

La Basse-Marlagne calcaire

Etude morphologique (*)

par Robert FOURNEAU

Licencié en Sciences géographiques

Chercheur au Centre National de Recherches Géomorphologiques

Résumé. — *L'auteur a systématiquement relevé tous les phénomènes karstiques de la région calcaire qui s'étire d'ouest en est au sud de la Sambre et les a étudiés tant en surface qu'en profondeur. De cette étude il résulte que la plupart des phénomènes karstiques de la partie occidentale de la région envisagée sont d'un type de karst sénile, tandis que ceux de la région orientale sont d'un type de karst actif. La raison semble être la plus longue conservation à l'ouest qu'à l'est de la couverture tertiaire sur les terrains calcaires du socle primaire.*

Summary. — *The most karst features that appear in the narrow limestone-belt south of the river Sambre in Belgium are mainly of a senile karst type in the western part while those of the eastern part are of an active karst type. This difference seems to be the result of the longer preservation of the tertiary cover above the primary limestones in the western part.*

INTRODUCTION

L'examen détaillé de la topographie de la bande calcaire, qui débute à l'ouest de Fontaine-l'Évêque avec la disparition des terrains tertiaires qui s'étendent plus à l'ouest en strates subhorizontales continues, et qui se termine à Wépion par les versants rocheux dominant la Meuse, fait apparaître entre les nombreuses vallées transversales d'orientation sud-nord, deux types de formes bien différentes :

1) A l'ouest d'Aisemont, le type *gradin* entre des surfaces d'altitude plus faible au nord et des surfaces plus élevées au sud. Des petites vallées secondaires le dissèquent parfois en le parcourant obliquement ou encore assez souvent à sa limite méridionale. Ce type est particulièrement bien représenté dans la région Couillet-Bouffioulx-Châtelet-Presles.

(*) Article publié avec l'appui du Centre national de Recherches géomorphologiques.

2) A l'est d'Aisemont, le type *chavée*, dépression longitudinale dans le calcaire comprise entre des crêtes plus élevées au nord et au sud. Ces dépressions ne sont cependant pas continues; elles sont bien marquées là où coulent des affluents perpendiculaires aux vallées transversales et moins marquées là où des petits cols séparent les vallées. Elles se relaient depuis Aisemont jusqu'à Wépion.

Ces deux régions, qui constituent des entités morphologiques régionales différentes, ne portent aucun nom bien défini à notre connaissance. C'est pourquoi nous proposons de les appeler Basse-Marlagne occidentale et Basse-Marlagne orientale (1).

Nous envisagerons successivement d'ouest en est tous les phénomènes karstiques de la Basse-Marlagne occidentale, puis nous analyserons beaucoup plus rapidement les quelques phénomènes karstiques de la Basse-Marlagne orientale.

Cette étude, réalisée pour la préparation de la carte géomorphologique de Belgique, a fait appel à de nombreuses observations et fouilles souterraines. Nous n'aurions pas pu les réaliser sans l'aide de nos étudiants — plus particulièrement J.-Cl. Guérez et G. Faucon — et des membres du Groupe spéléologique de Charleroi. Qu'ils en soient ici remerciés. Tous nos remerciements s'adressent également à MM. P. Macar et C. Ek, qui nous prodiguèrent leurs conseils précieux et bienveillants tout au long de l'élaboration de ce texte.

PREMIÈRE PARTIE

LES PHÉNOMÈNES KARSTIQUES DE LA BASSE-MARLAGNE OCCIDENTALE (SUD DE CHARLEROI)

(Carte I hors-texte)

Bien que peu connus et de dimensions relativement restreintes par rapport aux phénomènes karstiques d'autres régions de Belgique, ceux de la région ceinturant Charleroi par le sud-ouest et le sud-est sont cependant nombreux et intéressants. Ils sont en général établis dans les calcaires du Viséen, sauf à Landelies même, où ils apparaissent aussi dans les calcaires du Frasnien.

(1) *Basse-Marlagne* pour la distinguer des autres grandes entités qui lui font suite vers le sud, à savoir la crête famennienne (ou *Tige de Marlagne*), la dépression silurienne (ou *Dépression de Marlagne*) et la haute crête éodévonnienne (ou *Haute-Marlagne*).

I. — LE GRAND LAPIÉ DE LEERNES-LANDELIES

A. — LOCALISATION ET DESCRIPTION GÉNÉRALE.

En étendant son exploitation vers l'ouest de la commune, la S. A. « Les Carrières de la Sambre », à Landelies, a mis à jour une surface de roche calcaire présentant un aspect tout différent de celui de l'exploitation proche de la Sambre (fig. 1). En effet, à partir de 800 m à l'ouest-nord-ouest de la Sambre, la surface du bedrock viséen est constituée de sortes de larges sillons et d'entonnoirs. Ces formes sont recouvertes naturellement par des sédiments meubles qui les masquent et s'étendent jusqu'à la surface topographique régulière et en pente douce de 1 à 2° vers le nord. L'épaisseur

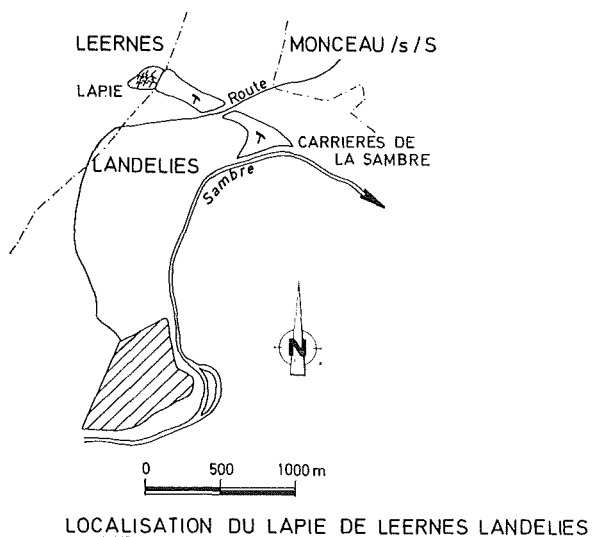


FIG. 1.

des sédiments varie du sud au nord de 3 à 1 m, ce qui implique une allure pratiquement horizontale pour la surface enveloppe des chicots calcaires du socle paléozoïque. Les principaux axes des sillons sont sud-nord et ouest-est, c'est-à-dire perpendiculaires et parallèles à la direction de la stratification. La pente des bancs et la lithologie semblent avoir joué un rôle moins important : les mêmes formes se retrouvent au sud de l'exploitation dans des bancs présentant un pendage de 60° sud, et au nord, au-delà d'une faille, dans des bancs inclinés à 50° nord; de même on retrouve les formes du lapié à la fois dans le calcaire régulièrement stratifié et dans le calcaire bréché (fig. 2).

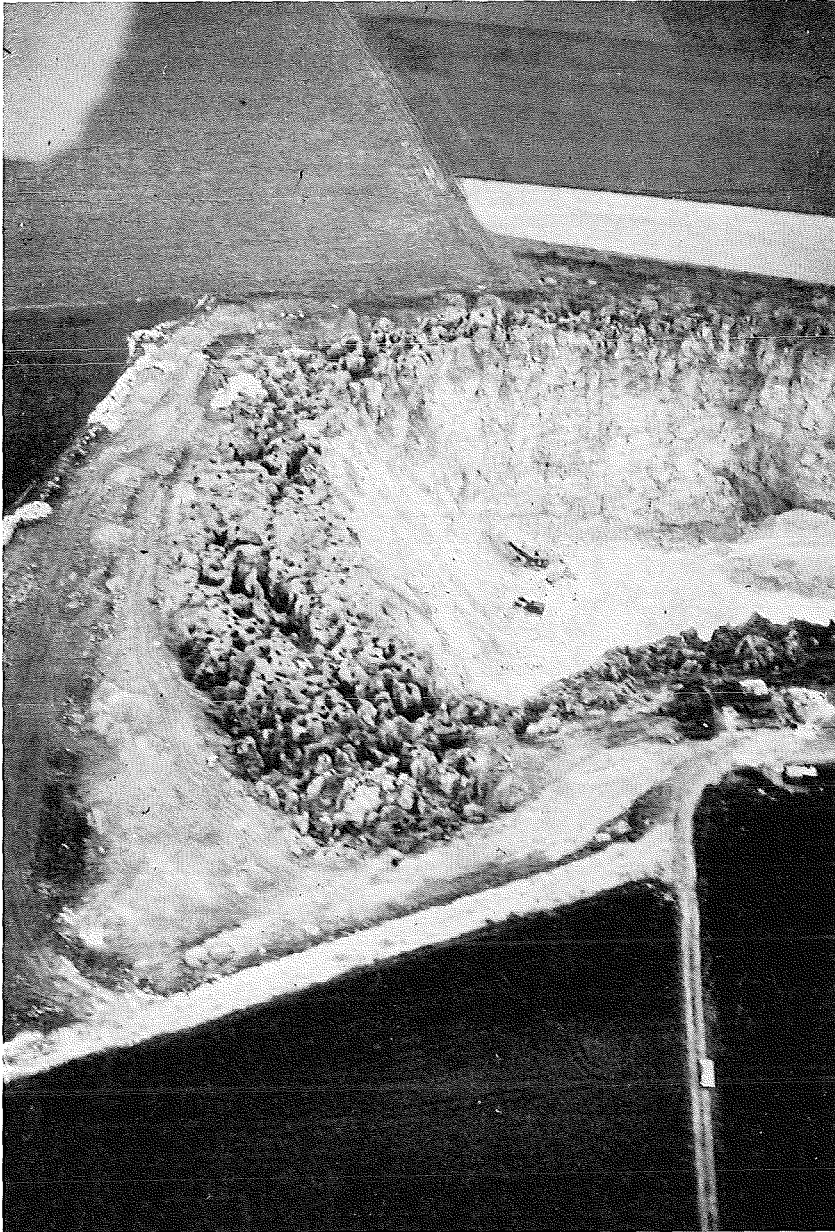


FIG. 2. — La grand lapié de Leernes-Landelies.
Vue d'ensemble.

Dans l'ensemble, on peut parler de larges tranchées naturelles, séparées par des alignements de chicots très émoussés (2). Dans le détail on observe que ces tranchées sont constituées d'alignements d'entonnoirs, profonds en général de quelques mètres, quelques-uns même de 10 à 12 m. Des seuils de séparation existent entre ces entonnoirs coalescents. Les parois constituant les cloisons entre les tranchées sont rarement subverticales et d'un seul tenant; elles se présentent le plus souvent en gradins formés par des cuvettes à fond concave de plus en plus grandes vers l'aval de la tranchée (fig. 3). Ces cuvettes sont soit complètes, soit recoupées partiellement par



FIG. 3. — Le grand lapié de Leernes-Landelies.
Une tranchée entre deux cloisons.

(2) Ces chicots correspondent à la définition que A. Bögli donne des « Rundkarren » (A. BÖGLI, *Kalklösung und Karrenbildung*, dans *Zeitschrift für Geomorphologie*, Supplementband 2, 1960 : *Karstmorphologie*, pp. 4-21).

une cuvette inférieure et les seuils de séparation sont parfois percés de petites arches naturelles. Les sommets des cloisons sont aussi fréquemment troués de cavités en forme de niches grossièrement hémisphériques de quelques dizaines de centimètres de section et de profondeur (fig. 4). Enfin, dans la partie nord de l'exploitation, là où la couverture meuble est moins épaisse,



FIG. 4. — Le grand lapié de Leernes-Landelies.
Niches plus ou moins hémisphériques des hauts de cloisons.

FIG. 5. — Le grand lapié de Leernes-Landelies : coupe dans les sédiments meubles remplissant une tranchée. — La coupe montre un lessivage important des dépôts essentiellement sableux qui remplissent l'entonnoir, la formation de plusieurs croûtes limonitiques ou manganésifères et la formation de *boxworks* sous la croûte d'argile lie-de-vin. 1. Limon. — 2. Sable jaune assez argileux. — 3. Sable jaune moins argileux. — 4. Lit argilo-sableux, rouge, limonitique. — 5. « Nodules » de sable blanc, très fin. — 6. Hauteur maximum des chicots calcaires. — 7. Lit argilo-sableux, rouge et limonitique vers le bas, sableux et à limonite diffuse vers le haut. — 8. Sable blanc passant à jaune à taches blanches. — 9. Sable jaune clair. — 10. Lentille d'argile blanche avec liseré rouge limonitique vers le bas et limite diffuse vers le haut. — 11. Sable noir, très manganésifère. — 12. Argile lie-de-vin et fin liseré de poudre blanche couvrant le calcaire en place ou en blocs (face avec *boxwork*).

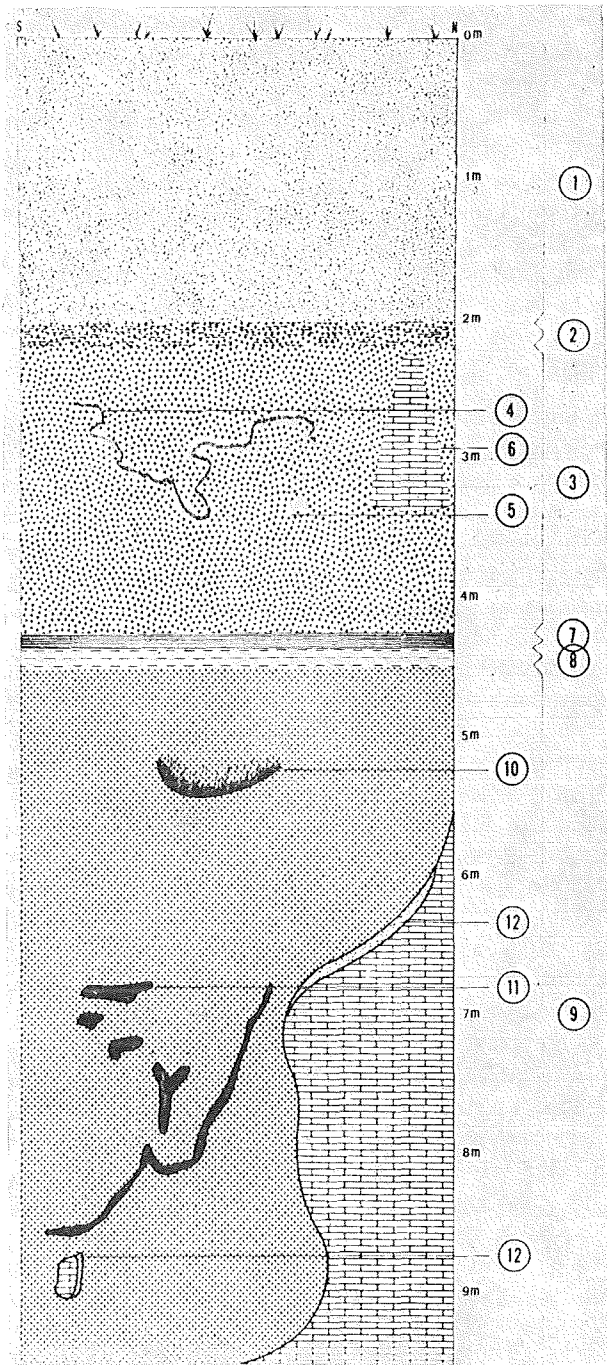


FIG. 5.

le sommet de la masse calcaire est par endroit débité en plaquettes sur une épaisseur de 1 à 2 cm. La cryoclastie est le seul agent qui nous paraisse pouvoir expliquer ce dernier phénomène.

Les éléments meubles qui remplissent les tranchées sont constitués principalement de sable, parfois argileux, parfois limonitique ou lardé de minces bancs argileux ou de nodules ferrugineux d'aspects divers. La figure 5 montre une coupe dans un de ces dépôts, remplissant ici un entonnoir de 9 m de profondeur dans la partie sud de l'exploitation.

La mise à jour de ces formes de relief, rares dans notre pays, pose évidemment le problème de leur genèse et de leur âge.

B. — A PROPOS DE LA GENÈSE.

Dans la coupe examinée (fig. 5) se trouvait, enchâssé dans le sable, un bloc calcaire incliné à 80° vers le fond de l'entonnoir et à un mètre de distance de la paroi de celui-ci. La face tournée vers le fond de l'entonnoir est rugueuse, apparemment peu altérée; elle est directement au contact du sable sans intercalation d'argile. La face côté paroi est lisse et pulvérulente, sauf là où il y a des petites veines de calcite en relief (3 mm de haut sur 1 mm d'épaisseur), organisées en deux faisceaux perpendiculaires ébauchant la forme d'un *boxwork* (3) (fig. 6). La poudre qui remplit les cavités entre les veines de calcite s'enlève sous la pression du doigt sur une épaisseur d'un demi-centimètre. Cette face du bloc calcaire est séparée de la masse de sable par une couche d'argile lie-de-vin épousant la forme de cette face, tout comme celle épousant un ressaut de la paroi calcaire dans la coupe de la figure 5. L'ébauche du *boxwork* se fait donc ici au sein d'une masse de sédiments meubles au contact de l'argile humide. La couche pulvérulente est destinée à être évacuée, ce qui permet alors à la dissolution de continuer entre les veines plus résistantes constituant le *boxwork*. Ces formes ne s'observent que du côté par où les eaux d'infiltration semblent arriver le plus facilement, là où la roche est soumise au contact du ruissellement intrasableux et forme obstacle au passage de l'eau. La présence de la couche d'argile semble être nécessaire pour digérer le calcaire et mettre les veines de calcite en saillie, car là où elle n'existe pas l'altération n'est pas pulvérulente. Il semble donc qu'il s'agit d'un *boxwork* se formant dans une masse de dépôts meubles par l'action des eaux qui y percolent, *boxwork* qui continue toujours actuellement à se former. Or, on observe des altérations en *boxwork* à veines saillant jusque sur 5 cm sur les chicots calcaires dégagés par l'enlèvement des sédiments meubles (par ex. fig. 6). La poudre de désagrégation calcaire qui devait recouvrir les chicots a disparu aux

(3) *Boxwork* : réseau réticulé de minces feuillets de calcite saillante organisé le plus souvent en rectangle donnant l'aspect d'une boîte ouverte. (J. H. BRETZ, *Vadose and phreatic features of limestone caverns*, dans *The Journal of Geology*, t. 50, 1942, pp. 675-811).

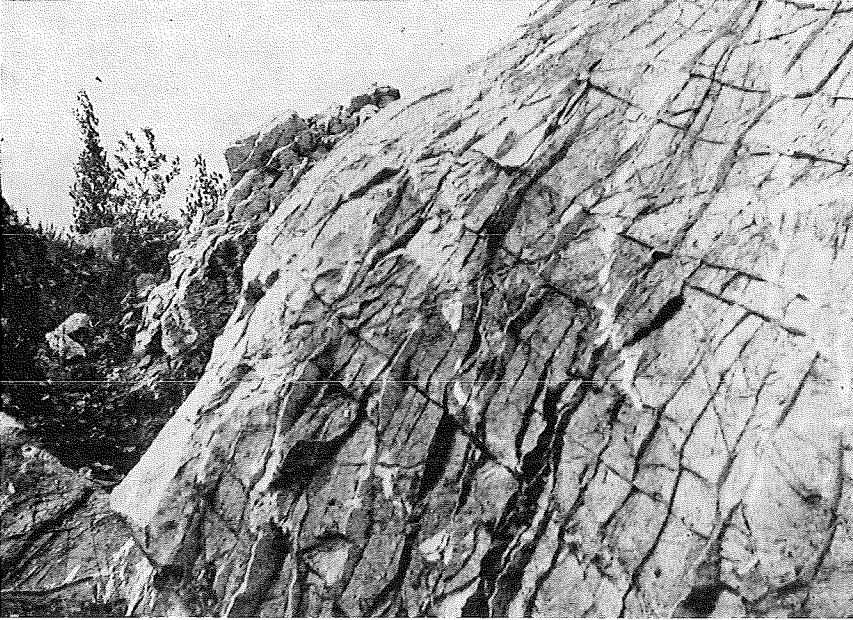


FIG. 6. — Le grand lapié de Leernes-Landelies.
Boxworks sur chicots.

endroits actuellement soumis à la pluie, et elle a ainsi mis en saillie les boxworks, mais elle reste parfois là où la roche est protégée par la verticalité ou le surplomb dus aux bancs inclinés (par ex. 60° sud au flanc sud de l'exploitation).

Ceci nous amène à penser que tout le lapié a été altéré de cette façon pendant très longtemps sous une couverture meuble, ce qui a transformé les bancs réguliers primitifs en pointements émoussés et recouverts de boxworks. Différents stades de cette progression se retrouvent dans l'exploitation actuelle. C'est donc la disposition très redressée mais non verticale des bancs qui semble avoir permis un écoulement d'eau très lent et favorable dans les joints primitifs. Certains de ces joints sont remplis de sédiments meubles qui ne paraissent pas dater de la même époque de formation que les calcaires.

Vers le sud de l'exploitation, nous avons observé, dans un plan de stratification entre deux bancs calcaires, un joint épais de 5 cm de sable argileux très vert, très glauconieux, sédiment qui, à notre connaissance, n'a jamais été renseigné comme faisant partie du Viséen (4). Ce sédiment

(4) V. BRIEN, *Calcaire carbonifère de la Sambre à Landelies*, dans *Annales de la Société géologique de Belgique*, t. XXXII, Liège, 1905, pp. M 239-256. — G. MORTELMANS et P. BOURGUIGNON, *Le Dinantien*, dans *Prodrome d'une description géologique de la Belgique*, publié sous la direction de P. FOURMARIER, Liège, 1954, pp. 217-310.

se serait enfoncé progressivement au fur et à mesure de la dissolution et de l'élargissement des joints ou aurait profité de fissures de toute autre origine, augmentant ainsi la rétention de l'eau et l'action de la dissolution. De nombreuses traces de lessivage sélectif dans les sables de la coupe envisagée semblent confirmer ce point de vue. Cependant cette dissolution ne s'est pas faite par recul régulier et progressif des bancs rocheux de part et d'autre d'un joint. Elle s'est réalisée par l'agrandissement de cupules hémisphériques primitives établies le long des plans de stratification. L'élargissement et l'approfondissement de celles-ci a donné des formes en niches grossièrement hémisphériques à l'échelle de l'épaisseur d'un banc. Les nombreuses petites arches naturelles, qui se rencontrent le plus souvent dans les parties hautes du lapié, résultent de la coalescence de plusieurs niches par corrosion. Les parties hautes des arches sont restées en place, parce que, dans le fond d'une niche, la paroi latérale est devenue plus ténue qu'au sommet, ceci sous l'effet d'une corrosion plus intense là où l'eau stagne plus longtemps avant de s'évaporer ou de s'infiltrer plus profondément. Au moment où une arche est ainsi réalisée par la coalescence des parties inférieures de deux niches, le drainage des eaux augmente la corrosion dans la plus profonde et cette corrosion cesse dans l'autre. D'autre part, ces élargissements se réalisent parfois au contact de joints de bancs, ce qui accélère le processus.

Dès lors, on peut comprendre l'aspect particulier que présente le lapié de Leernes-Landelies dont les entonnoirs importants sont souvent constitués d'une cuvette profonde subverticale ourlée de cuvettes en partie ou à demi recoupées et s'étageant concentriquement en diminuant de taille jusqu'aux niches de quelques dizaines de centimètres proches de la partie supérieure des cloisons. Le phénomène se marque non seulement à l'échelle d'un entonnoir, mais aussi entre les grands entonnoirs eux-mêmes. C'est ainsi que pour l'ensemble de la partie dégagée vers le sud de l'exploitation, une dizaine de groupes d'entonnoirs emboîtés, qui s'organisent en une tranchée sud-nord, sont de plus en plus profonds vers le groupe qui constitue le centre de la tranchée en passant de 5 à 12 m. Cependant la formation des grands entonnoirs a pu aussi être accélérée par l'existence de conduits souterrains subhorizontaux ou faiblement inclinés, assez nombreux, mais de section réduite (20 à 40 cm), ovales en coupe, observés dans les parties basses des parois des entonnoirs et recoupés par les cuvettes verticales. Ils sont remplis d'une argile feuilletée limonitique, toute différente du sable généralement rencontré dans les entonnoirs, ce qui semble bien indiquer une époque de formation différente de ces derniers et certainement plus ancienne pour les conduits.

Ces différentes observations nous conduisent à penser qu'il s'agit d'un *lapié réalisé sous une couverture meuble gorgée d'eau*, au moins par moments; c'est un *lapié couvert*.

C. — A PROPOS DE L'ÂGE DU LAPIÉ.

Le joint épais de 5 cm de sable argileux très vert et très glauconieux, d'après l'examen au binoculaire, montrerait qu'il y a eu des fissures pré-existantes remplies de sable argileux glauconieux landenien ou peut-être crétacé, comme celui que l'on rencontre dans les mêmes bancs calcaires de la carrière Guyaux à Bouffioulx et dans la grotte de l'Agouloir au Bois de Châtelet (5). Dans cette hypothèse hautement vraisemblable, l'essentiel du développement du lapié serait post-landenien ou post-crétacé, car il est impossible que le remplissage se soit fait électivement dans les fissures en négligeant les grandes poches si ces dernières existaient.

D'autre part le lapié est situé en altitude entre des terrasses des niveaux 5 et 3 de la Sambre et datées du Pléistocène par F. Libotte (6); de plus on ne retrouve dans les sédiments meubles aucune trace de dépôt de terrasse. Il semble donc que l'érosion pléistocène ait tronqué une surface d'altération préexistante en enlevant la couverture tertiaire presque jusqu'à la limite du bedrock. Ce dernier n'a pas été atteint dans le secteur jusqu'ici observé par nous. L'analyse (7) de plusieurs échantillons d'argile rouge et jaune, pris au fond de plusieurs entonnoirs, montre une proportion de 40 à 90 % de montmorillonite, qui est le résultat, comme on le sait, d'un drainage très faible sous climat chaud, ce qui exclut une formation durant les périodes froides du Pléistocène. Cependant, les grandes variations de température de ces périodes sont certainement responsables du débitage sans enlèvement des points hauts du calcaire dans la partie nord du lapié, moins bien protégée par une couverture plus ténue de sédiments limono-sableux.

En conclusion, nous pensons que ce lapié couvert est d'âge *essentielle-ment fin tertiaire* et remanié dans sa partie haute au Quaternaire par l'action de la gélifraction. Ce phénomène n'est pas sans rappeler le karst fossile à pinacles décrit par P. Barrère dans les Pyrénées occidentales (8) et que cet auteur considère comme le résultat d'une phase très humide à tendance chaude préglaciaire. D'autre part, A. Bögli (9) a montré en Suisse, au plateau du Märenberg, que l'élargissement global d'un lapié depuis la dernière glaciation est extrêmement faible. Les formes sont donc antérieures à la dernière glaciation et seules les parties supérieures ont pu être érodées.

(5) Voir plus loin page 45.

(6) F. LIBOTTE, *L'évolution du cours de la Sambre au cours du Quaternaire*. Mémoire inédit présenté en 1959 à la licence en Sciences géographiques de l'Université de Liège.

(7) Analyse faite par M. Thorez (Lab. des argiles de l'Université de Liège) que nous remercions vivement.

(8) P. BARRÈRE, *Le relief karstique dans l'ouest des Pyrénées centrales*, dans *Revue belge de Géographie*, 88^e année, 1964, pp. 9-62.

(9) A. BÖGLI, *Un exemple de complexe glacio-karstique. Le Schichttreppenkarst*, *ibid.*, pp. 63-82.

Ces deux observations viennent appuyer notre hypothèse de datation pour le lapié de Leernes-Landelies.

II. — L'ABRUPT ROCHEUX DE LEERNES-LANDELIES

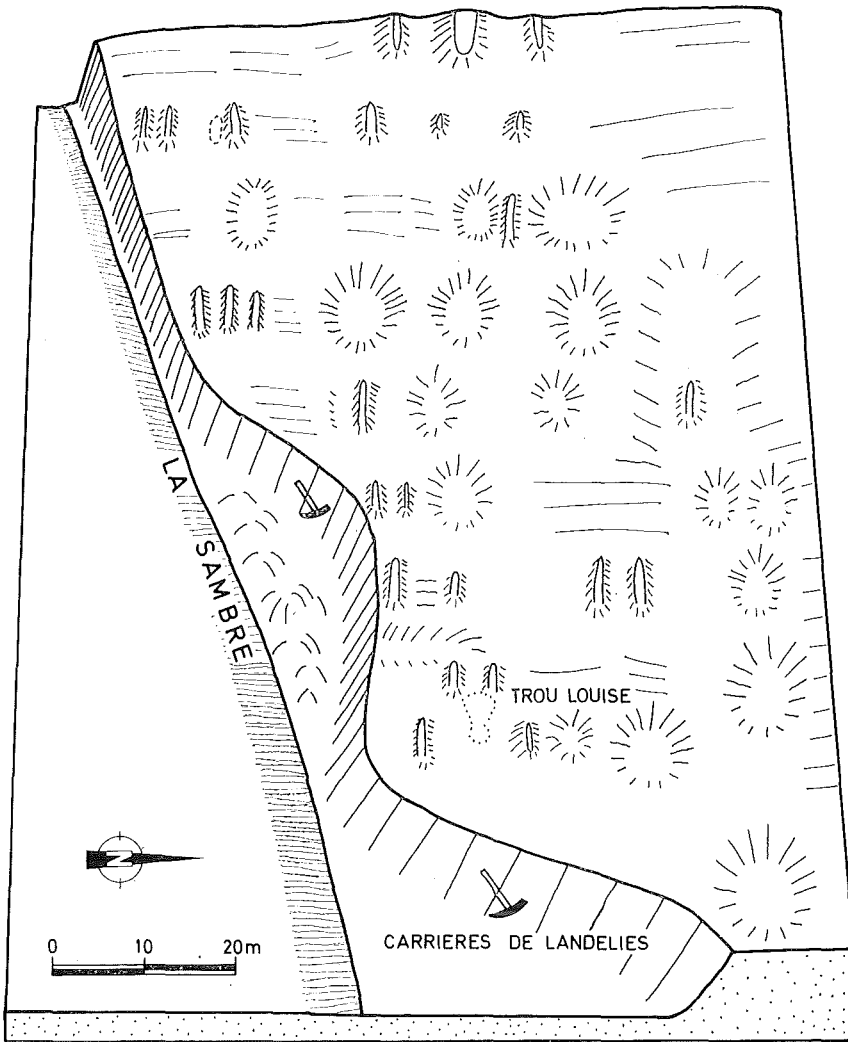
Au sud de la route Charleroi-Mons, à la limite des communes de Fontaine-l'Évêque, Leernes et Landelies, dans la région appelée Campagne du Cerisier, existe une forme de relief très particulière. Elle est constituée par un abrupt à pente de plus de 20°, entaillé par de nombreuses carrières. A son pied s'étend une dépression à pente faible (2°), entamée par quelques vallons secs convergeant du sud vers le nord et ultérieurs à cette surface. La partie orientale de l'abrupt a une direction sud-est-nord-ouest, tandis que la seconde partie, moins marquée, est plutôt orientée est-ouest et se confond petit à petit avec le versant sud de la vallée de l'Ernelle. A première vue, on penserait à un vallon affluent de l'Ernelle vers la Sambre avant l'établissement de la terrasse 3 du hameau de Monceau, le cours inférieur actuel de l'Ernelle ayant capturé l'ancien cours au niveau de Morgnies.

Cependant, si l'on observe la constitution géologique de cette région, on constate que l'abrupt rocheux coïncide avec la faille de Leernes et qu'à quelques mètres de distance vers le bas passe également une autre faille. Dès lors, il est logique de penser que l'abrupt correspond à une ligne de faille à la limite d'une zone particulièrement bien dégagée, grâce à une érosion différentielle dans les variétés du calcaire viséen mis en contact. L'élément essentiel dans l'origine de cette forme calcaire semble donc bien l'*influence structurale et lithologique*. La dépression située au pied de l'abrupt pourrait aussi correspondre à un long couloir de dissolution, comme on en trouve au pied de certains abrupts dus à des failles. De tels couloirs sont appelés *canolles* dans les Pyrénées françaises (10). Le couloir aurait ensuite été remblayé par des dépôts meubles descendus des hauteurs méridionales.

III. — LES DÉPRESSIONS DU TROU LOUISE À LANDELIES

A Landelies, sur le sommet du versant dominant la Sambre, à côté des carrières en exploitation de la S.A. des « Carrières de la Sambre », se trouvent de nombreuses dépressions disposées à première vue sans aucun ordre. En réalité, lorsqu'on examine le relevé de détail de ce champ de dépressions, on distingue toute une série d'axes orientés ouest-est (fig. 7). Ils sont constitués de dépressions tantôt réduites, à l'allure de dolines, tantôt

(10) P. BARRÈRE, *ouvr. cité*, p. 87.



-  DEPRESSION
-  ROCHER EN SAILLIE
-  CAVITE

LES DEPRESSIONS DU TROU LOUISE A LANDELIES

Fig. 7.

allongées et formées du recoupement de plusieurs dolines. Entre elles des rochers en saillie présentent l'aspect de murailles. L'analyse des bancs qui les constituent, et qui correspondent aux alignements, montre un rapport étroit entre d'une part les bancs de calcaire et les dépressions, et d'autre part entre les bancs de calcaire à cherts et les roches en saillie. La cavité appelée Trou Louise n'est rien d'autre qu'une grotte de 2 m de section et de profondeur, formée par deux parois de bancs calcaires à cherts surmontés d'une masse non encore effondrée et maintenue par de minces bancs de cherts, des veines de calcite recristallisée et des géodes ferrugineuses.

Cet ensemble de dépressions et de bancs rocheux, qui s'étire sur 100 m² environ, présente en plus des alignements ouest-est décrits ci-dessus, des alignements du nord vers le sud, du plateau vers le versant de la Sambre, sous l'influence de diaclases. Cette influence est visible dans le haut des carrières bordant le plateau (11). Une fouille de 2 m de profondeur, faite dans une dépression entre deux bancs rocheux à cherts, ainsi qu'une autre faite dans la grotte Trou Louise, n'ont montré que des dépôts de décomposition de la dolomie (fine poussière contenant parfois un bloc plus résistant). Ces dépôts sans trace d'exploitation et l'approfondissement des dépressions vers le bord du plateau dans le sens nord-sud montrent bien qu'il s'agit de phénomènes typiquement naturels. L'âge de ces formes proches du versant de la Sambre, et qui n'ont d'autre colmatage que celui de la roche constituante décomposée, ne peut être que pléistocène, mais semble cependant antérieur au dernier tracé et au dernier encaissement de la Sambre, puisque le versant concave de celle-ci recoupe le champ de dépressions dans sa partie méridionale.

IV. — LES AUTRES FORMES KARSTIQUES DE LANDELIES

Sur le même versant septentrional de la Sambre, depuis l'emplacement des dépressions du Trou Louise jusqu'à la Jambe de Bois, plusieurs grottes, cavités de petites dimensions, sont apparues par l'entaille des carrières ou ont disparu par le recul du front de celles-ci, détruisant parfois des restes d'habitat préhistorique.

A Landelies-village, dans le Frasnien, le ruisseau du Fond des Wespes se perd en chantoir en amont du village et rémerge au niveau de la vallée de la Sambre. Il existe aussi plusieurs cavités situées sur le versant nord de ce ruisseau, dont une appelée Grotte à plat ventre; il s'agit du recoupement, par le recul du versant, d'un conduit souterrain rapidement obstrué et dont il est difficile de retrouver le rapport avec la surface.

(11) Cette observation ne peut cependant être faite qu'avec beaucoup de difficultés : en technique de rappel et en écartant les broussailles (état de la carrière en 1969).

V. — LE CHANTOIR DU PONT À NÔLE

Le ruisseau de Pont à Nôle est un très petit ruisseau qui prend sa source à l'ouest du centre de Mont-sur-Marchienne. Après un parcours de quelques dizaines de mètres vers l'ouest il se jette dans un chantoir dont l'entrée a été murée par la commune de Mont-sur-Marchienne. Le vallon sec qui le continue vers l'aval débouche dans la vallée de l'Eau d'Heure. Le cours souterrain ne réapparaît pas dans cette même vallée sous forme d'une résurgence visible. Les quelques cavités insignifiantes se présentant sur le versant est de la vallée de l'Eau d'Heure, au nord et au sud de ce confluent, ne sont apparues que par l'entaille du versant par des carrières d'exploitation ancienne ou récente.

VI. — LA VALLÉE DU RUISSEAU DES HAIES À MARCINELLE-LOVERVAL

La vallée du ruisseau des Haies traverse au sud de Charleroi le massif calcaire viséen sur un kilomètre. Tout au long de son parcours et de celui des affluents qui convergent vers lui au niveau de la carrière de Borgnery, s'observent des pertes, des dépressions, des résurgences et des cavités à flanc de versant.

A. — LES PERTES DE RUISSEAUX.

Elles sont nombreuses et d'importance variable (fig. 8), mais c'est dans la partie occidentale du bassin du ruisseau des Haies, c'est-à-dire dans la vallée du ruisseau de la Ferrée-Borgnery que les formes sont les plus belles. En cet endroit, le ruisseau de la Ferrée, qui descend le flanc septentrional de la crête de Marlagne au sommet de laquelle il a pris naissance, disparaît dans des colluvions en trois points de pénétration, dont seul le supérieur est actif en période de basses eaux (fig. 8, a).

A quelques dizaines de mètres à l'est, par-delà un col peu élevé, s'ouvre une grande dépression constituée de six larges cuvettes coalescentes et alignées, séparées par des petits cols (fig. 8, b). L'ensemble forme un vallon profond de 10 m au maximum, qui se trouve au débouché et dans l'axe d'une tête de vallée très peu marquée, creusée dans les roches landeniennes disposées en placages peu épais sur les terrains du Coblencien. Les eaux, s'écoulant d'une manière intermittente dans ce vallon, viennent se perdre dans la première cuvette à l'est, qui joue donc le rôle de chantoir (fig. 8, c). En descendant vers cette cuvette, les eaux ont creusé une entaille longue d'une trentaine de mètres et qui partant de rien, se raccorde au fond du chantoir, à 4 à 5 m plus bas. Cette entaille récente est creusée dans une masse de dépôts quaternaires constitués de limon et de blocs de grès. Quelques fouilles, réalisées aussi bien dans les fonds que sur les parois de

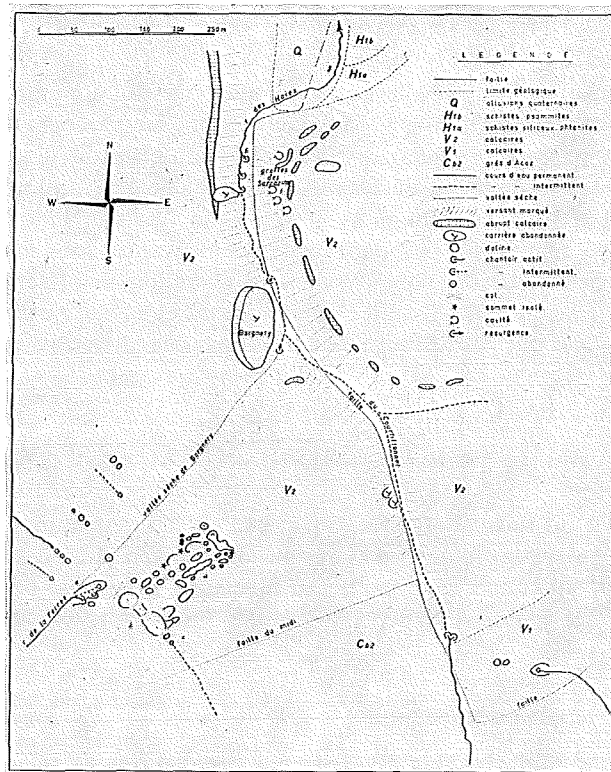


FIG. 8. — Les phénomènes karstiques du bassin du ruisseau des Haies à Marcinelle-Loverval.

cuvettes, ont montré qu'elles étaient modelées dans ce même matériel. Celui-ci est peut-être limité aux terrains calcaires proprement dits, car une fouille réalisée 10 m en amont de l'extrémité de l'incision en V, montre que le grès primaire affleure sous quelques dizaines de centimètres de terre meuble. Au total on se trouve donc en présence d'une *dépression fossilisée par des dépôts quaternaires* et qui est maintenant *en cours de déblaiement par soutirage*.

B. — LE CHAMP DE DÉPRESSIONS DU BOIS DE LA FERRÉE.

Quelques dolines éparses existent çà et là sur le territoire étudié. Certaines dépressions cependant se groupent en deux alignements nord-est-sud-ouest, c'est-à-dire parallèles au tracé proche du ruisseau de la Ferrée et perpendiculaires à l'axe des six cuvettes coalescentes (fig. 8, d). Entre plusieurs d'entre elles apparaissent de petites buttes dépassant en quelques points la surface topographique générale. En outre, le fond de plusieurs

de ces cuvettes, surtout celles situées à l'ouest du premier alignement, présente un aspect irrégulier. Ces dernières particularités font douter que ces formes soient, du moins entièrement, naturelles. La toponymie du lieu Bois de la Ferrée (déjà renseignée comme telle sur la carte de Cabinet de Ferraris, 1770-1778), fait penser à d'anciennes exploitations de minerai de fer. Si rien dans la bibliographie consultée n'a permis d'étayer cette hypothèse, par contre, quelques fouilles nous ont permis de découvrir quelques concrétions de minerai de fer à faible teneur. Au total, l'origine de ces formes particulières reste douteuse, mais il est possible que quelques dépressions d'*origine naturelle* existaient au départ et qu'elles aient été *modifiées par l'homme*.

C. — LES RÉSURGENCES.

A 250 m à l'aval de la carrière de Borgnery, plusieurs résurgences ramènent à la surface, dans les colluvions tapissant le thalweg de la vallée du ruisseau de Borgnery, les eaux des différents ruisseaux amont (fig. 8, e); leur débit est assez important pour alimenter en permanence le ruisseau qui prend, à partir de cet endroit, le nom de ruisseau des Haies. Deux autres résurgences sont actives plus en amont pendant les périodes de grosses eaux, l'une venant de l'ouest, sortant de la carrière de Borgnery, l'autre du sud dans l'axe de la vallée sèche du ruisseau de Borgnery, près de sa confluence avec le ruisseau du Courtillonnet. Sur le versant oriental de la vallée du ruisseau des Haies, à quelques mètres au-dessus des résurgences actuelles, s'ouvrent quatre cavités connues dans la région sous le nom de grottes des Sarrazins (fig. 8, f). Ces cavités sont des conduits souterrains, qui aboutissaient à des résurgences aujourd'hui disparues par recul du versant de la vallée. Les coups de gouge sur la paroi nord de la grotte la plus septentrionale confirment le sens d'écoulement de l'eau. Ces cavités sont toutes situées à une dizaine de mètres au-dessus du fond du vallon. Deux d'entre elles montrent bien, encore actuellement, les éboulements récents qui marquent la dernière étape de leur recul suivant le recul général du versant. Les niveaux successifs de ces cavités et une longue encoche horizontale dans la paroi latérale d'une de ces cavités marquent des périodes d'arrêt dans l'encaissement de la vallée.

C. Ek a mis de la sorte en relation des niveaux de terrasses et des grottes dans la vallée de l'Ourthe et a montré que l'un comme l'autre témoignaient de période de stabilité de la rivière (12). Il n'y a pas ici de terrasses de la Sambre à proximité de la zone karstique étudiée, mais les sommets des interfluves sont des niveaux d'aplanissement en relation avec l'érosion de cette rivière au Pléistocène. Toutes les cavités sont inférieures au sommet

(12) C. Ek, *Conduits souterrains en relation avec les terrasses fluviales*, dans *Annales de la Société géologique de Belgique*, t. LXXXIV, 1961, pp. 314-340.

des interfluves, ce qui nous fait supposer un âge allant du début du Pléistocène, pour le début de leur formation en quatre grands chenaux étagés, jusqu'au Würm pour la période de remblaiement par les colluvions. Toutefois, comme il s'agit de chenaux recoupés, leur orifice primitif existait avant le grand élargissement et le grand approfondissement de la vallée. Cependant l'hypothèse de résurgences dans une petite vallée déjà existante au Tertiaire n'est pas exclue. En effet, la direction générale de la vallée sud-nord est conforme au réseau conséquent à l'Oligocène.

La permanence des résurgences en un même endroit, que montrent ces exutoires étagés successifs, permet d'expliquer le brusque élargissement de la vallée immédiatement en aval. Celui-ci semble le résultat d'une augmentation soudaine de débit. En effet, la vallée est occupée dès ce point par un ruisseau pérenne, alors qu'elle n'est sillonnée que temporairement à l'amont. L'élargissement coïncide également avec l'apparition de roches schisteuses, ainsi qu'avec le passage de failles (fig. 8, g). La localisation des résurgences est indiscutablement en relation avec la structure géologique. A leur emplacement passe, en effet, un décrochement latéral important qui a déterminé le tracé du ruisseau des Haies, du Borgnery inférieur (le tronçon intermittent) et de la vallée sèche du Courtillonnet. En outre, en ce même lieu existe un petit décrochement secondaire. Il ne fait aucun doute que les phénomènes karstiques ont pu se manifester aisément en ces endroits, parce que le sous-sol faillé présentait de nombreuses fissures facilitant le travail de corrosion des eaux.

D. — CONCLUSION.

Dans cette région, des vallons ou des chantoirs ont été comblés de colluvions au cours de la dernière période froide du Pléistocène et existaient donc déjà avant; actuellement, ils redeviennent fonctionnels. D'autre part, des résurgences se sont maintenues constamment au même endroit en descendant le long du versant au fur et à mesure de l'approfondissement et de l'élargissement de la vallée depuis sa formation jusqu'à l'aspect actuel.

VII. — LES DÉPRESSIONS DE LA BLANCHE-BORNE À BOUFFIOLX

Au hameau de Blanche-Borne, au nord-ouest de Bouffioux, s'observent de nombreux creux correspondant à d'anciennes dolines autrefois remplies de sables bruxelliens ou landeniens et actuellement dégagées par les industries de la vallée de la Sambre. L'influence anthropique étant particulièrement importante en cet endroit, il est difficile de tirer des observations valables de ces phénomènes.

VIII. — LE BOIS DE CHÂTELET ET LA VALLÉE DU RUISSEAU D'ACOZ
à BOUFFIOULX (fig. 9)

Il existe dans la partie septentrionale du bois de Châtelet, situé à la limite sud-est de la localité, toute une série de petites dépressions trouant la surface topographique générale inclinée doucement vers le nord. Ces dépressions sont considérées dans la région comme d'anciennes carrières d'argile plastique et de sable exploités depuis l'antiquité pour les industries — notamment les poteries — de la région Châtelet-Bouffioulx. Elles sont établies dans les terrains d'un lambeau du Landenien surmonté d'un lambeau plus petit du Bruxellien, un peu plus au sud. Comme ces lambeaux de terrains tertiaires recouvrent une succession de bancs parallèles du socle paléozoïque, orientés sud-ouest-nord-est ou ouest-est et comportant du nord au sud, le Viséen, le Tournaisien, le Famennien et le Silurien, les dépressions sont de quelques mètres de profondeur dans le Landenien recouvrant les terrains non calcaires, tandis qu'elles sont beaucoup plus importantes, voire spectaculaires (10 à 25 m de profondeur), à la limite de l'extension du lambeau landenien sur les terrains du Viséen et du Tournaisien constitués de dolomie avec cherts et de calcaires dolomitiques.

Dès lors se pose le problème de savoir si les dépressions sont toutes d'origine extractive ou si certaines sont d'origine artificielle et naturelle à la fois ou encore d'origine uniquement naturelle, comme le laisse supposer la nature des terrains du socle sous-jacent, et dans ce cas, quel est leur âge et leur mode de formation.

Les dépressions principales constituent trois alignements subparallèles, à peu près sud-ouest-nord-est (fig. 9, a). Ils sont raccordés ensemble vers leur milieu par un axe perpendiculaire, allant de la dépression comportant l'entrée de la grotte de l'Agouloir au sud-est (fig. 9, b) vers les dépressions situées plus au nord et appelées Grottes Napoléon (fig. 9, c). Rien que l'orientation générale des dépressions permet déjà de deviner une relation entre leur existence et l'allure des bancs paléozoïques qui sont disposés de la même façon. C'est dans le Viséen que l'on voit apparaître les grandes dépressions où les roches affleurent largement, en l'occurrence ici le banc de la grande dolomie, tandis que la grotte de l'Agouloir, cavité souterraine, est dans le calcaire dolomitique du Tournaisien.

A. — LE STAULE DES TCHVAUX (13) OU LA GRANDE FOSSE (fig. 9, d).

Dans le cas de cette dépression, c'est principalement l'allure des bancs et leur nature qui nous permettent d'avoir une idée de leur origine. Cette

(13) Le mot *Stau*le pour étable ou écurie en wallon correspondrait aux trois parois à angle droit ressemblant à un bâtiment en ruines et le mot *Tchvaux* pour les blocs de grès lustré (et par extension peut-être aussi pour les blocs dolomitiques éboulés) ressemblant à des croupes de chevaux de labour couchés.

dépression très allongée (135 m de long, de 15 à 40 m de large) et très profonde (20 m) est en réalité dédoublée dans sa partie centrale, par un alignement fait d'un mur subvertical et de quelques chicots le prolongeant, qui montrent des rochers dolomitiques extrêmement résistants, comme les flancs supérieurs de l'ensemble de la dépression. Le maintien à la verticale des bancs de dolomie, qui ont déjà tendance généralement à former des parois verticales, est encore renforcé ici par le passage de bancs de cherts, en chapelets subcontinus. C'est leur formation suivant des joints de stratification et le redressement vertical des couches qui permettent non seulement de retrouver l'allure générale des bancs dans la dolomie, mais qui expliquent aussi les formes de la dépression. Ainsi, trois bancs particulièrement bien armés forment les flancs des deux dépressions allongées contiguës. La plus large et la plus profonde est due au passage d'un banc intercalaire plus épais, sans cherts; la plus étroite et la moins profonde, à un banc plus étroit. Là, la dolomie s'est transformée en une arène dolomitique caractéristique sous l'action des agents d'érosion superficielle. Mais l'action des eaux circulant en profondeur a joué un rôle également en soutirant la dolomie décomposée, comme l'indiquent toute une série de petites cuvettes coalescentes dans l'axe de la dépression. La plus enfoncée de celles-ci (20 m par rapport aux sommets des versants) est située dans le milieu de la dépression. Aucune trace de chanoir n'est visible, aucun tracé de ruisseau non plus; seule une arène dolomitique couvre le fond d'un matériau amenuisé. Cependant de-ci, de-là, des blocs, dans un état de fraîcheur relative, ont roulé des sommets des versants et contribuent au remblaiement actuel. Des arbres en surplomb et des racines dégagées montrent bien le recul actuel de certaines parties des flancs rocheux, notamment du flanc septentrional de la dépression, car le flanc méridional se présente pour sa part le plus souvent sous forme d'un versant très raide avec de-ci, de-là quelques pointements rocheux.

Y a-t-il eu une participation humaine dans cette formation ? Cela semble fort peu probable pour cette grande dépression. Au bord du flanc nord de la dépression et à peu près en son milieu, se dresse un énorme bloc de grès lustré landenien, en équilibre relativement précaire, qui basculerait, semble-t-il, avec un recul du versant d'éboulis dolomitique d'un mètre seulement. Si ce bloc semble bien avoir glissé, d'autres du même type se retrouvent également à quelques mètres du flanc de la dépression; ils sont le plus souvent enchâssés dans un lambeau argilo-sableux de quelques dizaines de centimètres d'épaisseur. Peut-être que toute la surface, qui constitue l'ouverture du Staule des Tchvaux, a été recouverte de ce Landenien, puisqu'on le retrouve plus au sud également, et qu'une fois enlevé par l'érosion postlandénienne en cet endroit, s'est réalisée la Grande Fosse.

Quelques fouilles n'ont révélé aucune trace de Landenien dans le fond de la dépression. Par contre, on retrouve des lits d'argile au pied de la paroi nord sous des surplombs. De plus, l'observation de quelques petites

peu importante, tantôt se rejoignant, tantôt séparées par de petits cols. Elles se rapprochent du type de doline ou de chantoir à fond remblayé, tandis que leurs flancs sont des rochers parfois verticaux, parfois en surplomb avec un début de cavité, ou encore recouverts de colluvions. Le second type d'alignement est constitué par un axe de dépressions perpendiculaires au précédent, c'est-à-dire sud-est-nord-ouest. Il semble s'être créé aux dépens de dépressions du premier type par un approfondissement et un élargissement de dépressions antérieures (fig. 10, a). Cet axe est caractérisé par l'existence de phénomènes karstiques spectaculaires, comme deux arches naturelles (15), un aven de 10 m de profondeur et une ouverture se prolongeant par un couloir souterrain de quelques mètres de long recoupé presque en son extrémité par l'ouverture du fond de l'aven. La disposition verticale des bancs de dolomie a favorisé la formation de l'aven, mais celui-ci ne s'est réalisé que par l'effondrement d'une dépression antérieure, sapée à la base par les eaux qui ont créé les deux ou trois grands chenaux souterrains. L'origine des deux plus grandes dépressions, ainsi que celle de l'aven est la même, c'est-à-dire un affaissement du toit des trois cavités qui s'étaient créées sous les dépressions premières, dont la dépression la plus élevée serait un témoin non effondré. Un élément favorable à cette hypothèse nous a été fourni par la fouille réalisée sur le flanc sud-est d'une dépression (fig. 10, b). Le dégagement des éléments meubles a permis de retrouver l'aspect de la paroi rocheuse en cet endroit. Elle plonge en effet sous la dépression plus élevée et prend l'aspect d'une partie de voûte de salle. L'enfoncement plus marqué de l'aven correspond à la zone de convergence des chenaux d'infiltration des eaux. Une différence d'aspect dans les parois rocheuses peut s'observer entre le haut et le bas des parois. Les bas de parois sont plus lisses, correspondent aux bancs de stratification et semblent avoir été bien modelés par le passage de l'eau; les hauts des parois sont plus rugueux, faits de petites aspérités et de surplombs qui se fragmentent et se décomposent facilement sous le climat actuel. De plus, le dégagement de l'ouverture d'un terrier de lapin dans la dernière dépression de cet axe vers le nord a permis de retrouver une petite salle remblayée jusqu'à 1 m d'un plafond en forme de voûte et plongeant vers le nord-ouest (fig. 10, c).

Il semble donc que les mêmes phases de formation se retrouvent ici comme dans la dépression du Staule des Tchvaux, mais les grottes Napoléon sont beaucoup plus remblayées et sans trace de soutirage. Par les sédiments retrouvés et par les nombreux *crayats de Sarrazins* (16) retrouvés dans le fond du lit du cours supérieur du ruisseau des Longues Royes (fig. 9, i) à 200 m à l'ouest des dépressions actuelles, crayats qui attestent un ancien

(15) Ces arches, de 3 m de largeur sur 5 m de hauteur, semblent bien être les plus importantes de notre pays.

(16) On entend par là les déchets résultant de l'industrie du fer, lorsqu'elle se faisait dans des bas fourneaux en utilisant comme source d'énergie le charbon de bois.

cavités étalées le long des parois nord également, au contact de la paroi dolomitique verticale et des éboulis coalescents et celle de quelques chenaux d'infiltration des eaux le long des fentes verticales ou obliques aboutissant à ces cavités, semblent attester l'existence en cet endroit d'un karst ancien partant de la surface primitive vers la profondeur, karst qui serait responsable des formes premières de la dépression. La corrosion de cette époque aurait profité du redressement vertical des bancs et du peu de résistance des bancs sans cherts pour réaliser de petites dépressions parallèles aux bancs du Viséen en cet endroit; l'ensemble de la grande dépression actuelle se serait formée par des effondrements réunissant les petites dépressions entre elles. Des parois subverticales se seraient ainsi formées; celles-ci reculent toujours et alimentent l'arène dolomitique qui recouvre tout. Une fouille réalisée dans une petite ouverture au bas d'un chenal subvertical montre bien sur 3 m de hauteur la décomposition en poussière très fine d'un banc de dolomie entre deux bancs armés de cherts. Un autre argument est fourni par le décollement d'énormes blocs (4 à 5 m de haut, 1 à 2 m de large, 50 cm d'épaisseur) armés de cherts et détachés de la roche en place mais restés accolés à celle-ci, inclinés à 50° après le dégagement du banc plus tendre intercalaire.

D'avant le grand effondrement et le soutirage récent, il semble rester la partie sud-occidentale de cet alignement karstique. Celle-ci, en effet (le quart environ), diffère de l'ensemble par son aspect en demi-cuvettes successives, qui rejoignent la surface topographique générale par quelques paliers. On y observe une disposition des couches géologiques légèrement inclinées, différente des bancs subverticaux décrits ci-dessus. Une faille doit donc passer fort probablement à cet endroit et doit avoir contribué à faciliter l'effondrement. L'alignement karstique était sans doute dans son ensemble du même type que cette petite partie, à une étape antérieure de son évolution.

B. — LES GROTTES NAPOLÉON OU ECURIE NAPOLÉON (14) (fig. 9, c et fig. 10).

On appelle ainsi dans la région toute une série de petites dépressions (1 m × 1 m à 5 m × 5 m) situées à une vingtaine de mètres de l'extrémité nord-ouest du Staule des Tchvaux et dans lesquelles se marquent deux types d'alignement. Un premier, d'orientation identique à celui de la dépression précitée, est constitué d'un grand nombre de dépressions de profondeur

(14) Selon la légende, le nom de ces dépressions viendrait du fait que des cavaliers de l'armée napoléonienne y auraient caché leurs chevaux au cours d'une bataille. Mais sur la carte de Cabinet de Ferraris (1770), on retrouve pour un ruisseau situé 1 km plus au sud-est le terme *Minière des chevaux*. Une relation entre le nom actuel et les chevaux semble donc plus ancienne et date peut-être de l'époque où les carriers utilisaient des chevaux dans leurs exploitations. Nous avons cependant trouvé au cours de nos fouilles des pitons d'attache dans les parois et des cercles de roue en fer.

travail du fer dans le Bois de Châtelet, on serait tenté de considérer ces dépressions karstiques comme étant proches du type *abannet*. Mais les dépressions naturelles se sont établies ici dans les terrains calcaires pendant ou après l'érosion post-éocène de leur couverture meuble. Elles furent remplies ensuite complètement ou partiellement, principalement par remaniement au Pléistocène, de terrains meubles proches dans lesquels les hommes auraient finalement extrait des concrétions ferrugineuses en même temps que le sable et (ou) l'argile.

Les renseignements historiques concernant l'exploitation du sable et de l'argile sont nombreux, mais ceux concernant le fer sont rares. W. Staquet renseigne la localité de Châtelet comme région productrice de fer dès l'époque préromaine (17) et M. V. Bouhy indique la région de Châtelet-Presles (c'est-à-dire la région du Bois de Châtelet) comme lieu d'extraction de ce minerai il y a quelques siècles encore (18). Enfin les documents anciens de la ville de Châtelet mentionnent comme particularité locale au moyen âge, de nombreux métiers du fer (19). Comme nous n'avons pas retrouvé de traces d'exploitation ailleurs dans la région, force nous est de penser qu'il s'agit des dépressions ici étudiées.

C. — LA GROTTA DE L'AGOULOIR OU TROU DU CHIEN (fig. 9, b).

Elle est constituée dans son ensemble par une succession de salles superposées et reliées entre elles par des puits subverticaux extrêmement étroits (fig. 10, d). On y accède par un ancien chanoir situé au fond et au flanc nord-ouest d'une des dépressions colmatées partiellement qui constituent l'alignement de dépressions le plus méridional.

La première salle formée par effondrement de bancs très redressés est encombrée d'un énorme cône d'éboulis recouvert d'éléments meubles limono-argileux ou d'argile blanche litée alternant avec du limon ferrugineux dans quelques petits couloirs latéraux, indiquant des phases de remplissage de cette cavité. Dans la deuxième salle, inférieure à la précédente, des formes qui pourraient s'apparenter au type boxwork (20) festonnent les bords des parois concaves des cheminées, tandis que des placages d'un sable argileux glauconifère avec éléments ferrugineux (— 50 %) durcis sont collés à la paroi ou retenus de-ci, de-là par des petites aspérités dans les parties hautes de ces mêmes cheminées; on en trouve aussi au pied du dernier étranglement, au bas de la chaudière de communication entre les deux salles (fig. 10, e).

(17) W. STAQUET, *La sidérurgie en Belgique avant et pendant la période romaine*. Charleroi, 1967, p. 12.

(18) M. V. BOUHY, *Notice sur le gisement et l'exploitation du minerai de fer dans la province du Hainaut*, dans *Annales des Travaux publics de Belgique*, t. XIV, 1855-1856, pp. 223-227.

(19) L. P. DARRAS, *Histoire de la ville de Châtelet*, 1898.

(20) Voir note (3).

Cette deuxième salle semble résulter en partie de l'effondrement de bancs situés entre d'anciens chenaux subhorizontaux étagés et en partie du recouplement d'anciennes cheminées, dont les éléments accolés aux parois attestent une origine très ancienne. La troisième salle tout à fait inférieure était entièrement remplie de sédiments. Le dégagement de ceux-ci nous a permis d'observer les différentes phases de remplissage d'un large chenal d'érosion antérieure par des éléments sableux, puis une période d'inactivité ou même de dégagement des éléments sableux, enfin un colmatage par du limon et un détournement total du cours d'eau.

L'eau qui pénètre actuellement dans la grotte de l'Agouloir provient du petit ruisseau intermittent issu des eaux stagnantes des étangs de l'alignement méridional des dépressions de surface et dont le trop plein s'engouffre un mètre en amont de l'entrée actuelle. Après avoir suivi un couloir latéral au premier puits pendant quelques mètres, elle disparaît dans la masse rocheuse, pour ne réapparaître dans les cavités accessibles au spéléologue que 20 m plus bas. Après quelques mètres, les filets d'eau se perdent à nouveau en des fissures très réduites.

En fonction des chenaux et puits toujours très étroits qui existent dans cette grotte, on peut conclure que sa formation ne résulte pas d'une intense activité vadose et que le ruisseau actuel, comme d'autres peut-être un peu plus importants avant lui, n'ont fait que profiter de fissures déjà existantes. Ces fissures ne semblent en tout cas pas avoir été actives après la formation des boxworks, car ceux-ci auraient disparu par érosion. Il est fort probable que la surface générale du socle calcaire a été très longtemps recouverte de sédiments imperméables, comme semble le confirmer l'inexistence de concrétions du type stalactites à l'intérieur de la grotte. La formation de boxworks montre au contraire que la cavité a été envahie pendant longtemps par les eaux. Ce n'est que par l'abaissement de la nappe phréatique consécutif à l'approfondissement de la vallée de la Sambre, que des petits écoulements vadoses se sont réalisés, puis des éboulements formant ainsi les deux salles principales et un karst sénile. Dès lors, des passages plus aisés se sont créés pour un petit ruisseau collecteur des eaux des dépressions de surface qui a emporté et déposé des sédiments meubles des terrains tertiaires de surface, puis du limon obstruant parfois totalement les conduits les plus profonds. Les sables argileux glauconieux observés dans le haut des cheminées de l'Agouloir ne sont pas sans rappeler ceux décrits par les géologues Mourlon, puis Vincent, dans une poche située dans le bord supérieur du front de taille de la carrière Guyaux à Bouffioulx et datés par eux du Cénomaniens (21). Ceci permettrait dans le cas d'une similitude totale de dater ces cheminées d'avant le Crétacé et donnerait pour la mer cénomaniens une extension de 2 à 3 km plus à l'est que ne le renseigne sa

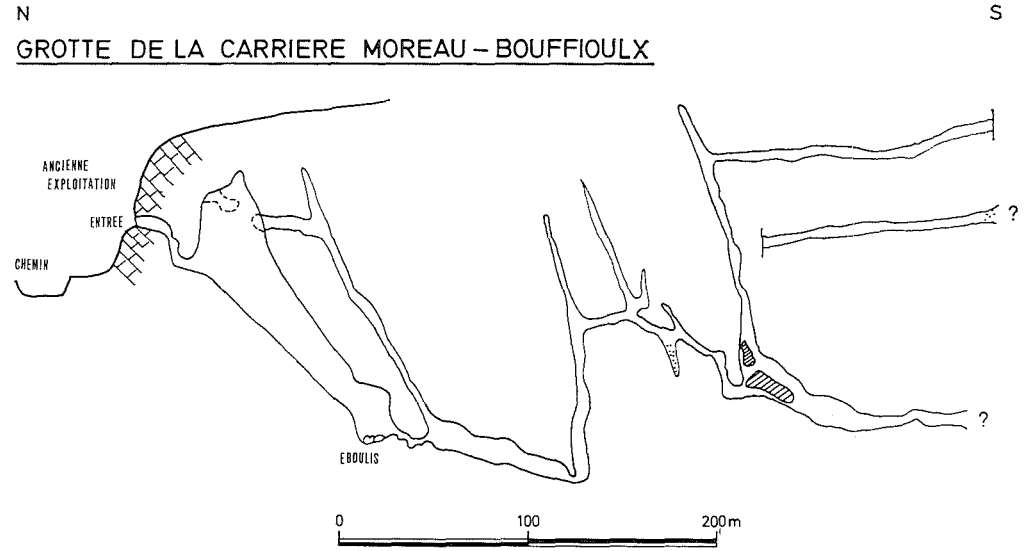
(21) Dossier du Service Géologique de Belgique n° 153E, n° 1.

limite actuelle pour la région située au sud de la Sambre, c'est-à-dire jusqu'à la limite Châtelet-Presles.

Un argument qui nous semble favorable à une situation en place de ces sédiments est qu'on ne les retrouve pas en surface sur le socle paléozoïque ou compris entre ce dernier et les sédiments tertiaires d'argile landenienne et de sables bruxelliens qui les auraient protégés de l'érosion ultérieure à l'Eocène. Comme on n'observe jusqu'à présent les sables argileux très glauconieux que dans des joints très profonds qui apparaissent par ouverture de carrière (Landelle, Bouffioulx) ou dans les cheminées de la grotte de l'Agouloir, il semble bien que le dépôt de surface ait été enlevé avant les dépôts de l'Eocène. A cet argument nous ajoutons que les dépôts d'argile blanche litée et d'argile grise litée que l'on rencontre remplissant à demi des marmites situées à - 10m et - 35m de la surface dans la grotte de l'Agouloir et délaissées par le petit passage d'eau actuel, ne correspondent pas non plus aux dépôts de surface d'argile landenienne et de sables bruxelliens. En effet, leur étude par lévigation montre que l'argile litée a une vitesse de sédimentation de 1/4 h et que le sable argileux glauconieux des cheminées a une vitesse de sédimentation de 1 minute pour le sable (60 %) et de 3/4 h pour l'argile (40 %), tandis que les sédiments qui constituent les colluvions de la cuvette au fond de laquelle s'ouvre l'entrée de la grotte de l'Agouloir ont des vitesses de sédimentation de quelques dixièmes de seconde pour les quelques petits graviers dévoniens et de 6 h pour la matrice argilo-limoneuse qui les contient. D'autre part, l'analyse (22) de plusieurs échantillons argileux du fond de la grotte montre qu'ils sont constitués de 50 à 70 % de montmorillonite, c'est-à-dire de l'argile évoluée sous climat chaud et amenée dans la grotte en différentes phases par les ruisseaux qui y ont pénétré par la suite. De plus, de l'argile blanche et de l'argile grise se retrouvent avec des sables argileux glauconieux dans d'autres dépôts de l'étage cénomanien. La situation rencontrée ici à Châtelet est à mettre en parallèle avec celle décrite par G. Watherlot à Nouvion en Thiérache, à Wignehies, Féron et Glageon près de la frontière franco-belge (23). En ces endroits, G. Watherlot a trouvé en réalisant des sondages, un aven fossile rempli de sédiments du Wealdien, puis de différents dépôts du Cénomaniens, comme toute la surface du socle. En fonction de l'épaisseur des sédiments du Cénomaniens en cet endroit, on peut supposer que les transgressions de cet étage se sont avancées beaucoup plus à l'est sur un socle paléozoïque encore surbaissé à cette époque et dans les terrains calcaires duquel un régime karstique avait dû s'instaurer après l'Hercynien en France comme en Belgique. Au total, il nous semble que si ces dépôts ne résultent

(22) Analyse faite par M. Thorez (Laboratoire des argiles de l'Université de Liège).

(23) G. WATHERLOT, *Un aven fossile sous revêtement crétacé dans le calcaire carbonifère du Nouvion-en-Thiérache*, dans *Annales de la Société géologique du Nord*, 1953, t. 72, pp. 3-13.



Coupe schématique d'après lever par R. Fourneau (1969)

FIG. 11.

pas d'une mise en place directe, ils doivent avoir été remaniés par l'érosion prélandénienne, ce qui implique pour les cheminées de la grotte de l'Agouloir, un âge prélandénien et peut-être même précrétacé.

Afin de mieux saisir encore le mécanisme et les étapes de la formation de la grotte de l'Agouloir, il nous a paru utile d'ajouter ici les aspects de la grotte de la Carrière Moreau située à Bouffioulx, à 2 km à l'ouest de la précédente (fig. 9, e). Celle-ci est située dans le calcaire du V2b et s'ouvre sur le flanc nord de l'ancienne exploitation à la limite occidentale de la carrière actuelle. Son ouverture, située à 5 m du sol, perce les bancs rocheux inclinés à 55° environ vers le sud. Après un étroit passage d'abord horizontal puis vertical, elle présente une succession de chenaux très obliques, les deux premiers élargis à quelques mètres de section, les autres beaucoup plus

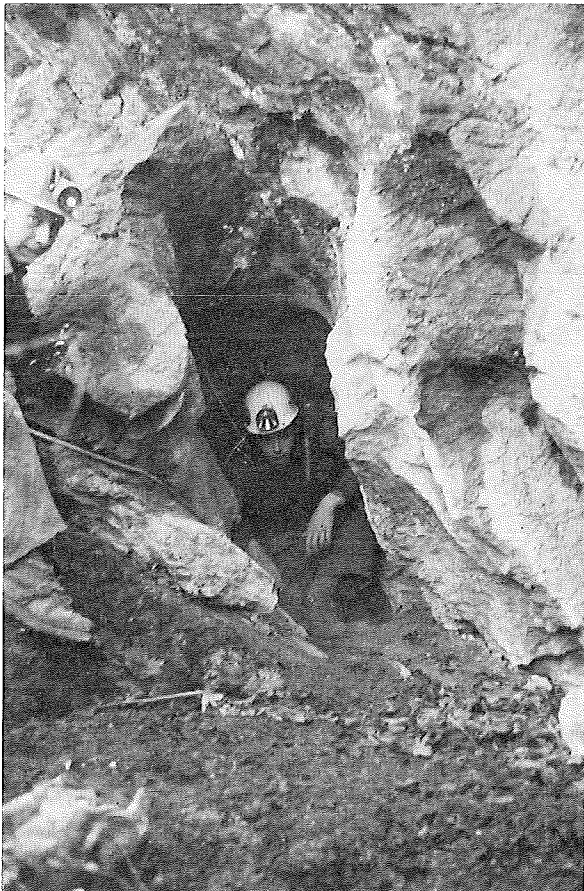


FIG. 12. — Entrée de la grotte de la carrière Moreau à Bouffioulx.

étroits, reliés entre eux par des couloirs très resserrés se dirigeant vers le sud (fig. 11 et 12).

Dans ces chenaux et particulièrement dans les deux premiers très élargis, on peut observer une différence importante entre l'aspect de la section supérieure et celui de la section inférieure. Les sections supérieures sont couvertes de boxworks à mailles de dimensions variables (du centimètre à la dizaine de centimètre) et de concrétions d'argile pétrifiée festonnante comme dans la grotte de l'Agouloir. Mais ici ces deux aspects sont recouverts par endroits de concrétions plus habituelles aux cavernes, des croûtes de calcite et des stalactites. Les sections inférieures sont à parois lisses, le fond est tapissé de dépôts argilo-sableux, recouverts localement d'une croûte de calcite laiteuse atteignant 3 cm d'épaisseur pour la partie supérieure du premier chenal et quelques mm au fond du dernier chenal le plus méridional. Comme le plateau qui constituait l'ancienne surface de la carrière et celui qui constitue la surface actuelle au-dessus de la grotte a été dégagé entièrement des sédiments tertiaires — il est en effet coincé entre deux vallées très rapprochées, le ruisseau d'Acoz et le ry de Sinry — des infiltrations récentes ont pu former ces concrétions de calcite.

En comparant les deux grottes de l'Agouloir et de la carrière Moreau, nous pensons qu'elles se complètent pour donner l'explication des phénomènes karstiques de la région. En une première phase très ancienne, au moins prélandénienne et peut-être précrétacée, il y eut formation de chenaux en relation avec l'élargissement de joints de stratification très redressés; ensuite un envahissement marin au Crétacé fut suivi après le retrait de la mer, d'une érosion de surface et d'un enfouissement des sédiments dans les chenaux. Par après, une période de stagnation de la nappe aquifère très près de la surface permit la réalisation de boxworks (24) et enfin, après abaissement de la nappe aquifère, une nouvelle circulation d'eau dans le bas des chenaux modifia les parties inférieures de ceux-ci et déposa soit des éléments de surface, soit des dépôts de dissolution, pendant que dans les parties supérieures des chenaux commençaient à se concrétionner par l'infiltration des eaux d'une surface libérée de sa couverture tertiaire, des stalactites et des cuirasses de calcite tapissant même les dépôts après cessation de l'activité vadose. La reprise d'érosion dans les parties inférieures des chenaux ne peut dater que d'avant le dernier grand approfondissement des vallées proches, c'est-à-dire fort probablement avant la grande phase de colmatage du Würm. Depuis cette époque, les réseaux souterrains n'ont plus de relation avec les ruisseaux actuels si ce n'est pour l'Agouloir, dans lequel le trop plein des eaux stagnantes d'un étang se déverse en utilisant les fissures préexistantes.

Il s'agirait donc pour les deux grottes, en premier lieu d'un *type phréatique*, puis d'un *type vadose* par l'action de ruisseaux de faible impor-

(24) Voir note (3).

tance se perdant de plus en plus profondément dans la masse calcaire en suivant l'abaissement de la nappe phréatique, dont on ne connaît aucune résurgence aérienne actuelle; les ruisseaux ont actuellement disparu, *ces formes de karst sont donc séniles*.

D. — LE PROBLÈME DES RÉSURGENCES.

Retrouver la sortie des eaux qui empruntent actuellement encore quelque peu les dépressions et le réseau souterrain est un problème difficile, mais normal lorsqu'on sait qu'il s'agit d'une grotte principalement phréatique. Aucune résurgence n'apparaît au contact des terrains du Viséen et du Houiller entre les vallées du ruisseau d'Acoz à l'ouest et de la Biesme à l'est. Le contact Viséen-Houiller se fait sans grande dénivellation topographique; ce n'est que quelques centaines de mètres au nord du contact que le Houiller manifeste sa résistance moindre à l'érosion par le passage du H1a plus siliceux au H1b plus schisteux. La disposition générale des terrains orientés *grosso modo* ouest-est, l'allure très redressée des bancs en cette partie sud du synclinal de Namur et l'organisation lithologique en bancs normaux et en bancs armés de cherts, dont les *tartines* de Bouffioulx sur le flanc est de la vallée du ruisseau d'Acoz en sont un exemple spectaculaire (fig. 9, f), nous semblent favorables à un éventuel écoulement souterrain dans le sens est-ouest, c'est-à-dire vers le ruisseau d'Acoz à Bouffioulx (fig. 9).

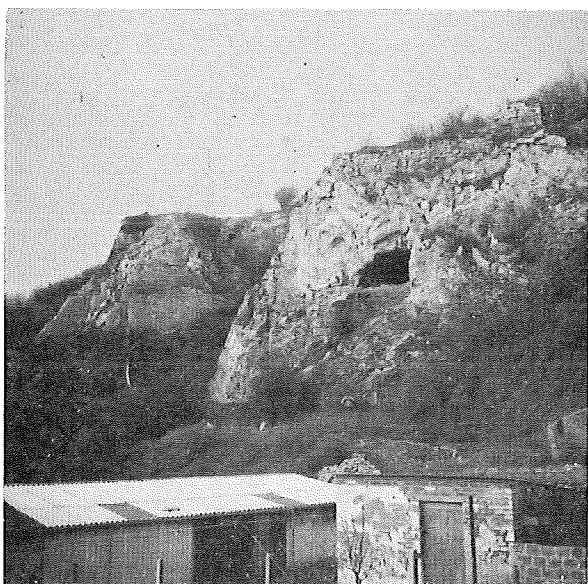
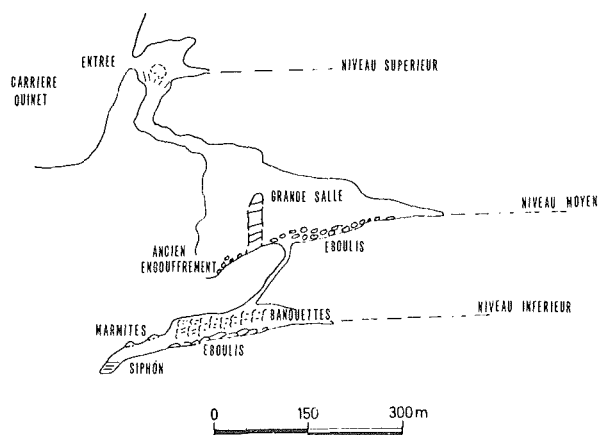


FIG. 13. — Entrée de la grotte de Montrou à Bouffioulx.

Dans cette vallée on observe d'ailleurs sur le flanc oriental, deux cavités principales et quatre ou cinq secondaires. L'une appelée grotte de Montrou (fig. 9, f) et située à mi-pente du versant calcaire, est constituée par un abri sous roche de 5 m de profondeur, 2 m de hauteur et 3-4 m de largeur, prolongé par des conduits parallèles à l'ouverture vers l'intérieur du massif calcaire, mais remblayés de limon après quelques mètres. Cette cavité pourrait avoir joué le rôle de résurgence, mais son occupation par l'homme depuis les premiers temps et plus spécialement au moyen âge dans le cadre des dépendances du Château de Montrou, dont les ruines se dressent encore au-dessus de la cavité, sur le sommet du versant, empêche d'observer des traces de sorties d'eau (fig. 13). Cependant, plus au nord et le long du flanc rocheux de la carrière abandonnée qui mène au refuge du Groupe spéléologique de Charleroi, s'observent de nombreuses petites cavités formées par des demi-tubes à plancher horizontal et correspondant à un joint de la roche calcaire, chenaux qui indiquent une origine phréatique également pour toutes ces petites cavités apparues par l'ouverture en carrière du versant.

L'autre, le Trou Quinet, est une cavité du même genre située au pied du versant un peu plus en aval et apparue par le recul du front de taille dans la carrière Quinet (fig. 9, g). En descendant dans ce trou, qui est la grotte la plus importante de toute la région envisagée, on retrouve les mêmes principes de formation que ceux qui ont façonné les grottes de l'Agouloir et de la carrière Moreau, c'est-à-dire une série de chenaux verticaux ou très obliques recoupés en trois niveaux par des couloirs en faible pente par lesquels a passé un ruisseau (fig. 14). Les sections de couloir des deux



COUPE SCHEMATIQUE O-E A TRAVERS LE TROU QUINET

D'après lever de P. Vandersleyen

Fig. 14.

niveaux supérieurs sont réduites à quelques mètres et obstruées d'argile à leurs extrémités; le reste s'est effondré sur 25 m de longueur, donnant actuellement une grande salle de 20 m de hauteur avec un énorme éboulis de plancher (salle supérieure, dite du monolithe). Cependant l'extrémité de cette salle se resserre vers l'ouest. Le fond présente en cet endroit l'aspect d'un engouffrement d'eau obstrué de gros blocs, tandis que la paroi est réduite à un coin en biseau dans lequel se marque à mi-hauteur un surplomb horizontal, trace probable d'un ancien niveau d'écoulement. Le niveau inférieur (salle inférieure, dite du *gour*), auquel on accède par un diverticule oblique partant un peu en amont de l'ancienne zone d'engouffrement précitée, présente des traces d'érosion mécanique encore très visibles, notamment deux niveaux de banquettes latérales en surplomb séparées par des parois concaves de 1 à 2 m de hauteur. Dans cette grotte il ne reste plus de ruisseau, mais le sens d'écoulement est-ouest que celui-ci avait ne laisse aucun doute. Une poche d'eau existe encore cependant au fond d'un couloir de 5 m prolongeant sur 3 m de large et 1,5 m de haut la salle inférieure vers l'ouest. Cette poche d'eau très calme est à peu près à l'altitude de la nappe aquifère repérée autour de la grotte de l'Agouloir dans les puits de ferme et à la même altitude que le ruisseau d'Acoz coulant en surface quelque 90 mètres plus à l'ouest. Les variations d'épaisseur et de largeur de cette poche sont très faibles. Nous pensons qu'il s'agit d'une *difffluence* de ce dernier ayant emprunté l'ancien cours de la résurgence sousfluviale du ruisseau qui a coulé autrefois dans la grotte et qui a dû être important si l'on en juge par les marmites d'érosion de 1 à 2 m de diamètre qui trouent le plafond du couloir menant au siphon. On ne connaît pas encore l'origine exacte de l'eau de cette grotte; des plongées n'ont pas permis de trouver une ouverture; des terrains meubles l'obstruent entièrement.

Au total pour cette grotte, il pouvait exister avant la mise en carrière, une ouverture sèche située à mi-versant, à la même altitude que la grotte de Montrou, et qui pouvait être une ancienne résurgence, correspondant au chenal supérieur intérieur. Par la suite, le niveau de la nappe aquifère s'est abaissé en suivant l'approfondissement de la vallée du ruisseau d'Acoz et les niveaux inférieurs, puis les éboulements se sont formés. Seules les cheminées subverticales sont très anciennes, mais étant inaccessibles, nous n'avons pu y vérifier l'existence de sable argileux glauconieux. Il n'y a pas de concrétions calcitiques dignes de ce nom dans cette grotte, mais par contre énormément de boxworks dans les parties supérieures. Cette grotte a donc été, elle aussi, phréatique avant d'être vadose et actuellement sénile.

Un autre aspect de résurgence possible constitué par une grosse venue d'eau qui pourrait être considérée comme une résurgence secondaire, sort du calcaire au niveau du ruisseau d'Acoz et à la limite du Viséen sur le flanc oriental de la vallée. Elle est située au cœur du village de Bouffioulx et a été remaniée par l'homme, maçonnée et canalisée vers 1900. Elle s'appelle

La Fontaine du Curé et peut témoigner de la sortie des eaux venant du massif calcaire, au niveau du ruisseau d'Acoz.

Toutes ces résurgences éventuelles sont cependant situées trop au nord dans les bancs du Viséen; elles impliqueraient une traversée souterraine très oblique de la part du ruisseau, tracé qui n'est pas impossible, mais qui reste cependant très hypothétique. La seule explication est le fait que le H1a, terrain houiller plus résistant, ait fait obstacle à l'écoulement des eaux souterraines dans le sens sud-nord et que celles-ci furent obligées de chercher un exutoire vers l'est ou l'ouest dans les vallées surimposées. Si elles se dirigent plutôt chaque fois vers l'ouest, la raison est peut-être donnée par l'ennoyage vers l'ouest des bancs du Viséen de la bordure sud du synclinal de Namur, qui disparaissent totalement à Jamioulx au sud-ouest de Charleroi, favorisant ainsi l'écoulement vers l'ouest.

E. — RELATIONS AVEC LES TERRASSES DE LA SAMBRE (fig. 15).

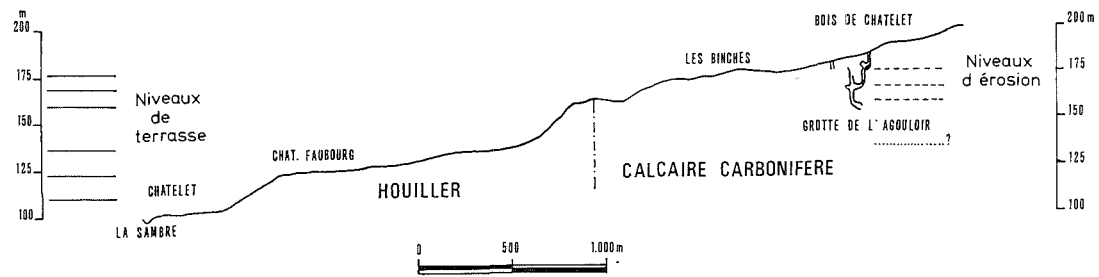
Si l'on compare l'altitude des différents niveaux d'érosion de la grotte de l'Agouloir à Châtelet, c'est-à-dire des salles résultant du rapprochement de plusieurs chenaux subhorizontaux qui se sont effondrés, avec celle des niveaux de terrasses de la Sambre dans la région de Châtelet, on s'aperçoit qu'il y a corrélation; on peut ainsi formuler l'hypothèse d'une relation entre les niveaux de la grotte et les ouvertures de résurgences d'une part et les périodes de stabilité comprises entre les différentes phases d'érosion du Pléistocène d'autre part, ce qui semble confirmé par les différents dépôts observés dans la grotte. Les chenaux d'érosion et les salles formées par éboulement seraient ainsi du Pléistocène. Certes la corrélation n'est peut-être ici que l'effet du hasard, nous n'en avons pas retrouvé dans le cas des autres cavités de la région, mais il n'en reste pas moins vrai qu'elle paraît réelle. Des observations semblables ont d'ailleurs déjà été faites dans d'autres régions de Belgique (25).

F. — LES DIFFÉRENTS ASPECTS DU RUISSEAU DES LONGUES ROYES, DE CHÂTELET À BOUFFIOLX (fig. 9).

Si, comme nous l'avons vu, le problème des résurgences est difficile et ne permet pas de donner une réponse concrète, celui de l'origine d'un éventuel cours d'eau se jetant dans les dépressions karstiques du bois de Châtelet, l'est encore plus.

L'orientation des alignements des dépressions, et plus particulièrement celui du Staule des Tchvaux, fait penser à un ancien vallon karstique, mais l'hypothèse présentant le plus d'arguments est celle fournie par les différents tronçons du ruisseau des Longues Royes. Le tracé de ce ruisseau intermittent,

(25) C. Ek, *ouvr. cité.*



PROFIL DES NIVEAUX D'ÉROSION ET TRACES DES TERRASSES QUATÉRNAIRES CORRESPONDANT AUX NIVEAUX D'ÉROSION DANS LA GROTTÉ DE L'AGOULOIR

FIG. 15.

affluent du ruisseau d'Acoz vers l'ouest, présente d'abord un tronçon supérieur de direction sud-est-nord-ouest. Il coule dans une petite vallée très légèrement encaissée dans les terrains du Dévonien, puis change de direction, mais son prolongement éventuel dans sa direction initiale aboutirait à l'ouverture de la grotte de l'Agouloir. Dès lors il est permis de penser qu'autrefois ce ruisseau descendant des terrains dévoniens pouvait atteindre l'Agouloir et qu'une capture réalisée par le tronçon médian a détourné les eaux en fonction de l'approfondissement du ruisseau d'Acoz, niveau de base du parcours souterrain du ruisseau des Longues Royes (fig. 9, h).

Le tronçon médian de direction sud-nord s'encaisse dans le socle silurien d'abord, puis dans le Viséen, mais ce socle n'apparaît pas sur les versants de la vallée. En effet, partant d'une entaille à l'amont de 2 m, le ruisseau s'enfonce jusqu'à 5-6 m vers l'aval dans un matériel limono-caillouteux comportant de gros blocs de grès lustrés au sommet. Dans ces sédiments, d'âge würmien plus que probablement, le ruisseau a créé à l'extrémité aval de ce tronçon médian une petite terrasse; cet aspect n'est pas sans rappeler les formes du type observé par J. Alexandre en Ardenne (26); cette petite terrasse serait dès lors d'âge tardiglaciaire (fig. 9, i). Au-delà de ce tronçon sud-nord, l'encaissement disparaît totalement; le ruisseau prend une direction est-ouest et s'étale dans le prolongement d'une vallée sèche établie dans les calcaires, qu'il rejoignait directement autrefois, mais qu'il n'atteint actuellement que quelques centaines de mètres plus à l'ouest, sous l'effet d'une action anthropique récente. Sans doute peut-on expliquer la disparition de la vallée par d'anciens chantoirs colmatés ensuite par des matériaux meubles dans lesquels le ruisseau a creusé en partie. D'ailleurs, dans le prolongement du tronçon sud-nord, à l'endroit où la vallée inoccupée actuellement s'incurve vers l'ouest et reçoit une petite vallée sèche affluente de l'est, il se trouve une forme en amphithéâtre constituée de parois calcaires taillées dans le flanc du versant nord de cette vallée sèche et d'un fond fait de matériaux meubles avec des blocs de grès lustrés du Landenien. Il est manifeste que le tronçon sud-nord de ce ruisseau correspond à une ancienne vallée remblayée de dépôts tertiaires mélangés à des colluvions et remaniés au Pléistocène, sans doute au Würm, et l'éventuel chanoir-amphithéâtre encaissé dans le bord méridional du grand lambeau de terrasse 8 ne doit son existence qu'à la reprise d'érosion qui a affecté, après l'établissement de celle-ci, la vallée du ruisseau des Longues Royes à une époque où le bassin de la Sambre s'enfonçait à nouveau (fig. 9, j).

A partir de la route de Mettet, au quartier de La Sarte à Châtelet, le ruisseau continue son tracé est-ouest vers le ruisseau d'Acoz où il se jette au lieu-dit La chaude eau. En réalité ce ruisseau ne parcourt

(26) J. ALEXANDRE, *Le modelé du fond des vallées secondaires de l'Ardenne au Pléistocène*, dans *Annales de la Société géologique de Belgique*, t. 78, 1955, p. B 338.

pas tout le tronçon inférieur est-ouest de sa vallée, il s'engouffre dans un chantoir situé à une vingtaine de mètres en amont de la partie la plus orientale de la carrière Sébastopol (fig. 9, k). Ce chantoir, comme le chantoir abandonné situé trois mètres plus en aval, est encombré d'énormes souches jetées pêle-mêle sur ses trois mètres de diamètres; c'est ce qui nous l'a fait désigner sous le nom de Trou des Souches. Vers l'aval, la vallée est sèche sur une centaine de mètres. Au-delà de ce tronçon sec, que les cartographes n'ont pas vu sur les photos aériennes, un affluent perpendiculaire descendant des terrains siluriens du sud reprend le cours ancien du ruisseau, ce qui donne l'impression à cent mètres près, de n'être qu'un seul et même cours d'eau.

Le lac situé au fond de la grande carrière abandonnée de Sébastopol est un exutoire actuel du ruisseau en regard du réseau souterrain, car il est coloré lorsqu'on fait l'essai de coloration au chantoir. Avant l'approfondissement de la carrière et la formation du lac, les eaux du cours souterrain devaient fort probablement se jeter directement dans le ruisseau d'Acoz, 500 m plus en aval, au lieu-dit La chaude eau. Cependant cette ressortie des eaux est actuellement invisible au niveau du ruisseau d'Acoz par suite de l'endiguement artificiel des berges. Cette zone de confluence a été totalement modifiée par l'homme, au point que le petit ruisseau qui reprend la vallée à l'aval, ne parvient plus à rejoindre le ruisseau d'Acoz, ce qui l'oblige à disparaître par une perte diffuse située 10 m en amont de sa confluence ancienne. Sans doute est-elle artificielle et comprise dans l'endiguement actuel. Malgré notre impossibilité de retrouver la sortie des eaux du ruisseau des Longues Royes, l'existence d'un réseau souterrain est cependant confirmé par d'autres observations au niveau même de sa vallée. En effet, outre que le Trou Marique (fig. 9, l), petite ouverture de grotte située dans la carrière Sébastopol en aval du lac et parallèlement au ruisseau des Longues Royes, n'est pas rempli d'eau, tous les tronçons actifs et inactifs du tronçon inférieur de la vallée du ruisseau des Longues Royes présentent une asymétrie de versants. Le ruisseau repoussé au pied du versant sud a provoqué sur celui-ci la réalisation de pentes fortes de 20 à 30 % tandis que le versant nord présente une pente très faible de 0 à 4 % avant la pente forte de 16 à 24 %.

L'origine de cette asymétrie semble régie par deux facteurs : d'une part le passage d'une faille ouest-est mettant en contact les terrains calcaires du Viséen au nord et les terrains schisto-gréseux du Silurien au sud, d'autre part l'exposition plein nord du versant sud qui a favorisé le ruissellement diffus sur celui-ci sous climat périglaciaire du Pléistocène, alors que le versant opposé dégelant en été fut adouci par la congéfluxion de la neige et de la boue. De plus, tous les ruisseaux perpendiculaires descendant des hauteurs méridionales ont entaillé les terrains siluriens en des sillons encaissés de 5 à 6 m, aux versants symétriques de 20 à 30 % de pente (ce qui a donné le nom de Longues Royes au ruisseau).

Tous ces indices, à savoir le passage d'une faille — qui ne peut qu'avoir favorisé le passage souterrain de l'eau — la reprise d'érosion de tous les ruisseaux en rapport avec l'approfondissement de la vallée du ruisseau d'Acoz lors de la dernière grande phase d'érosion pléistocène, puis le colmatage de la vallée calcaire, laissent supposer des pénétrations d'eau plus importantes autrefois et par conséquent un réseau souterrain fossile. Les chantoirs du Trou des Souches semblent indiquer que les eaux courantes doivent réutiliser au moins une partie et peut-être la totalité de ce réseau actuellement.

IX. — LA VALLÉE DE LA BIESME À AISEAU-PRESLES

Le ruisseau de la Biesme traverse transversalement la bande à calcaire viséen depuis Presles jusqu'à Aiseau en se maintenant dans le sens général sud-nord. Sa vallée est encaissée d'une vingtaine de mètres. Les versants sont très raides et constitués tantôt de tronçons en partie à pente d'éboulis, en partie rocheux, tantôt entièrement rocheux, comme c'est particulièrement le cas dans la partie nord du parc de Presles, au sud de la commune d'Aiseau. Dans cette partie, à l'endroit d'un méandre particulièrement marqué, les rochers calcaires bien dégagés laissent apparaître trois cavités, l'une sur la rive occidentale, les deux autres sur la rive orientale.

La première est une cavité mi-naturelle, mi-artificielle. Elle devait exister dans son aspect général avant l'intervention humaine, mais a été aménagée pour l'extraction du minerai de fer. Les bancs très redressés, voire verticaux par endroits, des étages du Viséen supérieur, ont été dégagés naturellement et remplis partiellement ou complètement de dépôts ferrugineux, que l'homme a exploités aux siècles précédents, comme l'indiquent notamment les nombreux coups de barre de mine et restes de filons abandonnés, ainsi qu'un plancher presque uniformément horizontal de sédiments tassés. De plus, certaines parois sont dépourvues de concrétions calcitiques et paraissent très fraîches. Elles résultent certainement d'une ablation. Il s'agit très vraisemblablement des mines de fer renseignées à Presles par de nombreux écrits historiques et dont le nom Trou des Nutons est d'ailleurs caractéristique des métiers du fer (27).

Du point de vue de la formation naturelle, la grotte résulte du recouplement de plusieurs élargissements de joints de stratification et de diaclases se recoupant à peu près à angle droit et formant de nombreux piliers dans cette cavité souterraine. Quelques fissures et couloirs secondaires bien concrétionnés témoignent de ce qu'était la cavité avant l'intervention anthropique. Ils résultent uniquement de l'infiltration de l'eau de surface

(27) Voir M. V. BOUHY, *ouvr. cité*.

le long des bancs très redressés et ne sont pas en relation avec un réseau souterrain quelconque; de même les entrées ne présentent en rien l'aspect de résurgence, mais résultent simplement de l'entaille des bancs rocheux.

Signalons enfin que dans cette grotte existe, à l'endroit où un mince film d'eau glisse sur une paroi après être tombé de quelques mètres de hauteur, toute une série de microgours en formation, donnant l'aspect dit en *écailles de poissons*.

Les deux grottes du versant oriental, difficiles d'accès, n'ont pas subi d'action anthropique, si ce n'est une occupation préhistorique en tant qu'abri sous roche grâce à une orientation plein sud particulièrement favorable. Des traces d'occupation depuis le néolithique jusqu'à l'Aurignacien y ont été découvertes par E. Debaille dans la grotte de base, appelée Grotte de l'Ossuaire (28). Celle-ci se présente comme une petite cavité à ouverture triangulaire de 2 m de large et de 2 m de haut; elle se termine après 4 m de profondeur et est située au pied d'un versant rocheux subvertical, dans lequel elle s'est établie à la faveur d'un élargissement de joints de stratification redressés verticalement eux aussi. Comme semble l'indiquer la fouille en profondeur, qui a atteint le niveau de la rivière à 2 m plus bas que l'ouverture, la grotte devait à l'origine être plus vaste et plus profonde; l'élévation de la plaine alluviale de la vallée depuis l'occupation aurignacienne l'a donc presque entièrement colmatée, ainsi que le couloir d'arrivée dans la grotte qui pourrait correspondre à une arrivée d'eau du Pré-Würm. La coupe des fouilles semble révéler un exhaussement alluvial après la période aurignacienne et un second après la période néolithique, probablement avec la rectification du cours d'eau et la création de barrages et d'étangs.

La grotte supérieure a, elle, été préservée du remblaiement par sa situation proprement dite, perchée presque au sommet du versant rocheux (fig. 16). Son ouverture est très vaste, 10 m de largeur, 3 m de hauteur, et donne sur une petite salle-amphithéâtre où aboutissent différents couloirs. A l'entrée les bancs rocheux forment une voûte et se sont effondrés par tranche successive, déterminant un éboulis. Des soutènements ont dus être placés pour empêcher une nouvelle chute du porche. Cette grotte, appelée grotte du Docteur, présente plusieurs continuations intérieures dans des orientations différentes. Trois d'entre elles se dirigent manifestement vers le versant de la vallée, mais sont colmatées au bout de quelques mètres; on y a fait des fouilles importantes. S'agit-il d'anciens chenaux aboutissant à d'anciennes résurgences sur le versant en aval de l'éperon rocheux? D'après l'orientation des chenaux, la possibilité existe, mais aucune trace d'érosion mécanique n'est visible. Le couloir le plus important, et qui n'a pas été fouillé, est celui qui plonge vers l'est suivant le joint de stratification

(28) E. DEBAILLE, *Rapports sur les fouilles des grottes de Presles*, dans *Documents et rapports de la Société Royale paléontologique et archéologique de l'Arrondissement judiciaire de Charleroi*, t. XL, 1934, p. 3-5.

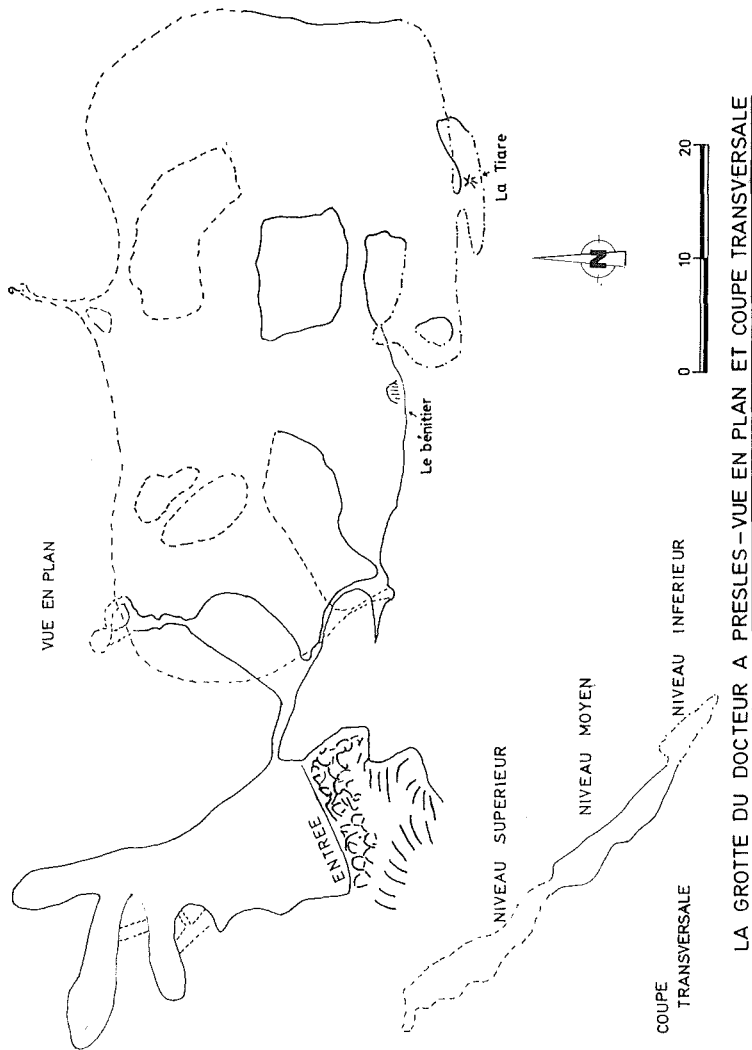


FIG. 16.

incliné à 45° de la partie orientale de la voûte surmontant l'entrée. Au bout de 6 m, le couloir s'élargit pour devenir une première salle d'une quinzaine de mètres, inclinée à 32° et établie suivant les joints de stratification. Vers le haut, une étroiture et quelques cheminées établies suivant les joints remontent vers la surface. Cette salle est prolongée par une autre du même genre de 25-30 m de long, mais sans communication directe, le passage se faisant dans les éboulis de la partie la plus basse. Il s'agit d'une salle inclinée à 45° en moyenne et établie suivant un joint de stratification élargi. De

nombreuses concrétions, dont certaines bien orientées en alignements sud-nord suivant les diaclases, séparent la vaste salle en plusieurs petites dans la partie occidentale. La partie orientale est beaucoup moins concrétionnée par suite d'un éboulement récent qui a rajeuni les parois de la salle.

Ces cavités se caractérisent par le manque total de traces d'érosion mécanique et par la présence de nombreuses belles concrétions stalagmitiques. En plusieurs endroits, on peut aussi observer des boxworks (29) recouverts quelquefois d'une fine pellicule de sable argileux glauconieux vert.

Il semble donc que des fissures dans le massif calcaire aient existé depuis longtemps et que des sédiments cénomaniens ou landeniens s'y soient infiltrés ici aussi. Cependant, l'aspect principal de la grotte du Docteur s'est réalisé par un élargissement suivant les joints de stratification, sous l'effet de différentes actions, parmi lesquelles nous pouvons inclure l'action d'une nappe phréatique et exclure l'action vadose. Cette formation se serait réalisée au cours du Pléistocène avant l'approfondissement de la vallée, lequel mit à jour l'ouverture actuelle de la grotte, comme celle de la grotte inférieure, celle de l'Ossuaire, dont la partie basse fut remblayée à la fin du Pléistocène et artificiellement par après. Les concrétions calcitiques en forme de stalactites, stalagmites et draperies que l'on trouve dans les salles actuelles, se sont formées depuis le Pléistocène, mais certaines se sont effondrées sous l'effet soit de l'alternance des gels et dégels successifs (la distance jusqu'à l'entrée est réduite), soit des petits pseudoséismes qui affectent le Houiller proche dans la région.

De plus, parmi les affluents de la vallée transversale de la Biesme, nous trouvons un petit affluent, le ruisseau du Fond de Coupe Gueule, qui coule puis se perd dans les colluvions solifluées contenant des blocs de grès landeniens, provenant de la couverture tertiaire des plateaux voisins. Le chanoir est très petit et un recul de quelques mètres s'observe aussi à partir d'une petite perte relativement plus ancienne. Le ruisseau est encaissé de quelques mètres et détermine en un point une petite terrasse comme le fait le ruisseau du Courtillonnet, affluent du ruisseau des Haies. Aucune résurgence de ce petit affluent n'est visible; elle est probablement sous-fluviale au niveau de la confluence avec la vallée de la Biesme.

Enfin, signalons comme dernier aspect karstique de la région, une dépression située plus au sud, près de la porte de la Caoterie du Parc de Presles. Il s'agit d'une dépression de 15 m sur 15 m environ, au fond de laquelle émergent des rochers calcaires, dont l'aspect naturel paraît très probable, mais où la végétation extrêmement dense empêche d'observer l'aspect du fond et d'y déceler toute trace de chanoir. Si cette dépression est naturelle, elle ne peut que correspondre à une ancienne doline, sans

(29) Voir note (3).

doute du même type que celle que l'on rencontre au nord du bois de Châtelet et plus au nord encore dans les campagnes et prairies voisines, aux environs du lieu dit Trou Jeannette et dans le parc de la poudrerie de Châtelet-Carnelle.

Entre la vallée de la Biesme et celle du ruisseau de Fosses, la bande calcaire est encore parsemée de petites dépressions, mais elles sont pour la plupart remplies de débris ou d'immondices et il est difficile d'en définir leurs aspects et leur origine.

X. — CONCLUSIONS : ÉVOLUTION DU KARST DE LA BASSE-MARLAGE OCCIDENTALE

L'étude des principaux phénomènes karstiques de la région envisagée nous permet de retracer les principales étapes de son évolution karstique.

Il semble que des fissures dans le socle calcaire existent depuis l'exhumation de celui-ci ou tout au moins dès avant les transgressions marines de la fin du Secondaire ou du début du Tertiaire, comme en témoignent les dépôts de certaines parties du lapié de Leernes-Landelies, des grottes de l'Agouloir à Châtelet, de la carrière Guyaux à Bouffioulx et de la grotte du Docteur à Aiseau-Presles.

Le lapié de Leernes-Landelies représente pour sa part une forme karstique modelée dans une nappe gorgeant une couverture de sédiments meubles sous climat chaud de la fin du Tertiaire. Il est probable qu'à cette même époque, des cours d'eau orientés sud-nord, comme la Sambre de Landelies, le ruisseau des Haies, le ruisseau d'Acoz ou la Biesme, coulaient déjà dans la partie supérieure du socle calcaire et que le début d'une action karstique de plus grande envergure commençait à se manifester.

Mais c'est avec l'enlèvement de la plus grande partie de la couverture tertiaire sur les interfluves, à partir du début du Pléistocène, que commencent à se développer la plupart des phénomènes karstiques importants actuellement observables. C'est au cours du Pléistocène que la nappe aquifère s'enfoncé progressivement suivant les périodes d'approfondissement successives des vallées (3 en moyenne), ce qui permet, après des phases d'action phréatique, à l'activité vadose de créer les nombreux chenaux étagés, parfois bien en relation avec certaines terrasses de la Sambre, comme à la grotte de l'Agouloir à Châtelet. Toutes les grottes envisagées dans cette étude présentent ces deux types d'activité, sauf celle du Docteur à Aiseau-Presles. De plus, l'encaissement du réseau karstique provoque des séries d'effondrement soit à l'intérieur des grottes, réalisant ainsi les plus grandes salles actuelles de l'Agouloir ou du Trou Quinet, soit en surface où de nombreuses dolines, voire de longs fossés, lorsque la lithologie le favorise, se réalisent, comme par exemple au Bois de Châtelet.

Après la dernière grande phase d'encaissement des vallées au Würm, un apport de colluvions, constituées de sédiments de la couverture tertiaire,

de masses limoneuses et de débris de roches de la Haute-Marlagne méridionale, colmate totalement ou partiellement les formes karstiques de profondeur et de surface, sauf le lapié de Leernes-Landelies, qui n'a jamais été dégagé de sa couverture tertiaire au Pléistocène.

Les différentes grottes de la région sont ainsi obstruées à peu près au même niveau et ce n'est qu'à l'Holocène qu'une reprise d'érosion remet en activité certains chantoirs et résurgences. Les ruisseaux s'infiltrent dans la masse de colluvions, sans toutefois jamais les dégager entièrement. Le réseau souterrain actif est encore en grande partie encombré; les ruisseaux, comme celui du Fond des Wespes à Landelies, de Pont à Nôle à Mont-sur-Marchienne ou du Fond de la Coupe Gueule à Presles, ne sont pas assez puissants pour enlever la masse colluvionnée. Ceux qui ont la plus grande activité, le ruisseau des Haies à Marcinelle-Loverval et le cours inférieur du ruisseau des Longues Royes à Bouffioux, profitent de failles préexistantes dans le socle calcaire, ce qui leur a peut-être permis de ne jamais cesser leur activité, même pendant la phase de colmatage, comme en témoigne la large vallée en aval des résurgences du ruisseau des Haies. Il faudrait un nouvel approfondissement des vallées actuelles pour voir le réseau karstique se dégager plus en profondeur dans les principales grottes de la région.

En surface les nombreux anciens chantoirs et dolines commencent à être dégagés de leurs colluvions dans leur partie supérieure par un soutirage en relation avec les eaux de pluie, en même temps qu'elles sont parfois recouvertes de débris de leurs parois dolomitiques (partie septentrionale du bois de Châtelet).

Enfin, à l'époque historique, certains chantoirs ou dolines sont remaniés par l'homme, qui y recherche soit le fer, soit la terre plastique pour son industrie, en dégageant les sédiments meubles soit totalement, soit partiellement, comme dans les dolines du type abannet (région au sud de Châtelet).

DEUXIÈME PARTIE

LES PHÉNOMÈNES KARSTIQUES DE LA BASSE-MARLAGNE ORIENTALE.

(Carte II hors-texte)

A l'est du ruisseau de Fosses, à Aisemont, la bande calcaire est entièrement constituée par la longue dépression de la vallée longitudinale du Sec Ry comprise entre les hauteurs du Houiller inférieur au nord à 190 m et du Famennien au sud vers 210 m. Le Sec Ry est un petit ruisseau, qui disparaît en chantoir 200 m environ à l'ouest de la route de Ligny. Après un parcours souterrain orienté est-ouest, il réapparaissait sur le versant oriental du ruisseau de Fosses, mais c'est à cet endroit que les carrières

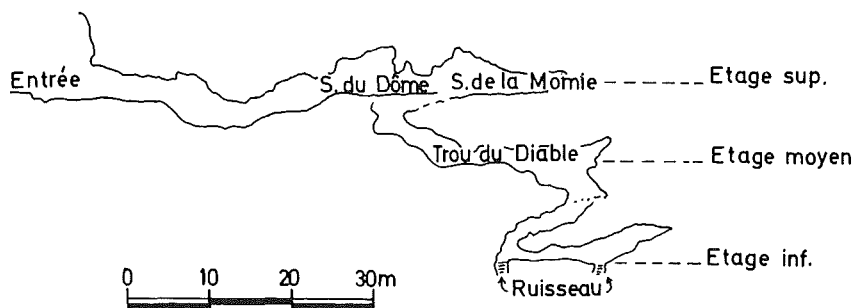
d'Aisemont ont ouvert la bande à calcaire et la presque totalité du vallon sec a maintenant disparu.

A Franière, le cours supérieur de cette petite vallée se termine et une petite crête, orientée nord-sud vers 200 m, la sépare d'une autre dépression longitudinale toujours comprise entre les hauteurs du Houiller (195 m) et du Famennien (185 m). Vers l'élargissement terminal de cette vallée cependant, le flanc nord est rejoint par la Sambre, qui a déterminé la présence de rochers verticaux surmontés d'un petit replat.

A Sart-Saint-Laurent-Floreffe, des failles de décrochement ont rejeté la bande calcaire vers le sud. Là aussi, elle apparaît sous forme de petites crêtes longitudinales surbaissées et de vallons parallèles compris entre les deux parties du Famennien décroché lui aussi et déterminant les hauteurs nord de 196 m et sud de 201 m. La vallée transversale encaissée du ruisseau de Floreffe sectionne le tout. Un affluent, le ruisseau de Sart-Saint-Laurent, se jette dans le sol au niveau de la borne 14 de la route de Namur. Plusieurs petites cavités existaient dans cette région, le Trou Génard, le Trou Bouchoux, le Trou de la Cafetière, le Trou des Trois Lumerottes, le Trou Ginette. La plupart de ces cavités ont disparu entièrement ou partiellement par suite de l'élargissement de la route de Namur. Ce n'étaient que de petites cavités de quelques mètres de longueur et de profondeur, mais les deux dernières présentaient des niveaux de sédiments comportant des cailloux roulés, montrant par là leur existence avant leur envahissement par les sédiments apportés lors de la formation des basses terrasses de la Sambre.

Heureusement la grande grotte de Floreffe est restée intacte et représente le phénomène karstique le plus important de toute la région. Elle s'ouvre sur le flanc oriental de la vallée, sous une terrasse de la Sambre située à 165 m. Un réseau de galeries et de salles existe dans le calcaire du Viséen et dans la dolomie du Viséen et du Tournaisien. L'allure de ce réseau est en général sud-nord tandis que l'allure des couches est de 60° sud par renversement. Les trois étages actuels des conduits de cette grotte et l'encaissement par saccades qu'on observe dans certains de ces conduits, montrent bien l'enfoncement progressif du haut vers le bas du cours d'un ruisseau, dont on ne retrouve ni l'entrée ni la sortie en surface actuellement, mais qui existe à l'étage tout à fait inférieur de la grotte; il est visible par deux fenêtres à - 20 m par rapport à l'entrée actuelle (fig. 17).

C'est donc une formation vadose de conduits traversant perpendiculairement les bancs géologiques, qui est à l'origine des formes essentielles de la grotte actuelle. Quant à son âge, nous pouvons dire que la partie supérieure date vraisemblablement du début du Pléistocène, puisqu'elle fut remblayée, partiellement ou parfois jusqu'au toit pour les zones en siphon, d'alluvions correspondant aux dépôts fluviaux de la Sambre toute proche et dans lesquels on retrouve de nombreuses traces de plusieurs niveaux



**COUPE SCHEMATIQUE A TRAVERS LA GROTTÉ
DE FLOREFFE** (D'après lever de P. Vandersleyen)

FIG. 17.

d'habitat préhistorique. Des reprises d'érosion très nettes sont marquées dans ces sédiments, tandis que des concrétions calcitiques tapissent la plupart des plafonds et se sont aussi déposées sur le sol en plusieurs endroits. Aucune trace d'une existence plus ancienne n'a été retrouvée dans cette grotte, de même qu'il n'y a pas de marque d'activité phréatique qui, si elle a existé, a dû être enlevée ou modifiée par l'action vadose ultérieure.

Les grottes de Floreffé se rapprochent, quand à leur formation et leur âge, des autres cavités touristiques principales de notre pays et sont donc différentes de celles rencontrées en Basse-Marlagne occidentale, malgré la similitude des bancs géologiques dans lesquels elles se sont établies. C'est un *karst actif*.

La vallée du ruisseau de Floreffé est prolongée vers l'est entre les hauteurs du Houiller (193 m) et du Famennien (206 m), par un autre vallon longitudinal, qui se prolonge jusqu'au petit col le séparant des versants raides de la vallée transversale encaissée du ruisseau de Malonne. Puis un autre vallon longitudinal prend le relais jusqu'au col de Cabacat entre les crêtes de 210 m sur le Houiller au nord et de 217 m sur le Famennien au sud.

Enfin, à Wépion, une dernière dépression longitudinale, où se logent le ruisseau de la Pairelle et ses affluents descendant de la crête famennienne méridionale, constitue la forme superficielle de la bande calcaire jusqu'aux versants rocheux de la vallée de la Meuse. Depuis Floreffé vers l'est, nous n'avons pas retrouvé jusqu'à présent de phénomène karstique important et s'il en existe sur les versants mosans de la région de Wépion, il nous semble qu'ils doivent être étudiés dans un ensemble englobant tous les versants calcaires de la Meuse. C'est pourquoi nous ne les avons pas recherchés dans le cadre de cette étude.

CONCLUSIONS GÉNÉRALES

Si l'observation des deux parties de la Basse-Marlagne calcaire montre avec évidence un karst beaucoup plus actif à l'est qu'à l'ouest d'Aisemont, ainsi qu'une érosion de surface plus active à l'est qu'à l'ouest, puisque la surface topographique de la partie orientale de la Basse-Marlagne a été nettement surbaissée en chavée entre deux crêtes plus élevées, l'étude de détail que nous avons faite de cette région nous permet de donner une explication à cette opposition.

Dans la partie orientale, l'activité de ruisseaux longitudinaux est marquée en surface; elle a suivi l'approfondissement des vallées transversales principales, lié à l'enfoncement saccadé de la Sambre au Pléistocène, comme en témoignent les dépôts de cailloux roulés étagés dans la grotte de Floreffe. L'érosion et la corrosion de cette région, qui se marquent comme dans la bande de calcaires givetiens du sud de la Belgique, ont été facilitées par l'absence de couverture tertiaire ou d'une couverture déjà très amincie par l'action d'une Sambre toute proche dès le début des grandes phases d'encaissement de celle-ci. Il semble donc que la question de la pureté de la roche calcaire soit ici secondaire par rapport à la puissance du réseau hydrographique pléistocène.

Par contre, la Basse-Marlagne occidentale fut protégée pendant plus longtemps par une couverture tertiaire plus importante, couverture qui subsiste encore actuellement en de nombreux endroits, ce qui freina la formation de vallées longitudinales et de chavées, mais permit de conserver les surfaces de plateaux avec leurs phénomènes karstiques plus anciens fossilisés ou même de voir se réaliser un lapié couvert.

La Sambre traverse pourtant la bande calcaire à Landelies, mais en cet endroit, elle n'a pas encore reçu les eaux de nombreux affluents qui convergent vers le sillon houiller et elle a par conséquent une puissance d'érosion toute différente de celle de la Sambre de Floreffe.

C'est seulement au Pléistocène, avec l'encaissement des vallées transversales, que des cavités essentiellement corrodées par nappes phréatiques sont apparues sur les flancs de ces vallées et que quelques rares petits ruisseaux ont pu modifier quelque peu l'aspect général de ces cavités en entrant par les parties de plateau déjà dégagées de la couverture tertiaire, c'est-à-dire le plus souvent très près des vallées transversales.

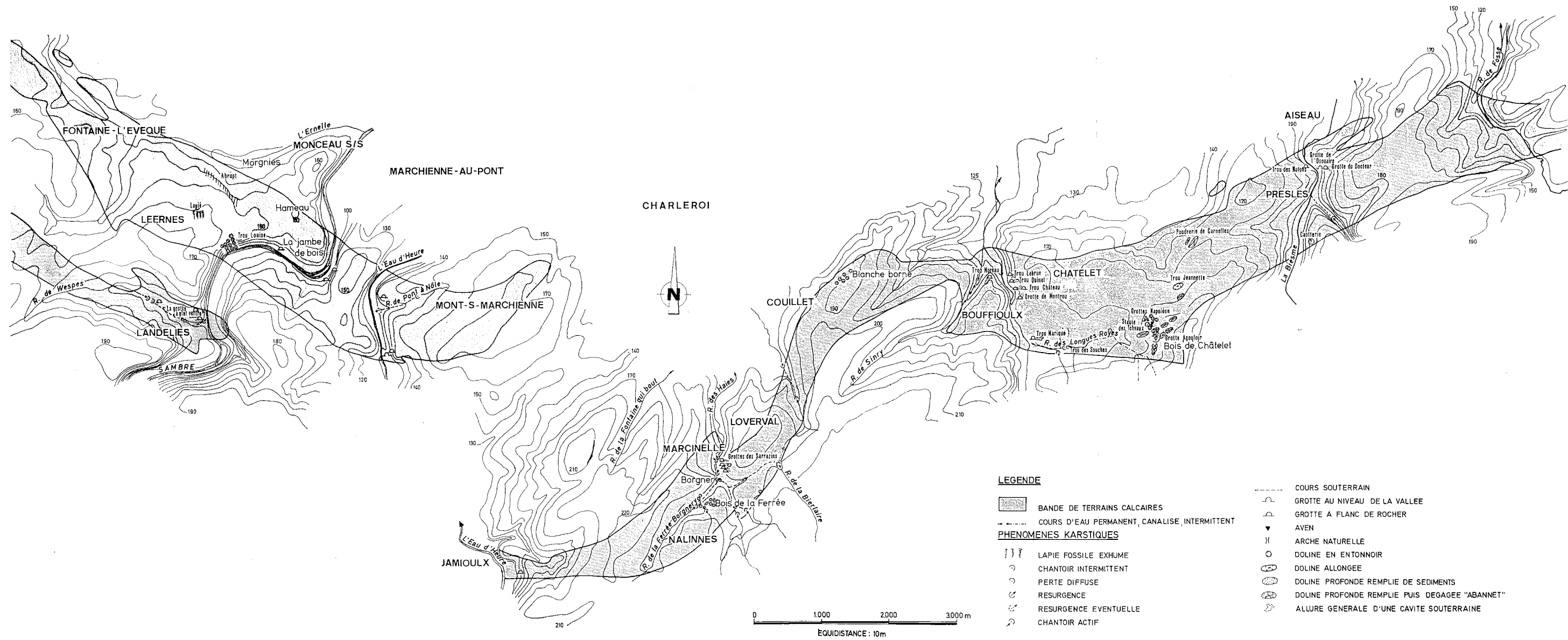
Ces vallées transversales ne déterminent en aucun cas des phénomènes karstiques, elles sont surimposées au massif calcaire, ce qui montre également l'influence de la couverture tertiaire.

Les quelques cas de karst actif dans cette région ne sont que le fait de quelques petits ruisseaux, qui, profitant souvent de failles, ont repris des réseaux pléistocènes colmatés et sont en train de les dégager actuellement.

Il semble donc ainsi que dans l'ensemble, les plateaux de la Basse-Marlagne occidentale aient gardé les traces de phénomènes tertiaires ou

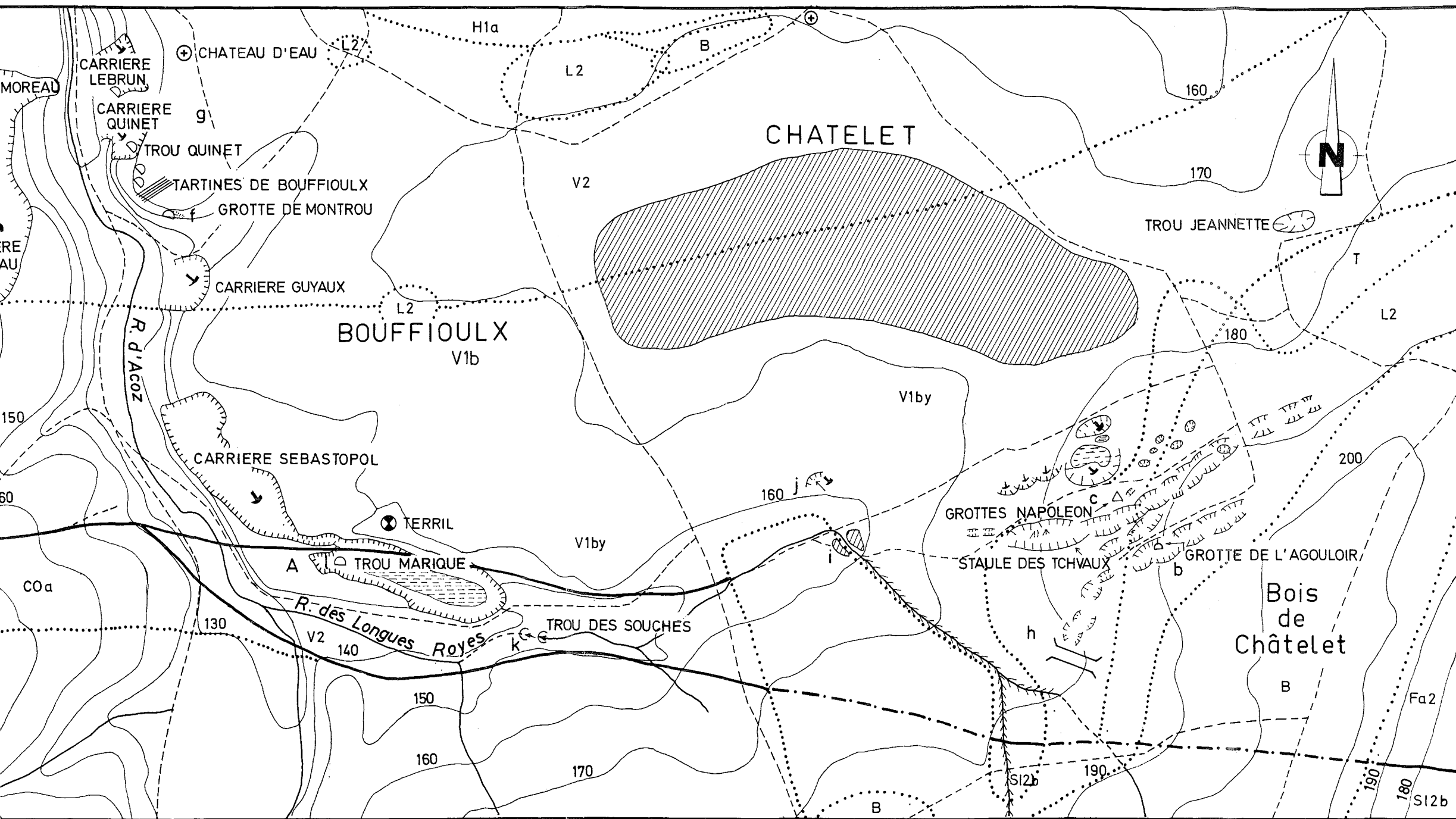
antérieurs fossilisés, que les flancs des grandes vallées transversales et les surfaces de la Basse-Marlagne orientale portent des traces de phénomènes pléistocènes et que ce soit dans les petits vallons que se développent les phénomènes actuels.

L'étude de cette région montre donc que, comme dans bien d'autres régions calcaires, les phénomènes karstiques ont débuté avec l'exhumation des bancs rocheux et se sont continués jusqu'à l'époque actuelle plus ou moins rapidement selon l'action d'eaux phréatiques ou vadoses, action elle même liée au recouvrement ou au dégagement des bancs calcaires par des dépôts sédimentaires perméables ou imperméables du Tertiaire ou par des colluvions pléistocènes.



Carte I

LES PHENOMENES KARSTIQUES DE LA REGION CHATELET-BOUFFIOULX



LEGENDE

- Limite géologique
- Faïlle
- ▭ Etang
- ⊖ ⊕ Δ Dépression, cavité, aven
- ⊖ Chantoir
- - - - - Chemin, sentier
- ⊖ Carrière abandonnée
- A Zone artificielle
- ←←←←← Encassement du ruisseau
- ▨ Terrasse

GEOLOGIE

- L2 Landenien sup.; sables et argiles
- B Bruxellien; sables
- H1a Houiller; psammites, phanites
- V2 Viseen; calcaire
- V1b Viseen; calcaire
- V1by Viseen; grande dolomie
- T Tournaisien; calcaire à crinoïdes
- Fa2 Famennien; psammites
- Sl2b Silurien; schistes
- Coa Couvinien.



Fig. 9.

LONGITUDINAL ET TRANSVERSAUX DE L'AXE GROTTES DE L'AGOULOIR - GROTTES NAPOLEON
 schématique d'après lever par R. Fourneau (1968)

N-0

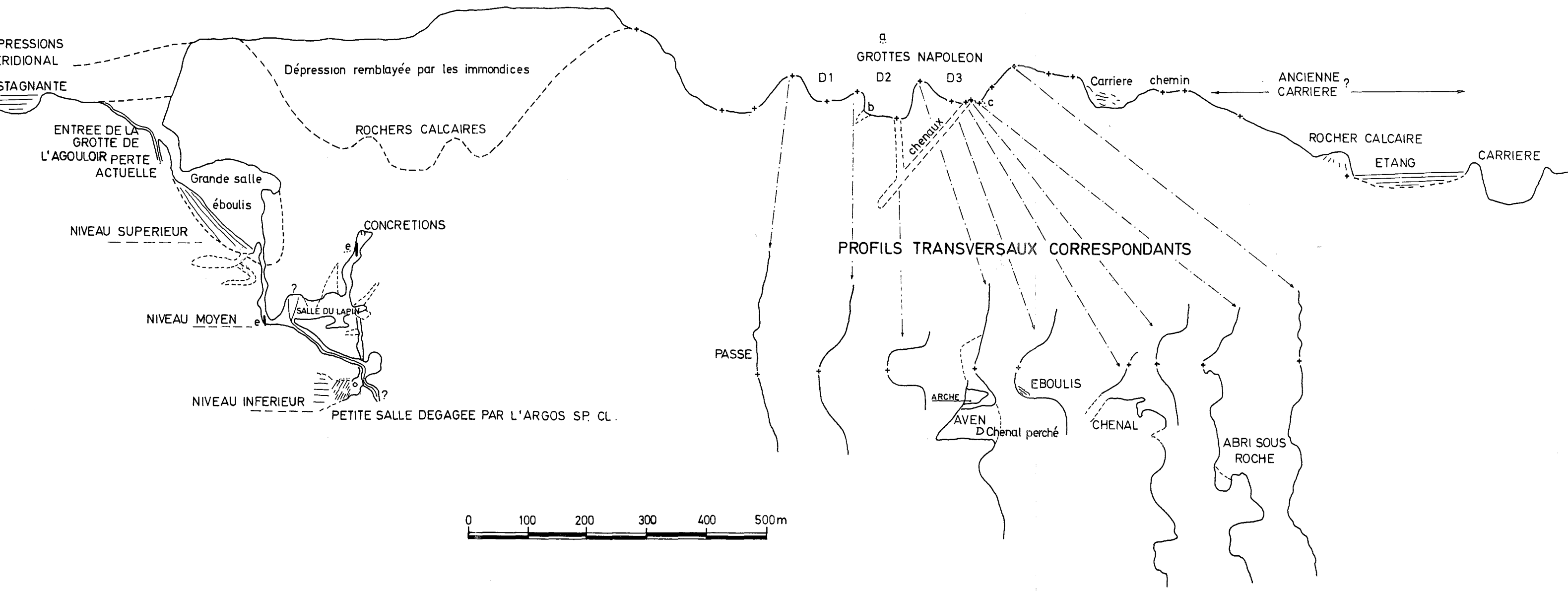
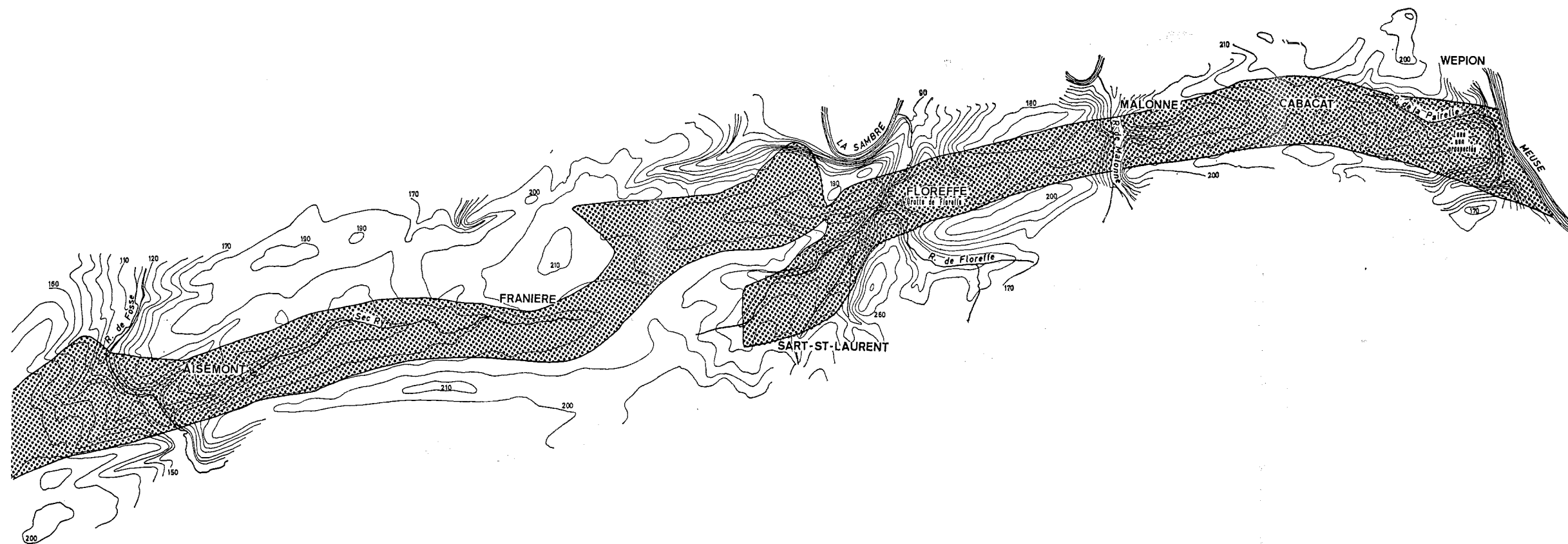


FIG. 10.



Carte II

Le pointillé représente la bande des terrains calcaires