

PIERRE BOUT*
Clermont-Ferrand

LE PÉRIGLACIAIRE DU MASSIF CENTRAL DE LA FRANCE

Résumé de l'auteur

A diverses reprises depuis le début du Quaternaire, le Massif Central de la France a subi les effets d'un climat périglaciaire.

Les régions volcaniques se sont particulièrement prêtées à la formation des coulées de blocs. Les cryoturbations sont rares. Des cailloux de quartz éolisés se répartissent en quatre aires dans la région méridionale des Limagnes. Trois phases de cryoclastisme sont connues pour le Würm.

Le modèle morphoclimatique du Massif Central correspond pour l'essentiel, à la somme des actions climatiques intervenues depuis le Würm: phases froides, phases humides postglaciaires, climat actuel.

Le Périglaciaire du Massif Central de la France comporte des dépôts de versant, des cryoturbations et des faits d'érosion; l'ensemble ayant pris place du début Quaternaire aux temps actuels.

PÉRIGLACIAIRE VILLAFRANCHIEN

DÉPÔTS DE VERSANT

Des dépôts de versant périglaciaires sont conservés sur le flanc sud du volcan du Coupet, non loin de Langeac (Haute-Loire) (P. BOUT, 1949a, 1960b, 1970b). Ils sont formés de limons ocreux nés de l'altération des scories sous-jacentes. Leur mise en place s'est effectuée par convois successifs; la base de chacun d'eux étant soulignée par des alignements de blocs anguleux de basalte ou par des nids de scories non altérées prélevés sur la substance même du versant et espacés à la manière des grains d'un chapelet. Au moins quatre convois sont superposés. Au bas de la déclivité, l'épaisseur totale est de l'ordre de 5 mètres.

Les précédents dépôts ont pu être datés par la méthode au potassium/argon à l'aide d'une coulée de basalte qui les recouvre. Issue du Coupet, cette nappe de lave s'est vu attribuer une ancienneté de 1,9 M. A. par G. H. CURTIS (*in* J. CHALINE et J. MICHAUX, 1969). Au surplus, les dépôts sont fossilifères. Leur faune réunit le mastodonte d'Auvergne, l'éléphant méridional, le tapir, etc... Tant la chronologie que la paléontologie datent donc les dépôts de pente périglaciaires du Coupet du début du Villafranchien moyen (P. BOUT, 1963b).

*Institut de Géographie de Clermont-Ferrand.

Deux nappes de blocaille basaltique sont incluses à la partie haute des sables et argiles de Saint-Vidal (Haute-Loire) (P. BOUT, 1960b, p. 36). Les sédiments lacustres sous-jacents ont livré une faune à *Elephas meridionalis* archaïque, *Rhinoceros etruscus*, *Equus stenonis* cf. *vireti*, *Gazella borbonica*. Une flore pollinique incluse dans les mêmes dépôts et déterminée par F. FLORSCHÜTZ (*in* P. BOUT, 1960b, Pl. IX) est de type tiglien avec quelques récurrences reuvériennes, sauf au sommet, à faible profondeur sous les nappes de blocaille où le diagramme ne comporte guère que des conifères. Les coulées de blocs de Saint-Vidal remontent probablement au Villafranchien moyen (P. BOUT, 1963b).

D'autres dépôts de versant périglaciaires sont conservés sous des nappes de basalte, à la Malouteyre près Le Puy (Haute-Loire) et à Saint-Didier d'Allier (Haute-Loire). Nous avons dit (P. BOUT, 1970a) les difficultés que l'on éprouvait à distinguer en pays volcanique, les brèches d'explosion — dépôts pyroclastiques — et les brèches de pente — dépôts cryoclastiques. Cependant les „tufs” de la Malouteyre sont nourris à leur base par les produits nés de la désagrégation à 2 m de profondeur de la brèche basaltique de la montagne de Denise (P. BOUT, 1960b, p. 61 et Pl. V, photo 7). Les mêmes dépôts contiennent des galets de marne craquelés par une dessiccation que nous avons attribuée au gel (P. BOUT, 1957b). Ils sont fossilifères vers leur base en trois points différents. On y a déterminé *Elephas meridionalis* de type évolué, *Equus stenonis*, *Leptobos*, un cerf du groupe des *Tetraceros*. Cette faune appartient au Villafranchien terminal, période qui, on le sait, amena des mollusques et des foraminifères des mers froides en Méditerranée.

Dans le ravin des Rouchoux, le dépôt de Saint-Didier d'Allier est uniquement constitué de débris gneissiques, blocs et arène (P. BOUT, 1957b, Pl. VII, photo 2). La nappe de basalte recouvrante descend du Devès et en vertu d'une faune proche, sousbasaltique, à Saint-Privat d'Allier (P. BOUT, 1960b) date du Villafranchien terminal (1)¹.

CRYOTURBATIONS

Nous avons décrit (P. BOUT, 1949b) à Vazeilles près de l'axe du Devès (Haute-Loire), des poches de cryoturbation. Elles se présentent sous la forme d'apophyses de limon de section circulaire s'enfonçant à la verticale dans le matériel grossier sous-jacent: une brèche d'explosion à constituants gneissiques et basaltiques altérés.

Les dépôts et leurs déformations ont été mis sous scellés par une coulée de basalte que G. H. CURTIS a datée de 1,8 M. A. (*in* P. BOUT, 1966). Les cryoturbations de Vazeilles remontent donc comme les dépôts de pente périglaciaires du Coupet, au Villafranchien moyen.

¹Voir les notes annexes en fin d'article.

ÉOLISATIONS

Des grains de quartz ronds et mats ont été reconnus en quantité appréciable dans les alluvions lacustres du premier remblaiement villafranchien du bassin du Puy, en particulier dans les sables du flanc sud de la montagne de Denise et au Crozas dans le vallon du Dolaison (P. BOUT et A. CAILLEUX, 1950). Dans l'une et l'autre localité les sables à grains de quartz éolisés sont recouverts par des brèches basaltiques d'épanchement. Ces brèches forment un horizon unique dans le bassin du Puy. A Ceyssac, elles ont été datées de 2 M. A. par G. H. CURTIS (*in* P. BOUT, 1966). Des actions éoliennes très vraisemblablement liées à une glaciation ancienne sont donc intervenues en Velay dès le Villafranchien ancien.

PÉRIGLACIAIRE PLÉISTOCÈNE MOYEN

DÉPÔTS DE VERSANT

En Haute-Loire, le Périglaciaire du Pléistocène moyen est assez abondamment représenté par des dépôts de pente surtout localisés dans le bassin du Puy où ils revêtent des versants situés en contrebas des corniches et des pointements de basalte villafranchiens. C'est-à-dire qu'ils sont constitués d'un mélange de marnes sannoisiennes et de basalte à tous les degrés de division auxquels s'ajoutent les sables quartzeux des „sables à mastodontes” du Villafranchien ancien et, ça et là, des éléments de granite fournis par les alluvions d'un épisode grossier du Villafranchien terminal (P. BOUT, 1960b). L'ensemble est fortement consolidé par un ciment ferrugineux.

A Rochelimagne et à Solilhac, quelques kilomètres au N du Puy, de belles coulées de boue et de pierres ont pu ainsi revêtir les déclivités (photo 1). Une faune de mammifères a été retirée de ces dépôts et de sables lacustres superposés à Solilhac. Elle rassemble *Elephas antiquus*, *Rhinoceros etruscus*, *Hippopotamus amphibius*, *Equus aff. stenonis*, *Equus caballus süssenbornensis*, *Bison priscus*, *Cervus elaphus* et un megaceros (*M. Solilhacus*) du groupe *verticornis*. L'ensemble est peut-être comme le pensaient M. BOULE (1892) et Ch. DEPÉRET (1923) contemporain du Forest-bed. A Rochelimagne, les dépôts sont dérangés par une intrusion de basalte à laquelle se rattache une coulée de lave de paléomagnétisme inversé donc antérieure à 0,7 M. A., date du passage de la période paléomagnétique de Matuyama à la période de Brunhes.

Des terrains analogues à ceux de Rochelimagne et de Solilhac recouvrent partiellement les pentes de la colline de Brunellet au-dessus de Brives-Charensac. Comme au Coupet, ils procèdent par convois superposés mais leur base est marquée par des films d'argile délayée englobant des fragments anguleux de marne, ce qui permet d'évoquer des solifluxions de dégel.

A Orzilhac, 3 km au SE de Brives, les dépôts sont conservés dans une étroite

dépression marneuse cernée de granite et de basalte. Ils englobent un bloc de granite de plus de 1 m de dimension, demeuré en position subverticale.

Dans le bassin de l'Emblavès, à 1,2 km au N de Beaulieu, affleurent des terrains comparables aux précédents.

CRYOTURBATIONS

Ici, il ne s'agit point de poches ni de plications mais du défonçage à plus de 2 m de profondeur des marnes sannoisiennes, sous les dépôts de versant périglaciaires de la Côte de l'Oulette, face à Rochelimagne. L'on y voit des éléments de surface, des fragments de basalte, introduits isolément en plein sédiment lacustre.

ÉOLISATIONS

Les sables qui à Solilhac recouvrent les formations de versant périglaciaires contiennent des grains de quartz ronds et mats et des plaquettes de basalte avec arêtes et cupules éoliennes typiques (P. BOUT et A. CAILLEUX, 1950).

REMARQUES SUR LE PÉRIGLACIAIRE ANCIEN DU MASSIF CENTRAL

Le périglaciaire villafranchien et pléistocène moyen du Massif Central est tout entier localisé dans les aires volcaniques, en Velay particulièrement. La raison en est que les éruptions villafranchiennes qui ont édifié le Devès — plateau entre l'Allier et la bassin du Puy — se sont avérées contemporaines des premières grandes glaciations quaternaires. Ainsi qu'on l'a vu à Vazeilles, au Coupet, à la Malouteyre ce sont des coulées de basalte qui ont mis sous scellés les dépôts périglaciaires avec, le cas échéant, leurs cryoturbations : poches, défonçage du socle. Plus tard, au Pléistocène moyen, les éruptions ne furent plus que sporadiques mais les corniches de lave villafranchienne alors dégagées par les reprises de creusement dans les vallées alimentèrent de leurs débris les dépôts cryoclastiques en voie de formation plus bas, sur les versants marneux et leur fournirent le fer qui assura leur consolidation. Enfin, le volcanisme a causé d'importantes perturbations hydrographiques. L'érosion remontante et parallèlement le recul des versants ont été retardés dans les vallées. Des formations superficielles telles celles de Rochelimagne et de Solilhac sont demeurées qui autrement auraient disparu. D'autres, à Orzilhac doivent d'avoir subsisté à leur position dans un minuscule bassin dont le drainage est encore à peu près inexistant.

PÉRIGLACIAIRE WÜRMien

Ayant pour lui la jeunesse, le Périglaciaire würmien est évidemment mieux représenté que le Périglaciaire du Quaternaire ancien et moyen. On en relève les traces dans toute l'étendue du Massif Central.

DÉPÔTS DE VERSANT

Il faut d'abord poser le principe que les formations superficielles que l'on observe actuellement sont le résultat d'une somme d'actions climatiques, comportant pour le moins deux termes essentiels: le froid würmien et les conditions tempérées humides de certaines phases postglaciaires.

Au Würm, les reliefs granitiques, métamorphiques et volcaniques du Massif Central dont les roches sont à la fois imperméables et diaclasées se sont admirablement prêtés aux actions macrogélives débitant par le biais des coins de glace développés dans leurs fissures, un matériel très grossier susceptible d'alimenter des coulées de blocaille. Les phases de climat tempéré humide qui ont suivi, avec températures parfois plus élevées que de nos jours (*infra*), ont ainsi trouvé à leur disposition un matériel qu'elles se sont employées à résorber en l'arénisant et en l'évacuant par forte imprégnation aqueuse. Dans le cas où le stock ainsi soumis à deux traitements successifs s'est trouvé rebelle aux actions chimiques, il est parvenu jusqu'à nous, en l'état où l'avait laissé la fin du Würm et il constitue des formations que l'on peut qualifier de périglaciaires. Si, au contraire, le matériel s'est avéré sensible à l'altération, il ne demeure que peu ou rien de son faciès premier. Il va de soi que calcaires se sont comportés autrement. Lors des phases périglaciaires, ils furent d'emblée ou presque débités, menu. Insensibles aux actions chimiques (2), les dépôts qu'ils ont alimentés n'ont pas eu à s'amenuiser davantage; la seule modification subie par eux étant généralement une consolidation.

Tous les terrains du Massif Central ont donné au Würm des dépôts de versant mais pour les raisons qui viennent d'être exposées, ceux-ci subsistent inégalement selon les régions. Ce sont les territoires volcaniques qui offrent le plus grand nombre de coulées de blocs. Toutefois, d'une roche à l'autre, il est d'importantes différences. Les reliefs phonolitiques du Velay et de la Comté d'Auvergne, quelques sommets cantaliens ont encore leurs flancs recouverts de nappes de blocaille très joliment incurvées et qui après plusieurs centaines de mètres de parcours viennent à Villevieille près du Pertuis ou à Fay-sur-Lignon (Haute-Loire) s'étaler dans les talwegs en contrebas (photo 2). Les anciens clapiers basaltiques sont en général moins bien conservés car la roche est altérable. Il est cependant une magnifique coulée de blocs de cette nature près de Saint-Julien d'Ance (Haute-Loire) où elle nous fut signalée par R. CARALP. A. MEYNIER (1954) en a décrit dans le Cantal à Sauvages et il en est en nombre d'autres lieux, non loin de Murat par exemple, où l'homométrie relative de leurs constituants permet de les reconnaître et de les distinguer des moraines malgré le sol et le gazon qui comblent leurs interstices.

Les granites de la Margeride ont alimenté aussi leurs nappes de blocs. Toutefois celles-ci ont beaucoup souffert de l'arénisation. Souvent elles ne figurent plus que par blocs mousses épars sur les basses pentes des vallons et émergeant de leur matrice d'arène que masque la végétation. On en trouve néanmoins des témoins assez bien conservés autour de la cote 1444 sur le flanc sud de la vallée du haut Chapeauroux, sur

le revers Est du Roc des Fenêtres (Ed. COULET, 1952) et plus au Nord au-dessus de Mialanes. Nous en connaissons également à l'W de la Truyère, dans la vallée du Bès non loin d'Arzenc d'Apcher et dans la vallée de la Bédaule au-dessus d'Anglars, près Fournels. Le granite à cordiérite du Velay, très sensible à l'arénisation n'a conservé aucune trace de l'érosion cryoclastique qui a pu l'affecter.

Encore que le Sidobre se situe près de l'extrême sud du Massif Central, vers 43°30' de latitude, on y voit des coulées de blocaille concentrées dans les talwegs, en contrebas de reliefs accidentés de „tors”. A considérer l'agencement des blocs qui entrent dans la composition d'un chaos comme celui de la Rouquette, concentré linéairement dans un ravin, on ne peut concevoir qu'il s'agisse d'éléments de „tors” transportés par des eaux torrentielles (3). Les blocs sont jointifs, coincés les uns dans les autres. Leur modèle arrondi ne fait rien à l'affaire. Il résulte probablement d'une arénisation périphérique postérieure à leur mise en place. Aussi bien nous pouvons citer deux localités du Velay: le Bouchit près Queyrières et les Vignes au pied du Meygal (1436 m) où deux nappes à constituants trachyphonolitiques montrent leurs blocs fort émoussés parce que la roche dont elles ont tiré leur substance s'est moins bien défendue contre l'altération chimique que les phonolites du type commun. On note d'ailleurs à la surface de leurs blocs des desquamatations actuelles. Dans la situation où ces clapiers se présentent, c'est-à-dire près des sommets, on ne voit pas quel torrent aurait pu dans un lit assez large, rouler assez d'eau pour comte tenu de la faible distance parcourue, transporter de pareilles masses, arrondir leurs constituants et les entasser jointivement; ce dernier caractère étant celui des coulées de blocs et non celui des dépôts torrentiels.

Les roches métamorphiques ont également nourri leurs „mers de rochers”. Dès 1935, Y. MILON signalait les „chirats” à matériel gneissique du Pilat (Loire). Ça et là, quelques témoins du même genre persistent en Haute-Loire et par exemple à la partie haute du versant droit de la vallée de la Crone, au-dessus du village de même nom. En Morvan, en Limousin, les „chirats” sont rares semble-t'il à cause de la grande humidité du climat. Cependant J. FILLIOL (1953) signale des „rocks-glaçiers” dans les têtes de combe de la haute montagne limousine.

Il existe des dépôts de genèse mixte. Aux environs de Paulhaguet (Haute-Loire), des gneiss oeillés ont alimenté des coulées de solifluction qui après avoir parcouru 300 m sont venues reposer sur les argiles rouges oligocènes garnissant le fond du bassin. Elles subsistent dans des poches où figurent avec un mélange de fragments gneissiques et d'arène, des noyaux quartzeux analogues à ceux de la roche en place. La schistosité a sans doute favorisé dès l'origine une microgélivation. On peut néanmoins se demander si le transport s'est effectué à l'état de nappes de blocs ou dans une matrice déjà aréneuse. L'altitude relativement faible — 540 m — ayant pu permettre dès le Würm ou lors de ses interstades, l'arénisation des gneiss (4).

En Limagne, A. RUDEL (1953, 1958) a décrit des dépôts de pente sur les coteaux marneux entre Cournon et Pont-du-Château, là où l'Allier s'encaisse entre le puy de Mur couronné de basalte et des collines armées de pépérites. Il s'agit soit de limons,

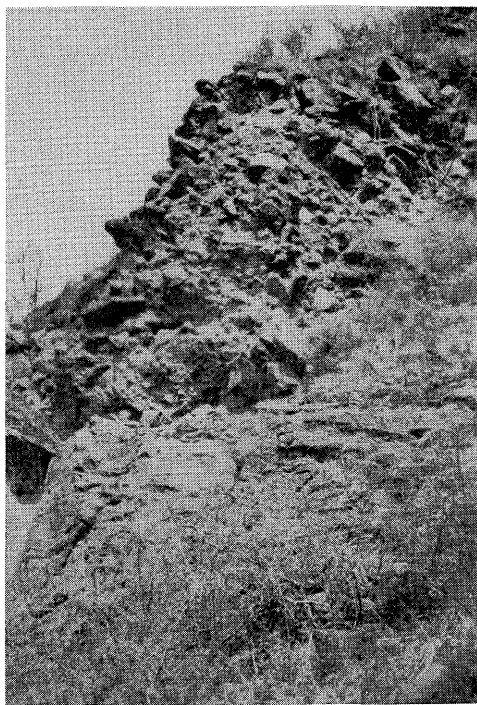


Photo 1. Solilhac (Haute-Loire). Dépôt de versant du Pléistocène moyen: Conglomérat à blocs anguleux de basalte et à ciment argilo-ferrugineux

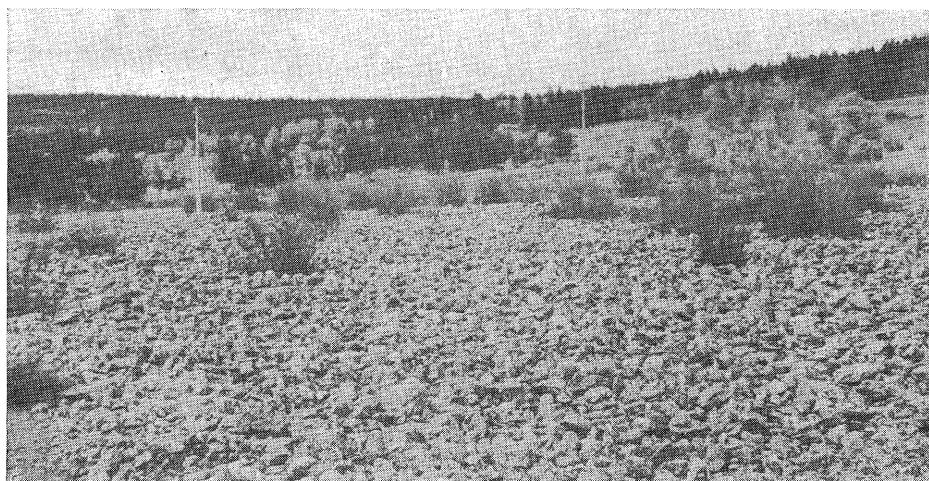


Photo 2. Villevieille près le Pertuis (Haute-Loire). Nappe de blocaille à constituants phonolitiques parvenue dans un talweg

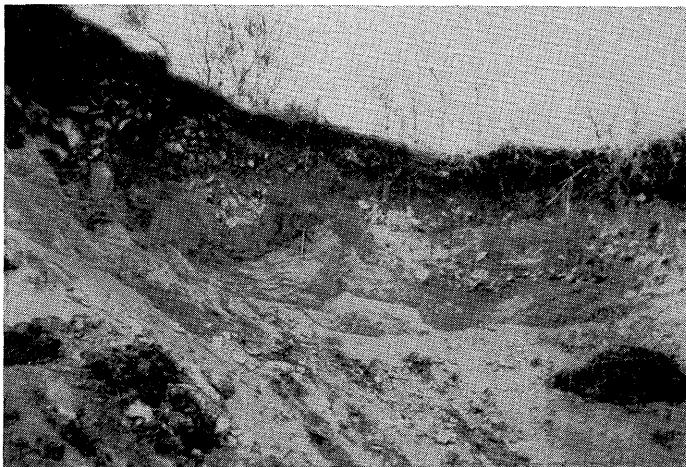


Photo 3. Montsauche (Nièvre). Poches de cryoturbation dans des arènes granitiques

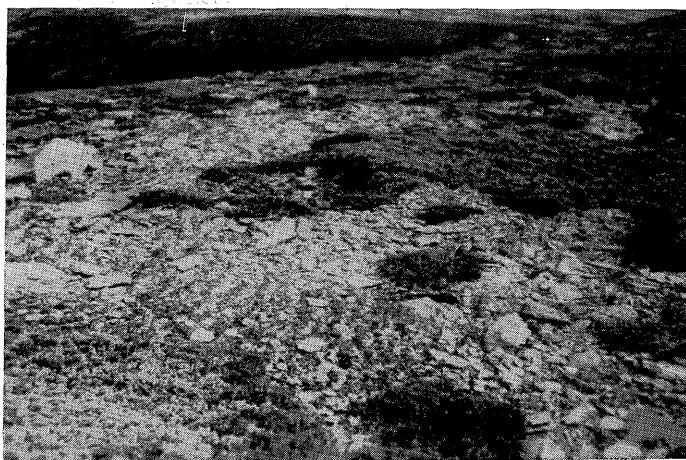


Photo 4. Mézenc (Haute-Loire). Sols striés actuels parmi les touffes de genévrier nain. Les fragments pierreux sont phonolitiques

soit de boue argilocalcaire solidifiée avec des lits parallèles d'éléments anguleux de petite taille formés aux dépens des calcaires oligocènes. Des lits sableux y sont parfois incorporés et l'ensemble présente des involutions, des plications dessinant une véritable microtectonique. En contrebas du puy de Mur, des lits de fragments basaltiques assez gros, mélangés de fins débris calcaires qui les cimentent, sont inclus dans un limon micacé recélant des mollusques terrestres d'affinité alpine. Cependant, nulle part, la roche marneuse ne s'y prêtant pas, on ne trouve en Limagne de dépôts comparables aux grèzes de l'Ouest de la France — Périgord, Charentes — ou de Lorraine.

Il n'est toutefois point nécessaire de sortir du Massif Central pour trouver des grèzes. Il en est un bel affleurement parfaitement typique, non loin de la retombée méridionale de la Margeride près de Balsièges, à l'angle sud-est du petit causse de Changefège, celui-ci correspondant à un compartiment effondré que la vallée du Lot sépare des causses voisins de Mende et de Sauveterre. Le bajocien et le bathonien descendant au niveau de la rivière alors que plus haut, des calcaires calloviens et oxfordiens les recouvrent. Toute cette série, constituée de calcaires oolithiques, cristallins ou lithographiques est résistante. Elle a pu à la fois alimenter des grèzes et leur fournir un support solide permettant leur conservation. Sur les flancs des causses de Mende et de Sauveterre, des grèzes formées aux dépens de leurs corniches de bajocien et de bathonien n'auraient pu persister, compte tenu de la forte épaisseur des marnes liasiques friables ayant eu à les supporter.

En résumé, on trouve dans le Massif Central, des dépôts de versant périglaciaires würmiens de diverse nature. La région interne est avantagée, d'une part à cause de la nature volcanique de ses reliefs ayant fourni — les phonolites surtout — un matériel de choix aux coulées de blocaille, d'autre part, parce que le climat moins humide que celui du Limousin ou du Morvan a ralenti depuis les phases postglaciaires, son action arénisante sur les roches cristallines. Il n'est pas prouvé que l'altitude plus élevée de la même région interne ait toujours favorisé la genèse des nappes de blocs puisque à la périphérie ouest du Massif Central et dans les Causses, des grèzes ayant exigé un climat rigoureux se sont constituées à différentes phases du Würm (*infra*).

CRYOTURBATIONS

J. GIRAUD (1902) a décrit et figuré au sommet de marnes et de calcaires exploités à Joze (Puy-de-Dôme) „des sortes de puits ou plutôt d'entonnoirs renversés, allant en s'élargissant vers le bas... Sur les parois, les calcaires sont fragmentaires et la régularité des bancs disparaît... On voit aussi les bancs calcaires s'effiler et venir se terminer en pointe aux surfaces d'affleurement en même temps que leur extrémité se relève légèrement.”. GIRAUD attribue ces aspects à la décalcification. Il s'agit certainement de poches de cryoturbation car d'après le dessin même qui les reproduit (p. 270), il n'y a point d'issue en profondeur. Au surplus, on pouvait observer

en 1953, au même niveau, des limons calcaires prismés avec galets de quartz redressés.

Si nous avons rapporté avec quelque détail les observations de GIRAUD, c'est parce que les cryoturbations sont rares en Limagne. Cependant A. RUDEL (1949, 1953, 1955, 1958) a constaté la présence de plications à Cournon, bris de couches et festons à Sarliève, de galets calcaires craquelés à Ladoux, le tout dans des couches superficielles à dominante limoneuse n'excluant pas la présence de fragments calcaires ou basaltiques.

Le Morvan offre quelques exemples de cryoturbations. Le long de la R. N. 77 bis à 2,5 km au N de Montsauche, des arènes granitiques ont été intensément perturbées par le gel. Des horizons à granulométrie fine, riches de limon et d'argile, sont affectés à 1,5 ou 2 m de profondeur, d'involutions et de poches; ces dernières comblées d'un matériel plus grossier chargé de fragments anguleux. Les microgranites en place d'où proviennent ces cailloux sont éloignés de plusieurs centaines de mètres. Ils ont été amenés dans la position où on les voit, par d'amples coulées de solifluction périglaciaire. Dans une carrière exploitée à la Chapelle au N de Corbigny (Nièvre) on voyait au printemps 1971, deux poches de cryoturbation profondes de moins de 1 m dans des argiles que la carte géologique date du Thanétien mais qui apparemment sont plus récentes.

Tel est le bilan plutôt maigre des faits de cryoturbation qui nous sont connus dans le Massif Central au Würmien. Hormis dans les bassins — surtout les Limagnes — les formations fines superficielles susceptibles de retenir l'eau et d'être ensuite déformées par le gel sont peu développées. Les arènes ne s'y prêtent qu'exceptionnellement. Par ailleurs, le pays est montueux. Les déformations liées au gel sont probablement le résultat d'une sommation d'effets portant sur plusieurs hivers. Elles impliquent donc une certaine fixité qui manque aux formations superficielles recouvrant les pentes.

ACTIONS ÉOLIENNES

Il existe ça et là dans les Limagnes des aires en galets du quartz éolisés. Issus d'anciennes nappes alluviales, ils offrent le faciès classique des cailloux façonnés par le vent: faces à peu près planes séparées par des arêtes rectilignes ou sinuiseuses et finement mousses, cupules rappelant l'empreinte du pouce, guillochures, etc... Les dreikanter ne sont pas rares mais il est des volumes plus complexes dont les replats sont nombreux. Certains échantillons ont l'aspect de grosses gommes à dessin, une face verticale latérale s'étant individualisée (P. BOUT, 1963a, fig. 1b). Dans tous les cas, l'amputation de matière a été importante: parfois la moitié du volume du galet originel.

La première découverte de cailloux éolisés est due à J. DIDIER (1955) (5). Elle fut réalisée dans la zone de confluence de l'Alagnon et de l'Allier, à la surface des terrains houillers du bassin de Brassac-les-Mines, au stade de cette localité et 3 km

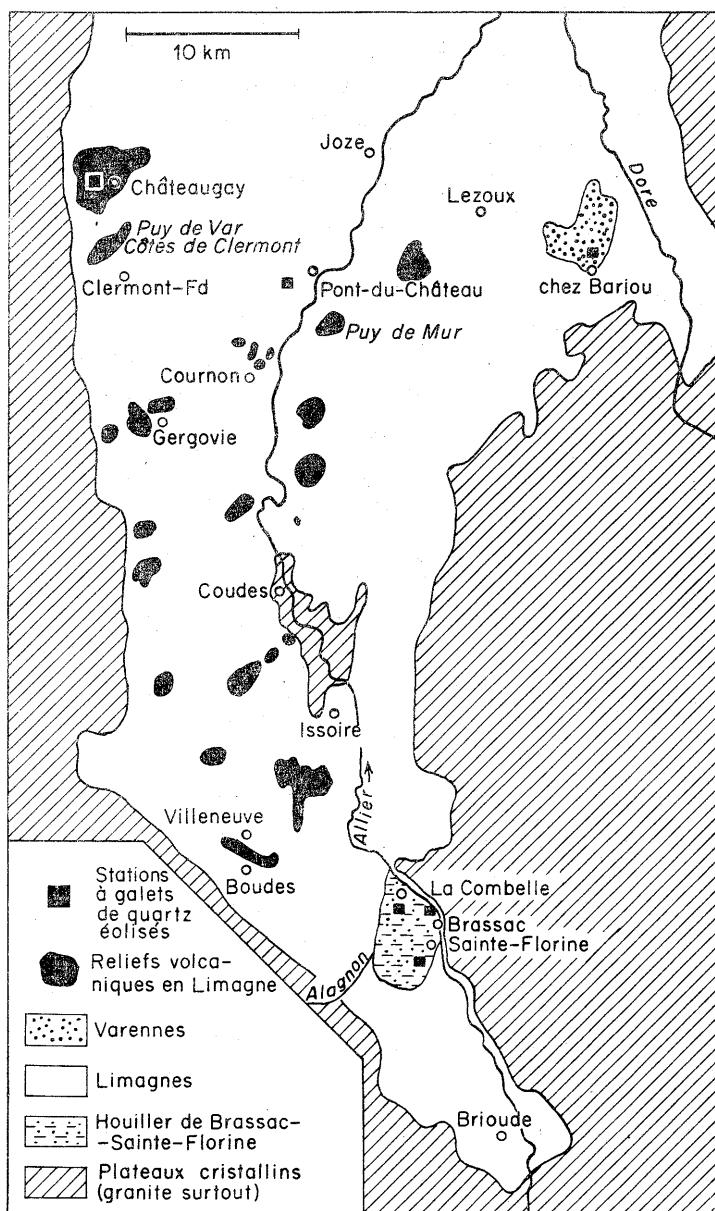


Fig. 1. Localisation des aires à cailloux de quartz éolisés dans les Limagnes

plus au Nord à proximité de la Combelle où persistent des placages d'alluvions fluviatiles de la terrasse de 55-60 m (fig. 1). Peu après, nous avons trouvé nous-même des galets de quartz éolisés en grand nombre, dans la terre de talus proches du groupe scolaire de Sainte-Florine.

Dans la suite, A. RUDEL (1957) a découvert de semblables cailloux à facettes en deux stations de la Limagne d'Auvergne: l'une, au voisinage et à l'W de Pont-du-Château, sous le sol cultivable recouvrant une terrasse de 55-60 m, l'autre, à la surface du plateau basaltique de Châteaugay.

Récemment enfin, Melle G. NIQUEUX, étudiante à l'Institut de Géographie de Clermont-Ferrand, a reconnu des cailloux éolisés à 7 km au SE de Lezoux, sur la lisière sud des „Varennes” près des localités dénommées Chez Bariou et Chez Gagnat.

Rappelons qu'il s'agit très généralement de quartz d'une dimension moyenne de 5 à 6 cm, pouvant atteindre néanmoins — à la Combelle, à Châteaugay et Chez Bariou — 10, 12 et même 15 cm; les plus gros d'entre eux étant généralement plus travaillés sur l'une de leurs faces. Avec les quartz, on trouve accessoirement des granites et des basaltes — Brassac, Pont-du-Château — des chailles — Pont-du-Château, Chez Bariou. Le modelé n'en est pas aussi fin.

La localisation des sites à cailloux façonnés par le vent est intéressante à considérer (fig. 1). Il y a d'abord la question de l'abrasif qui a modelé les galets. Assez souvent, c'est le sable quartzeux des terrasses d'où proviennent ces derniers. Au stade de Brassac, à Sainte-Florine ce sont probablement les grès houillers qui ont fourni les grains de quartz. Il n'est point de problème pour les cailloux éolisés des „Varennes”: ce terroir étant recouvert d'amples placages argelo-sableux issus de la désagrégation des granites du Livradois. A Châteaugay où les galets à facettes sont parsemés à la surface d'une table de basalte dominant la Limagne de 160 m et séparée du plateau cristallin de la Chaîne des Puys par un couloir large de 1 km, il faut imaginer des alluvions très anciennes et peut-être ainsi que le suggère A. RUDEL, des sables à chailles analogues à ceux qui affleurent plus au Sud sur les collines de Chanturgue et du Puy de Var (fig. 1).

Mais le site intervient encore pour accélérer localement la vitesse des courants atmosphériques. La région de Sainte-Florine, Brassac, la Combelle correspond ainsi qu'on l'a vu, à la zone de confluence de l'Alagnon avec l'Allier et à l'extrémité nord de la petite Limagne de Brioude. Il est à remarquer que les cailloux éolisés de ce secteur sont nettement moins proches de l'Alagnon que de l'Allier. Sans doute, cette grande vallée canalisait-elle avec force les vents du Sud, accélérés par englacé ceux qui lui parvenaient du Cantal par le couloir de l'Alagnon. Les galets à facettes de Pont-du-Château occupent un emplacement au débouché du parcours encaissé de l'Allier entre le Puy de Mur et les collines pépéritiques au N de Cournon (fig. 1). Ici encore, l'accélération des courants atmosphériques a pu se produire et il en est allé probablement de même au S des Varennes où une dépression forme col (M. DERRUAU, 1949, p. 156) au contact du Livradois cristallin et de la Grande Limagne, entre le bassin de l'Allier et la vallée de la Dore.

D'un point de vue plus général, on ne manquera pas de remarquer que jusqu'ici, tous les gisements connus de cailloux à facettes s'emplacent dans les Limagnes méridionales — Brioude, Clermont. Deux causes peuvent être proposées. D'une

part, ces aires déprimées ont pu à différentes époques recueillir les grandes nappes alluviales dont les galets furent soumis à éolisation. D'autre part, les vents descendus de leurs pourtours montagneux englacés (Cantal, Cézallier, monts Dore) ou recouverts de névés (Margeride, Forez) s'y concentraient et croissaient en violence (6). Au cœur du Massif Central, les Limagnes méridionales se comportèrent alors comme une aire soumise à déflation. Et ceci explique l'absence de loess en notre région.

DATATIONS WÜRMIENNES

Il ne fait guère de doute que tous les faits périglaciaires qui viennent d'être mis à l'actif du Würm l'ont été correctement. Il n'est pas inutile néanmoins de donner quelques détails précis de datation.

DÉPÔTS DE VERSANT

Aux Rivaux non loin du Puy, une belle nappe de blocs née aux dépens du dyke basaltique dans lequel sont entaillées les célèbres orgues d'Espaly, est recouverte d'une accumulation à la fois limoneuse, sableuse et graveleuse avec blocs épars. Des niveaux humifères y sont inclus (P. BOUT, 1960a). De l'un d'eux ont été retirés des ossements appartenant au mammouth, au rhinocéros laineux, au bouquetin, au chamois, à l'ours et à l'hyène des cavernes. Mais surtout abondent dans le même niveau, les restes d'un cheval qui d'après F. PRAT (1968) ressortit à la race *Equus caballus germanicus* Nehring ayant vécu en France au Würm II et au début du Würm III. D'autre part, le même gisement a livré une industrie de silex apparentée

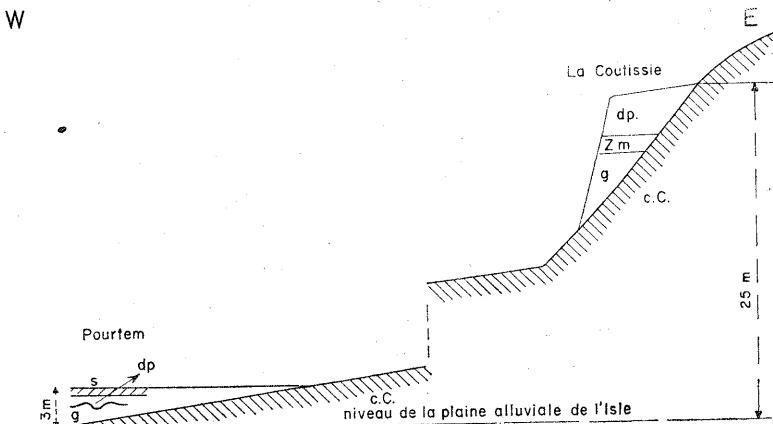


Fig. 2. Terrasses de l'Isle au SW de Rezac-sur-Isle (Dordogne)

c.C.: Craie campanienne; g: Galets, graviers et sables; Zm: Zone mixte; dp: Dépôts de versant; s: Sol

au Moustérien de type charentien (P. BOUT, J. DUFAU, A. LABORDE, 1967). En outre, le clapier basal des Rivaux aussi bien que la formation fossilifère superposée descendant au niveau du talweg de la Borne affluent de la Loire et semblent donc antérieurs à la basse terrasse. On est ainsi tenté d'attribuer la nappe de blocs périglaciaire des Rivaux à un Würm assez ancien.

Mais la Préhistoire nous apprend que d'autres périodes froides ont succédé au Moustérien, particulièrement à l'Aurignacien typique et au Magdalénien final. Des clapiers se sont également formés dans le Massif Central lors de ces périodes. La datation des Rivaux a donc pour ces dépôts la valeur d'un maximum.

Des données chronologiques sur les phases de gélivation intense au Würmien peuvent être relevées sur la bordure occidentale du Massif Central, en Dordogne. Un peu au S de Razac-sur-l'Isle — à la limite des feuilles géologiques de Périgueux et de Bergerac — à la Coutissie, nous avons relevé en 1949, les coupes (fig. 2 et 3).

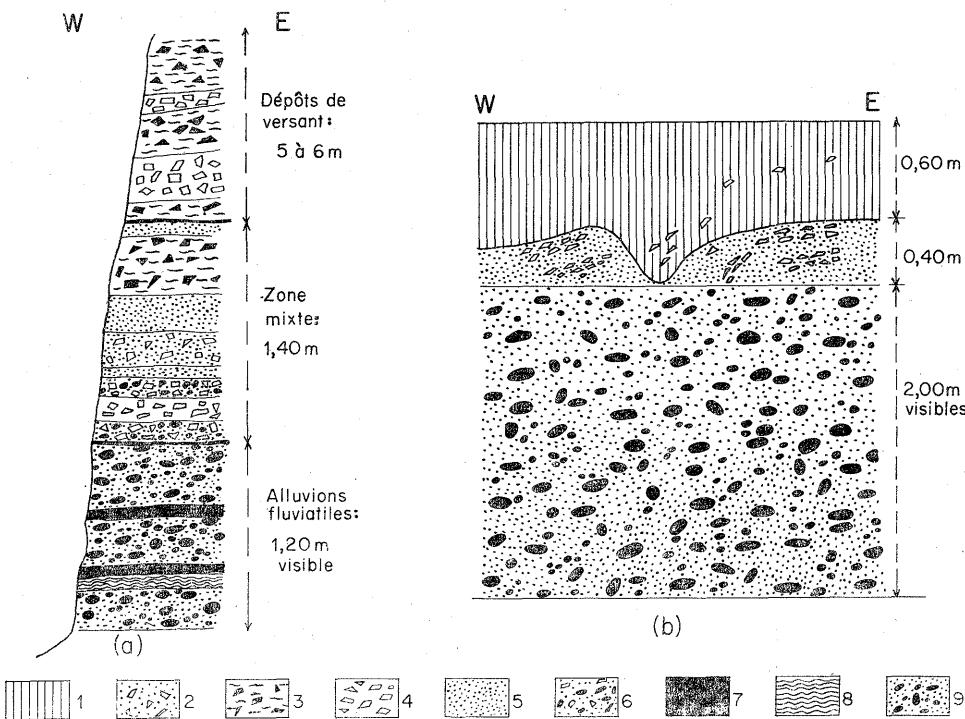


Fig. 3: a. Coupe de la terrasse de 20 m à la Coutissie: Une zone mixte où les alluvions fluviatiles alternent avec des apports de pente, prend place entre le sommet de la terrasse de 20 m et des dépôts de versant formés de grèzes et de brèches calcaires; b. Coupe dans le niveau de 3 m à Pourtem.

Des grèzes avec limon recouvrent les alluvions fluviatiles sans zone intermédiaire

1. sol;
2. limon et grèzes;
3. brèche argilo-calcaire;
4. grèzes;
5. sables argileux fluviatiles;
6. grèzes avec galets;
7. horizons noirs (Fe, Mn);
8. argile plastique;
9. galets, graviers, sables

Au-dessus des alluvions de la basse terrasse à galets de quartz (issus du Massif Central), de calcaire et de silex, vient une zone mixte où des niveaux de sable fin fluviatile alternent avec des bancs de brèche calcaire — des grèzes — issus du versant proche. Les horizons les plus bas situés de ces brèches contiennent quelques galets roulés. Epaisse de 1,40 m, cette zone mixte se trouve finalement couronnée de dépôts de versant à constituants crétacés (Campanien) où les intercalations fluviatiles sont absentes. La coupe de la Coutissie (fig. 3a) matérialise donc la fin de l'édification de la basse terrasse de l'Isle, haute d'environ 20 m, et apporte la preuve d'un climat froid succédant à une phase d'eaux courantes abondantes (7).

Un peu plus au Sud, en tirant vers le village de Pourtem, mais à 2 ou 3 m à peine au-dessus de la plaine d'inondation de l'Isle, a été établie la section (fig. 3b). Sur des alluvions fluviatiles exploitées en sablière, reposent directement, sans zone mixte intermédiaire, des grèzes en lits inclinés ou procédant par lentilles dont les fragments sont quelque peu émoussés. Mais surtout on y relève une belle poche de cryoturbation de $0,80 \times 0,80$ m. Si, à la rigueur, les grèzes ont pu être remaniées d'un horizon analogue à celui qui surmonte la basse terrasse de la Coutissie, la poche de cryoturbation indique l'intervention d'une phase froide postérieure à un important déblaiement des alluvions de celle-ci (8). Douze kilomètres à l'aval de Razac, près de la gare de Neuvic-sur-Isle, sur la rive droite du cours d'eau, des dépôts de versant à blocs descendant à 3 m au-dessus du niveau de l'Isle montraient en 1949 une poche de cryoturbation de grandes dimensions — $1,50 \times 1,30$ m — qui confirmait ce point de vue.

Ainsi, soit à l'intérieur du Massif Central — les Rivaux — soit sur sa bordure occidentale — la Coutissie, Pourtem et Neuvic — on recueille les preuves de trois phases froides intervenues au Würm. La plus ancienne est antérieure à la basse terrasse. La seconde est contemporaine de la fin de sa construction. La dernière a pris place après un important déblaiement de ses alluvions. En termes de Préhistoire, la première période froide est antérieure à la fin du Moustérien, la seconde date probablement de l'Aurignacien et la dernière du Magdalénien final.

Sans quitter l'Auvergne, on peut voir à Coudes, sur la rive droite de l'Allier, au départ de la route d'Yronde, les termes de passage de la basse terrasse à des dépôts de versant superposés. Des bancs de limon sableux fluviatile contenant quelques galets y alternent avec des couches d'argile rouge remaniée des sédiments sannoisiens en place et en contre-haut à proximité. Une phalange de *Bison* a été trouvée dans le dépôt.

A Sarlièves, les festons de cryoturbation avec les limons prismés décrits par A. RUDEL (*supra*) viennent au-dessus d'alluvions fluviatiles ayant livré une faune qui avec le mammouth, le renne, le bison, le boeuf et le cheval est celle de la basse terrasse (9). Toutefois, étant donné que les alluvions ne montent qu'à très faible altitude au-dessus de la plaine environnante au surplus sujette comme l'ont remarqué plusieurs auteurs à une subsidence tardive, on ne sait si les limons calcaires et les cryoturbations qui les affectent sont immédiatement postérieures à la formation de la basse terrasse.

tement postérieurs à la formation de la basse terrasse ou si cette couverture froide a pris place comme à Pourtem plus tardivement.

Il va de soi que les coulées de blocaille du haut Massif Central que l'on ne voit jamais en contact avec des alluvions, peuvent dater des différentes phases froides du Würm (10).

CAILLOUX ÉOLISÉS

Il est bien évident que l'on ne peut dater l'éolisation des galets à facettes des Limagnes à partir des formations avec lesquelles ils sont en contact: grès houillers, terrasse de 55-60 m, basalte de Châteaugay, sables argileux pliocènes des „Varennes”.

Cependant, au stade municipal de Brassac, les galets éolisés occupent un niveau qui selon J. DIDIER (1955) domine l'Allier de 15 m et sur lequel, de place en place, reposent des alluvions appartenant à la basse terrasse. Peut-être sont-ils postérieurs au déblaiement partiel de cette dernière et datent-ils de la phase terminale du Würm?

Dans l'une des sablières qui à Pont-du-Château exploitent les alluvions de la terrasse de 18-20 m, nous avons recueilli un galet à facettes à 2 m au-dessous du sommet des dépôts (P. BOUT, 1963a). Sans doute provenait-il de l'affleurement proche signalé un peu à l'Ouest par A. RUDEL car il n'était aucunement émoussé et n'avait perdu aucun de ses caractères éoliens. Ici, c'est la preuve d'une éolisation antérieure à la basse terrasse que l'on retient.

A. RUDEL (1957) pense que l'usure éolienne des galets de quartz à facettes de Châteaugay a dû se produire à plusieurs reprises ce qui expliquerait le façonnement et le polissage plus intenses qu'ailleurs de leurs faces.

Chez Bariou et Chez Gagnat, la situation est complexe. Certains galets n'accusent qu'une éolisation commençante, d'autres sont de véritables dreikaners. Il en est enfin dont le façonnement par le vent ne transparaît qu'à travers des formes mousses; leurs angles et leurs arêtes s'étant fortement épaisse. Il semble que l'on ait ainsi les preuves de phases éolisantes successives dont plus ancienne aurait été suivie d'un transport fluviatile ce qui, compte tenu des conditions morphologiques locales recule loin dans le passé l'éolisation première.

Au total, les galets à facettes des Limagnes laissent présumer différentes périodes d'éolisation; la plus récente étant postérieure à la basse terrasse (Brassac) et les autres antérieures. De toute façon, c'est la somme de ces actions qui est à considérer et il est normal de fixer leur terme au Würm en se bornant à constater qu'elle ne s'insèrent probablement pas toutes dans cette période.

PÉRIGLACIAIRE ACTUEL

En 1951, nous avons signalé sur le Mézenc (Haute-Loire) vers 1720-1730 m, des sols striés sur pente de 5 à 15°. Les alignements de pierres — des éclats de phonolite

— sont séparés par des boursouflures linéaires de terre noire. L'intervalle entre les axes de bandes pierreuses est de 0,15 m (photo 4; et P. BOUT, 1953b, pl. XXI, fig. 88).

Plus bas, au col de la Croix de Pecata (1564 m) entre Mézenc (1754 m) et Alambre (1695 m) des îlots de sol humifère pointent au printemps comme des champignons dans le ballast phonolitique. Ces aspects rappellent les sols bourgeonnants décrits par J. DEMANGEOT (1941) au Chambeyron.

De belles buttes gazonnées (P. BOUT, 1953b, pl. XX, fig. 86) sont visibles dans le même secteur sud-oriental de la Haute-Loire, vers 1250 m d'altitude, à Chaudarac près Saint-Front et au S de Crachoutès non loin des sources de l'Aubépin.

Des croissants éoliens à concavité tournée au Nord se montrent près du sommet du Mézenc, à la faveur d'un petit col, au-dessus des plages à sols striés. Ce sont des plaies en forme de „coup de faux” affectant le sol et sa couverture de Callune (P. BOUT, 1953b, Pl. XVIII, fig. 79). Nous avons observé de tels aspects en Islande sud-ouest dans les touffes d'une mousse très épaisse (*Rhacomitrium*) ou à même le peu de terre ou de végétation qui recouvre le sol. Ces plaies sont parfois attribuées à l'action vulnérante des cristaux de glace que le vent chasse violemment. Au Mézenc, elles doivent beaucoup à l'accélération qu'éprouvent les vents qui ont balayé les plateaux du Velay lorsqu'ils chutent brusquement dans les dépressions profondes des vallées des Boutières. C'est néanmoins l'hiver lorsque la végétation gelée devient cassante que se produisent ces destructions (6).

Tout ce périglaciaire actuel du SE de la Haute-Loire est d'un genre mineur (11) mais n'en correspond pas moins à des conditions climatiques rudes (A. BALDIT, in: P. BOUT, 1958). A la Maison forestière du Mézenc (1535m), la température moyenne annuelle est de 3°9 C; trois moyennes mensuelles (janv.: -3°3, févr.: -1°0, déc.: -3°0) sont négatives et deux sont égales à 0°0 (mars et nov.). Dès 1400 m, en Haute-Loire, sont réalisées les conditions de température: moyenne annuelle: 5°1 et trois moyennes mensuelles au-dessous de 0°C (-1,9; -0,8; -1,2) qui en Islande sud-ouest s'avèrent suffisantes pour permettre l'apparition de sols polygonaux ou striés. Les buttes gazonnées s'accommodeent de conditions moins rigoureuses puisqu'on les trouve aux environs de 1250 m: moyenne annuelle: 6° C et deux moyennes mensuelles négatives.

MODELÉ PÉRIGLACIAIRE

Dans les études de géomorphologie concernant le Massif Central, il est fréquent de trouver des références au modelé périglaciaire. Tantôt, il s'agit de détails: vallées dissymétriques du Béron et du Chalon à l'E de Gannat (M. DERRUAU, 1949), mardelles du Nivernais (R. BRAQUE, 1966). Mais il est des travaux plus amplement interprétatifs assumant à une région donnée: la Margeride par exemple (Ed. COULET, 1952) ou au Massif Central tout entier (J. BEAUJEU-GARNIER, 1953) un modelé qui dans ses lignes générales est hérité du Quaternaire froid, c'est-à-dire périglaciaire dans les régions non glacées.

Notre propos n'est pas de faire l'inventaire des observations mises en oeuvre, d'approuver ou de discuter leur interprétation mais de souligner les difficultés du problème en rappelant que les formes actuelles — tectonique exclue — comme les dépôts qui leur sont liés sont le résultat d'une somme d'actions climatiques dont les termes, pour ne considérer que les derniers, sont le froid würmien, les phases humides postglaciaires et le climat actuel. Or, s'il est courant qu'après les actions froides du dernier glaciaire, les auteurs fassent intervenir le climat actuel, nombre d'entre eux omettent la part importante qui revient aux phases climatiques intervenues entre deux. Les études polliniques des tourbières du Massif Central (G. LEMÉE, 1942, 1953) ont pourtant montré que la phase atlantique et même la phase sub-boréale en notre région, ont été plus humides que le climat du temps présent et que durant la première de ces périodes, la température moyenne annuelle devait être de 2 à 3°C supérieure à la température actuelle. Cela représente un total de trois ou quatre millénaires sur les dix qui nous séparent de la fin du Würm et pendant lesquels une érosion chimique intense et des solifluxions de climat humide ont pu intervenir (P. BOUT, 1953a).

Les vallées qui entaillent les régions volcaniques tabulaires du Massif Central ont enregistré de façon spectaculaire l'activité érosive de ces périodes riches en précipitations. Sous les nappes de basalte, au contact des sédiments imperméables sous-jacents, des nappes phréatiques beaucoup plus abondantes que de nos jours se sont alors constituées. Ramollies par ces eaux souterraines abondantes, les argiles oligocènes ou villafranchiennes sous-basaltiques ont foiré sous le poids des corniches de lave et celles-ci se sont alors débitées par tranches qui l'une après l'autre ont glissé vers les talwegs. Aux environs du Puy-en-Velay, les vallons du Dolaison et de Ceyssac montrent leurs flancs entaillés de cirques de 300 à 500 m d'ouverture, parfois davantage — 1000 m au SE de Ceyssac — dans lesquels s'étagent du sommet à la base, de trois à cinq tranches de basalte détachées successivement et d'autant plus démantelées qu'elles sont parvenues plus bas sur les déclivités. La masse de matériel ainsi abuttue et mise en mouvement a été considérable. La morphologie par amphithéâtres qui lui correspond sur les versants et qui est la dernière acquise par ceux-ci date du Néolithique (P. BOUT, 1952, 1957a).

A l'examen, on s'aperçoit qu'un peu partout dans le Massif Central volcanique il en est allé de même, là où sous les basaltes des plateaux s'établit un niveau imperméable. Ainsi dans la Limagne de Clermont sur les pentes nord du plateau de Gergovie et dans le Lembron sur les deux bords de la coulée séparant Villeneuve de Boudes (12).

C'est certainement à des actions semblables que sont dues les retouches intenses du modelé glaciaire des vallées du Cantal: Cère et Alagnon à l'amont de Neussargues. Nombre de niches, de tassements, de replats visibles sur les flancs de ces auges datent des phases humides postglaciaires.

Dans les régions non volcaniques: Margeride, Limousin, Morvan, etc., les

mêmes périodes climatiques ont accéléré l'arénisation des roches granitiques et métamorphiques et contribué à résorber les nappes de blocaille formées au Würm (13). Mais, en outre, les sables argileux résultant de cette altération parce qu'ils étaient fortement imprégnés d'eau ont foiré, prolongeant ainsi par des solifluxions de climat humide le mouvement qu'un ciment de glace assurait lors des accès froids du Würm, aux coulées de blocs en position déclive (14). Les pentes qui résultent de ces deux actions conjuguées auxquelles s'ajoute l'action modérée du climat actuel sont donc bien le résultat d'une somme d'interventions climatiques.

Pour autant, doit-on renoncer à rechercher dans le Massif Central de la France les traces d'un modèle périglaciaire assez purement conservé? Assurément non mais ce n'est que là où des dépôts de versant périglaciaires se sont pour une raison ou pour une autre correctement maintenus, que l'on peut relever de tels indices. Il en est à toutes les époques du Quaternaire mais naturellement d'autant moins nombreux qu'ils sont plus anciens.

Les dépôts du Coupet (*supra*) illustrent surtout les processus en action sur les déclivités en régime périglaciaire: la mise en place de convois successifs étalés sur toute l'ampleur bidimensionnelle d'un versant, sans trace de ravinement contemporain alors que les ravins actuels mordent dans ces nappes.

Le dépôt du vallon des Rouchoux (*supra*) donne notion de la pente datant de sa mise en place; il est possible de la comparer avec celle du versant qui l'avoisine actuellement.

Les coulées boueuses et pierreuses d'âge pléistocène moyen de Solilhac et de Rochelimagne revêtent de notables portions de versant plus inclinées qu'en marge où les marnes oligocènes ont depuis, subi d'importants débâlements.

Les déclivités datant du Würm sont nombreuses sur les pentes des sucs phonolitiques du Velay encore revêtues de blocaille, exceptionnellement sur les versants développés en contrebas des corniches basaltiques comme à Saint-Julien d'Ance. Mais il arrive que des clapiers de blocs phonolitiques (Mont Chauvain au SE de Beaulieu) ou basaltiques (environs du Monastier) ont été séparés des reliefs qui les ont nourris au Würm par le foirage des marnes oligocènes sous-jacentes. Le matériel, dans ces deux cas et d'autres semblables, demeure périglaciaire mais la morphologie ne l'est plus.

Dans les territoires granitiques ou métamorphiques, il est également possible de relever des traces de morphologie périglaciaire là où les coulées de blocs persistent inaltérées. Mais même sur le support solide, qui est le leur, ces nappes ont subi parfois des tassements dus au fait qu'elles occupent l'emplacement de ravins démeurés pérennes et servant encore de collecteurs aux eaux souterraines.

Les quelques observations qui précèdent nous paraissent prouver que le modèle périglaciaire du Massif Central hérité du Würm et à plus forte raison celui qui correspond aux phases froides plus anciennes n'est conservé qu'en quelques secteurs privilégiés. Dans la plus grande partie de notre région, c'est un modèle mixte qui prévaut: initialement périglaciaire mais repris ensuite par des actions de climat

tempéré humide. Quant aux déclivités démunies de toute couverture, hormis une mince couche de sol et de dépôts de surface résiduels, leur histoire est beaucoup plus ancienne. Car s'il est possible, nonobstant quelques „héritages” d'assigner un âge récent, débutant au Würm, à beaucoup de dépôts de pente du Massif Central, les ablutions subies par les versants rocheux ont commencé au temps du premier creusement des vallées et se sont poursuivies jusqu'à nos jours sous nombre de climats différents.

ORIGINALITÉ DU PÉRIGLACIAIRE DU MASSIF CENTRAL

Qu'il s'agisse de dépôts de versant, issus de l'action des coins de glace dans les diaclases des roches imperméables (phonolites, basaltes, granites, gneiss) ou d'actions microgélives (grèzes de Balsièges) de cryoturbations ou d'éolisations, les processus ne sont pas originaux. On peut dire seulement qu'aux différentes phases du Quaternaire, le Périglaciaire du Massif Central fut d'un type moyen excluant les pingos et les polygones de toundra.

L'originalité du Massif Central réside dans les faits suivants:

(a) Présence d'un Périglaciaire de divers âges: villafranchien, pléistocène moyen, würmien et actuel. Les éruptions volcaniques villafranchiennes soit parce qu'elles furent contemporaines des premières glaciations européennes, soit à cause des séquelles qu'elles ont engendré (perturbations hydrographiques, consolidation des versants, minéralisation des dépôts) ont permis la conservation des formations périglaciaires anciennes, voire celle de leurs déformations (cryoturbations de Vazeilles).

(b) Au Würm, tous les reliefs volcaniques (extrusions phonolitiques, pointements ou corniches de basalts), les plus anciens datant du Miocène ou du Pliocène, ont fourni un matériel de choix aux actions macrogélives. Les reliefs granitiques et métamorphiques se comportent de même mais les nappes de blocs apparues sur leurs flancs sauf quelques exceptions (Pilat) sont rarement demeurées indemnes du fait de l'arénisation qu'elles ont subi lors des phases humides postglaciaires.

(c) Compte tenu de la rareté des formations fines susceptibles d'être perturbées par le gel intense et plus encore du caractère monteux de la contrée, les cryoturbations sont rares. Elles ont affecté du matériel pyroclastique altéré (Vazeilles), des arènes (Morvan), des limons calcaires issus des pentes environnantes (Sarlièves, Cournon) et près des bordures (Corbigny), des sédiments argileux anciens (thanétiens?).

(d) L'éolisation de galets quartzeux en quatre gîtes (Brassac-Sainte-Florine, Pont-du-Château, Châteaugay, Varennes au SE de Lezoux) éloignés les uns des autres, offre quelque généralité dans les Limagnes méridionales là où les dépressions se dégageant de leur environnement montagneux s'ouvrent largement sur la plaine; ce qui a pu provoquer l'accélération des courants atmosphériques. Des dépôts

alluviaux d'âge divers ont fourni les galets et l'abrasif. Ces aires ont pour lors été soumises à une déflation intense qui explique l'absence de loess dans le Massif Central de la France.

(e) Quant au modèle périglaciaire, il n'est guère demeuré que là où les coulées de blocs würmiennes ont pu, grâce à l'inaltérabilité de leur matériel, résister à l'érosion chimique des phases humides postglaciaires. Encore a-t'il fallu qu'assises sur un support solide, volcanique ou cristallin, elles n'aient pas subi de remaniements mécaniques lors de ces mêmes phases.

NOTES ANNEXES

(1) La colline qui s'élève au centre de la ville de Clermont-Ferrand et domine la plaine environnante d'une trentaine de mètres est coiffée d'un conglomérat riche à la fois en débris volcaniques et en fragments de marnes stampiennes. Cette masse dont le faciès est empâté a fait l'objet d'interprétations diverses (*in* P. BOUT, 1964b, 1970a, 1971). Nous lui avons attribué une origine périglaciaire qu'une molaire d'*Elephas meridionalis* de type évolué a permis de rapporter au Villafranchien terminal.

(2) Le gaz carbonique n'agit sur les calcaires que pour permettre leur dissolution dans l'eau. Lorsqu'il s'échappe de la solution le calcaire est restitué. Autrement dit, le CO₂ n'intervient que pour déplacer le calcaire. Si les constituants des grèzes ont ainsi perdu un peu de leur substance, celle-ci se retrouve au moins en partie dans le ciment qui souvent les consolide.

(3) Les tors sont pour nous des formes qui doivent l'essentiel de leur genèse aux phases humides postglaciaires. Qu'ils soient le résultat de l'altération chimique des granites est évident. Les blocs de leur base encore enrobés d'arène, se désquamant quasiment sous nos yeux. Au surplus, les tors au cours de leur dégagement, sont demeurés en place ce qui n'aurait pas été le cas si le granite aux dépens duquel ils sont apparus avait été soumis à l'action des coins de glace. Or, si nous admettons une arénisation possible des roches cristallines en milieu périglaciaire (*cf.* 4), le granite des tors avait, lui du moins, assez de résistance pour supporter l'action des coins de glace. A notre sens, les tors représentent le dernier épisode de la morphogenèse climatique des versants granitiques du Massif Central. Ainsi que nous le verrons plus loin, cet épisode fut paroxysmique.

(4) Nous avons expliqué (1956) les formations superficielles qui subsistent actuellement en notre région par l'intervention successive du froid würmien et du climat tempéré et plus humide de certaines phases postglaciaires, retenant ainsi le couple de facteurs d'érosion à la fois le plus efficace et le plus récent qui soit intervenu en France et dans une grande partie de l'Europe. Cependant, le Würm fut lui-même une succession d'accès froids et d'interstadia moins rigoureux ayant permis la présence humaine donc la vie végétale et animale, même dans des régions rudes comme le haut Massif Central. Au cours du Würm, les deux types d'érosion, cryoclastique puis chimique, se sont donc reproduits plusieurs fois, d'où sur les roches cristallines particulièrement, l'action de phases alternées de débitage par blocs et d'arénisation. Toutefois, certaines stations préhistoriques apportent la preuve que des gneiss ont pu s'aréniser alors qu'au même moment des basaltes se débitaient par blocs sous l'action du gel. Ainsi à Blassac (Haute-Loire) des dépôts datés par leur industrie de silex de la fin du Magdalénien sont constitués d'un mélange d'arène grossière et de fragments de basalte — tronçons de prismes, dalles, éclats — tombés du toit de l'abri. On imagine pour lors un climat contrasté avec des hivers très rigoureux et des étés assez chauds. Si ces derniers ne provoquaient point l'altération des constituants basaltiques détachés au cours des hivers précé-

dents, ils pouvaient par contre entraîner la décomposition granuleuse et limoneuse des gneiss dominant l'abri. Cependant, on ne peut appliquer cette interprétation aux gneiss du Pilat dont les „chirats” n'ont point perdu leur aspect de coulées de blocaille. En plus des agents climatiques du moment, il est évident que, dans tous les cas, l'état de conservation antérieur, bon ou mauvais de la roche intervient.

(5) En fait, la première découverte de cailloux éolisés dans le Massif Central revient à A. CAILLEUX qui aux environs de 1949, reconnut près du Monastier (Haute-Loire) sur le bord d'un éclat de basalte, une surface luisante et guillochée de quelques cm². Ce fragment faisait partie d'un éboulis ancien reposant sur des sables avec galets de quartz et chailles nombreuses. Il était impossible de dater son éolisation. Malgré des recherches ultérieures nous ne pûmes trouver dans le même dépôt qu'un seul fragment luisant sur une arête.

(6) Les phénomènes d'éolisation ne sont assurément pas spécifiques des climats périglaciaires. Des cailloux de roche dure, des rhyolites, sont éolisés dans le Lut — Iran — qui est un désert sans hivers froids. En France, nous avons constaté l'existence de plaies du sol en forme de croissant ou de „coups de pelle” sur les côtes de la presqu'île de Crozon, à la pointe de Pen Hir et mieux encore au cap de la Chèvre. Et même en contrée périglaciaire, ce ne sont pas forcément les vents froids qui façonnent les pierres et les rochers. Au N de l'Hofsjökull (Islande) comme nous l'avons observé en août 1954, les vents de foehn issus du Sud s'avèrent particulièrement efficaces pour l'éolisation des blocs épars à la surface des sandur.

(7) Vers 1950, Yves GUILLIEN nous a montré sur les rives de la Charente aux Planes, près d'Angoulême et au Baluteau, commune de Montignac, des formations de passage analogues à celles de la Coutissie. Au Baluteau, on pouvait recueillir à ce niveau, des galets aplatis de calcaire craquelés superficiellement (*cf.* P. BOUT, 1957b, Pl. XI, photo 11).

(8) Des observations analogues ont été réalisées par F. BOURDIER et M. BOURGON (1949) dans la vallée de la Vézère non loin des Eyzies où le gisement type de la Madeleine — Magdalénien — se situe presque au niveau des hautes eaux de la Vézère actuelle. D'une lettre du regretté M. BOURGON (1949), nous tirons que dans la vallée de la Dordogne „de puissants dépôts d'atterrissement se situent au pied des versants mais là où les graviers a¹b de la basse terrasse ont été enlevés par l'érosion ce qui leur assigne un âge entre les dépôts de la basse terrasse et du fond, soit à la dernière période froide”. Précisons au passage que la poche de cryoturbation observée à Pourtem est autre que l'inflexion reproduite dans la figure 3b.

(9) La faune de la basse terrasse de l'Allier est bien représentée à Pont-du-Château. Le cheval n'est plus *Equus caballus germanicus* Nehring présent aux Rivaux (Haute-Loire) mais *Equus caballus gallicus*, une forme moins grande et moins lourde que la précédente, ayant vécu du Solutréen à la fin du Magdalénien, soit postérieurement au début du Würm III (F. PRAT, 1968). Ceci confirme que les dépôts des Rivaux sont, ainsi qu'il a été dit, antérieurs à la construction de la basse terrasse.

(10) Plus exactement, ces nappes de blocs ont probablement totalisé l'action des diverses phases froides würmiennes.

(11) Ce périglaciaire mineur se manifeste sur les montagnes des régions tempérées. Il existe des sols striés du type Mézenc vers 2400 m en Sierra Nevada (Espagne) et vers 3700 m sur l'Aragats (R.S.S. d'Arménie). Ce genre de périglaciaire voisine en Islande avec le périglaciaire de type moyen (cellules polygonales à contours de pierres de 1 à 3 m de diamètre, sols striés à bandes pierreuses larges, etc). Nous l'avons observé au fond de la vallée d'Akureyri et dans l'Est de l'île sur des moraines proches de Seydisfjördur. Ces aspects font leur apparition lors des premières gelées de septembre. Il s'agit en quelque sorte et en Islande d'un périglaciaire de demi-saison.

(12) Un aspect assez fréquent, de ce démantèlement par tranches des entablements de basalte est la présence d'un couloir entre la corniche demeuré intacte et le dernier lambeau qui s'est détaché.

Il en va ainsi sur la lisière septentrionale de la coulée de Boudes où le passage en question est dénommé „chemin des Romains” par les gens du pays (*in L. GACHON et P. BOUT, 1936*). La même observation peut être faite à l’E de Ceyssac (P. BOUT, 1960a, fig. 2, p. 18).

(13) Peut-être contestera-t-on l’application que nous faisons aux terrains cristallins des conditions climatiques tirées de l’examen du comportement des versants de vallée couronnés de basalte. Cependant, les faits constatés aux environs du Puy mettent en évidence que la volume des eaux souterraines a considérablement diminué depuis les phases humides postglaciaires puisque le mode d’érosion qui le trahit a cessé et que les émergences qui se faisaient jour autrefois à la base des corniches ont pour la plupart disparu. Au lieu de se disperser dans les lobes qui frangent à l’Est le plateau du Devès, les eaux souterraines se concentrent aujourd’hui en tête des vallons où elles donnent des débits de plusieurs dizaines de litres/seconde (P. BOUT, 1958—1959). A l’aval, on note ça et là quelques filets d’eau qui après avoir circulé dans les éboulis provoquent des foyers de faible importance non plus au niveau des corniches mais à la base des versants.

Cette diminution considérable du volume des eaux phréatiques est un fait important. Un état paroxysmique des précipitations a précédé les conditions actuelles. Il est normal que les territoires granitiques ou métamorphiques en aient subi les effets.

En Limousin oriental où précipitations demeurent abondantes (1200 mm annuels), J. FILLIOL (1953) attribue une grande importance à l’érosion par les sources. Leurs eaux imbibent en permanence la roche voisine qui se décompose sur place plus vite qu’ailleurs. En outre, elles entraînent le départ des arènes ainsi formées et provoquent la formation de combes. Lorsque les émergences sont multiples et assez rapprochées des ébauches de planation latérale se produisent. Les sources de bas de versant élargissent les bassins au niveau des tourbières. Il va de soi que lors des grandes phases humides postglaciaires, l’érosion par les sources en terrain cristallin, dut être fortement accrue.

En Velay on relève souvent que les sources en terrain granitique se font actuellement jour dans des niches d’ampleur réduite, elles-mêmes inscrites dans des niches d’ampleur plus considérable, ce qui prouve qu’elles sont à la fois moins abondantes et moins diffuses qu’elles ne l’étaient autrefois.

(14) Il nous a toujours paru difficile de faire admettre que les coulées de blocaille se sont mues grâce à un ciment de glace qui comblait leurs interstices et les rendait globalement plastiques. Cependant, on se demande quelle autre explication pourrait être proposée pour les nappes de blocs de quartzite que l’on connaît en certains pays: Łysa Góra en Pologne, Pyhäntunturi en Finlande: de telles roches ne subissant aucune décomposition susceptible d’entraîner la formation d’un liant. Au surplus, on ne voit pas pourquoi si ce sont des coins de glace qui ont détaché les blocs de phonolite ou de basalte, la glace se serait ensuite refusée à combler les vides entre les blocs.

Nous avons proposé le processus suivant (P. BOUT, 1953a): „On imagine tour à tour, les blocs détachés par le gel tombant sur la neige puis recouverts par elle. Dans ces masses de nature mixte, les phénomènes de fusion et de regel¹, liés aux pressions exercées par les blocs devaient entraîner la formation de glace”. Nous ajoutons: „Il est sans doute intéressant de signaler que dès 1925, un instituteur de la Haute-Loire, J. B. EYRAUD mettait en relation les „traînées de pierres du Mézenc avec le régime de névés qui dut sévir en notre région lors des refroidissements glaciaires”. Peut-être J.B. EYRAUD, vingt années avant nous, avait-il constaté que vers la fin avril, alors que les coulées de blocs du Mézenc vers 1500 m d’altitude et celles du Suc de Rossiac vers 1300 m sont encore partiellement recouvertes de neige, des tampons de glace s’enfoncent dans leurs interstices. Dès les premières journées ensoleillées, la couleur sombre de la roche lui permettant d’absorber la chaleur, les bouchons de glace fondent à leur périphérie, laissant un vide entre eux et les blocs qui les circonscrivent. Au Würm, sous une forte épaisseur de neige qui ne devait jamais totalement disparaître et dans des conditions plus froides qu’actuellement, les apophyses de glace pouvaient s’insinuer profondément au sein des nappes de blocaille et finir par les envahir complètement. Dès lors, elles devenaient globalement plastiques et pouvaient s’écouler sur leur support de roche en place.

Bibliographie

- BEAUJEU—GARNIER, J., 1953 — Modèle périglaciaire dans le Massif Central français. *Rev. Géomorph. dynamique*, n° 6; p. 251—281.
- BOULE, M., 1892 — Description géologique du Velay. Thèse. *Bull. Serv. carte géol. de France*, n° 28. 4 ème ann.
- BOUT, P., 1949a; — Les dépôts de pente villafranchiens du Coupet (Haute-Loire). *Sédimentation et Quaternaire*. Congrès des Charentes, Bordeaux.
- BOUT, P., 1949b — Sur un dépôt de pente villafranchien cryoturbé à Vazeilles (Haute-Loire). *Bull. Soc. géol. France*, 5ème sér., t. 19.
- BOUT, P., et CAILLEUX, A., 1950 — Actions éoliennes au Villafranchien et au Pléistocène ancien en Velay. *C. R. somm. Soc. géol. France*; p. 286.
- BOUT, P., 1951 — Sols géométriques actuels en Velay. *C. R. somm. Soc. géol. France*; p. 195
- BOUT, P., 1952 — Le climat du Velay au Quaternaire et au Postglaciaire. *C. R. somm. Séances Soc. Biogéogr.*, n° 249.
- BOUT, P., 1953a — L'érosion des reliefs phonolitiques et basaltiques de la Haute-Loire depuis le dernier glaciaire. Mélanges géogr. offerts à Ph. Arbos. Institut de Géographie de Clermont-Ferrand; p. 91.
- BOUT, P., 1953b — Etudes de géomorphologie dynamique en Islande. Paris, Hermann, *Publ. Exp. pol.*,
- BOUT, P., 1956 — Les formations meubles qui supportent les sols en Haute-Loire. *Bull. Assoc. franç. Etude du sol*, n° 78; p. 535.
- BOUT, P., 1957a — Le Néolithique de la Haute-Loire. *Bull. Soc. Acad. du Puy et de la Haute-Loire*.
- BOUT, P., 1957b — Actions périglaciaires en Velay (France) au Quaternaire. *Biuletyn Peryglacjalny*, n° 5.
- BOUT, P., 1958 et 1959 — Enquête géologique et hydrogéologique en Haute-Loire. *Bull. Institut national d'Hygiène*, n° 13 et n° 14.
- BOUT, P., 1960a — De la basse terrasse aux faits morphologiques actuels dans le Velay et la région de l'Allier supérieur. *Rev. d'Auvergne*, t. 74; p. 1—28.
- BOUT, P., 1960b — Le Villafranchien du Velay et du bassin hydrographique moyen et supérieur de l'Allier. Thèse. Impr. Jeanne d'Arc, Le Puy-en-Velay.
- BOUT, P., 1963a — Observations sur la basse terrasse de l'Allier à Pont-du-Château (Puy-de-Dôme). *Actes du 88ème Congrès nat. des Soc. savantes*. Section de Géographie.
- BOUT, P., 1963b — Le Quaternaire du bassin supérieur de la Loire, des bassins moyen et supérieur de l'Allier et de leurs marges. *Bull. Soc. géol. France* (7), V.
- BOUT, P., 1964a — Etude stratigraphique et paléogéographique du gisement de mammifères fossiles pléistocène moyen de Solilhac près Le Puy-en-Velay (Haute-Loire) *Geol. en Mijnbouw*, 43ème ann.
- BOUT, P., 1964b — Le conglomérat périglaciaire de la colline de Clermont-Ferrand, France. *Biuletyn Peryglacjalny*, n° 14.
- BOUT, P., 1966 — Problèmes du volcanisme: Les méthodes de datation des formations éruptives. *Rev. d'Auvergne*, t. 80, n° 1.
- BOUT, P., 1967 — Observations sur le Villafranchien d'Auvergne et du Velay. Compte rendu de l'Excursion de l'A.F.E.Q. du 19 au 22 mai 1966. *Bull. Assoç. Franç. Etude du Quaternaire*, 40 ann. n° 10, 1; p. 3—64.

- BOUT, P., DUFUAU, J. et LABORDE, A., 1967 — Nouvelles découvertes au gisement des Rivaux. *Bull. Soc. Acad. du Puy et de la Haute-Loire*, t. 43.
- BOUT, P., en collaboration avec BROUSSE, R., 1969 — Livret-Guide de l'Excursion C 13 (Auvergne -Velay) du Congrès de l'INQUA; 87 p.
- BOUT, P., 1970a — Problèmes du volcanisme: Brèches d'explosion et dépôts de versant périglaciaires. *Rev. d'Auvergne*, t. 84, n° 1.
- BOUT, P., 1970b — Absolute ages of some volcanic formations in the Auvergne and Velay areas and Chronology of the European Pleistocene. *Paleogéogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.*, 8.
- BOUT, P., 1970c — Brèches d'explosions et dépôts de versant périglaciaires en Auvergne et Velay. In Problèmes du volcanisme, n° 14. *Revue d'Auvergne*, t. 84, n° 1; p. 43—53.
- BOUT, P., 1971 — Clermont-Ferrand est-il construit sur un volcan? Problèmes du volcanisme, n° 19. *Revue d'Auvergne*, t. 85, n° 1; p. 69—76.
- BRAQUE, R., 1966 — Observations sur les mardelles du plateau nivernais. *Bull. Assoc. Franç. Etude du Quaternaire*, n° 3.
- CHALINE J., et MICHAUX, J., 1969 — Evolution et signification stratigraphique des Arvicolidés du genre Mimomys dans le Plio-Pléistocène de France. *C. R. Acad. Sci.*, 268; Paris.
- COULET, Ed., 1952 — Contribution à l'étude morphologique de la Margeride. *Bull. Soc. languedocienne de Géogr.*, 2ème sér., t. 24, 2ème fasc.
- DEMANGEOT, J., 1941 — Contribution à l'étude de quelques formes de nivation. *Rev. Géogr. alpine*, t. 29.
- DEPÉRET, Ch., MAYET, L., et ROMAN, F., 1923 — Les éléphants pliocènes. *Ann. Univ. de Lyon*, nouv. sér. I, fasc. 43.
- DERRUAU, M., 1949 — La Morphogenèse de la Grande Limagne et ses conséquences sur la Morphologie des plateaux bordiers. Impr. Allier, Grenoble.
- DIDIER, J., 1955 — Découverte de galets éoliens à Brassac (Puy-de-Dôme). *C. R. somm. Soc. géol. France*; p. 69.
- EYRAUD, J. B., 1925 — Les traînées de pierres du Mézenc. *Bull. Soc. Acad. du Puy et de la Haute-Loire*, 5 nov.
- FILLIOL, J., 1953 — Les anomalies de calibrage des vallées dans le Limousin oriental. Mélanges géogr. offerts à Ph. Arbos. Institut de Géographie de Clermont-Ferrand, p. 81.
- GACHON, L. et BOUT, P., 1935 — Perrier et la région des Couzes. Etude de Géographie physique. *Ann. Géogr.*, n° 250, 44ème ann.
- GIRAUD, J., 1902 — Etudes géologiques sur la Limagne d'Auvergne. *Bull. Serv. carte géol. France*, t. 13, n° 87.
- LEMÉE, G., 1942 — Recherches sur l'histoire forestière postglaciaire en Auvergne, III: Modifications forestières et climatiques dans les Monts-Dore d'après l'analyse pollinique. *Rev. Sc. nat. d'Auvergne*, nouv. sér., vol. 8, fasc. 2—3.
- LEMÉE, G., 1953 — Observations sur la végétation actuelle et son évolution postglaciaire dans le Massif du Mézenc. *Bull. Soc. bot. France*, t. 100, 80 ème sess. extraord. (1952) dans les Cévennes et dans les Causses (1953).
- MEYNIER, A., 1954 — Notes de Géographie physique cantalienne. *Rev. de la Haute Auvergne*. Aurillac.
- MILON, Y., 1935 — Les „Chirats” du Pilat. *C. R. somm. Soc. géol. et minér. de Bretagne*, fasc. 3.
- PRAT, F., 1968 — Recherches sur les Equidés pléistocènes en France. Thèse. texte II. Fac. Sci. univ. Bordeaux.

- RUDEL, A., 1949 — Sur quelques phénomènes périglaciaires en Limagne. *Rev. Sc. nat. d'Auvergne*, nouv. sér., vol. 16, fasc. 3—4.
- RUDEL, A., 1953 — Actions périglaciaires dans un dépôt de pente à Cournon et dans les cendres volcaniques de la chaîne des Puys. *Rev. Sc. Nat. d'Auvergne*, nouv. sér., vol. 19, fasc. 3—4.
- RUDEL, A., et LEMÉE, G., 1955 — Würmien et Post-Würmien en Limagne de Clermont. *Rev. Sc. nat. d'Auvergne*, nouv. sér., fasc. 1—2.
- RUDEL, A., 1957 — Découverte de galets à facettes en Limagne de Clermont. *Rev. Sc. nat. d'Auvergne*, nouv. sér., vol. 23, fasc. 1—2.
- RUDEL, A., 1958 — Contribution à l'étude des terrains pliocènes et quaternaires en Limagne de Clermont. *Bull. Serv. carte géol. France*, t. 55, n° 252, fasc. A.