, des volumes très importants. Tout montre par conséquent que l'eau doit se concentrer pour que les phénomènes cryogéniques puissent se produire.

(D) *L'existence d'une période froide.* C'est l'existence de cette période qui crée les nombreux cycles gel—dégel, nécessaires à la cryoclastie.

2. Principales caractéristiques

Les formes de relief cryogéniques sont dues à la fois à l'érosion et à l'accumulation, comme c'était déjà le cas dans les terrains perméables et poreux. Cependant à la différence de ce qui se passe dans ces derniers terrains où formes d'érosion et formes d'accumulation sont liées ensemble, (une cuvette cryohydrique a un dénivélé dû en partie au creusement et en partie au bourrelet construit) le lien entre ces deux types de formes semble moins grand dans les terrains imperméables et non poreux. De nouvelles analyses régionales auront à préciser ce point.

(A) *Les formes d'érosion.* Ces formes sont principalement *les dépressions* avec leurs élargissements et leurs étroits successifs, leurs cuvettes et leurs seuils. Ces dépressions ressemblent beaucoup aux dépressions qui se forment dans les terrains perméables et poreux. Les *vallées suspendues* peuvent voir leur dénivélé au dessus de la vallée principale, fortement augmenté. En effet, la vallée secondaire reste encombrée plus longtemps que la vallée principale par le matériel qui s'y est accumulé pendant la

période froide. De ce type d'évolution morphologique, peuvent résulter, d'une manière paradoxale, des captures au profit du niveau de base le plus élevé.

(B) *Les formes construites:*

(a) un *bourrelet* (ou "lunette") existe-t-il dans ce type de dépression ? L'exemple de la Brenne ne suffit pas à résoudre le problème. Pour être résolu, ce problème demanderait l'analyse de nombreuses autres régions ;

(b) les *cuestas cryogéniques*. Ces cuestas sont une des originalités du modèle cryofluvial. Les plateaux qui encadrent les dépressions sont soulevés par les coins de glace et prennent une allure monoclinale, le côté abrupt de la cuesta dominant la dépression. Ce profil monoclinal subsiste après la disparition des coins de glace. En effet, même s'il y a tassement de la roche après la fusion des coins de glace, les bancs rocheux ont été disloqués intérieurement ; il n'est pas possible que les blocs dus à cette dislocation interne se réemboitent à nouveau aussi étroitement que les bancs rocheux pouvaient l'être avant leur fragmentation. Le volume des vides en fin de période froide est plus grand que le volume des vides au début de cette période, même si ce volume n'atteint plus le maximum qu'il a pu atteindre lorsqu'existaient les coins de glace. Le même phénomène explique les formes construites dont les buttons de Brenne fournissent un exemple ;

(c) les *monticules ou monts cryogéniques*. Ces reliefs sont comme les cuestas cryogéniques des reliefs construits, — mais comme ces cuestas aussi construits par soulèvement et non pas par accumulation. Comme c'est le cas dans les cuestas cryogéniques dont certaines parties ont été plus soulevées que d'autres parties (les „buttons de cuesta”), certains lieux voient se former des lentilles de glace interstrates plus épaisses qu'en d'autres endroits, la surface topographique est soulevée en coupoles dont les dimensions sont très variables. Ces coupoles, après la fusion des lentilles de glace, perdent un peu de hauteur par suite du tassement des matériaux ; la surface topographique ne revient pas à sa position primitive pour la même raison que celle qui a été donnée plus haut à propos des cuestas.

(C) *Les formes complexes.* Ces formes dérivent de la manière dont les différents reliefs d'érosion ou d'accumulation sont groupés. La description de la Brenne en a donné des exemples.

3. Répartition

Cette répartition est mal connue et demanderait beaucoup d'observations nouvelles pour qu'il soit possible de la préciser, au moins un peu.

(A) Dans la zone tempérée

Le cas de la Brenne n'est certainement pas unique, même si les phénomènes ne revêtent pas en d'autres lieux la même originalité et la même ampleur. Beaucoup de vallées qui sont élargies en un point ou en un autre de leur tracé, doivent vraisemblablement cet élargissement à la cryogénèse.

(B) Dans la zone méditerranéenne

Au Proche-Orient, il existe autour des coulées volcaniques du Dj. Druze, des sebkhas où la morphogenèse a fonctionné vraisemblablement de la même manière que dans la Brenne. Parmi les nappes basaltiques issues du Dj. Druze, deux coulées sont particulièrement célèbres, elles correspondent à deux régions historiques: le Ledja (l'ancienne Trachonitide) et le Safa. L'une et l'autre de ces nappes ont été transformées en de véritables chaos rocheux par la gélification. Aussi ce sont des régions difficilement accessibles et habitables; il n'y existe que quelques petits villages ou quelques relais le long d'anciennes voies romaines. Ce sont des zones-refuges: le mot Ledja d'ailleurs veut dire "refuge"³⁸. Le modelé de ces régions a la même origine que celle des buttons de Brenne. La seule différence entre les coupoles chaotiques du Ledja et les buttons de Brenne consiste dans les dimensions différentes, les buttons ne s'étendant que sur quelques dizaines de mètres carrés tandis que les coupoles du Ledja ont plusieurs hectomètres ou kilomètres carrés. Ces faits confirment une fois de plus que les phénomènes cryogéniques revêtent dans la zone méditerranéenne une importance beaucoup plus grande que l'importance que ces mêmes phénomènes ont dans la zone tempérée.

PHÉNOMÈNES DE TRANSITION

Les conclusions précédentes ont déjà montré que les phénomènes cryogéniques se regroupaient quand on les considérait sous l'angle de la morphogenèse. Ainsi: les mares et les lacs ronds signalés un peu partout dans la zone tempérée, les "râm" de Syrie qui ressemblent parfois à d'énormes dolines, les cuvettes du Velay,... De même, les dépressions de la Brenne, occupées par des étangs ou des marécages, les sebkhas et khabaras du Proche-Orient, les chotts d'Afrique du Nord,...

D'autres phénomènes sont probablement des phénomènes de transition entre les phénomènes cryogéniques proprement dit et les phénomènes

³⁸ R. Dussaud — Topographie de la Syrie antique et médiévale. Paris, Geuthner, 1927; p. 371.

glaciaires au sens étroit du mot, c'est-à-dire en rapport avec des glaciers qui se déplacent.

On va indiquer quelques-uns de ces regroupements possibles de phénomènes. Il va sans dire qu'il ne s'agit encore que d'une esquisse qui demanderait à être confirmée, corroborée et développée par beaucoup d'études régionales.

1. RELIEFS CRÉÉS DIRECTEMENT PAR LE GEL: SOULÈVEMENT DES ROCHES

(A) En matériel poreux, les buttes gazonnées, les tertres de toundra, relèvent de la même catégorie de phénomènes. Il semble bien en être de même pour les collines résiduelles qui existent à l'intérieur de certaines grandes enceintes naturelles du Proche-Orient.

(B) En matériel non poreux, les monticules (buttons simples) et les cuestas (avec leurs buttons de cuesta) de la Brenne constituent une famille de formes de relief qui ont des équivalents en zone méditerranéenne; ce sont les énormes coupoles craquelées du Ledja et du Safa. — Entre ces reliefs dont les dimensions sont très différentes, doivent vraisemblablement exister des quantités d'intermédiaires au point de vue de la taille. De la même façon, il existe probablement des intermédiaires nombreux entre les buttons qui mesurent quelques dizaines de mètres ou quelques mètres et les pustules de quelques centimètres ou de quelques décimètres qui gonflent certaines roches à feuillets très fins, comme les schistes.

2. RELIEFS CRÉÉS INDIRECTEMENT PAR LE GEL: BOURRELETS

Si les regroupements de formes dont il vient d'être question, sont exacts, d'autres regroupements en découlent comme des corollaires. On peut proposer déjà ces regroupements, sous réserve d'études futures qui les confirmeront ou les infirmeront. Les sols polygonaux ou striés ont donné naissance à une littérature abondante. N'est-il pas légitime de voir dans les phénomènes à beaucoup plus grande échelle, observés dans le Waar (Syrie) ou dans certaines régions basaltiques du Proche-Orient, des sols polygonaux ou striés à grande échelle? Dans les deux cas, il s'agit de bourrelets de matériel à la granulométrie très variable (cette granulométrie va des argiles et des limons jusqu'aux blocs). Dans la zone arctique (ou alpine), les phénomènes se mesurent par centimètres ou par décimètres, au maximum par mètres; dans la zone méditerranéenne (Proche-Orient), les phénomènes se mesurent par mètres, par décamètres ou par hectomètres. Les phénomènes paraissent bien être sembla-

bles, la question de taille mise à part. — Si les perspectives précédentes sont exactes, le lieu d'élection pour l'étude des phénomènes cryogéniques serait la zone méditerranéenne. Les phénomènes ayant de très grandes dimensions dans cette zone, les coupes des cuvettes et des bourrelets permettent (ou permettraient) des analyses beaucoup plus précises et minutieuses que dans la zone tempérée. En outre, l'aridité plus ou moins poussée du climat a empêché ces formes de relief d'être peu ou pas, transformées ou détruites par le ruissellement qui a suivi la période froide. Ce même climat qui supprime ou raréfie la végétation, fournit en outre d'excellentes conditions à l'observation.

3. PHÉNOMÈNES CRYOGÉNIQUES ET PHÉNOMÈNES GLACIAIRES

I. Les phénomènes d'érosion (niches ou cirques, ombilics et verrous)

Il existe aussi une continuité entre les phénomènes cryogéniques et les phénomènes glaciaires. Dans les phénomènes cryogéniques, la glace agit sur place par les cycles gel—dégel; dans les phénomènes glaciaires, la glace agit en outre par déplacement. Par suite, il est vraisemblable de trouver des phénomènes de transition entre les deux catégories de phénomènes, même s'il existe des „seuils” dans cette continuité³⁹.

En période froide, l'eau est rare. Par conséquent, les points où l'eau se concentre par percolation ou par ruissellement, constituent les endroits où la cryogenèse a le maximum de probabilités de pouvoir agir. Les cuvettes cryohydriques et cryofluviales corroborent cette manière de voir puisque leur façonnement n'a été possible que par des concentrations d'eau. Dans le cas des cuvettes, les concentrations d'eau ont lieu dans les creux préexistants de la topographie. La concentration peut se produire d'une autre manière, grâce à la neige qui est de l'eau solidifiée et mise en réserve. Les dépôts de neige (les „congères”) ne sont pas liés forcément aux creux d'une surface topographique subhorizontale. Leur localisation est en relation avec des versants sous le vent (comme en Charente), à des ubacs (versants à l'ombre), à des amphithéâtres du relief (bassins de réception).

³⁹ Un „seuil” est une discontinuité dans la continuité. Ainsi, les éboulis tombent en chute libre quand la pente du relief d'où ils se détachent, est comprise entre 90° et 32°. Au dessous de 32°, les fragments rocheux glissent grâce à la couverture ébouleuse qu'ils constituent. Selon la composition, la structure, le coefficient d'humidité, de cette couverture ébouleuse, cette dernière s'arrête de glisser lorsque la pente devient trop faible. — De la même façon, la pente des glaciis des versants de solifluction laminaire correspond à l'inclinaison nécessaire pour que le matériel venu d'amont puisse transiter par solifluction, inclinaison qui, en même temps, est trop faible pour qu'il puisse y avoir ablation de matériel sur le glacis lui-même (E. de Vaumas, 1963 c et d, 1964 a et b). J. Tricart a déjà insisté avec raison sur cette notion de „seuil”.

Lorsque se produisent des cycles gel—dégel, la neige transforme le creux topographique dans lequel elle est logée en cuvette cryohydrique, surmontée par un versant. On a une *niche de nivation* ou plus exactement une *niche cryogénique* car la neige n'agit pas en tant que neige mais en tant qu'elle constitue une réserve d'eau. Ces niches créent des contre-pentes dans l'ancien profil topographique; la contre-pente peut-être accentuée du côté aval par un bourrelet d'accumulation, construit avec matériaux en provenance de la cuvette. Cette cuvette est occupée par des mares, des marécages, ou des lacs, ... — Les niches cryogéniques ont toutes les tailles: depuis la niche très petite occupant le haut d'un vallon d'Île de France ou des Charentes, jusqu'aux niches du Troodos qui ressemblent à s'y méprendre à des cirques glaciaires ou aux niches du Sandras Dagh⁴⁰.

Le cirque glaciaire avec ses versants raides, sa cuvette occupée par un lac, et sa contre-pente, ne demande pas forcément pour se former que la glace soit en mouvement. Il en est de même pour les „*ombilics*” et les „*verrous*” qui se retrouvent tout au long des vallées alpines. Les cycles gel—dégel suffisent à rendre compte des élargissements de vallée, correspondant à des cuvettes, et des étroits, coïncidant avec des seuils; l'exemple de la Brenne l'a montré. Cette constatation n'implique pas que le mouvement de la glace n'ajoute pas un facteur d'érosion et d'accumulation; cette remarque souligne seulement que le mouvement de la glace n'est pas le seul facteur géomorphogénétique. Les recherches futures auront à déterminer quelles sont les parts respectives des cycles gel—dégel d'une part, du mouvement de la glace d'autre part, dans le façonnement des „*formes glaciaires*”.

⁴⁰ X. de Planhol — Le relief glaciaire du Sandras Dagh (Carie méridionale, Turquie d'Asie). *Actes du IV^e Congrès de l'Association internationale pour l'Etude du Quaternaire (INQUA)*, 1953; p. 1—11, 6 fig.

Les niches ou cirques glaciaires du Sandras Dagh se trouvent à une altitude beaucoup plus faible que l'altitude habituelle, des niches ou cirques en Turquie. X. de P. pense que le phénomène s'explique par un abaissement tectonique postérieur au façonnement par la neige et la glace. Nous croyons au contraire que ce cas singulier est à rapprocher de celui de Chypre où le Troodos montre des niches ou cirques très grands à une altitude qui est également basse. Au Sandras Dagh et au Troodos, de pareils phénomènes cryogéniques s'expliquent par l'exposition. Ces deux massifs en effet constituent une presqu'île ou une île sur lesquelles déferlent le vents d'Ouest; dans ces conditions, il n'est pas étonnant que l'humidité en suspension dans l'atmosphère s'y soit déposée pendant la période froide d'une manière plus abondante que dans les massifs situés à l'intérieur des terres.

II. Les phénomènes d'accumulation (Bourrelets, vallum et moraines, complexe fluvio-glaciaire)

Les cuvettes cryohydriques sont normalement circulaires. Elles ne deviennent polygonales que lorsqu'elles sont juxtaposées les unes aux autres jusqu'à confondre leurs bourrelets, c'est une première cause de déformation. Une autre cause de déformation réside dans la pente topographique: une cuvette s'ovalise, semble-t-il, dans le sens de l'inclinaison du plateau sur laquelle elle se trouve; c'est une déformation semblable et de même nature que la déformation qui transforme les sols polygonaux en sols striés quand la pente se fait plus forte. Dans les deux cas, il y a étiement vers l'aval.

Lorsque la cryogenèse fonctionne au pied d'un grand relief (région à l'Ouest et à l'Est de la crête du Devès), le plateau a une alimentation en fragments rocheux et en eau (c'est-à-dire en glace), supérieure à l'alimentation d'une cuvette cryohydrique isolée. Il se forme des vallum successifs au moment du retrait qui se fait par saccades; s'il n'y avait pas retrait par saccades, ces vallum successifs n'existeraient pas, ils témoignent de moments de stabilité dans le retrait. Selon la proportion de matériel rocheux et d'eau en provenance de la montagne, la proportion du mélange de roches et de glace varie à la surface du plateau. Il est possible que l'existence d'une pente topographique entraîne un étirement des vallum vers l'aval comme le fait était déjà vraisemblable pour les cuvettes cryohydriques.

Si l'alimentation en glace, due au relief, est très grande, la glace du plateau ou des niches se met en mouvement et empreinte les vallées; les *vallum* continuent toujours à se former mais, *entrainés par le mouvement de la glace, ils deviennent les moraines latérales ou frontales*. Ici encore, les glaciers sont formés plus ou moins de glace pure et plus ou moins de fragments rocheux selon la proportion de l'alimentation en eau et en matériel gélifracté; tous les intermédiaires existent entre le glacier de glace presque pure et le „glacier rocheux” où les fragments rocheux sont plus apparents que les lentilles ou la matrice de glace qui leur permettent d'avancer.

Une dernière *comparaison* peut être encore faite entre les *complexes fluvio-glaciaires et les grèzes*. Les complexes fluvio-glaciaires ont été décrits par A. Penck⁴¹. Ils proviennent de l'étalement des matériaux de la moraine frontale, au moins des matériaux qui n'excèdent pas le capacité et la compétence du ruissellement. Ces matériaux sont étalés en plusieurs fois; ils constituent des séquences successives qui correspondent aux

⁴¹ Emm. de Martonne — Traité de géographie physique, t. II, p. 912—914. La figure 351 (p. 913) reproduit le bloc-diagramme classique d'A. Penck.

moments de débits maximum; à ces moments là, les rivières alpines entraînaient beaucoup de matériaux qu'elles déposaient quand les eaux s'étalaient en nappe à l'aval. Étalés de cette manière, les matériaux sont en même temps granoclassés. — La morphogenèse des grèzes est semblable. Il y a étalement des matériaux, empilement des séquences, granoclassement des fragments à l'intérieur de chaque séquence. Les différences entre les complexes fluvio-glaciaires et les grèzes sont les suivantes. Dans les complexes fluvio-glaciaires, la mise en place est réalisée par le ruissellement, d'où il s'ensuit que les fragments rocheux sont roulés et deviennent arrondis ou, au moins, subarrondis. Dans les grèzes au contraire où la matrice du matériel contient juste le minimum d'eau nécessaire (humectation) il y a glissement (et non pas solifluction) de la couche dégelée sur le pergélisol; dans ces conditions, les fragments rocheux restent anguleux malgré leur petitesse et leur fragilité.

Bibliographie

- Amiran, D. H. K., Dov Nir et A. P. Schick, 1959 — The „lake” of Dalton: Agam Dalton. *Israël Exploration Jour.*, vol. 9, No. 4; p. 246—259, 4 fig., 2 pl. photogr.
- Black, R. F., 1963 — Les coins de glace et le gel permanent dans le Nord de l'Alaska. *Annales de Géographie*, t. 72, No. 391; p. 257—271.
- Brossé, Léonce, 1923 — La digue du lac de Homs. *Syria*, t. 4, fasc. 3; p. 234—240. pl. XXXIV à XXXVII, 1 fig.
- Boulaine, J., 1954 — La sebkha de ben Ziane et sa „lunette” ou bourrelet. *Revue Géomorph, Dynamique*, 5^e année, no. 3; p. 102—103, 5 fig.
- Bout, P., 1957 — Czwartorzędowe procesy peryglacjalne w Velay, Francja (Actions périglaciaires en Velay, France, au Quaternaire). *Biuletyn Peryglacjalny*, No. 5; p. 23—35, 12 ph., p. 161—173 (texte français).
- Bout, P., 1960 — Le Villafranchien du Velay et du bassin hydrographique moyen et supérieur de l'Allier. *Corrélations françaises et européennes*. 344 p., 51 fig., XXIV pl. Bibliographie (p. 319 à 332).
- Bout, P., 1958—1959 — Enquête géologique et hydrogéologique en Haute-Loire. *Bull. de l'Inst. National d'Hygiène*. Ministère de la Santé publique: t. 13, p. 1086—1185 et t. 14; p. 217—303.
- Bout, P., 1967 — Observations sur le Villafranchien d'Auvergne et du Velay. *C.r. de l'Excursion de l'AFEQ du 19 au 22 Mai 1966*. *Bull. Ass. franç. pour l'Etude du Quaternaire*, 4^e Année, no. 10; p. 3—64.
- Bouzigues, R., Favrot, J. C., (et Argelés, J.), 1967 — Note sur les marais de Landos — la Sauvetal, Canton de Pradelles (Haute-Loire). *Bull. Assoc. franç. pour l'Etude du Quaternaire*, 4^e Année, no. 10; p. 69—79.
- Braque, R., 1966 — Observations sur les mardelles du plateau nivernais. *Bull. Ass. franç. pour l'Etude du Quaternaire*, no. 3; p. 167—190,

- Boyé, M., 1958 — Les lagunes du plateau landais. *Biuletyn Peryglacialny*, No. 6; p. 195—225.
- Cailleux, A., 1950 — Actions éoliennes au Villafranchien et au Pleistocène ancien en Velay. *C. R. Somm. Soc. géol. Fr.*, No. 15; p. 268—269.
- Cailleux, A., 1961 — Mares et lacs ronds et loupes de glace du sol. *Biuletyn Peryglacialny*, No. 10; p. 35—41, 2 fig.
- Capot-Rey, R., — La région des dayas. *Mélanges, E. F.* Gautier; p. 107—130.
- Ceccaty, de R. P., 1935 — Communication sur les „dayas” la région Tilrempt (Mzab). *Bull. Soc. Géol. France*, 5° série, t. 3; p. 155—159, 2 fig.
- Corbel, J., 1966 — Sols polygonaux et sols striés de la Baie du Roi. *Spitsberg 1964 et premières observations 1964*; p. 287—303.
- Dylik, J., 1960 — Rhythmically stratified slope waste deposits. *Biuletyn Peryglacialny*, No. 8; p. 31—41, 4 fig., 10 ph.
- Dylik, J., 1963 — Traces of thermokarst in the Pleistocene sediments of Poland. *Bull. Soc. Sci. Lettres de Lodz*, vol. 14, No. 2; p. 1—16, 2 fig., 3 ph.
- Dylik, J., 1964 — Thermokarst, phénomène négligé dans les études du Pleistocene. *Annales de Géographie*, t. 73, No. 399; p. 513—523.
- Dylik, J., 1964—1965 — L'étude de la dynamique d'évolution des dépressions fermées à Jozefow aux environs de Lodz. *Revue Géomorph. Dynamique*, No. 10.11.12; 8 p., 8 fig.
- Delporte, H., 1967 — La préhistoire de la Haute vallée de l'Allier. *Bull. Ass. franç. pour l'Etude du Quaternaire*, 4^e Année, no. 10; p. 65—68.
- Fedoroff, N., 1966 — Les sols du Spitsberg occidental. *Spitsberg 1964 et premières observations 1965*; p. 111—228.
- Fénélon, P., 1962 — Le modèle périglaciaire en Périgord (France). *Biuletyn Peryglacialny*, No. 11; p. 35—48, 6 ph.
- Gras, J., 1963 — Le bassin de Paris méridional. Etude morphologique. 494 p., 118 fig.
- Guillien, Y., 1949 — Gel et dégel du sol. Les mécanismes morphologiques. *L'information géographique*, vol. 13; p. 104—113.
- Guillien, Y., 1960 — Monographie d'une paroi de sablière 1935—1959. *Ztschft. f. Geomorphologie*, Bd. 1; p. 140—155, 2 fig.
- Guillien, Y., 1951 — Les grèzes litées de Charente. *Revue Géogr. des Pyrénées et du Sud-Ouest*, t. 22; p. 154—162.
- Guillien, Y., 1964a — Grèzes litées et bancs de neige. *Geologie en Mijnbouw*, vol. 43, No. 3; p. 103—112, 6 pl. phot.
- Guillien, Y., 1964b — Les grèzes litées comme dépôts cyclothémiques. *Zschrift. f. Geomorphologie*, Bd. 5; p. 53—58.
- Malaurie, J., 1949 — Evolution actuelle des pentes sur la côte Ouest du Groenland (Baie de Disko). *Bull. Assoc. Géographes français*, No. 198—199; p. 2—8, 4 fig. No. 220—221, p. 157 (Errata).
- Malaurie, J., et Guillien, Y., 1953 — Le modèle cryo-nival des versants meubles de Skansen (Disko, Groenland). Interprétation générale des grèzes litées. *Bull. Soc. Géol. France*, 6^e série, t. 3; p. 703—721, 7 fig. 3 pl. phot.
- Monjuvent, G., 1966 — Le Quaternaire du Spitsberg. *Spitsberg 1964 et premières observations 1965*; p. 93—109.

- Naaman, A., — Les conditions naturelles dans le pays de Homs (Syrie centrale). Thèse (exemplaire dactylographie).
- Nir, Dov, 1965 — Geomorphological map of the Judean desert. *Scripta hierosolymitana* (Publications of the Hebrew University, Jerusalem), vol. 15; p. 5—29, 9 fig., 1 carte en couleurs, 8 pl. photogr.
- Philberth, K., 1964 — Recherches sur les sols polygonaux et striés. *Bulletyn Peryglacjalny*, No. 15; p. 99—198, 4 fig., 31 phot.
- Pissart, A., 1956 — L'origine périglaciaire des viviers des Hautes Fagnes. *Annales Soc. Géol. Belgique*, t. 79.
- Pissart, A., 1958 — Les dépressions fermées dans la région parisienne. Le problème de leur origine. *Revue Géomorphologie Dynamique*.
- Pissart, A., 1963 — Les traces des „pingos” du pays de Galles (Grande-Bretagne) et du plateau des Hautes Fagnes (Belgique). *Zschrft. f. Geomorphologie*, Bd. 7; Fasc. 2.
- Ploeger, P. L., Groenman — van Waateringen, W., 1964 — Late glacial pingo and valley development in the Boorne region near Wijnjeterp, province of Friesland — Netherlands. *Bulletyn Peryglacjalny*, No. 13; p. 199—233, 19 fig.
- Rognon, P., 1963 — Le modelé de haute montagne dans l'Atakor (Sahara central). *Bull. Assoc. Géographes français*, No. 311—312; p. 13—28: 5 fig.
- Rousset, C., 1964 — Sur l'origine de petits lacs du massif de l'Aubrac. *Bull. Soc. Géol. France*, 7° série, t. 6, No. 3; p. 375—381, 4 fig.
- Rousset, C., 1965 — Traces de pingos sur les formations volcaniques du massif central français. *C. R. de l'Académie des Sci. (Paris)*, t. 261; p. 4461—4463.
- Souchez, R., 1964 — Sur la gélivation des calcaires et la genèse des grèzes littées. *C. R. de l'Académie des Sci. (Paris)*, t. 258; p. 3741—3743.
- Tricart, J., 1952 — La partie orientale du bassin de Paris. Etude morphologique. 473 p., 90 fig. 24 phot.
- Tricart, J., 1963 — Géomorphologie des régions froides. 289 p., 38 fig. XII pl. phot.
- de Vaumas, E., 1958 — La structure et le modelé de la Bekaa. Seconde étude complémentaire. *Bull. Soc. Géographie d'Egypte*, t. 31; p. 5—65, 5 fig. 4 pl. hors texte, 3 pl. photogr.
- de Vaumas, E., 1961 — Structure et morphologie du Proche-Orient. Nouvel essai de synthèse et orientations de recherche. *Revue Géogr. Alpine*, t. 49, fasc. 2; p. 226—274, fig. 1—2, pl. I—II; fasc. 3; p. 433—509, fig. 3—12, pl. III—IV; fasc. 4; p. 645—739, fig. 13—14. pl. V.
- de Vaumas, E., 1963a — Sur les grèzes littées de la vallée du Kambos et du littoral de Pomos (Chypre) et la formation des glacis en période froide. *C. R. séances de l'Académie des Sciences (Paris)*, t. 256; p. 1326—1328.
- de Vaumas, E., 1963b — Sur la succession des processus morphogénétiques en Méditerranée au cours d'une glaciation quaternaire. *C. R. séances de l'Académie des Sciences (Paris)*, t. 256; p. 2879—2882.
- de Vaumas, E., 1963c — Sur les caractéristiques morphologiques des versants périglaciaires non fonctionnels de solifluction laminaire („glacis d'érosion en roches tendres”). *C. R. séances de l'Académie des Sciences (Paris)*, p. 256; p. 3163—3166.
- de Vaumas, E., 1963d — Sur la morphogenèse des versants périglaciaires non fonction-

- nels de solifluction laminaire („glacis d'érosion en roches tendres”). *C. R. séances de l'Académie des Sciences* (Paris), t. 256; p. 3329—3332.
- de Vaumas, E., 1963e — La nappe alluviale pré-rissienne du Levant et l'âge de la terrasse d'abrasion marine de 60 m. *Revue Géographie physique et de Géologie dynamique*, t. 5, fasc. 3; p. 161—173, 2 fig. dont 1 pl. hors texte.
- de Vaumas, E., 1963f — Phénomènes périglaciaires à Chypre et formation des glacis en période froide. *Revue Géomorph. Dynamique*, 14e Année, No. 4—5—6; p. 72—80; 3 fig.
- de Vaumas, E., 1963 g — La morphologie de ruissellement aréolaire. *Bull. Soc. Géographie d'Egypte*, t. 36, p. 137—178, 8 fig., 3 pl. hors texte, II pl. photogr.
- de Vaumas, E. de, 1964a — Sur les caractéristiques morphologiques des versants cryogéniques de nivellation par éboulis („Versants de Richter”). *C. R. séances de l'Académie des Sciences* (Paris), t. 258; p. 1856—1859.
- de Vaumas, E., 1964b — Sur la morphogenèse des versants cryogéniques de nivellation par éboulis („Versants de Richter”). *C. R. séances de l'Académie des Sciences* (Paris), t. 258; p. 2131—2134.
- de Vaumas, E., 1964c — Sur l'existence, en Méditerranée Orientale durant le Villafranchien, de quatre séries de formes emboîtées correspondant à quatre niveaux de base successifs à altitude décroissante. *C. R. séances de l'Académie des Sciences* (Paris), t. 258; p. 4809—4812.
- de Vaumas, E., 1964d — Phénomènes cryogéniques et systèmes morphogénétiques en Méditerranée Orientale. *Revue Géogr. physique et Géol. dynamique* (2), vol. 6, fasc. 4; p. 291—311, 1 tabl., 6 fig.
- de Vaumas, E., 1964e — Observations et remarques sur les glacis. *Revue Géogr. Alpine*, t. 33, fasc. 2; p. 205—243, 4 fig.
- de Vaumas, E., 1965b — Sur l'importance morphogénétique respective des quatre épicycles d'érosion du Villafranchien en Méditerranée Orientale. *Cahiers géologiques*, no. 75—76; p. 871—875.
- de Vaumas, E., 1965c — Sur l'existence, en Méditerranée Orientale durant le Villafranchien, de quatre périodes froides en correspondance avec des mouvements eustatiques. *Cahiers géologiques*, no. 75—76; p. 866—870.
- de Vaumas, E., 1964h — La dépression du Houlé. Etude morphologique. *Bulletin de Géographie*; 60 p., 6 pl.
- de Vaumas, E., 1965d — Phénomènes cryogéniques en Israël. *Revue Géogr. physique et Géol. dynamique* (2). vol. 7, fasc. 4; p. 295—309.
- de Vaumas, E., 1965b — Phénomènes karstiques en Méditerranée orientale. *Mémoires et documents du Centre National de la Recherche Scientifique* (Paris) (sous presse).
- de Vaumas, E., 1966 — Phénomènes cryogéniques le long de la côte libanaise. *Revue Géogr. physique et Géol. dynamique*.
- Vivian, R., 1965 — Glaces mortes et morphologie glaciaire. *Revue Géogr. Alpine*, t. 53; p. 371—401, 6 fig.
- Watson, E., 1965 — Grèzes litées ou éboulis ordonnés tardiglaciaires dans la région d'Aberystwyth au centre du pays de Galles. *Bull. Assoc. Géographes français*, No. 338—339; p. 16—25, 3 fig., 2 pl. phot.