

## Chapitre 9

### LES PHENOMENES KARSTIQUES

par

Camille EK

#### RESUME.-

#### I. FORMATIONS CARBONATEES ET REGIONS KARSTIQUES.-

Les formations qui ont permis le développement de phénomènes karstiques dans notre pays sont passées en revue en précisant leur localisation et leur situation topographique : calcaires dévoniens, calcaires carbonifères, poudingue permien de Malmédy, dépôts triasiques et jurassiques de Lorraine, Crétacé du bassin de la Meuse et du Pays de Herve.

#### II. LES PHENOMENES KARSTIQUES ET LEUR GENESE.-

Après un bref historique des recherches effectuées en Belgique, l'auteur décrit les phénomènes karstiques existant dans les différentes formations. Dans les calcaires dévoniens et carbonifères, les phénomènes karstiques sont nombreux et caractéristiques : grottes, dolines, vallées sèches, résurgences, etc ... Des différences existent cependant entre ces deux assises : la plus importante est la taille des cavités karstiques qui sont beaucoup plus grandes dans les couches dévoniennes. Cette différence est due principalement aux caractéristiques des eaux qui arrivent sur les calcaires dévoniens et sur les calcaires carbonifères en provenance des régions voisines. Les calcaires dévoniens reçoivent des eaux douces qui proviennent de l'Ardenne, tandis que sur le Calcaire Carbonifère arrivent des eaux déjà dures provenant des psammites légèrement calcareux du Dévonien supérieur. Dans le poudingue permien de Malmédy, les phénomènes karstiques n'ont qu'un développement modeste ; toutefois un puits de plus de 60 m de profondeur a été récemment découvert près de Bévercé. Dans le Trias et le Jurassique, la morphologie karstique n'est guère développée. Le Crétacé est un terrain favorable à l'apparition de dolines.

Les processus qui entrent en jeu dans ces phénomènes karstiques sont divers : le principal est la dissolution qui se poursuit sous terre grâce au  $\text{CO}_2$  du sol. Les précipitations de  $\text{CaCO}_3$ , les transports solides dans les cours d'eau souterrains, le gel, les éboulements interviennent également avec une importance très variable.

Il est vraisemblable que certaines caractéristiques des cavités actuelles sont dues à des processus anciens : ainsi un climat plus froid permet d'expliquer la dissolution vadose dont on retrouve la trace loin des endroits où l'eau a pénétré dans les grottes ; un climat chaud semble nécessaire pour expliquer les concrétionnements importants, ...

Les divers facteurs intervenant dans la karstification sont ensuite étudiés : lithologie, structure géologique, types de temps, facteurs climatiques.

#### III. ESQUISSE D'UNE CHRONOLOGIE.-

Quelques phénomènes karstiques très anciens ont été reconnus : les principaux sont des grottes et un lapié paléozoïques, plusieurs puits naturels et une cavité crétacée, des remplissages tertiaires des abanets de la région de Couvin et du Condroz. Au Quaternaire, les résurgences des flancs de vallée sont apparues pendant les périodes froides. Des tufs calcaires se sont constitués à l'Holocène. De nos jours, dolines et chantoirs évoluent rapidement.

## I.- INTRODUCTION.

En Belgique, les roches carbonatées sont les seules roches susceptibles de donner à certaines régions une hydrologie et une morphologie nettement influencées par les phénomènes de dissolution.

Ces roches carbonatées sont des calcaires, des craies et des dolomies. Elles affleurent (fig. 9.1),

- a) dans les bassins de Dinant et de Namur, sous forme de calcaires et de dolomies dévoniens et carbonifères,
- b) dans le nord-est de l'Ardenne : l'assise moyenne, très calcaire, du poudingue permien,
- c) en Gaume : les calcaires et macignos jurassiques, et enfin,
- d) dans l'Entre-Vesdre-et-Meuse et le Bassin de Mons, sous la forme des craies du Crétacé.

Cette grande diversité de formations carbonatées donne lieu à des phénomènes karstiques également variés : grandes grottes des calcaires dévoniens ; dolines fossiles, comblées de sable et d'argile, du Calcaire Carbonifère ; circulations souterraines récemment découvertes dans le poudingue à ciment calcaire du Permien ; diaclases ouvertes et travertins des calcaires jurassiques ; dolines du Crétacé, ...

Mais, à travers la variété des paysages, une constante demeure, fondamentalement typique des régions karstiques : la tendance de l'eau à s'enfouir pour circuler sous terre dans des fissures ou dans des conduits.

Les régions karstiques belges diffèrent pourtant des régions calcaires les plus typiques en ce que, en Belgique, l'enfouissement de l'eau n'est jamais total à l'échelle régionale. Les déserts calcaires des Causses du Massif Central ou du Karst adriatique n'existent pas chez nous ; c'est en partie attribuable à l'évolution différente subie par ces régions, mais en partie aussi à ce que chacune de nos formations calcaires est assez limitée en épaisseur et en étendue d'affleurement ; chacune constitue dès lors ce que C.V.I.J.I.C. a appelé un *karst barré* : barré par les formations non karstiques adjacentes. Néanmoins, dans chacune de nos régions calcaires, la tendance des eaux à s'enfouir est bien existante et actuellement très perceptible.

Pour se limiter aux conséquences majeures de ce phénomène, nous noterons qu'il a donné naissance, en surface, à des vallées sèches longues parfois de plusieurs kilomètres, sous terre, à des cavités souterraines spectaculaires pouvant comporter des salles extrêmement vastes tandis que, plus bas, s'étendent, sous ces régions, les réserves d'eau souterraines de loin les plus importantes de Belgique.

## II.- FORMATIONS CARBONATEES ET REGIONS KARSTIQUES.

Les différences de morphologie entre les diverses régions karstiques belges sont avant tout le fait de facteurs géologiques : lithologie et structure.

L'histoire géomorphologique des temps cénozoïques et le relief qui en a résulté ne sont pas sans répercussion sur nos paysages karstiques. Mais cette histoire et ce relief sont si influencés par les facteurs géologiques que l'on est fondé à passer en revue dans l'ordre stratigraphique les formations carbonatées belges : leurs zones d'affleurement correspondent à des régions déterminées et, on va le voir, à des paysages individualisés.

### A.- DANS LE DEVONIEN ET LE DINANTIEN.-

Parmi les formations carbonatées du Paléozoïque, les calcaires et les dolomies du Dévonien moyen et supérieur et du Dinantien constituent de très loin les deux ensembles les plus puissants et s'étendant sur les surfaces les plus vastes. Leurs affleurements représentent plus de 1600 km<sup>2</sup>, et le périmètre dans lequel on les observe enserme 6000 km<sup>2</sup> ; il inclut le Synclitorium de Dinant, le Synclinal de Namur, le Massif de la Vesdre et la Fenêtre de Theux.

#### 1.- LES CALCAIRES DEVONIENS.-

Affleurant dans chacune des quatre unités structurales citées plus haut, les calcaires dévoniens sont surtout bien développés à la bordure sud du Synclitorium de Dinant. Ils y constituent la *bande calcaire* qui borde le massif ardennais et forme un palier tout le long de sa retombée septentrionale. Les calcaires y sont d'âge couvinien, givetien et frasnien.

C'est dans la partie occidentale de la bande calcaire que ces formations atteignent leur plus grande puissance : le Couvinien et le Givetien y comportent chacun environ 400 m d'épaisseur de calcaire, parmi d'autres roches. Dans chacun des deux étages, environ la moitié des calcaires sont des calcaires purs (1), l'autre moitié étant essentiellement constituée de roches comportant 80 à 90 % de carbonate de calcium.

Le Frasnien peut atteindre dans la bande calcaire, où son développement est maximum, environ 600 m

(1) Dans les pages qui suivent, nous appellerons, conformément à une convention largement admise, calcaire pur toute roche comportant au moins 90 % de carbonate de calcium.

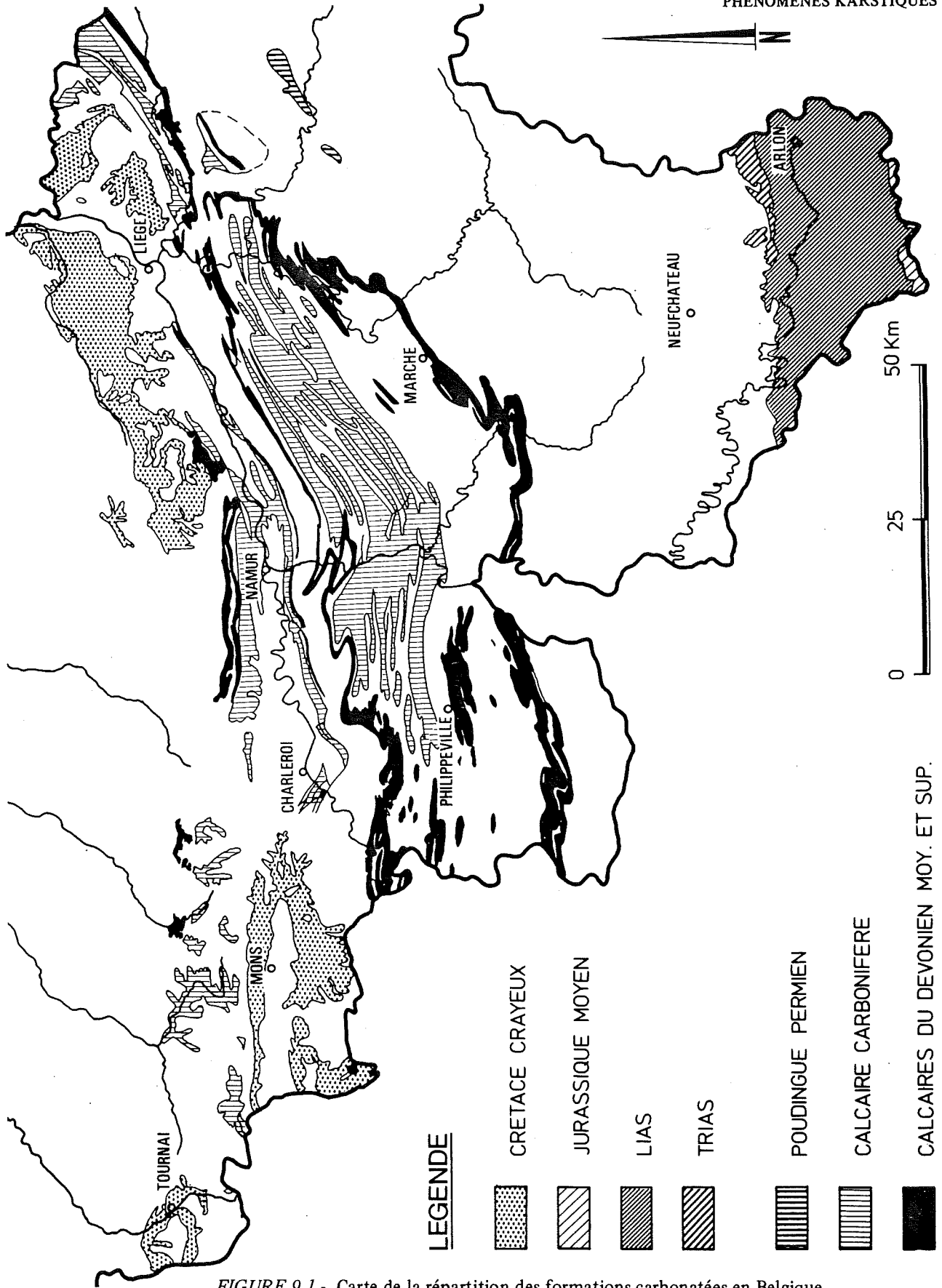


FIGURE 9.1.- Carte de la répartition des formations carbonatées en Belgique.

de puissance, et la plus grande partie de l'étage y est constituée de calcaires purs (1).

Vers l'extrémité orientale de cette bande, les formations sont moins épaisses. En outre, le Couvinien comporte de moins en moins de calcaire vers l'est, et le Givetien n'est plus guère calcaire qu'à sa partie supérieure - et parfois plus du tout.

Les trois mêmes étages affleurent également dans d'autres régions : les bords nord et est du Synclinorium de Dinant, le Synclinal de Namur, le Massif de la Vesdre et la Fenêtre de Theux. En ces endroits, la puissance totale des calcaires dévoniens est généralement très inférieure à 500 m, et, le plus souvent, seul le Frasnien y comporte des formations calcaires.

Malgré la diversité des unités tectoniques dans lesquelles se présentent les calcaires dévoniens, il est un trait dont la permanence est nette. C'est que si les calcaires dévoniens surmontent *stratigraphiquement* les formations ardennaises (Dévonien inférieur), tandis qu'ils supportent les schistes fameniens (Dévonien supérieur), la situation *topographique* est pratiquement toujours inverse : les roches résistantes du Dévonien inférieur dominant le calcaire, tandis que les schistes tendres du Dévonien supérieur se trouvent en contrebas. Ainsi, par exemple, la *bande calcaire* constitue un

palier entre l'Ardenne, plus élevée, et la dépression de la Famenne (fig. 9.2.).

Les calcaires dévoniens sont donc, de façon générale, essentiellement alimentés en eau par le Dévonien inférieur, qui leur fournit des eaux très douces.

2.- LES CALCAIRES DINANTIENS.-

Les calcaires dinantiens affleurent dans les mêmes unités structurales que les calcaires dévoniens. Et, comme pour ceux-ci, la plus grande étendue de leurs affleurements se situe dans le Synclinorium de Dinant. Dans les parties centrales de ce bassin, le Tournaisien et le Viséen peuvent atteindre chacun une puissance de l'ordre du demi-kilomètre. Ces deux sous-étages comportent essentiellement des calcaires et des dolomies purs.

Alors que les faciès des formations méso- et néodévonienne varient de façon importante du nord au sud et de l'est à l'ouest, le Dinantien est caractérisé sur toute l'étendue de la Belgique par la très forte prédominance, le quasi-monopole, sur toute son épaisseur, des faciès carbonatés purs.

Comme les calcaires dévoniens, les calcaires et dolomies dinantiens reposent sur des roches résistantes - les psammites du Famennien supérieur - qui sont fréquemment en relief, et sont sous-jacents à des roches tendres - les schistes du Houiller - souvent en dépression.

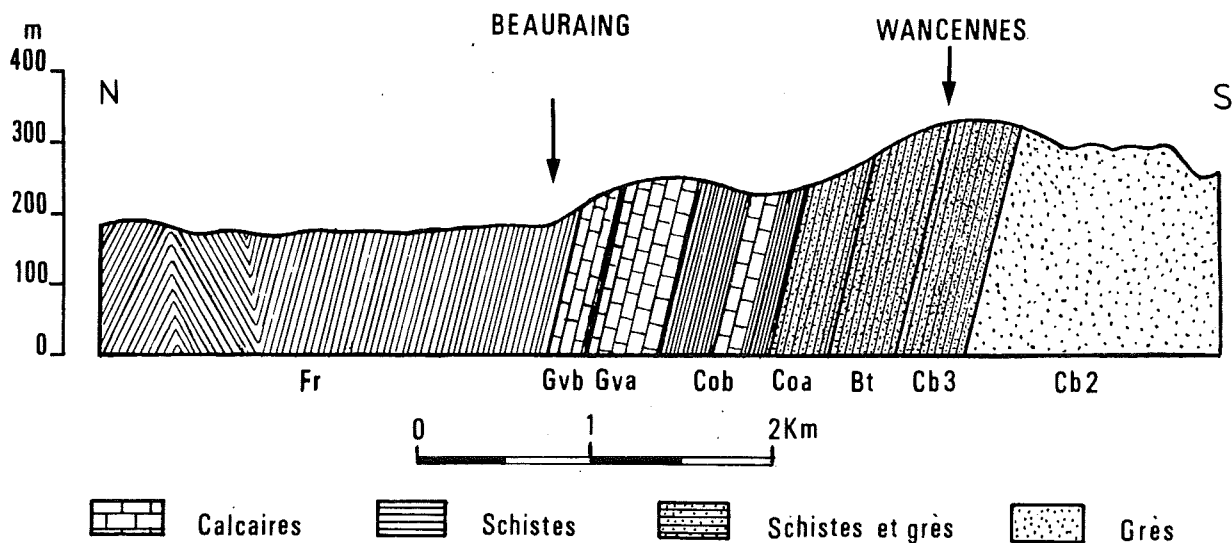


FIGURE 9.2.- Coupe sud-nord près de Beauraing montrant la Famenne, la bande calcaire et la bordure septentrionale de l'Ardenne (d'après la carte géologique au 1/40.000).

(1) L'assise de Fromelennes est, dans ce compte, incluse dans le Frasnien. Elle était jadis considérée comme le sommet du Givetien et plusieurs stratigraphes estiment actuellement

qu'on devrait l'y replacer. Cette assise est généralement essentiellement calcaire.

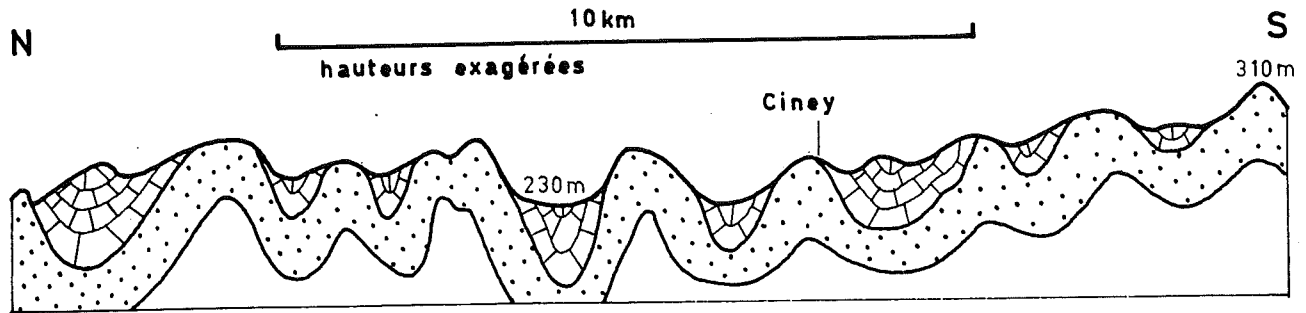


FIGURE 9.3.- Le Condroz, coupe géologique nord-sud passant par Ciney.

Les calcaires dinantiens sont donc surtout alimentés en eau - dans leur plus grande zone d'affleurement du moins, le synclinorium de Dinant - par les roches gréseuses du Famennien supérieur. Mais, contrairement aux roches du Dévonien inférieur, les psammites du Famennien comportent en moyenne 10 à 20 % de calcaire et fournissent au Calcaire Carbonifère des eaux très dures. (fig. 9.3.)

#### B.- DANS LE PERMIEN.-

Au coeur de l'Ardenne, dans le Massif de Stavelot, s'allonge une formation d'âge permien : le Poudingue de Malmédy. Depuis les travaux de A. RENIER (1919), on y distingue trois "assises". L'"assise moyenne" est constituée d'un conglomérat, souvent très grossier, comportant une majorité d'éléments calcaires et un ciment calcaireux. Des lentilles de grès calcaire sont intercalées dans le dépôt.

L'assise calcaire du poudingue peut atteindre, au maximum, quelque 150 m d'épaisseur dans la région de Malmédy. Le conglomérat est alimenté en eaux très douces par les formations cambriennes des hauteurs du Massif de Stavelot (et, localement, par les sables tertiaires qui recouvrent une partie du massif).

L'existence de phénomènes karstiques importants dans le Poudingue de Malmédy a été totalement ignorée jusqu'aux découvertes et aux travaux de A. OZER (1967, 1971).

#### C.- DANS LE TRIAS ET LE JURASSIQUE.-

Les terrains triasiques et jurassiques affleurent dans l'extrême-sud de la Belgique sur quelque 800 km<sup>2</sup>. Le calcaire y est fréquemment présent, mais mêlé à d'autres constituants, très généralement plus abondants

que lui ; lorsqu'il est lui-même l'élément principal, ou bien c'est de peu, et on a affaire à un calcaire extrêmement impur, ou bien c'est sur une épaisseur très faible, ou encore c'est dans une formation qui n'est représentée que sur une surface très restreinte du territoire belge.

Le Trias, marquant au bord sud de l'Ardenne la première grande transgression post-hercynienne, ne montre guère que quelques bancs peu épais de dolomie et quelques bancs de grès calcaireux - généralement très friable.

Le Lias inférieur comporte à l'Hettangien quelques mètres de bancs où le calcaire prédomine sur une certaine épaisseur. Le Lias moyen comprend quelque 45 m de grès calcaireux (le macigno d'Aubange). Le Lias supérieur renferme du calcaire sous forme de nodules ou de niveaux calcaireux peu épais.

Le Bajocien, base du Jurassique moyen (ou Oolithique) comporte des marnes surmontées d'une quarantaine de mètres de calcaire, très sableux dans sa moitié inférieure, beaucoup moins au-dessus, et même pur, coralligène, au sommet. Mais le Bajocien, visible près de la frontière franco-belge, n'affleure que sur moins de 15 km<sup>2</sup> dans notre pays.

Ainsi, mise à part une zone très restreinte et puissante d'une vingtaine de mètres seulement dans le Bajocien, la Lorraine belge apparaît comme une région dans laquelle, mêlé aux grès et aux marnes, le calcaire ne s'individualise guère que sous forme de bancs isolés ou de roches très impures.

#### D.- DANS LE CRETACE.-

Affleurant essentiellement dans le Bassin de Mons et au Pays de Herve, le Crétacé comporte dans ces deux régions des formations crayeuses de l'ordre d'une centaine de mètres de puissance au Pays de Herve et pouvant, dans le Bassin de Mons, dépasser 200 m.

Dans le bassin de Mons et le Tournaisis, les craies s'étendent, de façon discontinue, sur une zone de l'ordre de 75 km de long, et pouvant atteindre au maximum une vingtaine de km de large.

Dans le Pays de Herve et la Hesbaye proche, le Crétacé affleure ou est très proche de la surface dans une zone de 85 km de long sur une quinzaine de km de largeur maximum.

En beaucoup d'endroits toutefois, et surtout en Hesbaye, une couverture limoneuse épaisse (parfois plus de 10 m) empêche ou oblitère toute influence de la craie sur la morphologie du terrain.

Le Crétacé marin débute, dans les deux régions, par des cailloux roulés et des sables surmontés de marnes, mais, des deux côtés, la sédimentation crayeuse qui prend rapidement place au-dessus de ces faciès transgressifs représente l'essentiel de la puissance du Crétacé.

La craie est fréquemment pure, parfois très pure, sur plusieurs dizaines de mètres de puissance ; à certains niveaux, cependant, elle peut être moins pure : marneuse ou phosphatée ; elle passe aussi à un tuffeau vers le sommet, notamment au nord de Liège ; elle est fréquemment riche en silex.

### III.- LES PHENOMENES KARSTIQUES ET LEUR GENESE.

#### A.- BREF HISTORIQUE DES RECHERCHES EN BELGIQUE.-

J.-J. d'OMALIUS d'HALLOY, dans son *Précis élémentaire de Géologie* (1843), consacre un paragraphe à l'"origine des cavernes" ; mais on ne trouve là que l'énumération de quelques hypothèses ayant cours à l'époque. Une connaissance sérieuse de la circulation de l'eau dans les calcaires et de son action ne remonte guère qu'à 1890. Cette année-là paraît un article court mais original de E. DUPONT, suivi en 1893 d'un volumineux mémoire du même auteur, qui affirme la prédominance, dans nos calcaires, d'une circulation par des "canaux souterrains" et souligne l'importance de la dissolution. Ces publications ne restèrent pas sans écho : à la suite d'excursions organisées par la Société belge de Géologie, Th. VERSTRAETEN, A. FLAMACHE, E. van den BROECK et le Dr ROME publièrent chacun, en 1895, dans le cadre d'une polémique passionnée, des observations diverses faites surtout en Belgique et aboutissant à des opinions contradictoires sur la nature et les effets de la circulation de l'eau dans les calcaires.

Les années qui suivirent virent la publication de nombreuses études de phénomènes karstiques. En 1901, E. RAHIR et J. DU FIEF publient les premières analyses d'eau montrant l'action dissolvante des rivières, et E. van den BROECK revient sur son idée du "régime circulatoire localisé". En 1903, M. LOHEST et P. FOURMARIER montrent les effets de la dissolution sur "l'évolution géographique des régions calcaires". G. COSYNS publie en 1907 son premier travail sur l'altération des calcaires.

En 1910 paraît le monumental ouvrage de E. van de BROECK, E. MARTEL et E. RAHIR, "Les Cavernes et les Rivières souterraines de la Belgique" : plus de 1750 pages, plus de 400 figures. Cette somme reste encore des plus précieuses, tant par la précision des descriptions que par les considérations sur les causes et les mécanismes observés.

On ne trouve plus guère ensuite, pendant 35 ans, que des études locales (Suzanne LECLERCQ, 1925 ; P.G. LIEGEOIS, 1928, 1931 ; L. NYS, 1928, 1929) et un petit ouvrage de vulgarisation de F. KAISIN et E. de PIERPONT (1939).

En 1945, L. CALEMBERT présente une étude des sédiments tertiaires remplissant les poches de dissolution du Condroz ; il fait paraître en 1950 et 1959 d'autres articles sur les phénomènes karstiques.

I. de RADZITSKY d'OSTROWICK publie en 1953 un remarquable petit ouvrage de vulgarisation sur l'hydrogéologie des calcaires, bourré d'observations originales sur les karsts belges. Quatre ans plus tard, J. CORBEL consacre un chapitre de sa thèse de doctorat aux calcaires de Belgique. Il est le premier, depuis le petit travail de RAHIR et DU FIEF (1901), à présenter et discuter des analyses d'eaux karstiques mais la présentation trop sommaire des analyses rend le travail peu utilisable, et les vues de l'auteur (p. ex. sur une opposition climatique entre le sud et le nord du karst belge) nous semblent hâtivement acquises. Toutefois, les deux derniers travaux cités ont ouvert en Belgique une nouvelle ère d'intérêt pour la dissolution des calcaires.

Une série de petits articles ont été publiés depuis lors sur les karsts belges : C. EK (1961, 1962, 1968, 1969), R. SOUCHEZ (1963), G. LEFEBVRE et L. LEGRAND (1964), C. EK et A. PISSART (1965), L. SWYSEN (1968), R. FOURNEAU (1968), C. EK, F. DELECOUR et F. WEISSEN (1968), A. OZER (1971).

En 1969, l'auteur du présent chapitre présente une thèse de doctorat sur les phénomènes karstiques des calcaires paléozoïques de la Belgique.

Enfin, une série de travaux récents, provenant surtout de Liège, portent sur des problèmes géomorphologiques de karsts belges (C. EK, 1970-a ; R. FOURNEAU, 1972 ; A. OZER, 1971), sur des problèmes généraux du karst (C. EK, 1973-a) et sur des études quantitatives, analytiques, parfois expérimentales des processus karstiques actuels de Belgique (C. EK et H. ROQUES, 1972 ; C. EK, 1973-b ; H. ROQUES et C. EK, 1974 ; Miriam KUPPER, 1975 ; J. GODISSART, 1975 ; Bernadette MERENNE-SCHOUMAKER, 1975).

## B.- PHENOMENES SOUTERRAINS ET PHENOMENES DE SURFACE.-

On envisage le plus souvent séparément les phénomènes souterrains et la morphologie de surface des terrains calcaires. En fait, non seulement une série de facteurs communs lient ces deux morphologies, mais, en outre, elles s'influencent mutuellement.

### 1.- DANS LE DEVONIEN ET LE DINANTIEN.-

Le Dévonien calcaire et le Dinantien sont les deux seules formations de notre pays à contenir des cavités nombreuses et parfois vastes et à présenter des circulations d'eaux souterraines accessibles à l'homme sur des distances notables.

Ces deux formations ont plusieurs points importants en commun. Toutes deux sont constituées en grande partie de calcaires purs. Des deux côtés ces calcaires sont généralement compacts, peu poreux, stratifiés et diaclasés. Dans les deux formations, ils sont plissés mais non métamorphisés. Ils affleurent dans les mêmes régions du pays : essentiellement en Moyenne Belgique, et dans les mêmes unités structurales : celles qui séparent le massif ardennais du massif du Brabant. Les deux calcaires présentent des grottes nombreuses et spacieuses, tandis qu'en surface les dolines, les vallées sèches, les résurgences et, le long des grandes rivières, les parois escarpées des massifs calcaires leur sont encore des traits communs.

Pourtant, un examen plus attentif montre certaines différences : les grottes les plus vastes, les rivières souterraines les plus importantes sont localisées dans le Dévonien, tandis que le Dinantien est caractérisé par le grand nombre et le développement des dépressions karstiques anciennes - les "poches de dissolution" du Condroz et de la région d'Andenne - et les vallées sèches du Condroz et de la Marlagne.

Ces différences sont dues essentiellement à des facteurs structuraux et, dans une moindre mesure, à des différences lithologiques.

Il a été dit plus haut que les calcaires dévoniens sont, dans la plupart de leurs affleurements, et en particulier dans tous les plus grands, topographiquement dominés par les formations arénacées et pélitiques du Dévonien inférieur (fig. 9.2.).

Les calcaires et dolomies du Dinantien affleurent le plus souvent dans des dépressions synclinales que bordent et dominent les crêtes allongées des psammites du Famennien supérieur (fig. 9.3.).

C'est de là que provient la différence déjà énoncée plus haut : le Dévonien inférieur (très pauvre en carbonate de calcium) fournit aux calcaires méso- et néodévo-niens une eau douce, tandis que le Dévonien supérieur, constitué de psammites légèrement calcaires, alimente en eau dure le calcaire carbonifère (fig. 9.4.).

Les cercles creux représentent les eaux ardennaises, les cercles pleins les eaux condrusiennes. On voit que ces deux types d'eau ont des caractères analytiques bien distincts.

Actuellement, la plus grande partie des petits cours d'eau allogènes qui traversent les calcaires dinantiens, saturés par avance, ou presque, en bicarbonate, n'exercent aucune action de dissolution sur les calcaires en question.

Seules les eaux de pluie peuvent donc agir ; mais ici encore, les différences géomorphologiques jouent en faveur des calcaires dévoniens : ceux-ci, aux pieds des pentes de la retombée ardennaise ou de topographies analogues en d'autres lieux, reçoivent l'eau en filets concentrés, alors que, dans les dépressions synclinales du calcaire carbonifère, la faiblesse des pentes favorise une infiltration diffuse.

En outre, la structure et la morphologie qui en résulte favorisent un écoulement essentiellement longitudinal dans les synclinaux du Dinantien, qui forment chacun une petite dépression (de l'ordre de 10 km). Les axes d'écoulement majeur sur le Dévonien sont au contraire perpendiculaires à la direction des couches : le palier calcaire dévonien, au pied des roches ardennaises, est drainé par des courants qui le traversent sur une courte distance (de l'ordre de 1 km) : l'action de l'eau est ainsi concentrée sur une courte distance et non diffuse comme dans les calcaires dinantiens.

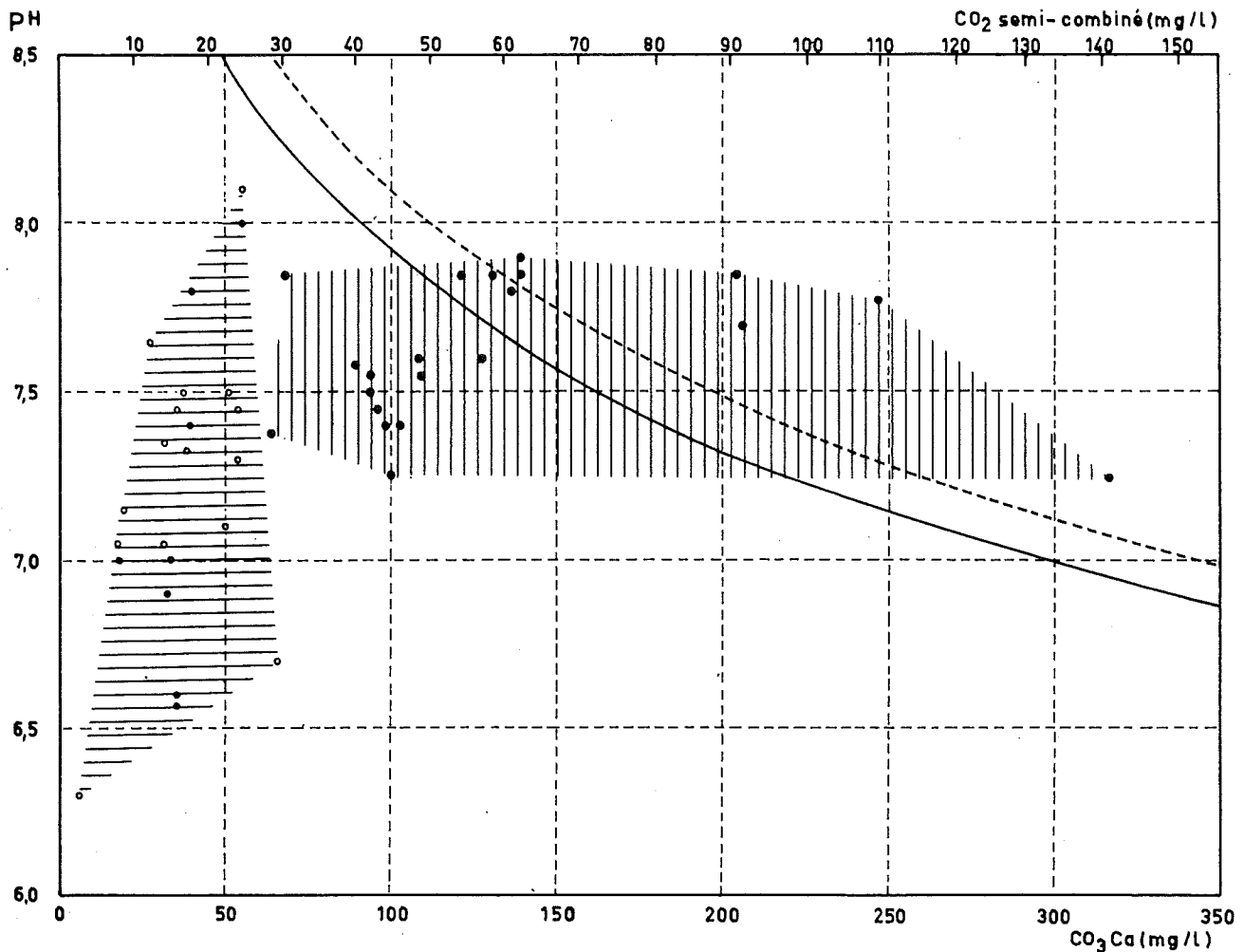


FIGURE 9.4.- Eaux ardennaises, eaux condruisiennes : 44 analyses représentatives de ces types d'eau.

En ordonnée, le pH ; en abscisse, la dureté. La courbe en trait plein représente la courbe d'équilibre (dite "de Tilman", revue par H. ROQUES, 1964) entre ces deux données, à 10° C.

La courbe en trait interrompu représente le même équilibre en présence d'un sel étranger non homoïonique (ici,  $MgCl_2$ , à raison de 1 millimole/l).

Les cercles creux représentent les eaux ardennaises, les cercles pleins les eaux condruisiennes.

On voit que ces deux types d'eau ont des caractères analytiques bien distincts.

J. CVIJIC (1960) a voulu expliquer le plus grand développement des grottes dans le Dévonien par la plus grande pureté de ce calcaire. L'étude comparative de quelque 570 analyses chimiques de ces deux formations nous a permis de montrer qu'il n'en est rien (C. EK, 1969). Par contre, les considérations de van den BROECK, MARTEL et RAHIR (1910) sur les crinoïdes du Tournaisien gardent toute leur valeur : ces auteurs avaient noté que les nombreux articles de crinoïdes constituent un résidu abondant lors de l'altération du Tournaisien et que leurs amas forment des filtres ralentissant

la circulation de l'eau dans les conduits souterrains. Il est un fait que les encrines forment par endroits des amas importants dans les conduits karstiques du Tournaisien ; or celui-ci, de par sa position stratigraphique, constitue généralement le pourtour des synclinaux dinantiens. La filtration par les encrines affecte ainsi toutes les eaux qui, venant des hauteurs voisines, pénètrent sur le calcaire carbonifère. Et cette filtration, sans avoir une importance primordiale, renforce les caractères déjà cités des eaux des calcaires dinantiens : dispersion, lenteur de l'écoulement, infiltration souvent



diffuse, grande dureté avant d'aborder le Viséen.

C'est l'ensemble de ces circonstances structurales et lithologiques qui explique les différences morphologiques entre le karst des calcaires dévoniens et celui des calcaires dinantiens.

Ainsi, c'est dans les calcaires dévoniens que se rencontrent les points d'enfouissement les plus importants (gouffre de Belvaux, près de Han-sur-Lesse, grotte de l'adugeoir à Couvin, chatoir de Grandchamps à Louveigné, ...). Le Dinantien, lui, comporte des zones d'absorption plus vastes mais moins spectaculaires, des vallées sèches plus nombreuses et beaucoup plus longues. En outre, il doit à son histoire géomorphologique l'existence d'anciennes dolines et d'anciens ouvalas, très vastes, développés au Tertiaire sur la topographie plane que présentait alors le Condroz. Le remplissage de ces dépressions est parfois marin à la base (M. GULINCK, 1970), mais la plus grosse part est toujours continentale, lacustre surtout. Les calcaires dévoniens présentent des phénomènes comparables, mais non semblables, dans la partie la plus occidentale de la bande calcaire : ce sont les abannets, profonds gouffres remplis de sédiments, mais beaucoup plus anciens que les poches de dissolution du Condroz : le remplissage des abannets a commencé à l'Eocène sinon plus tôt (E. van den BROECK et al., 1910).

Les différences structurales ont évidemment retenti autant sur les phénomènes souterrains que sur la morphologie de surface des calcaires.

Les vraies "rivières souterraines" sont plus nombreuses dans les calcaires dévoniens (Grottes de Han, de Tilff, de Hotton, de Remouchamps) que dans le calcaire carbonifère. Les étagements de rivières souterraines anciennes sont également exceptionnels dans le Dinantien. La Grotte du Pont d'Arcole à Hastière en est un des rares cas. Les étagements de rivières souterraines dans les calcaires dévoniens sont beaucoup plus nombreux (Grottes du Père Noël à Wavreille, du Pont à Esneux, Jaminon à Cornesse-Pepinster, etc ...) (fig. 9.5.).

Ces différences s'expliquent par le débit important et, du fait de la pente, par l'énergie cinétique des rivières souterraines du Dévonien : c'est là aussi qu'on retrouve les amas les plus importants de cailloux roulés.

Les grottes du calcaire carbonifère abondent, au contraire, en chenaux irréguliers, souvent étroits, parfois vastes, et en diverticules en cul-de-sac. Les conduits s'élargissent, se rétrécissent, changent de pente. Les grottes Lyell à Ehein et Steinlein à Comblain en sont des exemples. (fig. 9.6.).

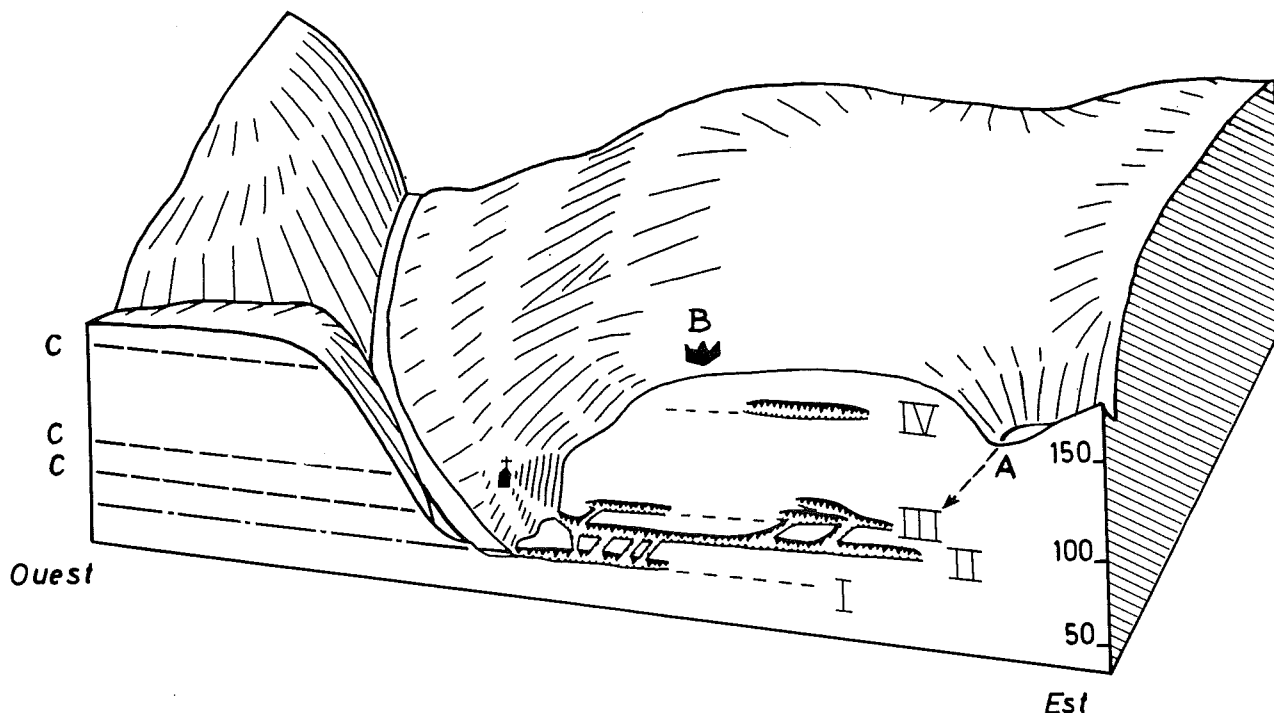


FIGURE 9.5.- Un exemple de lits successifs étagés : la grotte Sainte-Anne à Tilff.

A : perte de la Chawresse. B : château de Brialmont. C : niveaux de terrasses correspondant aux niveaux souterrains (voir C. EK, 1961)

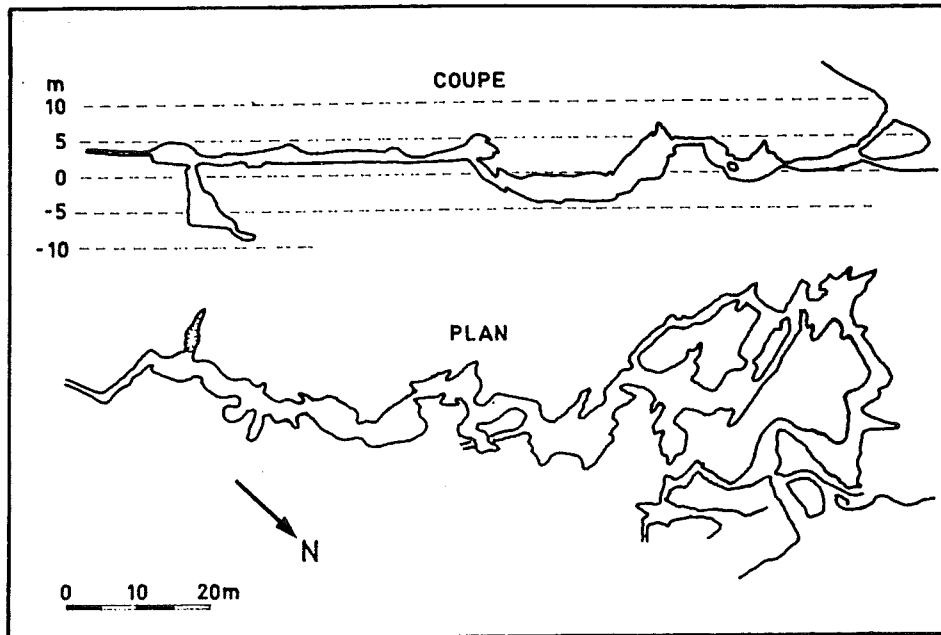
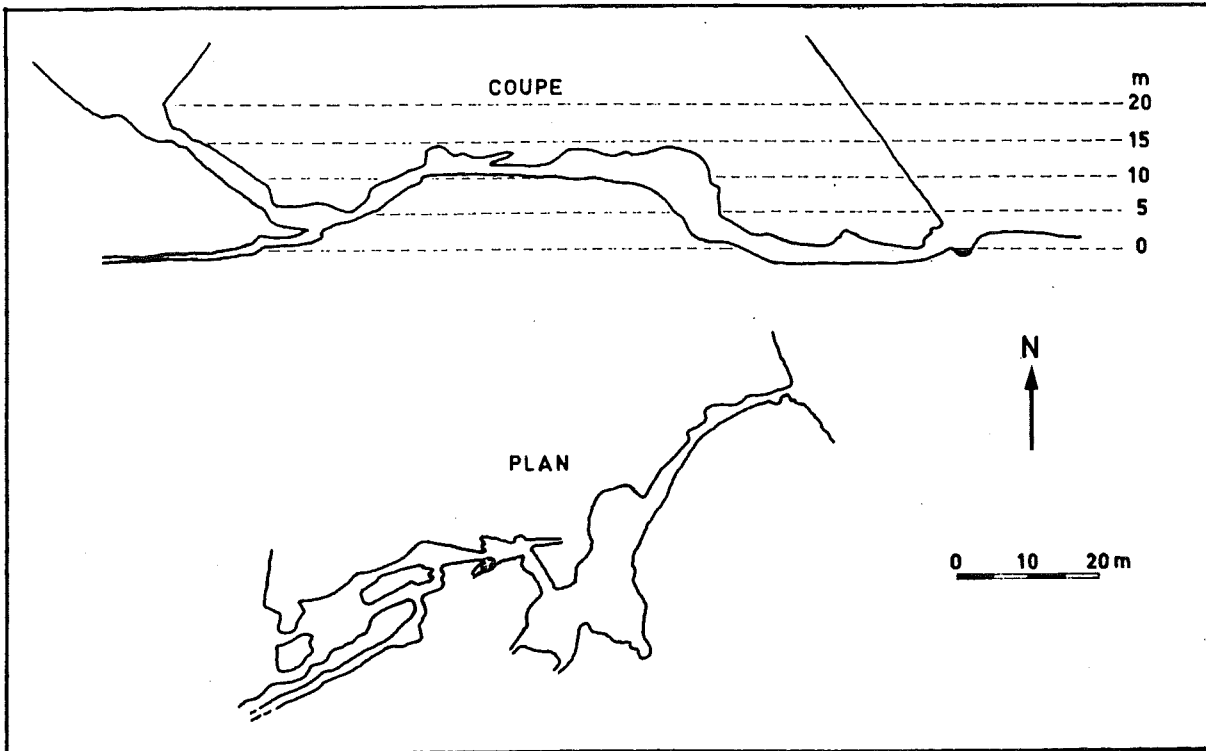


FIGURE 9.6.- Deux exemples de grottes dans le Viséen. La Grotte Lyell, à Ehein (d'après VANDERSLEYEN, s.d., simplifié) et la Grotte Steinlein, à Comblain (d'après VANDERSLEYEN, 1967, simplifié).

Les parois des grottes du Dinantien ont une morphologie très irrégulière, où les creux, les saillies, les piliers constituent un paysage très opposé aux conduits calibrés ou aux vastes puits réguliers fréquents dans le Dévonien.

Ces formes tourmentées si fréquentes dans le Dinantien y sont les traces d'une activité phréatique. Elles se sont formées dans des sites noyés par une eau circulant très lentement : c'est le type de circulation qui prédomine encore dans le Dinantien. Ce fait est confirmé par les teneurs en  $\text{CO}_2$  libre des eaux des résurgences : ces teneurs sont beaucoup plus fortes dans les eaux du Dinantien que dans les eaux du Dévonien : ceci nous paraît le signe que la circulation fissurale est plus développée dans le Dinantien - sans en être l'apanage exclusif. Cette circulation comporte un contact avec l'air du sol et du sous-sol, riche en  $\text{CO}_2$ , plus grand que dans la circulation des grands conduits que l'on observe surtout dans les calcaires dévoniens.

Aussi, si la concentration des écoulements fait que les cavités accessibles à l'homme sont plus vastes et mieux développées dans les calcaires dévoniens, on ne peut en conclure *a priori* que le *cavernement* (rapport des "vides" aux "pleins" pour une roche caverneuse) est moindre dans le Dinantien.

## 2.- DANS LE PERMIEN.-

Dans le poudingue de Malmédy, c'est à A. OZER (1967, 1971) qu'on doit la découverte et l'étude de phénomènes karstiques jusqu'alors totalement inconnus (fig. 9.7.).

Le poudingue (brièvement décrit ci-dessus) est quadrillé par un réseau de diaclases, en bien des points élargies par la corrosion.

La topographie de surface comporte de nombreuses petites pertes de ruisseaux et des résurgences et exurgences à la base du poudingue (fig. 9.7.). Des

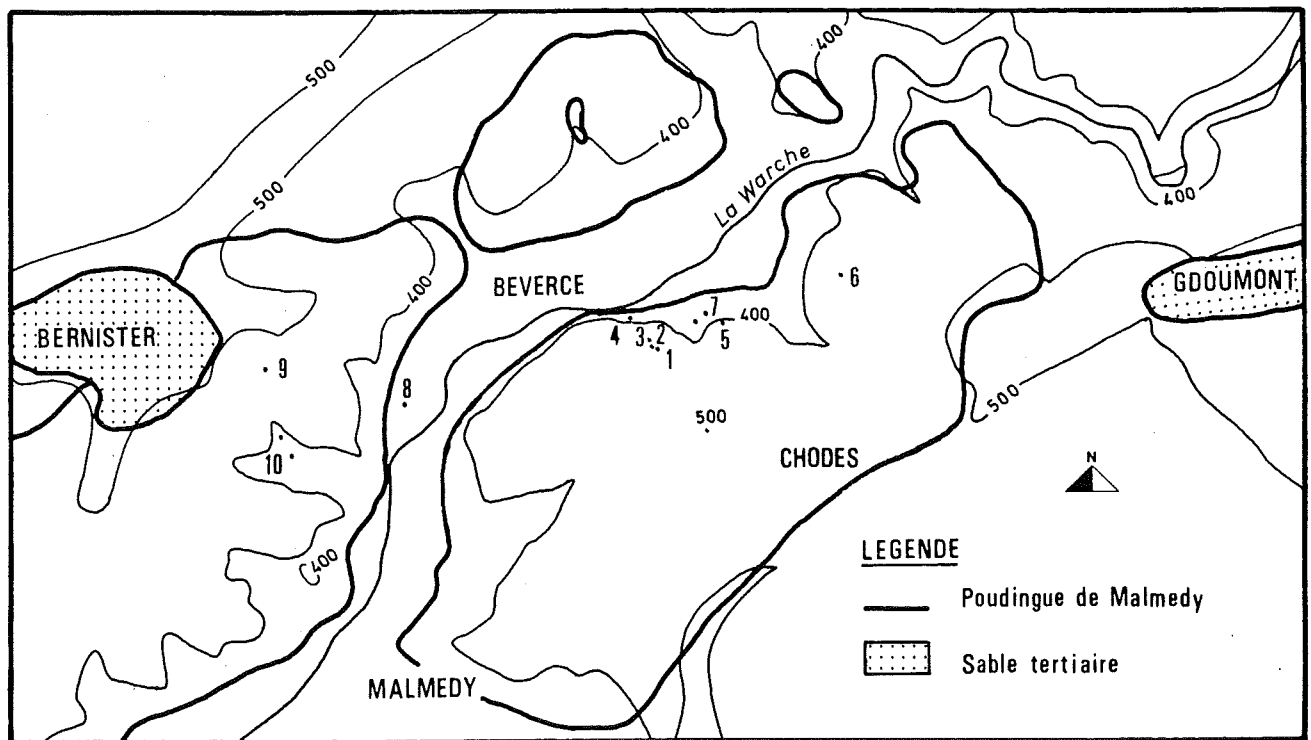


FIGURE 9.7.- Situation des principaux phénomènes karstiques du Poudingue de Malmédy au nord de cette ville.

- 1) Trou Ozer - 2) Doline - 3) Réseau de la Salle de Visite - 4) Trou des Nains - 5) Trou Boever - 6) Trou Wey -  
7) Résurgences de Bévercé - 8) Fontaine Marlyre - 9) Fontaine Simon - 10) Pertes du Ruisseau Simon (d'après A. OZER, 1971).

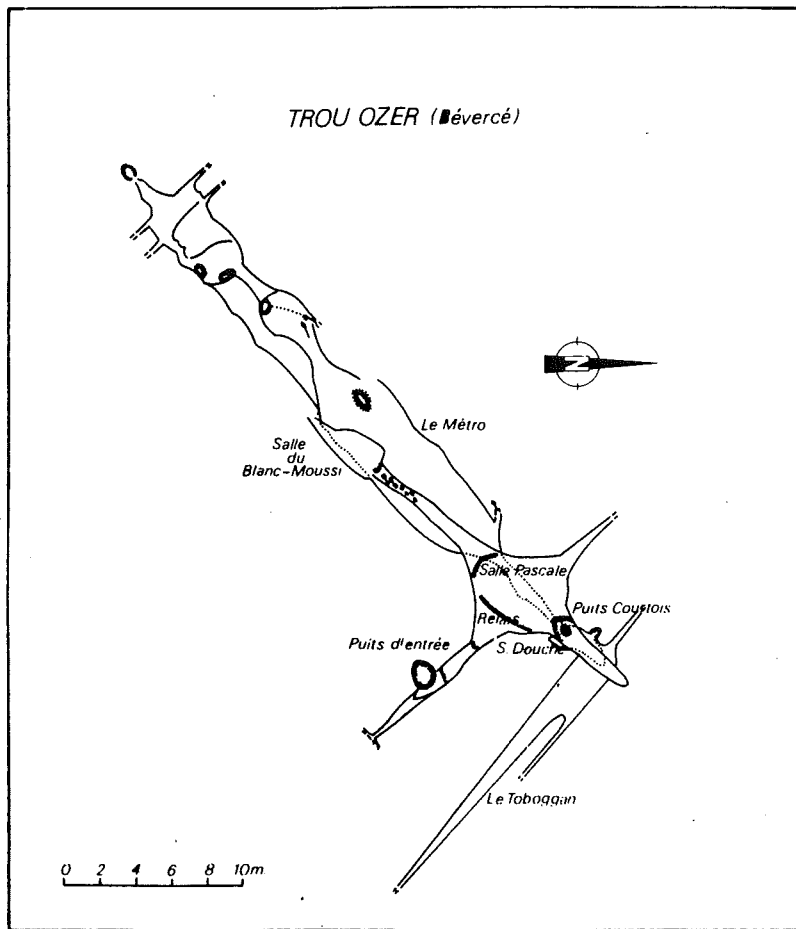


Figure 9.8.- Plan du Trou Ozer (extrait de A. OZER, 1971).

mesures de dureté des eaux montrent combien celles-ci s'enrichissent en calcaire à la traversée du massif ; mais cet enrichissement a surtout lieu sous terre. En surface, les phénomènes karstiques ne montrent qu'un développement assez modeste, ce qui est sans doute en relation avec le développement d'une couverture d'altération importante sur le poudingue et le fait que la roche n'est que partiellement calcaire (fig. 9.7.).

Mais lorsque les eaux s'infiltrent et s'insinuent dans les diaclases (voir plan de la grotte, fig. 9.8.), elles les élargissent et y donnent naissance à des galeries à section en ogive très allongée. Le plupart sont de dimensions modestes et s'ouvrent à flanc de vallée. La plus grande, cependant, qui s'ouvre sur les contreforts d'un plateau, dans la commune de Bevercé, descend

par des puits imposants à plus de 60 m sous l'orifice d'entrée. (fig. 9.9.)

L'action de la dissolution et celle de l'érosion mécanique sont toutes deux évidentes dans la genèse du gouffre. La dissolution a mis localement en évidence les éléments les moins vite dissous : ciment, fossiles, ... et l'érosion mécanique a détaché de nombreux cailloux, solubles ou non, qui se sont éboulés au pied des puits.

Ainsi, quelque peu inhibés en surface par la couverture meuble qu'ils contribuent peut-être eux-mêmes à produire, les phénomènes karstiques, dans le Poudingue de Malmédy, ont localement une ampleur bien plus grande en profondeur, non sans relation avec la verticalité des diaclases, qui permet l'évacuation du matériel érodé.

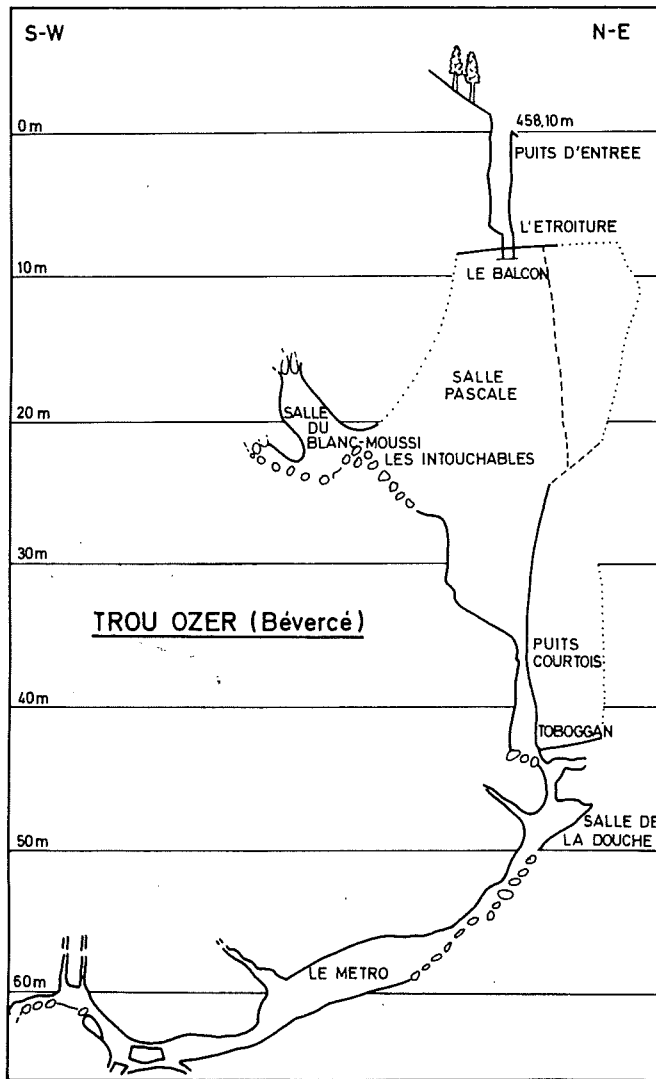


FIGURE 9.9.- Le Trou Ozer - coupe verticale -  
(extrait de A. OZER, 1971).

### 3.- DANS LE TRIAS ET LE JURASSIQUE.-

Le calcaire est, en Lorraine belge, partout présent, mais presque toujours à l'état "diffus" dans la roche ou sous forme d'intercalations peu épaisses entre des formations détritiques. Aussi la morphologie karstique n'y est-elle guère développée.

### 4.- DANS LE CRETACE.-

La craie n'est pas suffisamment cohérente dans le Crétacé de Belgique pour donner naissance à des conduits souterrains de section importante ou à des cavités de quelque durée. Dès que de tels vides se développent, la craie sus-jacente, très souvent, s'y effondre.

Cette roche est très facilement dissoute par les eaux et sa pureté, jointe à une forte perméabilité de porosité, une faible cohérence, et à son homogénéité sur une puissance de plusieurs dizaines de mètres parfois en font un terrain d'élection des dolines et des fissures comblées par des limons. Celles-ci ne sont généralement pas spectaculaires : leurs formes sont émoussées par la couverture meuble. Mais elles sont nombreuses, au Pays de Herve par exemple, surtout sur le bord des zones tabulaires. Parfois, elles se regroupent en petits ouvalas. Souvent, elles s'alignent suivant des directions de diaclases (E. EVRARD, 1945 et 1951). Les creux de dissolution qui existent au sein même du massif crayeux (fissures, poches), sont comblés par des remplissages de limon, ou parfois de sable ou d'argile (en cours d'étude actuellement par P. MACAR).

Des vallons secs prolongent parfois vers l'aval les alignements de dolines. Ils sont déterminés par des diaclases également. D'après une étude détaillée de J. LOTHER (1956), ils auraient surtout évolué par solifluction lors de périodes périglaciaires. Ceci les distingue des dolines, dont l'évolution actuelle est évidente.

### 5.- LES CAUSES DES DIFFERENCIATIONS DE NOS REGIONS KARSTIQUES.-

Les descriptions qui précèdent nous montrent que le développement des phénomènes karstiques, en surface et en profondeur, est d'abord lié à la *lithologie*. Ce sont des facteurs lithologiques essentiellement qui font que les karsts paléozoïques (dévonien, dinantien et permien) sont beaucoup plus développés que les karsts des roches mésozoïques (triasique, jurassique et crétacé). Là où la lithologie est favorable à la karstification, la *structure* des formations régit les modalités et, dans une certaine mesure, aussi l'intensité des processus morphogénétiques.

Nous nous sommes limité à montrer l'importance de ces deux facteurs à l'échelle de la formation ; en fait, ils jouent jusqu'à l'échelle du banc ou même à l'échelle microscopique (C. EK, 1971 ; H. ROQUES et C. EK, 1974).

Liées à ces deux facteurs, les évolutions de la morphologie de surface et de la morphologie souterraine sont par là liées entre elles : à chaque paysage karstique répond un monde souterrain déterminé.

Et, au sein d'un pays aussi limité que le nôtre en étendue, les nuances climatiques sont, devant les facteurs géologiques, trop faibles pour être à l'origine d'une zonation sensible (en altitude, en latitude, en continentalité, etc ...). Le climat ne donne, en première analyse, pas de différenciation de nos karsts de l'ordre d'importance de celles qu'imposent les facteurs géologiques.

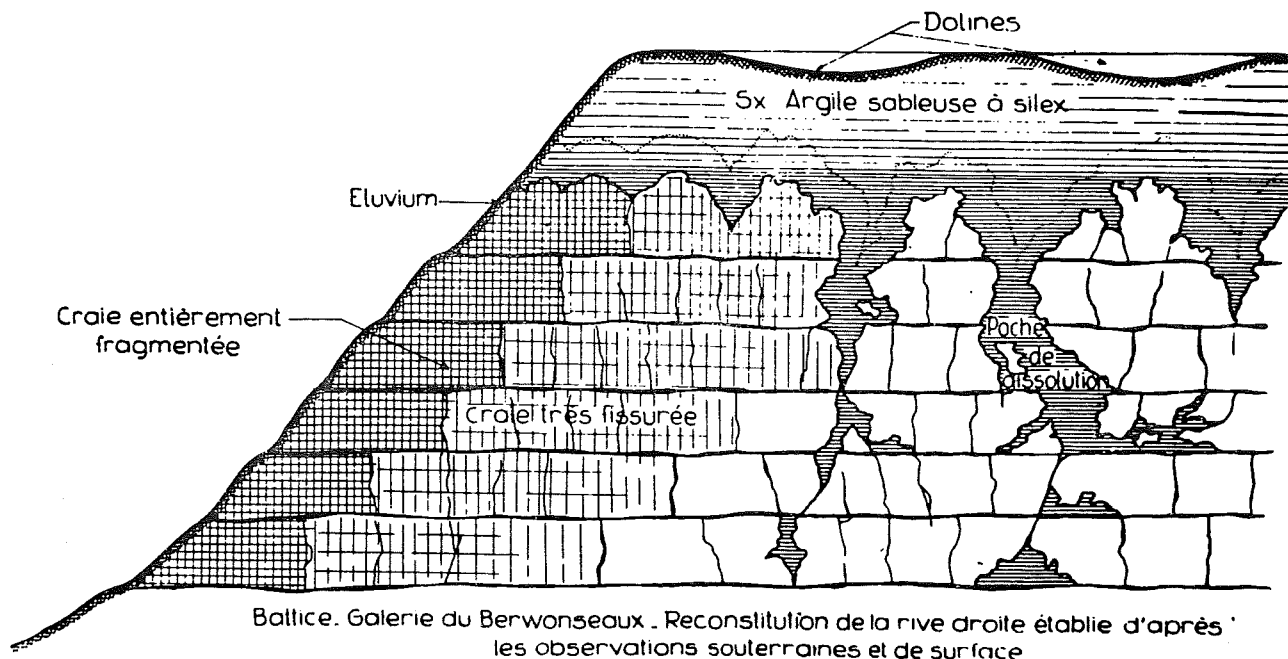


FIGURE 9.10.- Schéma de l'altération de la craie du Crétacé du Pays de Herve (E. EVRARD, 1951).

Autre chose est l'influence des grandes lignes du relief de notre pays et de l'évolution paléogéographique à laquelle ces traits sont liés : leurs effets sur l'évolution des processus karstiques sont évidents : l'évolution des poches de dissolution du Condroz, l'histoire géologique des abanets, la structure monoclinale des formations jurassiques en sont de frappants exemples.

### C.- PROCESSUS ACTUELS ET PROCESSUS ANCIENS.-

Si les dépôts peuvent nous documenter sur les conditions de la sédimentation karstique ancienne, pour l'ablation, par contre, nous ne pouvons guère être renseignés que par l'étude des mécanismes actuels. Mais l'observation des formes d'érosion et la reconstitution de leur succession montrent que l'essentiel du creusement des cavités karstiques s'est fait dans des conditions très différentes de la situation actuelle et que l'importance relative des divers processus en jeu a dû beaucoup changer.

#### 1.- LES PROCESSUS ACTUELS.-

En Belgique, la dissolution est, sous terre, non seulement le plus typique mais, actuellement, le plus

actif de tous les processus d'ablation. Le transport de matière dissoute y dépasse, dans l'ensemble, le transport des matières solides ; ce dernier est évidemment défavorisé par l'étroitesse de certaines sections de conduits, par les anastomoses, et par les siphons que présentent beaucoup de conduits souterrains.

La dissolution est loin d'être répartie également au sein des karsts. Elle est plus importante dans la partie amont que dans la partie aval des cours d'eau qui traversent le calcaire : à l'aval, les eaux, déjà enrichies en bicarbonates, sont moins agressives et parfois sans aucune action dissolvante. La dissolution est pratiquement nulle dans les karsts où l'eau arrive déjà dure, comme dans le Dinantien : dès son arrivée sur le calcaire, l'eau est saturée, ou presque, et n'a donc plus d'agressivité.

L'eau montre souvent un regain d'agressivité sitôt après s'être enfouie : elle peut en effet acquérir dans le sol et les parties supérieures du sous-sol calcaire du  $\text{CO}_2$  libre qui permet une augmentation de la dissolution (fig. 9.11).

Aux résurgences s'observent parfois des précipitations, peu spectaculaires parce que diffuses et largement étalées, mais non négligeables, de travertin. Souvent, seule une légère calcification des herbes marque la sursaturation de la résurgence ; parfois, cependant,

comme dans le Hoyoux, le phénomène est plus ample et le tuf calcaire donne naissance à des cascates le long du cours d'eau.

Sous terre, la précipitation actuelle de carbonate de calcium est par endroit importante, sous forme de stalactites, de stalagmites, de planchers et coulées stalagmitiques et de calcite flottante. Parfois, le carbonate est sous forme de "mondmilch". Des concrétions d'aragonite ont été signalées par J. GODISSART.

Plus les cours d'eau sont petits et plus rapidement se marque leur attaque du calcaire : les eaux qui percolent dans les fissures au plafond des grottes voient couramment leur dureté passer de 10 à 200 mg  $\text{CaCO}_3$ /l eau en 50 ou 100 m. Les petits ruisseaux peuvent voir leur dureté doubler en quelques centaines de mètres (fig. 9.11). Les grandes rivières traversent le calcaire en ne montrant que de faibles augmentations de leur dureté sur plusieurs kilomètres. Les grandes rivières n'ont d'ailleurs, en Belgique, généralement pas de caractère karstique accusé ; dans ce domaine, le phénomène karstique le plus ample nous semble être l'engouffrement de la Lesse à Belvaux.

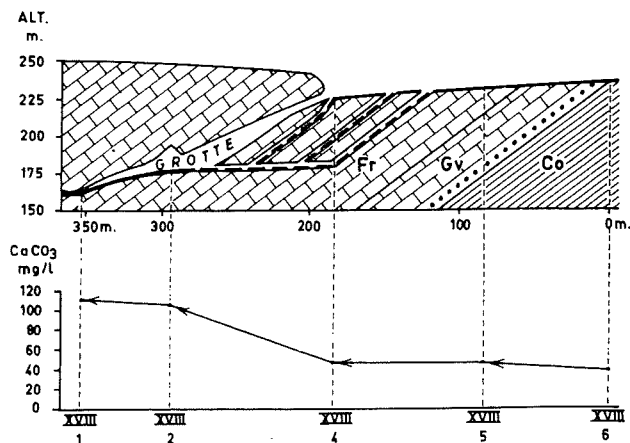


FIGURE 9.11.- Le chanoir du Rouge-Thiers, dans le Vallon des Chantoirs, à Louveigné. Au-dessus, profil en long du ruisseau et coupe géologique (Co : Couvinien, Gv : Givetien, Fr : Frasnien). En-dessous, évolution de la dureté le long du cours d'eau (les chiffres XVIII-1 à XVIII-6 renvoient à des analyses publiées dans C. EK, 1973).

La figure montre la forte dissolution qu'exerce le cours d'eau sur les 100 premiers mètres de son parcours souterrain, comparativement à son action avant son entrée sous terre et à son action plus en aval dans la grotte.

Les transports solides, évidents et importants dans les grandes rivières épigées, ne sont pas négligeables dans les cours d'eau souterrains : les transports d'argile, de limon et de sable, sans jamais atteindre en poids le transport de matières dissoutes, sont cependant importants durant les crues ; le transport de cailloux est beaucoup plus rare.

Un autre processus actuellement actif dans nos régions karstiques est l'effondrement. On peut en distinguer trois causes différentes.

Le sapement par les eaux de ruissellement qui s'infiltrent provoque des dolines d'effondrement ; la chute de matériel n'affecte parfois que la couverture meuble, sapée par la suffosion.

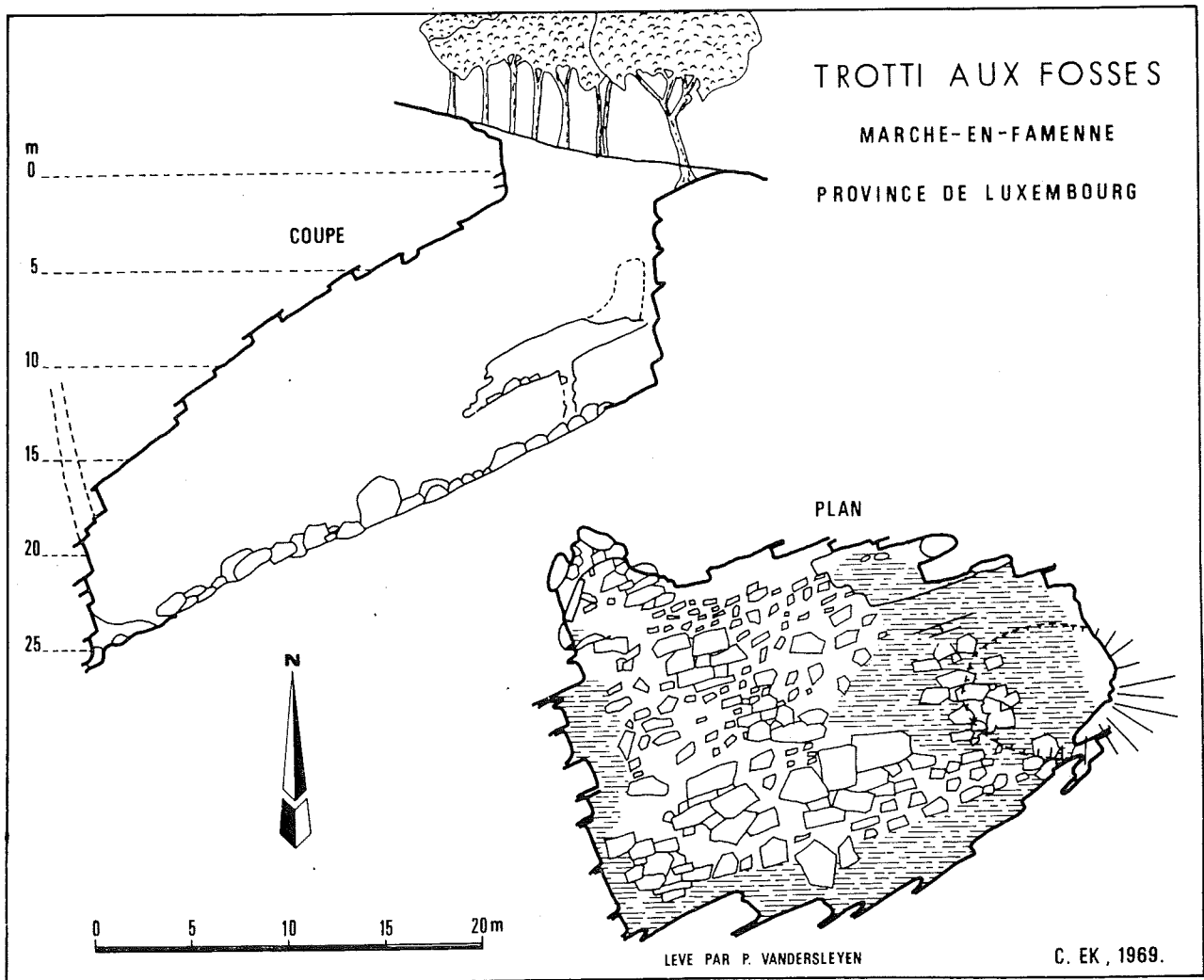
Une autre cause de chute de matériaux s'observe sur les parois calcaires et dans les salles d'entrée de certaines grottes : c'est la gélifraction.

Dans les grottes dont le sol est plus bas que le sol extérieur, l'air froid a tendance à s'accumuler : c'est le cas des grottes qui s'ouvrent par une "lucarne" dans un plateau, comme le Trou du Try-aux-Fosses à Marche (fig. 9.12.). Dans ces grottes, le gel est fréquent et, lorsque le calcaire est gélif, la cryergie se marque par une chute hivernale abondante de petits débris calcaires aplatis.

Une troisième et dernière cause de chute de débris est le déséquilibre mécanique entraîné au plafond de certaines salles de grottes par les processus de creusement karstique : l'agrandissement de certaines salles par l'eau provoque occasionnellement des chutes de blocs, parfois très volumineux.

## 2.- LES PROCESSUS ANCIENS.-

La morphologie des grottes et leur contenu sédimentaire ne correspondent pas du tout à la répartition actuelle des processus. Ainsi, la morphologie des parties aval des conduits souterrains montre que, par places, la dissolution a dû y être active alors que nous venons de montrer qu'elle y est maintenant pratiquement inexistante. Des actions chimiques d'une eau qui a déjà parcouru de longues distances dans le calcaire peuvent s'expliquer si on admet que les réactions se déroulent lentement et ne provoquent que très progressivement la saturation de l'eau : réactions lentes, typiques des basses températures ; c'est ce qui nous pousse à faire appel à des périodes froides du Quaternaire pour expliquer ces formes de dissolution vadose loin des entrées de grottes.



*FIGURE 9.12.-* Le Trou du Trotti-aux-Fosses, à Marche-en-Famenne. Coupe et plan.  
Petit gouffre présentant essentiellement une morphologie d'effondrement. D'après des levés de P. VANDERSLEYEN.



La précipitation de calcite a laissé d'énormes concrétions qui supposent soit une évaporation importante dans la grotte même, soit une évaporation assez rapide du CO<sub>2</sub> de l'eau et un débit important ou encore une période favorable de très longue durée. De telles conditions correspondent mieux, semble-t-il, à des périodes plus chaudes que l'actuelle.

A l'air libre, les dépôts de travertins, dont nous avons dit qu'ils sont actuellement très modestes, se sont édifiés de façon plus imposante au début de l'Holocène, comme on peut le voir, par exemple à Treignes et à Rouillon, dans le bassin de Dinant, ou à Orval et à Buzenol, en Lorraine belge (W. MULLENDERS, J. DUVIGNEAUD et M. COREMANS, 1963 ; F. GULLENTOPS et W. MULLENDERS, 1971).

Les alluvions fluviales anciennes dans certaines grottes sont de beaucoup plus gros calibre que celles qui peuvent être véhiculées actuellement : les vitesses des cours d'eau souterrains ont dû être à certains moments beaucoup plus grandes que de nos jours.

Les poches de dissolution du Condroz sont l'image même d'un vaste karst de bas-niveau, crevé de dolines-lacs et d'ouvalas-lacs à l'image de la Floride (L. CALLEMBERT, 1945).

Enfin, plus anciens encore, les abanquets de la région de Couvin représentent des gouffres creusés alors que la région était surélevée par rapport à la mer (au moins un peu puisque les eaux s'y engouffraient), et ensuite envahis à l'Eocène par les eaux marines qui comblèrent ces dépressions par des sables ferrugineux (E. van den BROECK, E. MARTEL et E. RAHIR, 1910).

## D.- LES FACTEURS DE LA KARSTIFICATION.-

### 1.- LES FACTEURS LITHOLOGIQUES.-

Les réseaux souterrains les mieux développés et les cavités souterraines les plus vastes sont dans les roches carbonatées pures (c'est-à-dire comportant plus de 90 % de carbonates) du Paléozoïque. La seule exception est le conglomérat permien dans lequel est développée une grotte spectaculaire - le Trou André Ozer - s'ouvrant par un puits de 45 m : le conglomérat a bien un ciment calcaire mais 60 % seulement des cailloux sont calcaires.

Dans les calcaires impurs (ou trop peu épais) des formations triasiques et jurassiques et dans les craies trop peu cohérentes du Crétacé, les circulations

souterraines ne donnent pas naissance à des conduits de diamètre important, et seules quelques petites cavités sont à signaler dans le Jurassique.

Parmi les calcaires purs, les micrites (1) sont plus sensibles à la dissolution que les calcaires grenus (C. EK et H. ROQUES, 1972). En ce qui concerne les impuretés, les minéraux argileux, lorsqu'ils sont diffus dans la roche, en ralentissent la dissolution ; s'ils constituent au contraire des lits ou lentilles dans un calcaire pur, ils sont un facteur d'accélération de l'attaque (H. ROQUES et C. EK, 1974).

Les joints schisteux, lorsqu'ils sont peu abondants et assez minces, sont un facteur favorable à la karstification : ils favorisent une certaine concentration de l'eau et facilitent les écroulements qui morcellent la roche.

L'observation de la répartition des phénomènes karstiques dans notre pays montre l'influence primordiale, à cette échelle, des facteurs lithologiques sur l'intensité et le type de karstification : une carte des types de karsts correspond à cette échelle à une carte des types lithologiques des formations carbonatées.

### 2.- LES FACTEURS STRUCTURAUX.-

Dans les karsts des terrains paléozoïques belges, la structure joue un grand rôle : c'est la structure plissée, dans son ensemble, qui fait que les formations calcaires affleurent sous la forme des karsts "barrés" (2). En outre, la structure commande la direction générale d'allongement de beaucoup de grottes (parallèle à la direction des bancs). Les failles hercyniennes jouent un rôle (passif) considérable dans la localisation des salles (C. EK, 1970-a). On a vu (pp. 143 à 145) que c'est en très grande partie la structure qui est à la base de la différenciation des deux types de karsts les plus développés du pays : le karst des calcaires dévoniens et celui des calcaires dinantiens.

Dans les terrains secondaires de la Gaume, la structure monoclinale commande la direction d'écoulement des eaux souterraines vers le sud, perpendiculairement aux cours d'eau de surface, la Chiers et la Semois, grossièrement subséquentes.

(1) micrite : roche carbonatée comportant essentiellement du matériel très fin (moins de 4 microns).

(2) "karst barré" : région karstique d'étendue modeste tout entourée de formations non karstiques (J. CVIJIC, 1960).

Dans les craies du Crétacé, l'horizontalité de la structure renforce les effets de la friabilité et de la perméabilité de porosité du matériel pour favoriser une circulation diffuse de l'eau dans la masse de la roche plutôt qu'un écoulement concentré dans de larges conduits.

### 3.- LES FACTEURS METEOROLOGIQUES.-

L'influence du temps sur la mise en solution des carbonates est forte et rapide ; elle est aussi complexe.

La pluie entraîne une diminution de la concentration en sels dissous, mais – contrairement à ce qu'on pensait généralement (J. TRICART, 1965) – une augmentation systématique de leur quantité totale. Les orages constituent même un cas de dissolution violente. Il nous a été donné d'étudier les effets d'un orage qui fit passer en un jour dans le ruisseau de Grandchamps plus de calcaire dissous qu'il n'en passe en mille jours humides ne comportant que des pluies normales (1).

Le gel n'entraîne aucune augmentation de la dissolution. Comme il bloque une partie de l'eau à l'état solide, le calcaire en solution se concentre dans ce qui reste d'eau courante et il se manifeste une *augmentation de la dureté* qui ne correspond pas à une dissolution plus forte mais à la *diminution du débit*.

De façon générale, il a été montré que le gel total d'une masse d'eau entraîne pour elle une perte difficilement réversible de son CO<sub>2</sub> et donc de son potentiel d'agressivité vis-à-vis du calcaire (C. EK et A. PISSART, 1965).

La neige, si elle fond progressivement, peut attaquer plus efficacement le calcaire que la glace, et nous avons déjà observé des duretés assez fortes dans des eaux de fonte de neige.

En Belgique, les variations saisonnières (à part la teneur en CO<sub>2</sub> de l'air) sont masquées par les variations précédemment décrites, c'est-à-dire, au fond, par les types de temps : l'évolution saisonnière du chimisme des eaux correspond simplement aux variations du débit des cours d'eau liées à l'évaporation.

### 4.- LES FACTEURS PROPRES CLIMATIQUES.-

La Belgique n'a pas une étendue suffisante pour que des différences de latitude ou de continentalité puissent entraîner (comme l'avait cru J. CORBEL, 1957) une différenciation de nos régions karstiques.

(1) Orage du 23 juillet 1963 sur les communes de Louveigné et Remouchamps, province de Liège (C. EK, 1969, inédit).

D'autre part, les valeurs statistiques des analyses d'eau faites en Belgique et dans les pays voisins ne sont pas encore suffisantes pour permettre des comparaisons chiffrées.

Quelques faits de base sont cependant acquis. En premier lieu, la karstification est nettement liée à la quantité d'eau disponible, et elle est donc favorisée par de fortes précipitations, surtout si l'évaporation est faible. D'autre part, le dioxyde de carbone d'origine biologique est le facteur principal de la dissolution des calcaires dans notre pays et l'abondance et l'activité de la végétation sont des facteurs éminemment favorables à la karstification. En troisième lieu, la température a un rôle moins important que les deux premiers facteurs : son élévation entraîne l'accélération des réactions, mais aussi l'évasion du CO<sub>2</sub> de l'eau et l'évaporation. Le gel défavorise la mise en solution du calcaire.

### 5.- LA PART DE LA DISSOLUTION ET CELLE DE L'EROSION MECANIQUE.-

La répartition des phénomènes karstiques est étroitement liée, en Belgique, aux caractères lithologiques des roches carbonatées. Ceci montre que la dissolution est le facteur originel et déterminant des phénomènes karstiques : seule la corrosion peut attaquer la roche dans des passages très étroits où l'eau circule très lentement ; et, sans cette action préalable, l'érosion mécanique, ne disposant pas de vide, ne peut agir.

Mais, au fur et à mesure que les conduits s'élargissent et que le débit y augmente, les processus purement physiques prennent une part prépondérante et la corrosion perd de son importance. Ainsi, à la grotte de Han comme à celle de Remouchamps, actuellement, les rivières souterraines ont pratiquement une action exclusivement mécanique, et l'actuel façonnement des grandes salles de nos principales grottes par les effondrements marque en quelque sorte l'apogée des processus mécaniques.

## IV.- ESQUISSE D'UNE CHRONOLOGIE.

### A.- LES PHENOMENES KARSTIQUES PALEOZOIQUES.-

Une grotte de 85 m de long, découverte à Engis en 1871 à plus de 120 m sous le niveau de la Meuse, constitue la première découverte d'un karst d'âge probable-

ment paléozoïque en Belgique. Elle avait été recoupée par une exploitation minière. Malheureusement, au moment où E. HARZE (1904) prit conscience de son intérêt et la décrivit, elle était déjà devenue inaccessible.

J.-M. GRAULICH (1954) a signalé le recoupement par le sondage de Wépion de trois cavités karstiques totalisant 20 m de vide à plus de 800 m sous le niveau de la mer. Après avoir hésité entre un âge triasique et un âge namurien, J.-M. GRAULICH (1963) opta pour la seconde hypothèse. En 1954 déjà, L. CALEMBERT avait signalé des phénomènes de dissolution "pré-crétacés" dans la région de Thiarmon. G. DAMIEAN (1956), puis H. PIRLET (1967) et J. THOREZ et W. van LECKWIJCK (1967) ont également décrit des phénomènes karstiques d'âge dinantien.

La plus ancienne manifestation karstique que nous ayons observée est un lapié d'âge frasnien, bien visible sur une paroi de la Grotte de Remouchamps dans un des bancs du Frasnien moyen. Ce lapié se distingue des stylolithes de la même formation par sa plus grande ampleur et par le fait que, contrairement à eux, il est limité à sa partie supérieure comme à la base par des surfaces assez planes (figure 9.13).

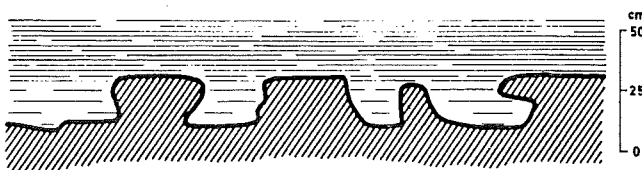


FIGURE 9.13.- Lapié "intraformationnel" dans le Frasnien moyen. Grotte de Remouchamps, étage inférieur, près du Pont des Titans. Deux bancs calcaires successifs sont soulignés par deux types de hachures.

## B.- LES PHENOMENES KARSTIQUES AU SECONDAIRE ET AU TERTIAIRE.-

Les célèbres iguanodons de Bernissart ont été enfouis au Crétacé dans une dépression comblée de dépôts dont une partie est comme eux d'âge wealdien. G. WATERLOT (1953) a décrit en Thiérache un aven fossile rempli de sédiments wealdiens puis cénomaniens. R. FOURNEAU (1972) attribue aussi au Cénomaniens les dépôts de la Grotte de l'Agouloir à Châtelet : le creusement de la grotte serait dès lors pré-crétacé. Un puits naturel à Strépy-Bracquengnies a aussi un remplissage crétacé (G. LEFEBVRE et L. LEGRAND, 1964).

Le Tertiaire a vu le remplissage des grands gouffres que constituaient les abanquets de la région de Couvin, dont E. van den BROECK, E. MARTEL et E. RAHIR (1910) pensent que le creusement est anté-tertiaire.

Suzanne Leclercq (1925), à Comblain-au-Pont, et R. SOUCHEZ (1963), à Couvin, ont décrit des phénomènes karstiques d'âge tertiaire et les grandes poches de dissolution du Condroz sont du même âge (L. CALEMBERT, 1945 et 1954 ; L. GULINCK, 1970). R. FOURNEAU (1972) date de la fin du Tertiaire le gigantesque lapié aux creux profonds parfois de 10 m qu'il a découvert à Landelies et qui s'étend sur plusieurs hectares.

Il ne nous paraît enfin pas exclu que certaines parties supérieures des plus grandes grottes belges aient été creusées au Tertiaire ; mais jusqu'ici les preuves en font défaut.

## C.- LES PHENOMENES KARSTIQUES AU QUATERNAIRE.-

Un effet très important des climats périglaciaires qui ont régné à plusieurs reprises sur nos régions au cours du Quaternaire est l'important remblaiement que la congélation et le ruissellement ont opéré dans les dépressions (J. ALEXANDRE, 1957 et 1960). G. SERET et J. LAMBION (1968) ont mis en évidence le colmatage par ce matériel, durant le Würm, de dépressions karstiques drainées par des "chantoirs" (1) pré-existants. G. SERET et J. LAMBION mettent l'accent sur l'interruption que ce colmatage a créé dans le drainage souterrain.

Pourtant R. FOURNEAU (1968) et nous (C. EK, 1957 et 1961) avons décrit des étagements de résurgences importantes qui par leurs altitudes, ne peuvent dater que du Pléistocène. Il faut donc bien admettre qu'en général le colmatage n'a pas subsisté de façon permanente durant le Quaternaire. Ceci est confirmé par la morphologie des résurgences étudiées : ce sont de spacieux couloirs subhorizontaux, s'ouvrant au flanc des vallées et que l'on peut remonter parfois sur de longues distances, à Tilff, Esneux, Remouchamps ou Hotton, par exemple. Ces galeries sont beaucoup plus larges et mieux calibrées que les secteurs amont, proches des chantoirs, souvent de pénétration ardue. Or, actuellement, les eaux souterraines dissolvent moins près des résurgences que dans les parties proches des points de perte, et l'érosion mécanique est aujourd'hui trop modeste pour contribuer à expliquer ces couloirs.

(1) *chantoir* : point d'enfouissement de ruisseau (mot régional).

On sait que les réactions de dissolution sont deux fois plus lentes à 0° C qu'à 10° C : la corrosion, s'exerçant alors plus progressivement peut donc, même si elle est modérée, agir plus loin vers l'aval en climat froid qu'en climat tempéré. La présence de cailloux roulés abondants dans certains de ces couloirs nous porte à admettre que le débit a dû par moments y être considérable, et donc aussi l'érosion mécanique.

Les résurgences quaternaires des flancs de vallée nous apparaissent donc comme des formes de climat froid, ayant connu temporairement des débits très importants.

L'âge périglaciaire de ces résurgences concorde du reste avec nos observations déjà anciennes établissant une relation entre ce type de grottes et les terrasses fluviales (C. EK, 1957 et 1961).

C'est surtout au Pléistocène supérieur que s'observent de tels niveaux. Nous avons attribué cela au fait suivant : au début du Quaternaire, l'encaissement assez faible des grandes vallées permettait aux vallons affluents de suivre leur incision verticale progressive. Mais plus l'encaissement des rivières a augmenté, plus la circulation souterraine a été avantagée par rapport à l'écoulement subaérien dans les vallons calcaires affluents.

De la sorte, au karst tertiaire éparpillé sur les plateaux (qui étaient alors en partie des plaines), karst présentant essentiellement de grandes dolines ("poches de dissolution") et des ouvalas, peut-être des poljés (R. SOUCHEZ, 1963), a succédé progressivement au Quaternaire un karst linéaire, avec des phénomènes mieux développés en profondeur, des grottes s'étagant au flanc des vallées et seulement là, liées à leur incision et au rythme de leur évolution.

Dès le début de l'Holocène enfin, le réchauffement du climat et surtout l'activité de la végétation ont favorisé le développement de tufs calcaires dans de nombreux vallons (F. GULLENTOPS et W. MULLENDERS, 1971).

#### D.- LES PHENOMENES KARSTIQUES ACTUELS.-

Les phénomènes karstiques actuels sont disséminés sur de vastes superficies de nos terrains calcaires. La situation a donc à cet égard quelque analogie avec celle que nous avons décrite pour le Tertiaire, mais les phénomènes actuels sont beaucoup plus modestes, et situés souvent à des altitudes plus faibles : à proximité des thalwegs, en général.

La naissance et le développement de petites dolines, près des axes hydrographiques surtout, ont été décrits notamment par P. MACAR (1946), puis, dans des mémoires de fin d'études inédits, par M. BAY (1968) et R. MICHEL (1972). G. LEFEBVRE et L. LEGRAND (1964), puis les mêmes avec G. MORTELMANS (1967) ont décrit le développement actuel dans le Tournaisis de puits naturels et de dolines énormes - favorisées probablement par un rabattage artificiel de la nappe phréatique. E. EVRARD (1951) a montré la rapidité de l'évolution "sous-cutanée" du Crétacé, manifestée par ses nombreuses dolines.

Il a été dit que la dissolution s'avérait énergique aux endroits d'enfouissement des cours d'eau. Ceci concorde bien avec le fait que, parmi les phénomènes de surface étudiés, les dolines et les "chantoirs" sont assurément ceux qui évoluent le plus vite à l'échelle historique (1) et qui se modifient le plus souvent : la dissolution finit par provoquer des mises en porte-à-faux de masses calcaires qui s'écroulent, et les chemins de l'eau se modifient.

Ces faits dépendent, en dernier ressort, de la répartition et des mouvements du gaz carbonique d'origine biologique, et sont donc liés au climat et à la végétation actuels.

#### V.- CONCLUSIONS.-

Les diverses formations karstiques de la Belgique ont un point commun : la cinétique des processus actuels y est régie par des facteurs assez semblables dans tout le pays : les facteurs climatiques et édaphiques. Non pas que nous ignorions les nuances qui différencient à ces égards nos régions naturelles, mais ces nuances s'inscrivent dans un cadre qui, au point de vue de ses effets sur la dissolution des carbonates, présente une grande homogénéité.

Mais c'est une succession de climats anciens qui explique les paysages du karst belge. Ces climats sont évidemment à replacer dans un contexte paléogéographique sur lequel nos vues sont encore bien incomplètes mais suffisantes pour expliquer que chacune de nos régions karstiques a une histoire, une morphogenèse, qui lui est propre.

(1) E. van den BROECK, E. MARTEL et E. RAHIR ont décrit, en 1910, nombre de "chantoirs" aujourd'hui abandonnés au profit de pertes nouvelles situées plus en amont (fig. 9.14).

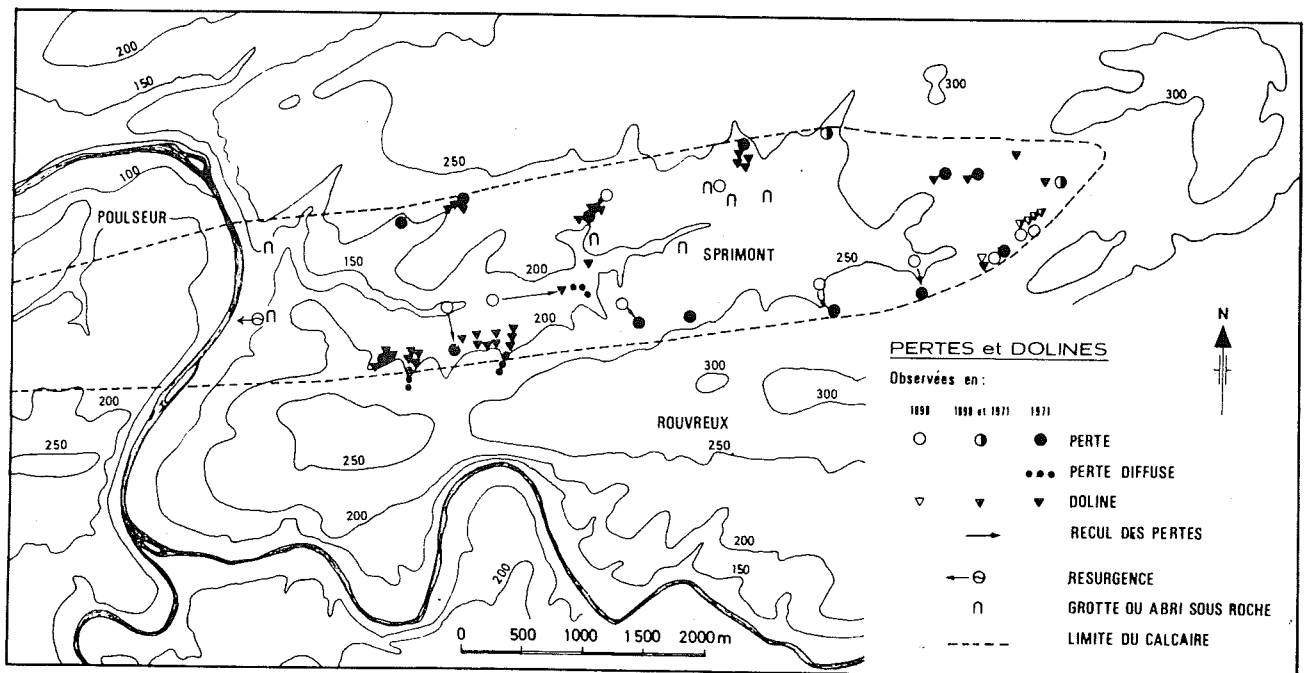


FIGURE 9.14.- La vallée sèche de Sprimont à Chanxhe : l'évolution des phénomènes karstiques superficiels entre 1898 et 1970.

Les facteurs géologiques aussi sont à la base de la profonde originalité de chacune de nos formations karstiques ; à chacune de ces formations correspond pratiquement un type de paysage calcaire : le karst à grandes grottes et à gouffres des calcaires dévoniens, le karst à cavités peu hiérarchisées et à longues vallées sèches du Dinantien, le karst du conglomérat permien, perché, barré, avec son gouffre isolé, le karst beaucoup moins spectaculaire du Jurassique, marqué cependant par un important drainage souterrain, le karst de la craie, enfin, dans le Crétacé, avec son paysage de dolines.

Ce sont évidemment des causes lithologiques qui font que seuls les karsts paléozoïques sont spectaculairement développés et largement pénétrables à l'homme. Mais la structure, on l'a vu, est largement à la base des différences géomorphologiques entre nos deux formations karstiques principales : les calcaires dévoniens et les calcaires dinantiens.

Au point de vue des processus en jeu, la dissolution apparaît comme le facteur caractéristique et déterminant des karsts, qui sont confinés dans les roches solubles. Mais plus l'évolution des régions karstiques avance et plus se développent les processus mécaniques qui, à divers égards, deviennent prépondérants.

En ce qui concerne les conditions actuelles de l'évolution karstique, elles nous paraissent pour l'essentiel devoir être exprimées ainsi : relative abondance de la pluviosité qui, jointe à des températures modérées, favorise la végétation : l'abondance d'eau ruisselant et s'infiltrant et les quantités notables de gaz carbonique d'origine biologique sont deux conditions favorables à la dissolution. L'eau s'enfouit, descend plus vite que la surface du sol : c'est le propre d'un karst actif.