

Université de Liège

INV. : 9626
COTE : TH 0348(c)

Laboratoire de Géologie et Géographie physique

Camille Michel **E K**

Facteurs, Processus et Morphologie karstiques dans les Calcaires paléozoïques de la Belgique

**A CONSULTER
A LA BIBLIOTHEQUE**

DEUXIEME PARTIE

LES FACTEURS GEOLOGIQUES DE LA KARSTIFICATION

Université de Liège
UNITE DE DOCUMENTATION
DES SCIENCES DE LA TERRE
Esplanade de l'Université B6d
B-4000 LIEGE (BELGIQUE)
Tél. +32-(0)4-366 53 56

Thèse présentée pour l'obtention
du grade de docteur en sciences
géologiques et minéralogiques.

- 1969 -

038603481

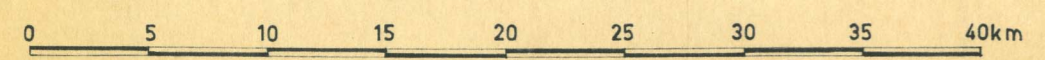
LES CALCAIRES ET LES DOLOMIES PALEOZOIQUES DE LA BELGIQUE



L E G E N D E

- Calcaires et dolomies
du **DINANTIEN**
- Calcaires et dolomies
du **DEVONIEN** moy. et sup.
- Plaine alluviale

D'après la carte géologique au 1/160.000



I N T R O D U C T I O N

=====

La Première Partie de ce travail a été consacrée à l'eau en tant qu'agent de la dissolution.

Mais la dissolution s'exerce sur un matériel rocheux dont l'étude est d'autant plus nécessaire que les analyses d'eaux ont montré que celles-ci se divisent en quatre grandes catégories suivant la nature géologique des formations d'où elles sont issues :

- formations carbonatées du Dinantien
- formations, non essentiellement carbonatées, du Famennien (Dévonien supérieur)
- formations carbonatées du Frasnien et du Givetien (Dévonien supérieur et moyen)
- formations essentiellement non carbonatées plus anciennes que les précédentes.

En ce qui concerne les terrains pauvres en carbonates, l'étude des roches pouvait être assez sommaire et nous l'avons incluse, pour la clarté de l'exposé, dans la Première Partie : cette étude n'a d'intérêt ici que pour les analyses d'eaux.

L'étude des formations où les carbonates dominent nettement réclame davantage de développement car, outre les explications qu'elle peut nous donner de certains résultats des analyses, elle rend compte aussi de nombreux aspects de la géomorphologie du karst des terrains paléozoïques de la Belgique.

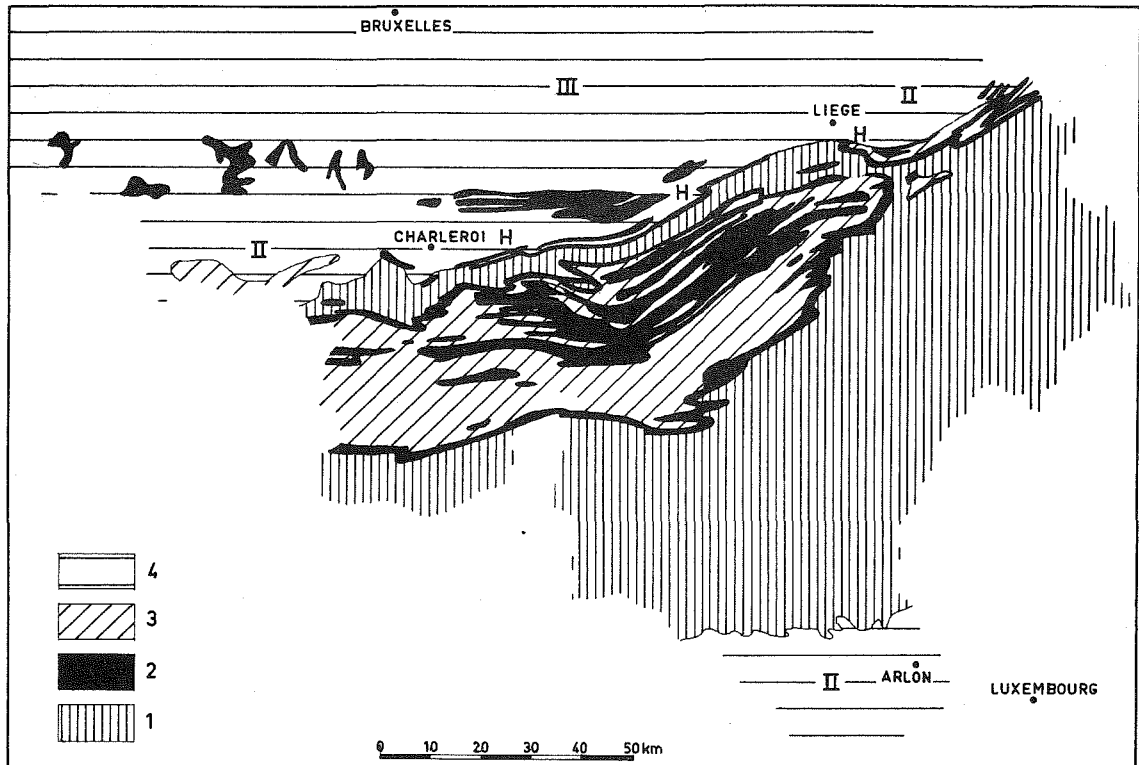
La Deuxième Partie de ce travail sera donc consacrée à la géologie des formations carbonatées du Paléozoïque, géologie considérée ici exclusivement sous l'angle de ses répercussions sur la dissolution.

- Les formations étudiées -

Les seules formations carbonatées importantes du Paléozoïque de la Belgique sont situées dans le Dévonien moyen et supérieur et dans le Dinantien.

Nous ne considérerons pas ici les quelques bancs calcaires plus anciens, qui ne donnent pas lieu à une morphologie karstique, ni la mince formation carbonatée qui, sous la forme d'un conglomérat très calcaireux, occupe le milieu des dépôts permien du "poudingue de Malmédy" (1).

**LOCALISATION DES FORMATIONS CALCAIRES ET DOLOMITIQUES
PALEOZOIQUES DE LA BELGIQUE**



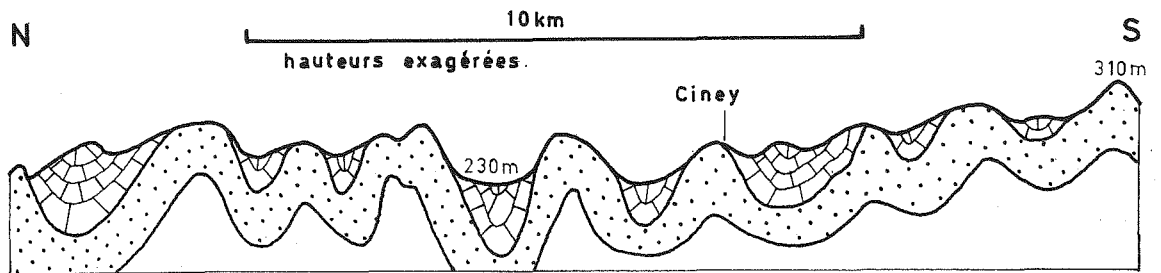
L E G E N D E

- 4-Terrains plus récents que les calcaires dinantiens (H: Houiller; II: Mésozoïque; III: Cénozoïque).
- 3-Terrains (non essentiellement calcaires) du Dévonien sup.
- 2-Formations calcaires et dolomitiques du Dévonien sup. et moyen et du Dinantien.
- 1-Terrains (non calcaires) plus anciens que les calcaires du Dévonien moyen.

(1) Cette "assise moyenne" du poudingue de Malmédy a donné naissance à un petit karst très particulier, actuellement en cours d'étude par M. A. Ozer, chercheur au F.N.R.S., attaché au Laboratoire de Géologie et de Géographie physique de l'Université de Liège.

La carte insérée en tête de ce volume montre que les calcaires dévoniens constituent essentiellement une ceinture autour des régions où affleurent les calcaires dinantiens.

En se reportant à la figure de la page précédente, on voit dès lors que ces calcaires dévoniens sont en général en bordure de roches plus anciennes, tandis que les calcaires dinantiens affleurent le plus fréquemment dans des synclinaux entourés de roches arénacées du Famennien supérieur (Dévonien supérieur).



Coupe Nord-Sud, passant par Ciney, dans le Synclinorium de Dinant.

Plus des trois quarts de la superficie totale des affleurements de Calcaire Carbonifère répond au schéma ci-dessus. Chacun des synclinaux constitue donc un petit karst barré: isolé de toutes parts par des formations non karstiques.

D'une façon générale d'ailleurs, et sous des modalités structurales diverses, tous les calcaires paléozoïques constituent en Belgique, nous l'avons déjà dit dans la Première Partie, des karsts barrés. C'est là un trait important de la région étudiée.

- Plan de l'Exposé -

Quelle est la composition chimique des roches carbonatées étudiées ? Quel est en particulier leur degré de pureté ? La composition varie-t-elle d'une formation à l'autre ?

De très nombreuses analyses ont été publiées, mais il n'existe, à notre connaissance, aucune étude synthétique de la composition chimique de nos calcaires, comparant les centaines d'analyses existantes. Nous avons donc consacré à ce problème le chapitre I de cette Partie.

Les calcaires étudiés présentent, pour une même composition chimique, des structures pétrographiques très diverses. Nous avons cherché les effets de la structure pétrographique sur la dissolution; et, après les avoir observés, nous avons vérifié par l'expérimentation plusieurs des relations établies entre la structure pétrographique (et la composition minéralogique) et la dissolution. Ces observations et ces expériences font l'objet du chapitre II.

Comme nous l'avons dit plus haut, la structure tectonique a mis une puissante empreinte sur la karstification. Dans une mesure un peu moindre, la morphogenèse du karst a subi aussi des influences tectoniques actives. Ces questions seront traitées dans le chapitre III.

L'essentiel des résultats acquis sera rassemblé et comparé dans le chapitre IV qui termine cette Deuxième Partie.

C H A P I T R E I

Les facteurs lithologiques :1. La Composition chimique

S O M M A I R E

=====

A. COMPOSITION CHIMIQUE

Revue détaillée et critique de plusieurs centaines d'analyses de roches carbonatées du Paléozoïque de Belgique.

La comparaison des chiffres publiés et l'étude statistique des analyses montrent que, si on considère l'ensemble des faciès carbonatés des formations, le Viséen est plus pur que le Tournaisien, et que le Frasnien est plus pur que le Dévonien moyen, mais moins pur que le Viséen. Le pourcentage de dolomite et les minéraux insolubles sont ensuite pris en considération.

B. COMPARAISON DES SOLUBILITES RESPECTIVES DES CALCAIRES DEVONIENS ET DINANTIENS.

1. Teneur en carbonates : la formation la plus soluble est le Viséen; en fait ce n'est pourtant pas la plus dissoute (on l'a expliqué dans la Première Partie; on en reparlera au chapitre IV). Par contre, les différences de composition chimique rendent compte des différences de karstification entre le Dévonien moyen et le Frasnien, et entre le Tournaisien et le Viséen.

2. Pourcentage de dolomie : si la dolomie pure ne connaît de grands développements que dans le Dinantien, par contre, la teneur moyenne en dolomite dans les bancs calcaires est peu différente d'un étage (ou sous-étage) à l'autre.

3. Résidu insoluble : dans les formations très karstifiées, son influence chimique sur le déroulement des réactions est très faible; mais son influence indirecte sur la karstification est notable.

L'existence de formes karstiques dans une formation géologique - ou aussi, si l'on veut, dans un paysage - suppose la présence d'une roche soluble en quantité suffisante. C'est ainsi qu'une vallée sèche, par exemple, ou un chenal de grotte, ne se constitueront pas dans un niveau calcaire trop peu épais ou dans une roche ne contenant pas suffisamment de minéraux solubles.

En Belgique, dans le Paléozoïque, les seuls constituants des roches susceptibles de donner naissance à des phénomènes karstiques de quelque importance à une échelle régionale sont les carbonates.

Il a été exposé plus haut (Première Partie, chapitre IV, p. 104) que les carbonates sont, dans les terrains paléozoïques de l'Ardenne, trop peu abondants dans le Dévonien inférieur et les terrains sous-jacents pour permettre le développement d'une hydrologie ou d'une morphologie - souterraines ou superficielles - karstique (1).

Par contre, le Dévonien moyen et supérieur et le Dinantien comportent des formations calcaires ou dolomitiques importantes. Aussi passerons-nous en revue leur composition chimique pour discerner les traits généraux des formations étudiées, et pour chercher les éventuels facteurs de différenciation des types de karsts.

(1) La brève revue des quelques niveaux carbonatés du Dévonien inférieur et des terrains plus anciens a trouvé sa place dans l'étude consacrée aux eaux parce que ces niveaux, trop peu importants pour donner naissance à un karst individualisé, sont cependant susceptibles d'introduire un peu de bicarbonates dans les eaux qui les traversent.

A. LA COMPOSITION CHIMIQUE.

Au point de vue de la composition chimique des roches, suivant en cela la classification de R.L. Folk (1959), nous dirons que les roches sont terrigènes (terrigenous rocks) ou chimiques (chemical rocks : par exemple calcaires et dolomies), suivant qu'elles comportent plus ou moins de 50% de constituants "terrigenes" ou "chimiques" (1).

Comme, en pratique, seules les roches carbonatées sont ici concernées, nous appellerons calcaire ou dolomie une roche dont les carbonates forment au moins la moitié des constituants, l'autre partie étant constituée de matériaux détritiques non carbonatés. Avec R.L. Folk (1959) également, qui divise les roches chimiques en "impure chemical rocks" et "pure chemical rocks" suivant qu'elles contiennent plus ou moins de 10% de matériel terrigène, nous dirons qu'une roche carbonatée est pure ou impure suivant qu'elle contient plus ou moins de 10% de matériel détritique non carbonaté (2).

Discutable sur le plan génétique, comme toutes les classifications à notre connaissance, cette division a au moins le double avantage d'être claire et, pour notre propos, très utile. En effet si les analyses de roches carbonatées paléozoïques de la Belgique sont nombreuses (les analyses publiées se comptent par centaines), il n'existe aucune étude chimique générale de ces roches pour l'ensemble du pays. Les analyses sont très inégalement réparties, à la fois quant à leur localisation stratigraphique et quant à leur distribution

(1) Ceci est conforme, notamment, à la classification de F.J. Pettijohn (1949) "The carbonates, calcite and dolomite, are essential constituents and must form 50% or more of limestone"; cf G.V. Chilingar, H.J. Bissel et R.W. Fairbridge (1967) : "Limestones are those rocks composed of more than 50% carbonate minerals, of which 50% or more consist of calcite and/or aragonite".

(2) En conformité également, entre autres, avec les terminologies de F.J. Pettijohn (1948 fig. 79 p. 290) et de G.V. Chilingar, H.J. Bissel et R.W. Fairbridge (1967 vol. A, pp. 88 à 90).

territoriale; or les faciès de nos calcaires et dolomies sont nombreux et soumis à des variations latérales notables : ce qui n'est pas pour faciliter la recherche de leurs traits généraux.

La division chimique simple et schématique ici employée (une roche carbonatée est une roche qui comporte au moins 50% de carbonates; une roche carbonatée pure est une roche qui en comporte au moins 90%) va nous permettre de tirer des analyses existantes une constatation fondamentale : la majorité des roches carbonatées paléozoïques sont chez nous des roches carbonatées pures. C'est ce qui apparaît dans les lignes qui suivent, où nous avons tenté une synthèse de la connaissance chimique des formations carbonatées du Paléozoïque.

1. Dévonien moyen et supérieur.

Le Mésodévonien comporte les premières formations calcaires importantes du Paléozoïque de notre pays, et aussi les moins pures. L'instauration du régime calcaire au détriment de la sédimentation terrigène s'est faite par à-coups, et en progressant du Sud vers le Nord.

Annoncée par la présence d'un peu de carbonates dans une partie des schistes emsiens, puis par l'individualisation de quelques strates calcaires dans le Couvinien inférieur (Co 1), la sédimentation calcaire s'installe une première fois dans le Co 2b du bord du Bassin de Dinant, sur quelque trois cents mètres d'épaisseur; une nouvelle apparition dans le Co 2d, sur une centaine de mètres de puissance, constitue le début d'une épaisse série de dépôts carbonatés surtout : quelque 400 m de Givetien, 140 m pour le Frasnien inférieur (F 1) et 500 m pour le Frasnien moyen (F 2) où les schistes reprennent une place de plus en plus importante vers le sommet (M. Lecompte 1960), pour dominer très nettement dans le Frasnien supérieur (F 3).

Les épaisseurs ici rapportées ne sont toutefois atteintes que dans le Sud du Bassin de Dinant. Partout ailleurs (Nord et Est du Bassin de Dinant, Bassin de Namur, Massif de la Vesdre et la Fenêtre de Theux) les épaisseurs des assises où dominent les carbonates sont moindres. En général aussi l'installation de la sédimentation calcaire est plus tardive : dans les autres parties du Synclinorium de Dinant, le calcaire apparaît peu au Couvinien, et très mélangé d'autres sédiments; dans le Bassin de Namur, le Massif de la Vesdre et la Fenêtre de Theux, il ne s'installe qu'au Givetien ou même (Couchant de Mons et vallée de l'Orneau : Nord du Bassin de Namur) au Frasnien inférieur (P. Fourmarier, 1954).

De la composition chimique des calcaires couviniens, nous n'avons pas trouvé d'analyse. Il est toutefois évident qu'ils sont en général peu épais et très mélangés de sédiments terrigènes, sauf au bord sud du Synclinorium de Dinant où le Co 2b et le Co 2d totalisent 400 m d'épaisseur et où M. Lecompte (1960 notamment) décrit ces calcaires dont une partie importante doit être pure (en particulier les épais biostromes à stromapores du Co 2b), mais ne donne pas de chiffres (1).

Au Givetien, des formations essentiellement calcaires constituent l'ensemble de l'assise aux bords sud et est du Synclinorium de Dinant; les calcaires sont beaucoup moins épais et généralement localisés vers le sommet de l'assise dans les autres régions. Au Frasnien, le calcaire prédomine nettement, sauf dans le Bassin de la Vesdre. Entre le F 1 et le F 3, assises peu épaisses où souvent le calcaire n'est pas prédominant, se développe l'assise F 2 beaucoup plus épaisse en général, et dont les calcaires constituent le plus souvent la majeure partie, et dans certaines régions la quasi-totalité.

(1) *L'exploitation de chaux hydraulique naturelle dans le Couvinien (à Couvin, à Nismes, à Bersée...) suppose en tout cas des épaisseurs suffisantes de roches comprenant au moins 80% de carbonate de calcium.*

Pour ces deux étages - le Givetien et le Frasnien - nous avons par places des données quantitatives en grand nombre, publiées par divers auteurs :

Publication (1)	Nombre d'analyses	Etage étudié	Puissance concernée	Unité structurale
M. Lecompte (1936)	18	F	(1 bioherme)	Syncl. Dinant
P. Fourmarier (1954)	3	F	(1 bioherme)	Syncl. Dinant
J-M. Graulich (1963)	50	Gi + F	280 m	Bass. Vesdre
J. Pel & A. Montjoie (1964)	80	F	35 m	Syncl. Namur
J. Pel (1965)	150	Gi	450 m	Syncl. Dinant
A. Montjoie (1965)	env.100	Gi	137 m	Syncl. Dinant

Malgré l'irrégularité de leur distribution géographique, la comparaison de ces analyses, confirmées comme on le verra plus loin par d'autres travaux, donne de précieuses informations :

a.- teneur en carbonates :

Nous avons calculé la moyenne des résidus insolubles

(1) Pour les analyses des deux auteurs les plus anciens, nous n'avons que des indications très générales sur la localisation des prélèvements. Par contre, les quelque 380 analyses des auteurs plus récents sont des analyses de bancs consécutifs. Les auteurs n'explicitent pas, dans les textes, les critères du choix des échantillons soumis à l'analyse chimique. Mais ils présentent des coupes très détaillées comportant un grand nombre de données lithologiques et pétrographiques, qui montrent que les échantillons soumis à l'analyse chimique sont bien représentatifs de l'ensemble des formations étudiées.

donnés par les analyses de J. Pel (1965) pour 150 m répartis en 5 séquences sédimentaires) de Givetien à Hotton. La moyenne est de 15,5% de résidus insolubles. On peut, d'après les études de J. Pel, diviser chaque séquence en quatre zones : celle de la base (dite zone A) contient beaucoup plus de matériel terrigène (essentiellement insoluble) que les trois autres zones (B, C, D); la zone A qui comporte en moyenne 38% d'insolubles, représente en moyenne 10% de chaque séquence; les 9% restant comportent alors, d'après nos calculs faits en pondérant les pourcentages par les épaisseurs concernées, 13% de résidus insolubles. Les analyses de A. Montjoie (1965) dans le Givetien d'Aisne ont été faites par rayons X; elles nous ont permis de diviser le Givetien en cinq ensembles (1) que nous distinguons comme suit :

- 5 : séquences 18-20 (22 m) : 85% env. de carbonates (Ca et Mg)
- 4 : séquences 12-17 (24 m) : 60% env. de carbonates (Ca et Mg)
- 3 : séquences 2-11 (79 m) : 85 à 90% de carbonates (Ca et Mg)
- 2 : séquence 1 (12 m) : 40% env. de carbonates (Ca et Mg)
- 1 : séquence 0 (5 m) : 90% env. de carbonates (Ca et Mg)

Une moyenne pondérée nous amène ici à 75% de carbonates pour l'assise, mais on voit qu'on peut distinguer les ensembles 2 et 4 d'une part (40 à 60% de carbonates) de trois ensembles beaucoup plus riches : 1, 3 et 5 (respectivement 90, 85 à 90, et 85% de carbonates).

Une comparaison de nos calculs faits sur les analyses de J. Pel et sur celles de A. Monjoie montre donc, avec une bonne approximation, à Hotton d'une part, 10% de roches comportant en moyenne 62% de carbonates et 90% en comportant 87%, et à Aisne, 25% de roches comportant 53% de carbonates

(1) Ces 5 ensembles ne correspondent pas exactement aux 5 périodes en lesquelles A. Monjoie divise, sur des bases sédimentologiques, le Givetien d'Aisne.

et 75% de roches en contenant 83%.

J-M. Graulich (1963) dans une étude du sondage Pepinster 2, les résultats de 5 analyses dans le Givetien : 6 à 12% d'insolubles, en moyenne 10%.

On remarquera que tous les chiffres ici cités concernent des ensembles de bancs assez importants - en tout cas toujours de plusieurs mètres ou dizaines de mètres - mais que nous avons tenté de diviser les formations en ensembles homogènes. Ceci correspond au souci de considérer des unités naturelles au point de vue de la karstification.

Dans l'ensemble le Givetien comporte donc, aux trois places où nous en avons des analyses, une forte majorité de formations comprenant entre 80 et 90% de carbonates de calcium et de magnésium.

Dans le Frasnien, les 21 analyses totalisées par P. Fourmarier (1954) d'après F. Delhayé et par M. Lecompte (1936) donnent, pour des biohermes, des résidus insolubles allant de 17 à 1,5%; le chiffre de 10% est dépassé dans 3 des 21 analyses; bien que la présentation des résultats ne permette pas de pondérer ces chiffres en fonction des puissances, on peut faire remarquer que 13 des analyses donnent entre 1,5 et 5% de résidus insolubles.

Le Frasnien analysé par J-M. Graulich (1963) dans le sondage Pepinster 2 a été recoupé sur 235 m, dont 174 m de calcaire comportant en moyenne (30 analyses) 10 à 20% d'insolubles, et 61 m de schistes argileux.

Dans le Frasnien de Huccorgne (J. Pel et A. Monjoie, 1964) quelque 80 analyses montrent (nous pondérons encore en fonction de l'épaisseur des bancs) que la teneur en carbonates est d'environ 90-92% en moyenne; les analyses ont été concentrées sur 35 m de bancs, mais le tableau des observations pétrographiques permet d'extrapoler ces résultats à la plus grande partie des 135 m étudiés par les auteurs cités en lames minces au point de vue de leur pétrographie.

Le Frasnien semble donc être en général, sur la base des 401 analyses chimiques disponibles, nettement plus pur que le Givetien : dans le Frasnien, massif de la Vesdre excepté (10 à 20% d'insolubles dans les calcaires), les formations calcaires contiennent 90% ou davantage de carbonates de calcium et magnésium : il s'agit alors de "calcaires purs".

b.- pourcentage de dolomite dans les carbonates :

Les trois analyses citées par P. Fourmarier (1954) donnent le pourcentage de magnésie dans trois échantillons de biohermes. Convertis, pour les rendre comparables aux données qui suivent, en dolomite, ces pourcentages correspondent à des teneurs comprises entre 2 et 5% de dolomite dans les carbonates du bioherme frasnien concerné.

Nous avons de même calculé pour les analyses de J. Pel et A. Montjoie (1964) dans le Frasnien qu'elles correspondent à une valeur moyenne (sur 80 analyses) de 3,5% dans les carbonates avec une variation très faible autour de cette moyenne (1 à 6%) sauf pour deux échantillons qui ne comportent respectivement que 70 et 80% de carbonates environ, et où la part de la dolomite atteint 10%. Les graphiques d'analyses présentés par ces auteurs montrent d'ailleurs que la part de dolomite augmente dans les carbonates quand la teneur totale en carbonates diminue; il ne s'agit pas seulement d'ailleurs d'une augmentation de la dolomite par rapport au total des carbonates, mais même, en général, d'une augmentation absolue de la dolomite par rapport au total de la roche. La même constatation ressort de l'examen des chiffres publiés par J. Pel (1965) et A. Monjoie (1965) dans le Givetien; là, le phénomène est d'ailleurs beaucoup mieux marqué, et, dans plusieurs bancs où la teneur en carbonates est inférieure à 50%, la dolomite va jusqu'à constituer plus de la moitié de la teneur en carbonates de la roche. Les graphiques de J. Pel montrent même que quelques bancs sont constitués de dolomite pour plus de la

moitié de la composition globale de la roche; ce sont donc des dolomies, qui représentent au total une vingtaine de mètres de puissance sur les 450 m étudiés par lui. Sur cette puissance, un total de 4 ou 5 m de bancs consiste en roche à plus de 90% de dolomite, donc dans la terminologie ici acceptée, des dolomies pures.

Toutefois dans l'ensemble, la dolomite représente, à Hotton (J. Pel, 1965) entre 4 et 6% de la composition totale de la roche, soit 3,4 à 5,1% de la teneur moyenne en carbonates.

Dans les calcaires dévonien, d'après les 333 analyses que nous avons pu trouver au sujet de la teneur en dolomite, celle-ci semble donc représenter très généralement entre 2 et 5% de la teneur totale en carbonates; les teneurs moindres sont moins fréquentes; les teneurs plus élevées sont presque exclusivement le fait du Givetien. Nos calculs faits sur les analyses publiées nous donnent à penser que la teneur en dolomite augmente souvent en même temps que la teneur globale en carbonates diminue, sauf le cas des quelques bancs de dolomie du Givetien.

c.-nature des résidus insolubles :

Les auteurs des publications d'analyses déjà cités donnent comme matières insolubles principales (nous les citons par ordre d'abondance moyenne décroissante) dans les calcaires et dolomies analysés : minéraux argileux, silice (cet ordre est inversé dans plusieurs formations, notamment dans le Givetien d'Aisne), oxydes ferriques. Les autres constituants, qui sont en teneur moyenne très faible dans la roche, seront énumérés plus loin dans ce chapitre, lors de l'étude minéralogique.

Les analyses ici traitées concernent le Givetien et le Frasnien. Nous ne traiterons pas le Famennien; en effet, la seule masse de calcaire importante du Famennien est le "marbre

de Baelen", masse lenticulaire atteignant au maximum une cinquantaine de mètres de puissance (J. Bellière, 1953; voir aussi P. Fourmarier, 1953 qui donne la bibliographie du sujet; et J. Bellière in Fourmarier, 1954). Mais ce faciès est très localisé et n'est connu que sur 2 km de distance. Quant au "macigno de Souverain-Pré", on en trouvera des descriptions dans P. Fourmarier, 1949, et J. Bellière, 1951; les quelques bancs de calcaire pur présents dans cette formation ne dépassent pas 20 cm (J. Bellière, 1951); en général des blocs calcaires sont enrobés, empâtés, dans une matrice de sédiments psammitiques. Pour le reste, le Famennien comprend de nombreux petits bancs de calcaire et de dolomie, et même quelques bancs épais, mais toujours séparés les uns des autres par des épaisseurs plus grandes d'autres roches. C'est pourquoi il ne peut s'y développer des phénomènes karstiques importants et nous n'en détaillerons pas ici la description (1).

2. Dinantien.

L'étage dinantien, dit aussi Calcaire Carbonifère, voit le retour progressif de la sédimentation calcaire et son plus pur épanouissement dans l'histoire géologique de la Belgique.

C'est le sous-étage tournaisien qui montre l'instauration du régime sédimentaire carbonaté.

Au Tournaisien inférieur (Tn 1 : assise d'Hastière et d'Estroengt) :

les dépôts terrigènes, grès, macignos, schistes parfois

(1) Si les phénomènes karstiques sont très peu développés dans le Famennien, sa teneur en calcaire est cependant de nature (surtout dans le Fa 2) à rendre dures et parfois très dures les eaux qui le traversent; c'est pourquoi une description détaillée des formations du Famennien a trouvé place dans la Première Partie de ce travail, chapitre IV, p. 106 et suivantes.

calcareux, etc., le disputent encore aux calcaires qui sont généralement en bancs minces, et intercalés entre des sédiments terrigènes (l'assise par endroits n'a que 7 m de puissance au bord nord du Synclinal de Namur, mais atteint par exemple 60 m dans l'Est du Synclinorium de Dinant) (1).

Le Tournaisien moyen (Tn 2 : assise de Maredsous) :

comporte au-dessus des schistes à Spiriferina, le premier niveau calcaire important : le calcaire de Landelies (qui peut atteindre, au maximum, une soixantaine de mètres), plus ou moins crinoïdique, comportant généralement des lits schisteux à sa base et son sommet, est surmonté de calcschistes et de calcaires très argileux (puissance de l'assise : de 20 m environ au bord nord du Synclinal de Namur à 80 m environ dans le centre du Synclinorium de Dinant).

Le Tournaisien supérieur (Tn 3 : assise de Celles) :

enfin, voit l'instauration du règne des calcaires parfois argileux ou siliceux, parfois à cherts, et des dolomies. L'assise comporte aussi, dans le Synclinorium de Dinant, des "récifs waulsortiens", et, en général, son sommet comprend de nombreux joints schisteux (puissance de l'assise : de 26 m dans l'est du Synclinorium de Dinant à 240 m au bord nord du Synclinal de Namur, et même 350 m dans les régions à "récifs waulsortiens" du centre du Synclinorium de Dinant).

Quant au Viséen, c'est un sous-étage calcaire par excellence, qui peut atteindre une puissance de l'ordre du

(1) La présente description générale du Dinantien est basée sur l'étude de G. Mortelmans et P. Bourguignon in Fourmarier (1954). Les puissances sont données à titre indicatif et ne constituent pas des limites rigoureuses, d'autant plus que la stratigraphie détaillée du Dinantien est actuellement soumise à une révision des plus fouillées et que, malgré de nombreuses publications très récentes sur divers points particuliers, les fixations précises des limites d'assises doivent être considérées comme étant toujours en voie d'élaboration.

demi-kilomètre; les cherts et les intercalations terrigènes, qui peuvent s'y présenter dans ses trois assises, n'en constituent jamais qu'une fraction infime (sauf à l'extrême-sommet de la formation).

Le Viséen inférieur (V 1 : assise de Dinant) :

est essentiellement calcaire, parfois dolomitique. Les "récifs waulsortiens" y sont encore présents par places (l'assise a 50 m sur l'Orneau, au bord nord du Synclinal de Namur, mais 220 m dans le centre du Synclinorium de Dinant où elle est gonflée par les "récifs waulsortiens").

Le Viséen moyen (V 2 : assise de Namèche) :

ne comporte pratiquement que des calcaires et, par place, des dolomies. Quelques schistes et calcschistes s'y intercalent cependant, notamment à la partie supérieure (l'assise a 60 m au moins, au bord sud du Synclinal de Namur, et atteint 150 m dans le centre du Synclinorium de Dinant).

Le Viséen supérieur (V 3 : assise de Bioul et Warnant) :

encore essentiellement calcaire à sa partie inférieure, se termine vers le haut par des alternances de dépôts calcaires et de dépôts terrigènes fins (schistes et calcschistes) qui annoncent les formations terrigènes du Namurien. Dès le milieu de l'assise apparaissent d'ailleurs de minces niveaux de schistes charbonneux (la puissance de l'assise est difficile à définir et sembler varier de 75 m dans le bassin de l'Orneau, au bord nord du Synclinal de Namur à quelque 200 m dans le Hainaut occidental, dans le même Synclinal).

Du Tournaisien supérieur et du Viséen, qui donnent lieu à de nombreuses exploitations, on a assez bien d'analyses. Nous nous sommes essentiellement attachés, dans ce qui suit, à dépeigner celles qu'a publiées C. Camerman (1947).

a.- teneur en carbonates : 68 analyses concernent le Tournaisien (supérieur surtout) et 103 le Viséen. Du Tournaisien inférieur et moyen, nous n'avons d'analyses que dans les calc-schistes, qui en forment le sommet; la moyenne de teneur en carbonates est (Tournaisis) de 50-55%, mais ce chiffre rend mal compte de ce qu'on a surtout une alternance de bancs pauvres (min. : 13, 23, 54 et 29%) et de bancs riches (max. : 84, 87, 91 et 91%) (1).

Du Tournaisien supérieur nous considérerons successivement les sous-assises a, b et c.

Tn 3 a : la moyenne oscille entre 75 et 85% et, ici, les maxima (85, 90, 80, 80, 75, 82, 75, 75, 82 et 90%) diffèrent beaucoup moins des minima (75, 85, 65, 75, 70, 75, 65, 65, 75 et 80%). Chaque banc est en général constitué d'une masse assez pure (p. ex. 81%) entre une partie supérieure et une partie inférieure (ou croûtes), de quelques cm d'épaisseur plus pauvres (p. ex. 73 et 71%).

Tn 3 b : plus pur, il comporte en moyenne 90-95% de carbonates (min. : entre 80 et 90%; max. : entre 84 et 97%); il est souvent plus pur dans le Hainaut, où il renferme en moyenne 96 ou 97% de carbonates. Il en est de même dans le Synclinorium de Dinant (op. cit. p. 369).

Tn 3 c : des minima oscillant de 65 à 85% dans les croûtes et des maxima variant entre 73 et 90% dans la masse des bancs en font une assise moins pure que la précédente; sa teneur moyenne est de l'ordre de 85%.

Le Viséen est, dans son ensemble, constitué essentiellement de calcaires purs : il n'y a que dans le

(1) Les chiffres donnés dans ce paragraphe entre parenthèses représentent des analyses d'échantillons considérés soit comme caractéristiques, soit comme extrêmes; des moyennes d'aucune sorte ne sont ici mises en parenthèses. Les analyses proviennent de régions comprises entre le Tournaisis et Feluy.

Tournaisis que Camerman donne des analyses présentant moins de 90% de carbonates (80, 85, 88). Pour le reste, aussi bien dans le Synclinal de Namur que dans le Synclinorium de Dinant, une centaine d'analyses montrent que les teneurs en carbonates sont quasiment toujours de plus de 90% et souvent situées entre 95 et 99%. Il semble, en particulier, que le V 1 a, le V 2 a, et le V 3 a soient très purs et comprennent en général plus de 96% de carbonates.

En excluant le Tournaisien inférieur et moyen, pour lequel nous manquons de données quantitatives, nous pouvons donc conclure que le Tournaisien supérieur comporte une formation carbonatée pure, le Tn 3 b : 90-95% de carbonates, entre deux formations qui le sont moins, le Tn 3 a : 75-85%, et le Tn 3 c : de l'ordre de 85%.

Le Viséen est beaucoup plus pur et, en général, la teneur en carbonates y est, dans son ensemble, nettement supérieure à 90% et, dans les étages V 1 a, V 2 a et V 3 a, comprise entre 96 et 99%.

b.- pourcentage de dolomite dans les carbonates :

Le Dinantien présente à divers niveaux des bancs - et même d'épais ensembles de bancs - de dolomie; celle-ci est particulièrement bien représentée dans le Tn 3 et le V 1, parfois aussi dans le V 2. Ces dolomies peuvent passer latéralement à des calcaires, et le fait est si fréquent qu'il n'est guère possible de donner une moyenne significative de l'épaisseur des dolomies dans chaque assise; l'épaisseur de dolomie atteint par exemple à peu près une cinquantaine de mètres dans le Tn 3 de la région d'Yvoir, une soixantaine dans le V 1 près de Modave (G. Mortelmans et P. Bourguignon, in P. Fourmarier, 1954).

Mais des bancs de dolomies existent occasionnellement à d'autres niveaux du Tournaisien et du Viséen. Les

calcaires eux-mêmes contiennent le plus souvent quelques pourcents de dolomite; nous avons calculé à partir de quelque 120 analyses comportant la recherche de MgO, publiées par C. Camerman (1947) que les teneurs relevées s'échelonnent entre 0,5 et 22% de dolomite dans les calcaires; aucun échantillon analysé (ils sont répartis dans toutes les assises du Dinantien) n'en est exempt; si des chiffres supérieurs à 22% ne sont pas cités, il faut dire que la part de dolomite peut aller jusqu'à donner des dolomies à peu près pures, mais les transitions, une fois que l'on dépasse 20% de dolomite, sont fréquemment rapides vers la dolomie à peu près pure. Les trois quarts des calcaires analysés comportent entre 2 et 8% de dolomite. Les teneurs moindres sont rares (0,5 est un minimum très rare), les teneurs plus élevées sont souvent de rapides transitions vers un banc ou une formation de dolomie, dont nous avons vu plus haut les fortes épaisseurs qu'elles atteignent régionalement ou localement.

C.- nature des résidus insolubles :

Dans le Tournaisien, les analyses publiées par C. Camerman (op. cit.) montrent que, parmi les insolubles présents dans les roches carbonatées, la silice domine nettement et que, si on combine à l'alumine présente la silice nécessaire pour faire du kaolin, la silice excédentaire dépasse la valeur de l'argile ainsi comptée. Après la silice et l'alumine vient le fer, sous forme d'oxydes ou de sulfures. Le carbone serait en teneur inférieure à 0,5% dans le Th 3, seule assise pour laquelle on ait cette donnée.

Dans le Viséen, nous avons fait les moyennes des analyses publiées par le même auteur. Partout dans les 93 analyses comportant toutes les données nécessaires, la silice vient en tête : avec 3 à 6% dans 4 analyses, 1 à 3% dans 50, et moins de 1 dans 39 échantillons. L'alumine et le fer sont en teneur très faible : toujours moins de 1%, et, dans la

majorité des cas moins de 0,5% pour le total alumine et fer. Les autres constituants éventuels sont en teneurs encore plus faibles.

Le Dinantien (sous réserve du manque d'analyses dans Tn 1 et Tn 2, qui sont plus impurs) comprend donc, du Tn 3 au V 3, d'épaisses formations carbonatées pures, où, dans l'ensemble, les calcaires purs l'emportent de loin sur les dolomies et les roches intermédiaires entre ces deux termes.

B. COMPARAISON DES SOLUBILITES RESPECTIVES DES CALCAIRES DEVONIENS ET DINANTIENS.

1. Teneur en carbonates.

La dissolution s'exerçant essentiellement sur les carbonates, c'est leur teneur qui, dans la roche, nous intéresse au premier chef.

On a vu sur la base des analyses disponibles que, dans le Dévonien moyen et supérieur, le Couvinien peut comporter quelques formations comprenant plus de 80% de carbonates, le Givetien présente une majorité de roches comprenant entre 80 et 90% de carbonates, et le Frasnien en contient en moyenne plus de 90%.

Sur la même base, dans le Dinantien, on peut considérer que les formations carbonatées du Tournaisien supérieur comportent surtout des roches à 80 - 90% de carbonates, tandis que le Viséen a une proportion moyenne de l'ordre de 95%, et vraisemblablement supérieure à ce chiffre.

Or les formations essentiellement carbonatées du Dévonien et celle du Dinantien ont deux points communs quant à leur importance : des deux côtés l'épaisseur maximum des deux formations concernées peut être, dans les régions où elles sont bien développées, de l'ordre du kilomètre et, des deux côtés, l'étage ou sous-étage le plus pur - le Frasnien d'une part et le Viséen de l'autre - a une puissance maximum de l'ordre du demi-kilomètre. En fait ces chiffres représentent des maxima rarement atteints, soit du fait de lacunes de sédimentation, soit du fait d'érosions postérieures.

Il n'en reste pas moins que les deux ensembles de formations carbonatées - l'inférieur, dévonien, et le supérieur, dinantien - sont assez comparables en importance. Les teneurs en carbonates montrent qu'ils sont aussi sensiblement comparables en qualité dans leurs parties inférieures respectives : il

s'agit de roches carbonatées "non pures" (au sens de R.L. Folk, 1959). Par contre les parties supérieures, bien que constituées de part et d'autre de roches carbonatées pures (au sens de R.L. Folk, op.cit.) comprennent d'un côté des formations frasniennes avec en moyenne entre 90 et 95% de carbonates, de l'autre les roches viséennes avec en moyenne entre 95 et 98%, donc plus pures.

D'après ces données, la dissolution trouve donc dans le Viséen un terrain un peu plus favorable que dans le Frasnien; on verra plus loin que la situation de fait est inverse, que la karstification est nettement plus développée dans le Frasnien que dans le Viséen (en particulier en ce qui concerne le nombre et l'ampleur des grottes); d'autres facteurs que la pureté chimique ont donc eu là une influence prépondérante.

Par contre, les effets de la dissolution sont effectivement nettement plus minimes dans le Couvinien, le Givetien et le Tournaisien que dans le Frasnien et le Viséen; cette différenciation est conforme aux différences de pureté observées dans les formations en question. C'est pourquoi il nous a semblé indispensable, au seuil de l'étude, de définir soigneusement le degré de pureté chimique des divers niveaux carbonatés étudiés.

2. Le pourcentage de dolomite.

La teneur de la roche en dolomite est pour nous de grande importance car la dolomite est évidemment un facteur de moindre solubilité de la roche, d'une part parce qu'elle est moins soluble que le carbonate de calcium (1), d'autre

(1) *Malgré la connaissance très insuffisante qu'on a du produit de solubilité de la dolomite, et les conclusions contradictoires auxquelles les chercheurs ont abouti jusqu'ici (voir Première Partie, chapitre I, p.20).*

part parce qu'elle diminue la solubilité du carbonate de calcium du fait qu'elle a un ion commun avec celui-ci.

Il y a des dolomies - on l'a vu plus haut - aussi bien dans le Dévonien que dans le Calcaire Carbonifère; toutefois la puissance totale que la dolomie atteint dans certaines régions dans le Calcaire Carbonifère est beaucoup plus forte que dans le Dévonien, et surtout il n'y a jamais dans le Dévonien que quelques mètres de dolomie pure, alors qu'on peut en trouver quelques décamètres dans le Dinantien.

Quant aux calcaires, ils présentent un pourcentage moyen de dolomie (par rapport au total des carbonates) d'environ 2 à 5% dans le Dévonien, et de 2 à 8% dans le Dinantien. La différence est donc assez minime. Aussi bien dans le Dévonien que dans le Dinantien, les teneurs en dolomie inférieures à 2% s'observent assez rarement, et les teneurs supérieures à 8% sont également peu fréquentes, et constituent généralement de brèves transitions entre les calcaires et les dolomies.

La différence entre Dévonien et Dinantien, au point de vue des teneurs en dolomie est donc moins forte qu'on ne le considère généralement.

3. Le résidu insoluble.

La silice, l'alumine (provenant surtout des minéraux argileux) et le fer (sous forme d'oxyde ou de sulfure) constituent de très loin l'essentiel du résidu insoluble des échantillons analysés.

Lorsque le calcaire est impur, il arrive que les minéraux argileux représentent la plus grande partie du résidu; mais dans les calcaires purs, et surtout si la teneur en CaCO_3 dépasse 95%, c'est presque toujours la silice que l'analyse révèle comme résidu insoluble : il s'agit alors très probablement des restes d'organismes à tests siliceux ou de

spicules de spongiaires, à côté de quelques grains de quartz détritiques et, localement, de silice de précipitation. La grande lenteur de l'attaque par l'eau des substances en question fait qu'elles sont presque toujours en teneur beaucoup trop faible dans l'eau pour influencer effectivement la solubilité du calcaire. Leur influence théorique serait d'augmenter la solubilité de celui-ci; leur effet réel est rigoureusement négligeable.

Ces substances peuvent cependant avoir des effets indirects et non chimiques sur la dissolution. Tout d'abord, lorsqu'elles sont en quantité suffisante, elles peuvent entourer complètement des parties carbonatées de la roche et les soustraire ainsi à la dissolution; mais elles sont, dans l'ensemble, en quantités beaucoup trop faibles pour ce faire, sauf rares exceptions. Un autre effet possible est que la mise en solution du calcaire provoque une concentration des substances insolubles sur le fond des conduits et que ce dépôt obstrue le chemin de l'eau ou tapisse le fond d'une mince couche imperméable ou peu perméable faisant obstacle total ou partiel à la continuation de la dissolution (généralement sur le fond des conduits, des bassins, etc.). Il s'agit là d'un effet secondaire sur la marche de la dissolution et, contrairement au cas précédent (isolement dans la masse de la roche de parties carbonatées par une gangue insoluble), celui-ci n'est pas rare. Nous en verrons plus loin des exemples, et leurs effets sur le processus de la karstification.

+

+

+

C H A P I T R E II

Les facteurs lithologiques :2. Minéralogie, structure pétrographique, stratification.

S O M M A I R E.

=====

A. TERMINOLOGIE.

La nature des roches rencontrées et le but de l'étude conduisent à l'emploi d'une terminologie essentiellement descriptive. Les principaux constituants autres que les carbonates sont la silice, les minéraux argileux, l'hématite et les hydroxydes ferriques.

B. OBSERVATIONS SUR LES EFFETS DE LA MINERALOGIE ET DE LA STRUCTURE PETROGRAPHIQUE.

La calcite cryptitique est généralement plus attaquée dans les conduits souterrains que la calcite macrogrenue.

C. JOINTS ET SURFACES DE STRATIFICATION.

Les joints de stratification (minces lits de composition variable séparant deux bancs) sont le plus souvent schisteux; ils forment un obstacle (important mais éphémère) au passage de l'eau et favorisent la naissance immédiatement au-dessus d'eux d'une morphologie souterraine fréquente : les chenaux anastomosés; ils facilitent glissements et effondrements.

Les surfaces de stratification (limites n'ayant pas, contrairement aux joints, d'existence matérielle propre) ont dans la région étudiée une influence moindre sur la karstification.

D. EXPERIENCES DE DISSOLUTION SUR LES ROCHES ETUDIEES.

Une étude expérimentale conduit aux résultats suivants: même sans agitation violente, dissolution et fragmentation sont étroitement liées. C'est la vitesse d'ionisation du carbonate de calcium qui limite la vitesse de dissolution. La calcite cryptogrenue est, ici comme dans les observations in situ, plus vite dissoute que la calcite macrogrenue.

E. TEST DE DECOMPOSITION D'ECHANTILLONS CALCAIRES DANS LE SOL.

Des échantillons enterrés durant deux ans dans un sol limoneux sur calcaire n'ont subi qu'une attaque très faible.

A. TERMINOLOGIE.

1. Terminologie des calcaires et des dolomies.

a. Les calcaires.

La classification pétrographique des calcaires et des dolomies a attiré l'attention de nombreux chercheurs durant les dernières décades.

Nous ne retournerons donc pas aux travaux importants mais anciens de Grabau (1904, 1913), de Cayeux (1916, 1935), de Kaisin aussi (1927) pour les calcaires belges, etc.

Même les classifications de Shrock (1948), de Kryni-
ne (1948) et de Pettijohn (1949) paraissent maintenant assez
sommaires.

On trouvera en divers endroits de l'ouvrage édité
par G.V. Chilingar, H.J. Bissel et R.W. Fairbridge (1967) et
dans une étude de D. Baisert (1967), des considérations his-
toriques sur la classification des calcaires. Qu'il nous suf-
fise de dire que, depuis le remarquable travail de R.L. Folk
(1959), les tentatives abondent; nous citerons seulement le
volume collectif publié par l'American Association of Petroleum
Geologists sous le titre : "Classification of carbonate rocks"
(W.E. Ham editor, 1962) et, en Belgique, la classification de
Cl. Monty (1963) et celle de H. Pirlet (1965).

Ham (1962), Chilingar, Bissel et Fairbridge (1967) et
Baisert (1967) donnent chacun des critiques détaillées des der-
nières classifications proposées et comparent leurs mérites
respectifs. Nous ne le referons donc pas, car notre souci est
moins de classer les calcaires de façon systématique que de
les dénommer et de les décrire de la façon la plus claire
possible.

Nous écarterons donc les classifications dites "géné-
tiques" qui, pour retrouver le sédiment originel, ne tiennent
pas compte des transformations post-sédimentaires des roches.

Que la cristallisation d'une vase ou la dolomitisation d'une formation interviennent "tardivement", ces phénomènes ne trouvent alors pas de place dans ces classifications, qui sont à l'usage des sédimentologues et ne répondent pas aux nécessités de notre travail.

Par contre, plusieurs classifications récentes, descriptives, et prenant en considération la roche dans son état actuel, peuvent convenir à nos besoins.

Tous les auteurs récents, et en particulier les chercheurs cités plus haut semblent d'accord pour distinguer, dans les sédiments calcaires marins, deux types principaux de constituants : les corpuscules (ou éléments figurés, ou somata, ou allochems) d'une part, le liant d'autre part : ciment ou matrice.

Une roche essentiellement constituée d'éléments figurés sera appelée une somatite (Cl. Monty, 1963).

Une roche ne comportant (ou presque) que du matériel cryptocristallin (moins de 4 microns) sera dite une cryptite (équivalent français proposé par Cl. Monty pour les "micrites" de R.L. Folk, 1959).

Une roche se présentant sous une forme entièrement (re)cristallisée (ou presque) sera une spathite. (cf. anglais : "sparite" : R.L. Folk, 1959, pp. 32-33; G.V. Chilingar, H.J. Bissel et R.W. Fairbridge, 1967, vol. A, p. 166). Ce terme décrit un assemblage de cristaux de calcite ou d'aragonite, clairs et transparents, sans préjuger du mode, ni surtout du moment, de la cristallisation.

Il nous suffira ici, sans entrer dans les détails d'une classification, de définir les termes suivants, empruntés à Cl. Monty (1963), et qui caractérisent les roches intermédiaires entre les types extrêmes décrits ci-dessus.

Une cryptitosomatite est une roche dans laquelle "les éléments figurés se juxtaposent en un squelette subcontinu dont les interstices sont remplis de matériaux cryptogrenus" (op.cit. : p. B 109).

Dans une somatitocryptite, "le calcaire cryptogrenu (< 4 microns) constitue la masse fondamentale empâtant des corpuscules non jointifs" (op. cit.).

De même, une spathitosomatite est un calcaire dont les éléments figurés sont unis par un ciment macrogrenu (> 4 microns).

Une granularité inférieure à 4 microns caractérise donc la matrice cryptitique tandis que la granularité du ciment spathique, souvent très irrégulière, est toujours parfaitement décelable au microscope conventionnel (> 4 microns).

La granularité des corpuscules (somata) est éminemment variable et on peut la préciser en remplaçant la dénomination générale de somatite par un mot indiquant la taille des "somata" : rudite (> 1 mm : limite préconisée par R.L. Folk, 1959, et Cl. Monty, 1963), arénite (entre 1 et 0,06 mm), lutite (entre 0,06 et 0,004 mm).

Les autres termes utilisés dans nos descriptions sont d'un usage courant et seront employés dans le sens que leur donnent R.L. Folk (1959), Cl. Monty (1963) ou à défaut, G.V. Chilingar, H.J. Bissel et R.W. Fairbridge (1967).

b. Les dolomies.

Toutes les dolomies décrites ici sont grenues, et presque toujours la forme rhomboédrique des cristaux de dolomite est bien visible en lame mince.

2. Constituants autres que les carbonates.

a. La silice, sous forme de grains détritiques de quartz ou de cristaux bipyramidés, ou de spicules de calcédonite, n'est pas rare. L'adjectif silicique sera réservé aux roches présentant entre 10 et 50% de silice; ces teneurs ont été rarement observées.

b. Les minéraux argileux, fréquemment présents, sont généralement en teneur très faible; les roches comprenant 10 à 50% de ces minéraux seront dites argileuses.

c. L'hématite et les hydroxydes ferriques s'observent sous forme de cristaux, de granules, de masses diffuses, d'enduit autour des grains, rarement sous forme de liant à proprement parler. Parfois aussi apparaissent des cristaux de pyrite.

B. OBSERVATIONS SUR LES EFFETS DE LA MINÉRALOGIE ET DE LA STRUCTURE PETROGRAPHIQUE.

1. Méthode.

Il n'existe, à notre connaissance, aucune étude détaillée de l'influence de la constitution minéralogique et de la structure pétrographique (à l'échelle microscopique) sur les formes naturelles que provoque la dissolution. Or, il semble a priori très vraisemblable que la composition et la structure pétrographique influent sur la micro-morphologie des formes dues à la corrosion des roches carbonatées.

D'autre part, la connaissance des phénomènes à cette échelle peut être un appui pour l'explication de formes plus grandes, dont la dimension rend aléatoire une interprétation d'observations microscopiques, liées à un champ de vision très restreint.

On verra que notre étude nous a permis de vérifier ces deux hypothèses de travail.

Le procédé employé a consisté à chercher des situations géologiques dans lesquelles seuls les facteurs lithologiques de détail avaient pu influencer des formes de dissolution. La figure 1 montre le principe du procédé.

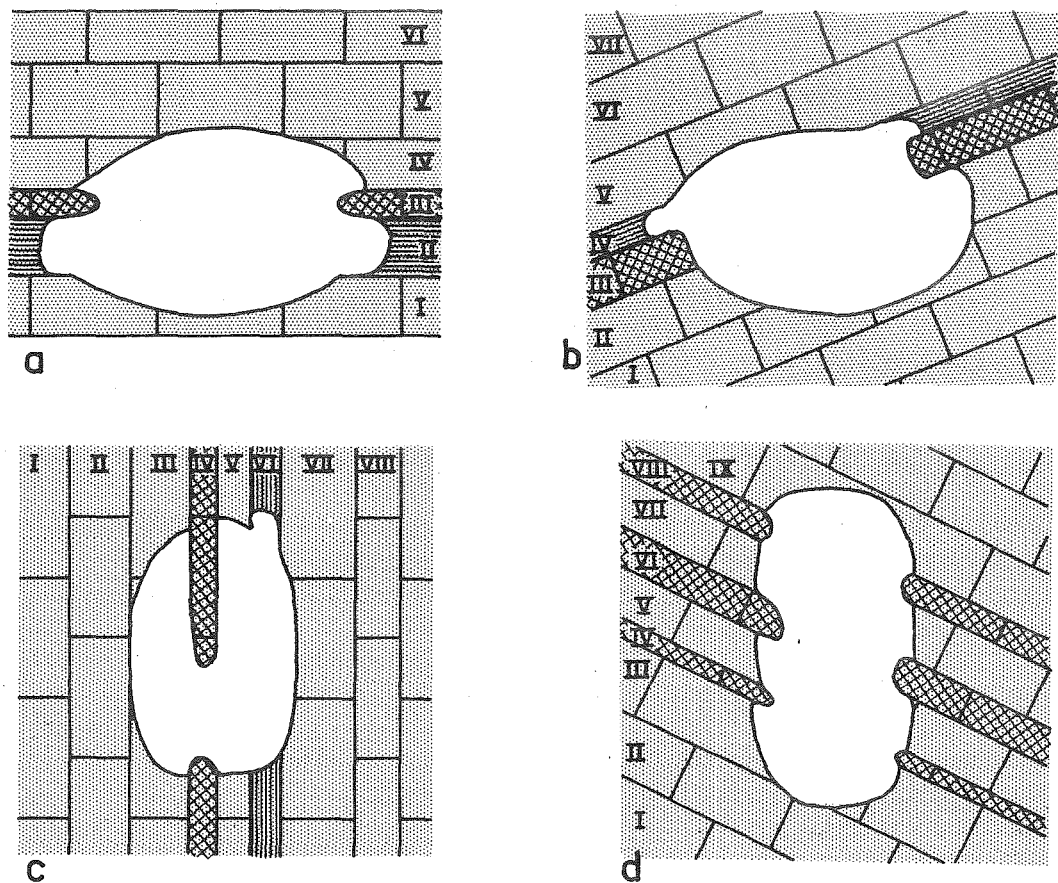


FIG. 1 : Cavités karstiques présentant des bancs plus attaqués et des bancs moins attaqués que d'autres.

La figure la montre un banc plus résistant que les autres et un banc plus attaqué; mais, dans un tel cas de stratification horizontale, on ne peut exclure a priori que la différence d'attaque soit due aux niveaux successifs auxquels l'eau a séjourné ou coulé, durant des laps de temps variables.

Le cas b est plus probant, car il est moins probable qu'à deux reprises le niveau de l'eau se soit maintenu un long temps à hauteur du banc IV, une fois au niveau où il affleure

au bord droit de la cavité, puis une seconde fois juste à hauteur de son affleurement sur la paroi gauche. La figure 1c exclut que l'attaque différentielle soit liée au maintien du niveau de l'eau à une hauteur quelconque. Enfin, en 1d, la répétition d'un même phénomène dans trois couches semblables est un cas probant de sensibilité différentielle des bancs à l'érosion.

Les situations schématisées à la figure 1 sont plus claires lorsqu'au lieu de les considérer dans un plan on les observe dans l'espace : la figure 2 montre par exemple que, dans le cas d'une cavité allongée dans la direction des couches (fig. 2e) on ne peut exclure, même dans le cas d'une stratification inclinée, qu'un banc en relief ait pu subsister en relation avec un niveau d'eau, tandis qu'une galerie perpendiculaire à la première (fig. 2f) met en évidence un banc dont le relief ne peut être dû qu'à sa résistance.

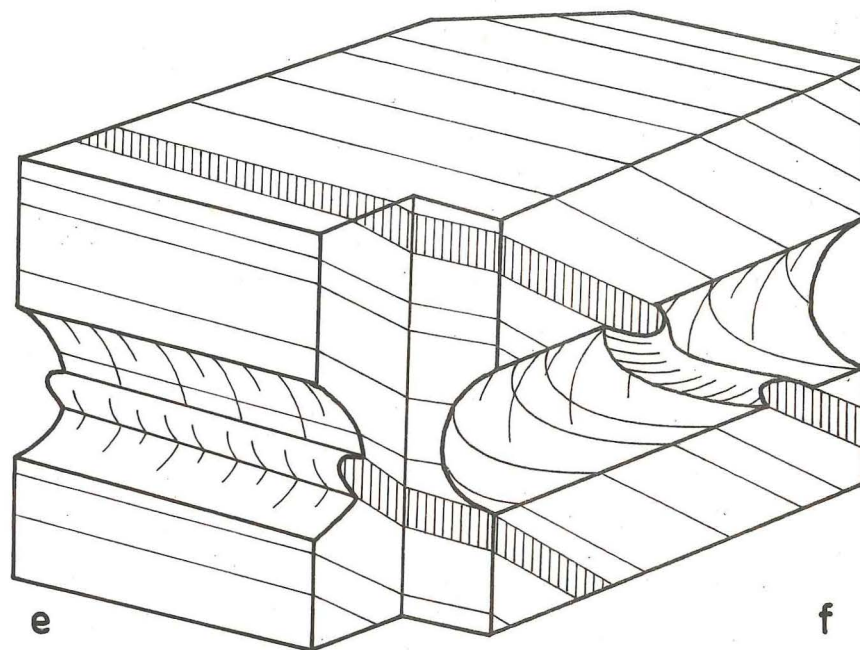


FIG. 2 : Conduits karstiques présentant des bancs en relief, dont l'un (e) a peut-être été mis en évidence par le jeu des variations du niveau de l'eau dans le conduit tandis que l'autre (f) ne peut devoir son relief qu'à sa résistance propre.

D'autre part, l'observation permet dans certains cas de déterminer si la mise en relief ou en creux du banc est due à son degré de résistance à la dissolution ou si la résistance à l'érosion mécanique est en cause. Par exemple, dans une rivière souterraine dont le lit est recouvert de cailloux roulés peuvent apparaître des formes dues à l'érosion mécanique. Par contre, au bout d'un long et étroit diverticule en cul-de-sac, l'abrasion est impossible et seule la dissolution peut agir; de même, lorsqu'une fine ciselure de la roche fait saillir de plusieurs centimètres des lits résistants de quelques millimètres seulement de puissance, ou lorsque dans un conduit perpendiculaire à la stratification certains lits calcaires sont profondément creusés, on ne peut attribuer ces faits à l'érosion mécanique : seule la dissolution a pu les provoquer.

2. Résultats.

a. La Salle du Timbre, dans la Grotte de Rochefort, comporte une curieuse masse rocheuse, suspendue au plafond; cette forme, creusée dans la roche en place, comporte une base assez large "attachée" au plafond par un étroit pédoncule; il est visible que le pédoncule est le "témoin" d'un banc qui fut très attaqué, tandis que la partie inférieure, plus volumineuse, est constituée d'un banc plus résistant; la forme dans son ensemble est inclinée comme la stratification (fig. 3a). La forme a donc bien une cause lithologique. Nous avons prélevé un échantillon dans la partie la moins attaquée et un autre dans la partie la plus attaquée.

Le banc le plus intact (éch. 409) est constitué d'une dolomie grenue (cristaux de quelque 60 microns), calcitique (environ 30%), assez homogène, avec des débris de corpuscules en calcite cristalline (tests de brachiopodes, etc.); la roche comporte de rares grains de quartz et d'hématite, et de rares pellicules de phyllites en bordure de certains grains. Elle est très peu poreuse.

Au contraire, le banc calcaire sus-jacent (éch. 410), une spatharénite cryptitique (1) faiblement dolomitique, a été beaucoup plus érodé; le ciment spathique a une granularité de 10-30 microns; les corpuscules ont une structure cryptitique(2); le ciment lui-même comporte de nombreuses plages cryptitiques. La porosité est très faible dans la masse, assez faible près de la surface de la roche.

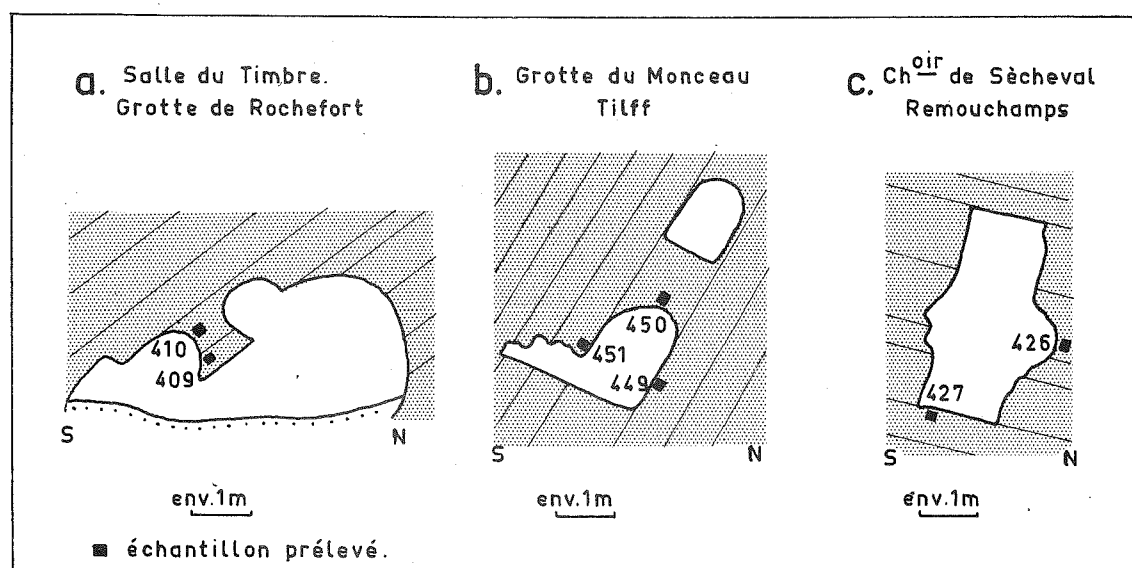


FIG. 3 : Trois coupes verticales dans des cavités karstiques; les trois profils sont transversaux (perpendiculaires à l'allongement des conduits); les carrés numérotés représentent les échantillons prélevés.

(1) Pour rappel, une spatharénite cryptitique est une spathitosomatite (cf. p. 25) dont une partie ($< 1/2$) du liant est cryptitique et dont les somata sont de la granularité des arénites.

(2) On notera que des corpuscules peuvent être, comme ici, de la dimension des arénites (entre 1 et 0,06 mm) mais présenter une structure interne cryptocristalline : c'est ce que nous entendons ici par : corpuscules à structure cryptitique.

b. A la Grotte du Monceau, à Tilff, deux couloirs importants superposés sont creusés dans un même ensemble de bancs; la présence de deux couloirs dans le même niveau stratigraphique, alors que la stratification présente ici aussi un pendage oblique, donne à penser que la localisation des conduits a été ici encore influencée par un facteur lithologique (fig. 3b). Les deux galeries s'allongent d'ailleurs sur plusieurs décamètres dans le même niveau.

Le niveau bien caverné est constitué (éch. 450) d'une arénocryptite faiblement spathitique (environ 10% de ciment spathique, dans lequel on trouve un peu d'hématite et de limonite); les corpuscules ont eux-mêmes une structure cryptitique pour la plupart.

Le "toit" de la cavité, peu karstifié (éch. 451 : fig. 3), est également une arénocryptite, mais plus spathitique (env. 18%) que le précédent; plus limonitique aussi (env. 10%). Il y a des grains d'oligiste (env. 1%).

Le "mur" que les eaux ont laissé intact (éch. 449) n'est pas une cryptite mais une spathitarénite (en tout 35% de calcite cristalline : ciment spathique et fraction cristalline des corpuscules), avec des passées de calcaire argileux.

Le conduit étudié semble donc s'être développé essentiellement dans celui des trois niveaux comportant le plus de calcaire cryptitique.

c. L'entrée du Chantoir de Sècheval comporte un banc plus largement creusé que les autres; nous avons comparé ce banc au "mur" du conduit (fig. 3c).

Le mur (éch. 427) et le banc très attaqué (éch. 426) sont tous deux constitués de cryptitarénites à corpuscules surtout cryptitiques; mais le mur seul est dolomitique (env. 25%); l'autre banc ne l'est pas du tout; dans le mur, les rhomboèdres sont en relief par rapport au reste de la surface de la roche : c'est donc ici la fraction dolomitique qui fait résistance à l'érosion.

d. Les couloirs constituant le Labyrinthe, à Remouchamps, sont creusés dans un niveau lithologique bien déterminé; les couches pendent à quelque 26° , et le plafond plat présente dans l'entièreté du réseau la même pente : une pente structurale (fig. 4).

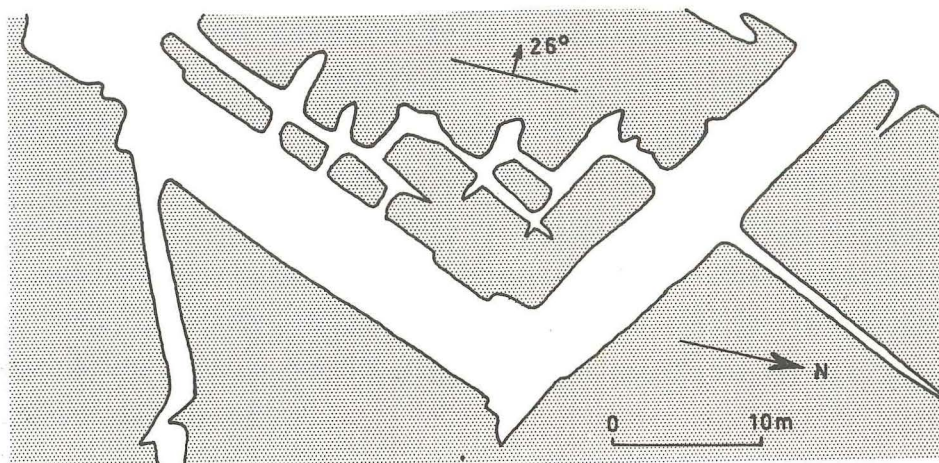


FIG. 4 : Plan du Labyrinthe, dans la Grotte de Remouchamps (topographie par P. Vandersleyen, 1966, et H. et J. Courtois, 1967).

Tout ce réseau s'est bien développé dans une cryptitosomatite dont les corpuscules ont une structure cryptitique, et d'où les cristaux grenus sont pratiquement absents (éch. 407); au contraire la karstification a été ralentie dans une cryptitosomatite spathitique, dont les corpuscules sont pour la plupart en calcite grenue (éch. 406).

Ces quatre premiers exemples montrent donc, dans des cas où les facteurs lithologiques ont un rôle important, que les roches cryptogrenues sont en creux par rapport aux roches grenues, et que les calcaires purs sont en creux par rapport aux dolomies et aux calcaires dolomitiques.

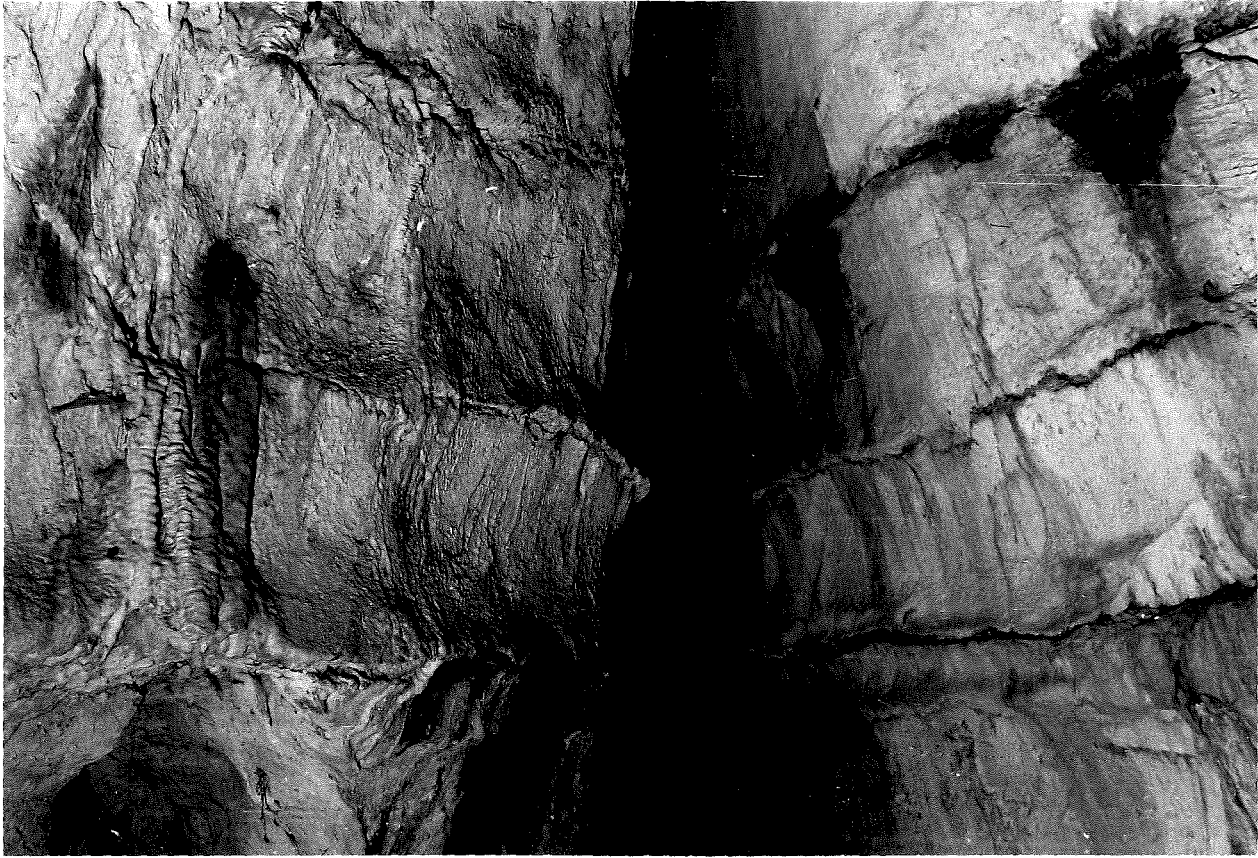
Mais l'argile et la limonite, lorsqu'elles sont suffisamment abondantes, ont également une influence sur la karstification :

e. Les Grottes jumelles de Flère s'ouvrent dans la vallée de la Vesdre à Cornesse-Pepinster; dans la plus occidentale des deux grottes, un banc résistant divise en deux une salle exactement suivant le schéma de la figure 1c. Ce banc (éch. 418) a pourtant la même structure que le niveau très creusé qui le jouxte (éch. 417) : ce sont des cryptitosomatites avec des passées de spathitosomatites. L'échantillon 417 contient un peu de grains de quartz, mais l'échantillon 418 a été immunisé par son contenu d'hématite : sa surface est couverte d'une croûte ocre de limonite compacte sur une épaisseur de l'ordre du mm, tandis qu'une limonitisation diffuse est bien visible au microscope sur une épaisseur d'environ 1 cm. La mise en solution de sels de fer et leur précipitation sous forme de limonite à la surface de la roche a donc immunisé celle-ci.

f. Dans la coupe de la Gare de Remouchamps, le Frasnien inférieur présente notamment un banc altéré et percé d'un chenal karstique, sous-jacent à une couche n'ayant subi aucune dissolution.

Le banc intact (éch. 430) est une cryptitarénite spathitique dont les corpuscules sont eux-mêmes de structure cryptitique. De tels bancs, on l'a vu plus haut, sont très susceptibles d'être dissous. Mais ici le banc calcaire voisin (éch. 429 et 431), très hétérogène (cryptite et cryptitarénite), se caractérise par des lits et lentilles d'argile et de calcaire argileux. Les passées argileuses sont désagrégées jusqu'à plusieurs cm dans la profondeur de la roche et c'est à partir d'elles que se fait la décomposition du banc. Celui-ci comporte au surplus quelques lits de cryptite très dolomitique : 40% dans l'échantillon 429.

L'argile est ocre et le fer qui en provient précipite à la surface du banc, comme aux Grottes jumelles de Flère; mais, moins abondant, le fer ne couvre d'un enduit limonitique qu'une fraction de la surface (moins d'un cinquième) et nous supposons que c'est pour cela qu'il ne l'immunise pas.



"Bancs
concaves"
de la
Grotte de
Remouchamps.
PHOTO 1.

Salle
d'Entrée
PHOTO 2.

Près de la
Faille Henri.

Des passées et lentilles argileuses au sein d'un banc apparaissent donc comme un facteur d'accélération de sa décomposition.

g. Enfin, un cas particulièrement probant de dissolution différentielle est celui où un même banc présente, par exemple, une partie supérieure mise en relief et une partie inférieure déprimée, ou mieux encore le cas où un banc, affleurant sur une paroi d'allure générale plane, présente en son milieu une nette concavité, manifestant que l'érosion du niveau médian du banc est en avance sur l'érosion de la partie supérieure et de la partie inférieure de la même couche (photos 1 et 2).

L'examen microscopique de séries de lames minces d'échantillons prélevés à divers niveaux dans ces bancs montre en général qu'ils ont une constitution semblable aux divers niveaux, mais que de modestes variations quantitatives se manifestent dans leur composition ou dans leur structure pétrographique.

Nous nous bornerons ici à quelques exemples significatifs pris dans des bancs de calcaire pur de la Grotte de Remouchamps.

Le banc 21 (éch. 621 B et 621 M) présente une partie inférieure en bosse par rapport au milieu du banc qui est déprimé; le banc 21 est de haut en bas une cryptitarénite spathitique, mais la partie inférieure comprend nettement plus de plages à ciment macrogrenu que le niveau médian; certaines portions de la partie inférieure apparaissent même comme des taches de spathitarénite; nous pensons qu'il faut voir dans la plus grande abondance de gros cristaux la cause de sa plus grande résistance.

Le cas du banc 50 (éch. 650 S et 650 B) est comparable : la base en est déprimée par rapport au sommet qui apparaît en bosse; la base est constituée d'une cryptite spathitique, où les spaths sont isolés au sein de la cryptite; au sommet du banc, de nombreux bioclastes, en calcite grenue, sont inclus dans la matrice cryptitique, et la proportion de calcite en gros cristaux est ainsi fortement augmentée; d'où la résistance à la dissolution.

Le banc 52 (éch. 652 S, 652 M et 652 B) présente un profil nettement concave; son milieu est formé d'une cryptite spathitique mais la base et le sommet présentent de nombreuses taches de limonite; celle-ci s'étend par place à la surface, formant un enduit brun compact qui protège particulièrement le sommet du banc. D'où la mise en dépression du niveau médian.

Dans le banc 26 (éch. 626 S et 626 B), constitué de cryptitarénite plus spathitique au sommet qu'à la base, cette dernière est en creux; mais ici intervient surtout, pensons-nous, un autre fait : le sommet du banc est très légèrement argileux et, bien que la teneur en argile soit très faible, le sédiment apparaît comme souillé par une argile diffuse dans toute la lame; la base au contraire est tout à fait pure et en dépression. Ce type de répartition diffuse d'une argile en faible teneur a donc un effet protecteur opposé à l'effet des passées et lentilles argileuses (cf. sub f).

Les exemples qui précèdent ont l'intérêt de montrer l'influence de variations lithologiques modestes, parfois quantitatives, et surtout de montrer des attaques différentielles au sein d'un matériel qu'aucun joint argileux ni aucune surface de stratification ne divise. Dans ces cas précis, il est donc exclu que le contact avec l'eau, ou l'écoulement de l'eau, ait été différent d'un niveau à l'autre du banc (tous ces bancs affleurent obliquement dans des conduits subhorizontaux et les formes observées ne peuvent donc coïncider avec des niveaux d'eau). Les différences de relief ne peuvent donc, en toute rigueur, être attribuées qu'à la lithologie.

3. Conclusions.

a. Les quelques exemples qui précèdent constituent les types des principales influences lithologiques qui s'observent au microscope. Parmi les calcaires purs, et dans la mesure où d'autres minéraux que la calcite n'entrent pas en jeu, les cryptites s'avèrent plus sensibles que la calcite grenue. Cette conclusion peut sembler quelque peu paradoxale WR puisque la calcite grenue paraît souvent plus transparente (on la croit souvent plus pure) et que les limites des cristaux de calcite ne sont pas des faces cristallographiques et ne constituent donc pas des surfaces spécialement résistantes à la corrosion.

b. Parmi les autres constituants minéralogiques, on retiendra le rôle de la dolomite, celui de l'hématite et de la limonite, et celui des minéraux argileux.

La dolomite est beaucoup moins soluble que la calcite. Son rôle dans la résistance à la dissolution diminue toutefois très rapidement quand la teneur est faible et surtout quand d'autres composants (tels que les argiles) entrent en jeu.

L'hématite et la limonite peuvent freiner l'attaque de la roche lorsqu'elles sont en quantité suffisante pour enduire la roche d'une carapace même très fine, mais continue.

Les passées d'argile, pour autant qu'elles occupent moins de place que le calcaire proprement dit, constituent un chemin très propice pour les solutions agressives; les passées argileuses agissent en tant que discontinuité de structure, et dans les cas que nous avons pu observer, leur effet prédomine sur l'influence inverse de la dolomite et de la limonite, quand l'un de ces deux constituants est présent en même temps que les passées d'argile. L'argile diffuse, contrairement aux lits ou lentilles, protège le calcaire qu'elle "imprègne".

c. Ces conclusions, basées sur l'observation des lames minces, présentent un caractère général. Toutefois, dans certains cas - non rares -, il semble y avoir des exceptions à ces règles. En fait, ce sont des cas où les relations que nous venons de considérer, entre structure pétrographique et dissolution par exemple, sont masquées par d'autres relations dont les effets sont plus puissants. Ainsi, par exemple, nous avons vu que l'influence de la structure pétrographique est négligeable devant celle de la composition minéralogique (§ 2, c et f). D'autre part, pour montrer les relations établies ci-dessus, nous avons choisi des échantillons se trouvant dans "toutes conditions égales d'ailleurs".

Or, à côté des facteurs lithologiques intrinsèques au banc, il faut aussi considérer l'influence, par exemple, d'un banc sus-jacent ou sous-jacent imperméable : c'est un facteur qui peut être important pour la mise en solution du banc; et nous l'aborderons dans la section suivante de ce chapitre.

Enfin, il faut noter que les observations portent sur des roches qui, dans bien des cas, ont été soumises à la fois à l'action corrosive de l'eau et à son action abrasive, dans des proportions probablement variables dans le temps.

L'observateur est placé devant un résultat global et il est parfois impossible de départager les effets quantitatifs des deux actions possibles de l'eau. Ce problème sera traité à la fin de ce chapitre par la voie la plus probante : l'expérimentation.

C. JOINTS ET SURFACES DE STRATIFICATION.

Les discontinuités du sédiment ont une importance primordiale dans la karstification du fait de leur influence sur le cheminement de l'eau.

Il y a lieu de distinguer les séparations de bancs constituées par de minces lits d'un matériau différent, presque toujours terrigène dans les cas qui nous occupent, de celles qui sont formées par une simple surface sans consistance matérielle propre. A la suite de A. Lombard, nous conviendrons d'appeler les premières des joints de stratification, les secondes des surfaces de stratification.

1. Les joints de stratification.

Les joints de stratification sont de minces lits, de composition variable, qui séparent deux bancs - et, dans le cas qui nous occupe, deux bancs calcaires ou dolomitiques. Les joints les plus fréquents (de très loin) dans les roches ici étudiées sont des joints de schiste ou de calcschiste ; le calcaire, lorsqu'il est présent dans ces joints, est soit diffus, soit à l'état de nodules. Les joints d'autre composition (gréseuse par exemple) sont dans l'ensemble beaucoup plus rares.

Les joints peuvent être continus sur de grandes étendues ou discontinus et passer bientôt latéralement à de simples surfaces de stratification.

Ils sont moins solubles que les couches calcaires qu'ils séparent, mais presque toujours plus sensibles à l'érosion mécanique ; leur mise en creux ou en relief est donc souvent un critère permettant de distinguer les formes de corrosion des formes de corrasion.

Mais plus grand que l'intérêt de l'action de l'eau sur les joints est pour nous celui de l'effet des joints eux-mêmes sur la karstification des roches situées de part et d'autre.

a. Les joints et la corrosion.

Dans leur cheminement descendant à travers les massifs, les eaux vadoses (1) sont souvent arrêtées par des joints schisteux. Elles circulent alors à la surface supérieure de ces joints, sans les éroder, du fait de la lenteur de la circulation; elles restent dès lors au contact du banc calcaire sus-jacent qui subit parfois une importante dissolution : des petits chenaux anastomosés se creusent à la base de ce banc. Ces chenaux anastomosés, fréquemment observés sous terre, sont souvent l'effet de l'insolubilité d'un joint schisteux ou argileux (2).

b. Glissements et effondrements.

Les joints peuvent avoir deux effets érosifs purement mécaniques; le premier est de servir de surface de glissement au banc sus-jacent; c'est un mode assez rare d'élargissement des cavités, mais on l'observe, par exemple, à la grotte de la Fontaine de Rivière, à Hamoir : dans une vaste salle allongée suivant la stratification, et où celle-ci présente un pendage fort, la base des parois a été sapée par l'eau, et certains bancs, n'étant dès lors plus soutenus par le bas, ont glissé sur des joints schisteux de quelques centimètres de puissance. Le second effet mécanique des joints se manifeste au contraire sur les bancs sous-jacents : dans de nombreuses grottes, des salles montrent des plafonds plats (horizontaux ou en pente) correspondant à des surfaces de stratification;

-
- (1) *Eaux vadoses : eaux se trouvant au-dessus de la surface piézométrique et donc, en général, en voie de descente vers cette surface (cf. à ce propos C. Ek, 1964).*
- (2) *Il arrive que des petits chenaux anastomosés s'observent sans qu'on puisse voir à leur base de trace d'un joint imperméable ; ils sont alors dus à l'abondance du résidu insoluble du banc calcaire sous-jacent : ce résidu forme une couverture qui protège le fond du lit des chenaux et oblige l'agressivité de l'eau à se manifester seulement dans le banc supérieur (cf. J.H. Bretz, 1942).*

sous ces plafonds, d'importants éboulis témoignent que la morphologie est due à un décollement de banc ; un examen attentif du plafond permet très souvent de découvrir que la surface (structurale) formant plafond correspond à un joint de schiste ou de calcschiste : facilement désagrégé et entraîné par l'eau, ce joint ne se retrouve parfois plus ni au plafond, d'où il a pu tomber avec - ou après - le banc sous-jacent, ni dans les éboulis s'ils ont été lavés ; mais on le retrouve au sommet des parois de la salle, tout le long des contours du plafond ; c'est le cas, par exemple, dans plusieurs salles de la Grotte de Remouchamps.

2. Les surfaces de stratification.

Les surfaces de stratification constituant les limites entre deux bancs successifs n'ont pas, contrairement aux joints, d'existence matérielle propre. Pourtant, bien qu'elles ne soient susceptibles que de constituer des "vides", elles forment dans bien des cas des discontinuités moins efficaces dans le creusement des cavités que les joints. C'est que ces discontinuités sont souvent un chemin peu favorable à l'eau : les surfaces de stratification des calcaires sont rarement des plans ; les irrégularités y sont nombreuses, et les stylolithes en constituent un exemple frappant (1). Ceci permet aux bancs d'adhérer les uns aux autres, alors que les joints sédimentaires, au contraire, constituent des masses répondant autrement que les roches qui les entourent aux sollicitations - tectoniques, par exemple - du milieu, sont parfois susceptibles de se gonfler par hydratation, etc.

Les surfaces de stratification peuvent cependant, dans des cas favorables, constituer, elles aussi, d'excellentes voies de cheminement de l'eau.

(1) *Encore que leur examen au microscope révèle généralement un joint argileux, mais souvent d'une minceur extrême (parfois quelques dizaines de microns).*

D. EXPERIENCES DE DISSOLUTION.

1. Principe et méthode.

La grande diversité des situations topographiques (et de l'évolution des situations hydrogéologiques) des roches étudiées in situ, l'influence sur chaque banc de l'évolution des couches voisines, et le grand nombre de facteurs ayant pu, en général, influencer l'attaque de ce banc par l'eau, limitent les résultats qu'on peut attendre de la simple observation.

D'autre part, les expériences de dissolution réalisées jusqu'ici sont souvent très éloignées des conditions naturelles (usage d'acide chlorhydrique : C.A. Kaye, 1957 ; d'acide carbonique à la pression de l'atmosphère : P.K. Weyl, 1958 ; d'acide nitrique : G.D. Mowat, 1962) (1).

Notre but fut de placer dans des conditions de dissolution standard, très proches de conditions naturelles, des échantillons de divers types de roches carbonatées du Paléozoïque de Belgique et de quelques roches carbonatées différentes de celles-ci, aux fins de comparaison.

(1) On trouvera une excellente mise au point et une liste de références sur les problèmes de similitude dans les expériences sur la formation des cavités karstiques dans un travail de R.A. Watson (1965). Celui-ci met l'accent sur le danger méthodologique que constitue l'emploi d'acides forts, ou très concentrés, lorsque les résultats sont destinés à être extrapolés à la dissolution par les eaux naturelles.

La dissolution fut étudiée expérimentalement à deux points de vue complémentaires : l'un quantitatif, la mesure de sa vitesse, l'autre qualitatif, l'étude microscopique de ses effets sur la surface des échantillons.

Ce double but nous a conduit à travailler sur des éprouvettes de roches aussi plates que possible, afin d'avoir un rapport surface/volume très élevé, pour avoir une grande surface de contact eau-roche, une perte de poids perceptible en un temps raisonnable, et une grande surface d'observation au microscope. D'autre part, la dimension des échantillons a été limitée par la nécessité de travailler sur un matériel pétrographiquement homogène, et l'aplatissement a été limité par la fragilité des échantillons. Nous avons adopté les dimensions de 5 x 50 mm. Une des faces de chaque échantillon fut polie, au carborundum (1) n° 600 (grains abrasifs d'environ 20 microns), l'autre face et les quatre petits côtés meulés au carborundum n° 400 (grains abrasifs d'environ 40 microns). Le polissage permettait d'exposer statistiquement tous les composants de l'échantillon au pro-rata de leur proportion dans la roche, assurait une conformation standard, et le choix de deux finitions différentes permettait de comparer les effets sur la dissolution de la rugosité de la surface : la face la plus polie présentait un aspect semblable à celui que donne parfois le polissage d'une roche par l'eau courante sur les parois des conduits, la face la moins polie présentait au microscope une micromorphologie plus analogue dans bien des cas à celle d'une cassure fraîche.

L'étude expérimentale de la dissolution imposait de placer l'échantillon dans une eau suffisamment agitée pour que la diffusion soit satisfaisante et que les réactions ne soient pas trop lentes ; d'autre part une agitation énergétique aurait ajouté aux effets de la dissolution ceux de la

(1) *Carbure de silicium.*

corrasion en provoquant mécaniquement la chute de particules qui auraient ensuite agi comme un abrasif sur l'échantillon.

C'est à M. H. Roques que sont dues la conception et la réalisation du dispositif expérimental mis en oeuvre pour le traitement des échantillons.

L'éprouvette calcaire est placée dans une chambre de réaction cylindrique, contenant de l'eau permutée, et dans laquelle un mélange d'air et de gaz carbonique pénètre par barbotage.

L'appareil est dérivé d'un dispositif que M. H. Roques utilisait pour réaliser des précipitations de carbonate de calcium, et qu'il a décrit (1964, pp. 391-392).

Le montage utilisé pour les dissolutions est le suivant : le mélange d'air et de CO_2 , préalablement préparé, et contenu dans une bonbonne, passe successivement par un CO_2 -mètre avant d'être humidifié (en A : voir fig. 5) et amené à la température de 10°C ; le mélange gazeux traverse ensuite un piège à eau (B) puis est admis dans la chambre de réaction (C) dans laquelle il se dissout par barbotage dans l'eau permutée.

La stabilisation de la température à 10°C (dans une cuve thermostatique de 20 litres contenant les éléments A, B et C) met l'échantillon à une température très semblable à celle des grottes de nos régions. La pression partielle de CO_2 utilisée : $1,1 \times 10^{-2}$ atm., n'est pas rare dans les eaux des grottes (voir Première Partie, V, p. 147).

Une fois l'expérience en train, le pH, la résistivité et la dureté de l'eau sont périodiquement contrôlés (voir tableaux IV à XXXI en annexe).

Les données ainsi fournies par H. Roques nous ont permis, pour 24 échantillons que nous avons prélevés et préparés à cette fin, de dresser les courbes de la vitesse de dissolution (voir graphiques 1 à 28 en annexe).

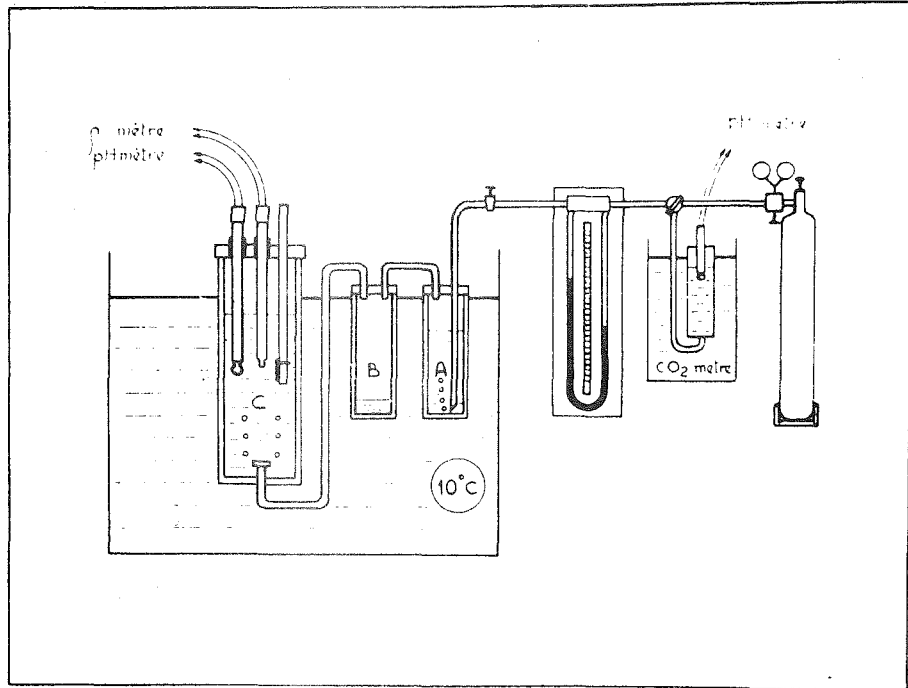


FIG. 5 : Dispositif expérimental de H. Roques pour la dissolution et la précipitation des carbonates. La chambre de réaction (C) ici représentée est en fait utilisée pour les précipitations expérimentales ; dans les expériences de dissolution, la chambre de réaction comporte un dispositif de fixation des échantillons de roche, et ne comprend pas l'accessoire représenté dans la partie supérieure droite de la chambre C (d'après H. Roques, 1964).

Certains de ces diagrammes montrent de légères fluctuations en relation avec des difficultés de réglage du débit du mélange gazeux (dernière colonne dans les tableaux III à XXX) ; ce fait, gênant pour l'interprétation du détail des courbes affectées n'a pas empêché les essais d'aboutir à divers résultats cohérents et précis sur les vitesses relatives de dissolution ; et surtout sur les pertes de poids des échantillons et sur les effets de la corrosion sur la morphologie des roches testées.

2. Les Résultats pondéraux des expériences.

Les échantillons attaqués ont perdu, en 96 heures, entre 2,7 et 8,4 ‰ de leur poids. Ces pertes de poids sont élevées si l'on songe que les attaques ont été faites à l'aide d'une concentration en acide carbonique que l'on peut trouver facilement dans la nature. Trois faits expliquent la rapidité de la perte de poids.

a. La grande surface des échantillons par rapport à leur volume : les éprouvettes calcaires avaient (pour un échantillon idéalement taillé) une surface de 3.800 mm^2 pour un volume de 7.500 mm^3 , soit un rapport (idéal) surface/volume de $0,507 \text{ mm}^{-1}$; en fait le tableau I en annexe permet de calculer que le rapport réel moyen était de 0,500 pour les échantillons de la série 400 et 0,501 pour ceux de la série 500. Malgré le polissage, les faces présentaient au microscope une certaine rugosité qui augmentait encore ce rapport, mais il est impossible de mesurer cette augmentation. Le tableau I en annexe montre que les inévitables imperfections de réalisation des éprouvettes ont conduit à de minimes variations du rapport et que celui-ci a présenté un écart maximum de $\pm 5\%$ par rapport aux moyennes 0,500 et $0,501 \text{ mm}^{-1}$.

Le rapport élevé surface/volume, qui n'introduit dans l'expérience aucune différence morphogénétique avec les processus naturels, était nécessaire pour obtenir des effets suffisamment nets en un laps de temps modéré.

b. La pureté de l'eau au départ de l'expérience : l'eau permu-tée utilisée ($4 \text{ M}\Omega\text{.cm}$) est évidemment plus pure que les eaux naturelles et, ne contenant pratiquement pas de sels en solution au départ, était douée d'une plus grande agressivité. Ceci n'introduit non plus dans le processus de dissolution aucune différence de principe avec les processus naturels, et

c'est la seule façon de pouvoir comparer rigoureusement la vitesse de dissolution des divers types de roches (1).

c. La planéité originelle de la surface : le façonnement des faces par abrasion a pour conséquence que la surface des échantillons comprend tous les constituants de la roche et, dans le cas (général) d'une roche hétérogène, les parties les plus solubles et les parties les moins solubles affleurent statistiquement en proportion de leur rapport dans la masse de la roche. Une fois que la roche a été attaquée, les parties les plus facilement solubles sont en creux et les autres les protègent plus ou moins, ralentissant quelque peu le processus. C'est pourquoi, si l'on veut étudier le processus de l'attaque chimique ab initio, il faut partir d'une surface non préalablement corrodée, mais "fraîche", comme nous l'avons fait.

Des trois facteurs de la grande vitesse de l'attaque ici énumérés, le premier seul (le rapport surface/volume des échantillons) augmente légèrement au cours du temps : tous les échantillons présentent en effet une surface plus irrégulière, donc une surface totale plus grande, à la fin de l'expérience qu'au début ; mais la plupart des aspérités apparues mettent en relief les parties les moins solubles ; aussi ceci ne provoque-t-il guère ou point d'augmentation de la vitesse au fil du temps. Les deux autres facteurs au contraire

(1) *En ce qui concerne l'eau, on observera sur les tableaux d'analyse IV à XXXI en annexe, et sur les figures 6 à 8 ci-après, que la dureté de l'eau a chaque fois augmenté assez rapidement pour atteindre en moins de 30 heures en général des valeurs comparables à ce qu'on trouve couramment dans les eaux ardennaises qui dans la nature arrivent sur les calcaires dévoniens. Ce résultat est obtenu grâce à un autre rapport surface/volume₂ : le rapport de la surface de l'échantillon (env. 38 cm²) au volume d'eau (800 cm³). Ce rapport, qui est de 4,7 m⁻¹ est du même ordre que celui qu'on trouve pour un cours d'eau souterrain de 4 m de large sur 0,25 m de profondeur (4,5 m⁻¹). Dans un réseau de fente, ce rapport serait beaucoup plus élevé. Nos conditions d'expériences ne correspondent donc pas à des conditions naturelles extrêmes, mais à des conditions très normales dans nos calcaires.*

diminuent avec le temps : l'eau acquiert en 24 heures une dureté comprise entre 22 et 36 mg CaCO_3 /l, et, comme la chambre de réaction contient 800 ml d'eau, ceci correspond à un poids de 17,6 à 28,8 mg de calcaire dissous (voir figures 6 à 8), et l'échantillon acquiert rapidement l'aspect des calcaires et dolomies qui ont été soumis un certain temps à l'altération météorique. C'est ce qui explique que la vitesse de mise en solution, très rapide au début, ralentit progressivement, puis se stabilise presque au point qu'après 36 heures environ, la courbe se tend, devient presque droite. En fait, évidemment, l'attaque est décroissante et elle le reste (surtout à cause des facteurs b et c ci-dessus) mais de plus en plus faiblement (fig. 6 à 8).

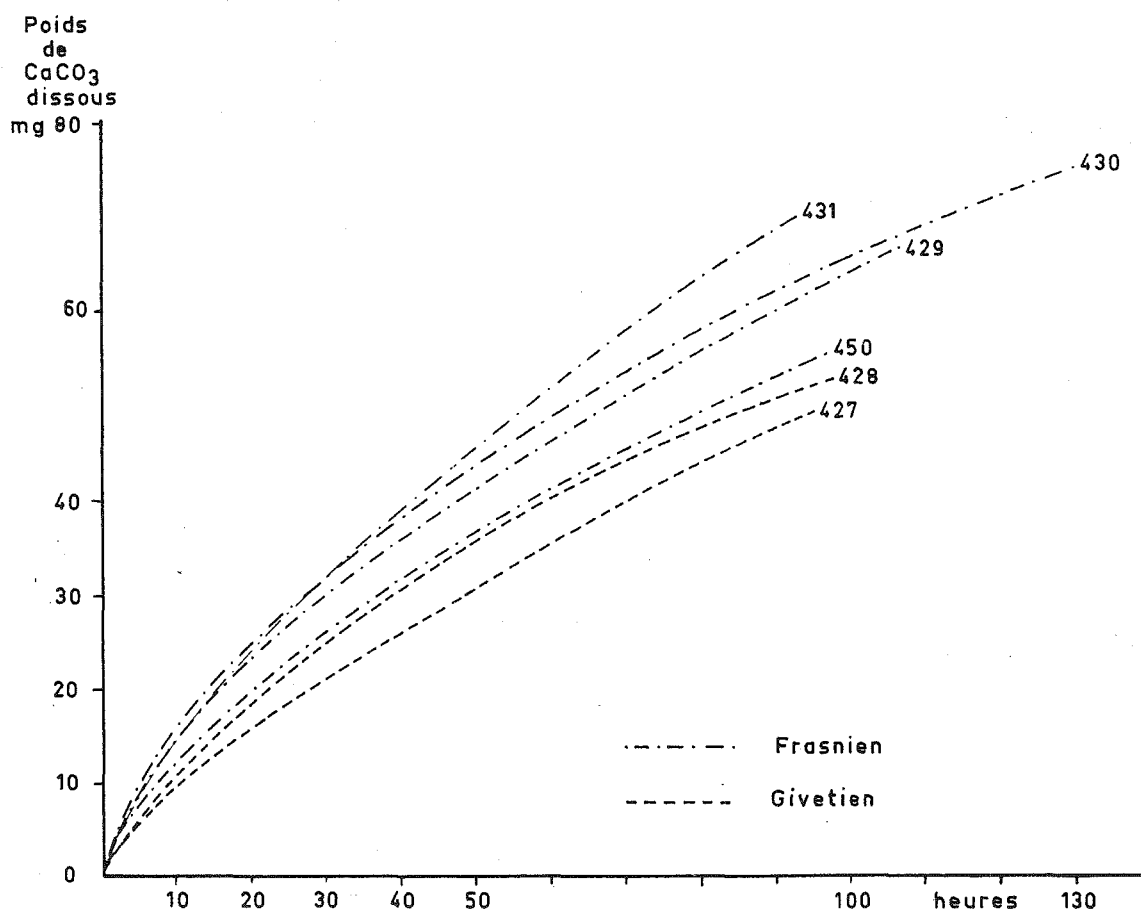


FIG. 6 : Vitesse de passage en solution de calcaires givetiens et frasniens. En abscisse, le temps ; en ordonnée, le poids de calcaire mis en solution dans l'eau.

Les figures 6 à 8 montrent la vitesse à laquelle les échantillons se dissolvent au fil du temps (1). Par contre la perte de poids de l'échantillon, exprimée en ‰ en 96 heures, donne une mesure de la vitesse d'érosion totale (perte par dissolution et perte par désagrégation) en milieu peu turbulent : la turbulence était créée seulement par les bulles de gaz pénétrant dans la solution, celle-ci étant dépourvue (totalement, au départ) de matériel abrasif.

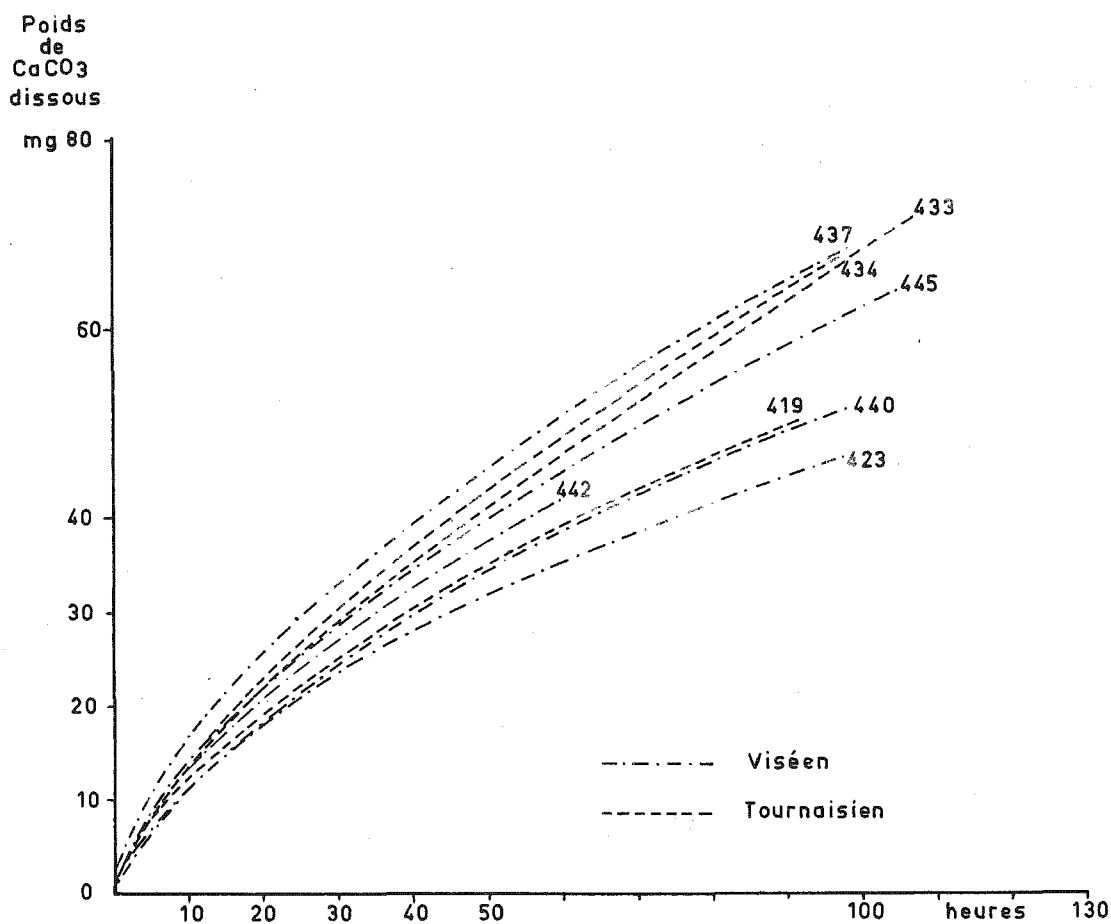


FIG. 7 : Vitesse de passage en solution de calcaires tournaisiens et viséens. Même légende que la figure 6.

(1) Sur les figures 6 à 8, qui ont pour but de comparer les différents échantillons, nous n'avons pas indiqué les points représentatifs de toutes les mesures sur lesquelles sont basées les courbes. Ceci aurait surchargé les graphiques. Mais on trouvera en annexe chacune des courbes, représentée isolément, avec l'indication du point représentatif de chaque mesure. Les courbes s'appuient en général sur une dizaine ou une quinzaine de points.

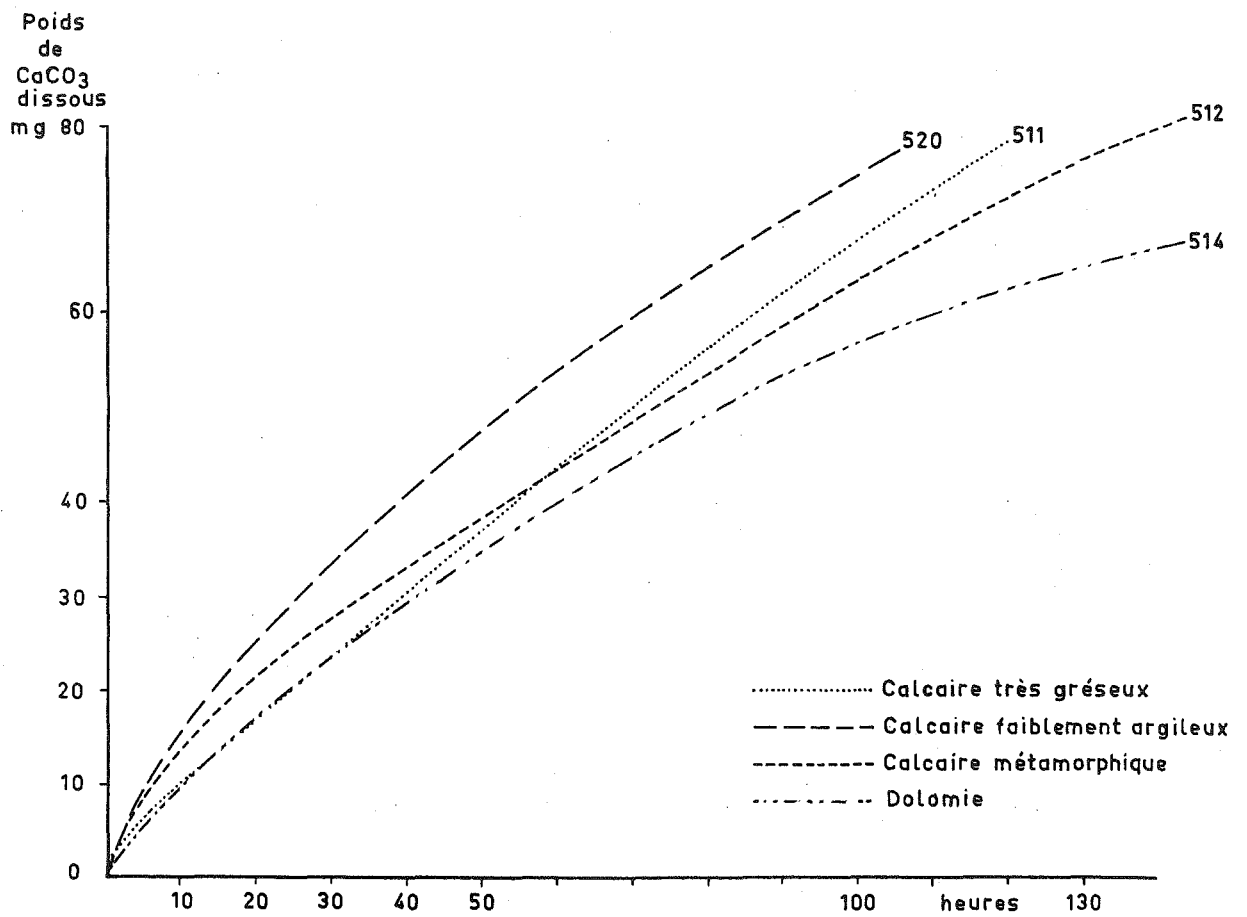


FIG. 8 : Vitesse de passage en solution de divers types de roches carbonatées, choisies dans un but de comparaison. Même légende que la figure 6.

Comparaison de la vitesse de dissolution
et de la vitesse de perte de poids

Colonne T.H. : dureté de l'eau après 96 heures (en mg CaCO₃/l)
Colonne P.P. : perte de poids en 96 heures (en ‰ du poids initial)

FRASNIEN ET GIVETIEN			VISEEN ET TOURNAISIEN			ECHANTILLONS DE COMPARAISON		
n°	T.H.	P.P.	n°	T.H.	P.P.	n°	T.H.	P.P.
431	90*	8,4*	437	84	3,5	511"	93	4,9
430	79	2,7	434	84	3,2	520	87	4,3
429	77	3,4	433	82	3,2	511	82	3,8
450	69	-	445	78	4,0	512	77	2,7
428	66	-	419	64*	4,5*	514	70	4,1
427	61	2,9	440	64	2,8			
			423'	58	2,9			

* Chiffres calculés par extrapolation (expérience arrêtée après 90 heures).

Dans le tableau ci-dessus, les échantillons ont été, dans chaque groupe, placés par ordre de vitesses de dissolution décroissantes. Il apparaît clairement qu'il n'y a pas correspondance entre ce classement et la perte de poids totale subie dans le même laps de temps par les échantillons.

C'est que la perte de poids correspond aussi en partie à une désagrégation qui ne va pas nécessairement de pair avec la dissolution. Mais il est probable que certains des fragments qui se détachent de la roche comportent en leur sein des parties solubles : une désagrégation intense facilite alors la dissolution en augmentant la surface de réaction, et c'est ce qui explique que les deux échantillons les plus dissous

(431 et 511") soient ceux qui ont subi la plus forte perte de poids.

Si l'on considère les échantillons frasniens et givetiens, par exemple, l'échantillon le plus dissous est de très loin celui qui a subi la plus forte érosion totale (éch. 431). Comme on l'a vu plus haut dans ce chapitre (B, § 2), il s'agit d'un banc qui est, dans la nature, très attaqué également. C'est une cryptarénite à nombreuses passées argileuses. L'expérience de dissolution met en évidence que cet échantillon est 3 fois plus érodé que les autres éprouvettes frasniennes et givetiennes, alors que sa vitesse de dissolution n'est que 12 à 50 ‰ plus élevée.

Dans le même groupe d'échantillons, l'éprouvette la moins dissoute (éch. 427 : également décrit plus haut : B, § 2) est tirée d'un banc qui est en effet peu attaqué dans la nature; pourtant sa perte de poids est du même ordre de grandeur que celle d'autres plaquettes. Il s'agit d'une cryptarénite dolomitique et si la dolomite a dans l'ensemble protégé la calcite, par contre les parties de calcite qui ont été dissoutes ont entraîné la chute de rhomboèdres de dolomie, d'où ici encore une perte de poids plus importante que la faiblesse de la dissolution ne le faisait prévoir.

La perte de poids totale, dans nos expériences, est donc due aux phénomènes suivants : la dissolution provoque des départs de matière ; ces départs isolent parfois de l'échantillon attaqué de petits fragments (de matière soluble ou non, suivant le cas) ; ces fragments tombent alors du fait de la gravité, probablement aidée par la très légère turbulence que provoque le barbotage des bulles d'air qui pénètrent dans la chambre de réaction.

De tels résultats obtenus dans une cuve où la seule turbulence est due aux bulles de gaz se dégageant donnent à

penser que dans la nature a fortiori la dissolution et la désagrégation sont deux processus très intimement mêlés et que toute distinction quantitative entre les deux a beaucoup de chances d'être aléatoire.

L'examen du tableau précédent montre à suffisance que dans le Viséen et le Tournaisien tout comme dans le Frasnien et le Givetien, le rapport entre la dissolution et la perte de poids est très variable.

Enfin, nous avons étudié le comportement de quelques roches très différentes de celles de nos formations calcaires paléozoïques belges. C'est le cas, en particulier, d'un calcaire très gréseux de Cougnac (20% de grains de quartz de 60 à 500 microns, empâtés dans un calcaire très poreux et friable, spathique pour un peu plus de la moitié, cryptitique pour le reste, éch. 511) ; d'un calcaire faiblement argileux de Baumeles-Messieurs (spathitosomatite, presque exclusivement formée de corpuscules, dont un peu plus de la moitié sont de structure cryptitique et dont une partie sont gainés d'une pellicule argileuse : environ 5% d'argile, éch. 520) ; d'un calcaire métamorphique (marbre) d'Estours (spathite très fine, 5 à 30 microns, très pure, compacte, éch. 512), - ces trois échantillons étant rigoureusement dépourvus de dolomite - et d'une dolomie de Moulis (entièrement spathique, formée pour une moitié de cristaux de dolomite très hétérométriques - 5 à 500 microns - et pour l'autre moitié de cristaux de calcite presque aussi hétérométriques, la structure d'ensemble étant bréchique, éch. 514).

Le calcaire très gréseux est de tous le plus impur et est celui qui perd le plus de poids (essais 511 et 511") ; cela peut s'expliquer par la chute de grains de quartz (dont la calcite constituait le ciment) au fond de la chambre de réaction ; mais en outre cet échantillon se dissout très vite, comme le montre le tableau précédent. C'est un exemple typique d'accélération de la dissolution grâce à la désagrégation

granulaire. A l'autre bout de l'échelle, la dolomie (éch. 514) se dissout le moins (un cinquième de moins que la moyenne des quatre autres essais) mais perd néanmoins à peu près autant de poids que la moyenne des autres échantillons de sa série.

Quant au calcaire argileux et au marbre (éch. 520 et 512), ils se tiennent entre les extrêmes en ce qui concerne leur dissolution. Le calcaire argileux se dissout cependant plus vite et perd plus de poids que le marbre ; le caractère cristallin, la grande compacité et l'homogénéité de ce dernier le prémunissent contre l'action de l'eau.

Le rapport entre perte de poids par dissolution et perte de poids totale au cours des essais est aisé à calculer pour les échantillons pour lesquels on dispose de toutes les données nécessaires.

Nous l'avons établi (tableau général III de l'annexe) sans nous limiter à une durée de 96 heures, mais en comptant la totalité du temps d'expérience, afin d'augmenter la précision. Pour les échantillons soumis à plusieurs tests, nous avons additionné les résultats de ces tests. On trouvera ici, extraits du tableau général III de l'annexe, quelques résultats placés dans le même classement que le tableau présenté plus haut (classement dans chacun des trois groupes, par ordre de vitesses de dissolution expérimentale décroissantes).

Ce tableau met en évidence la très grande variabilité du rapport "perte de poids par dissolution/perte de poids totale" : de 1 (action de la dissolution seule) à 0,44 (action de la dissolution moins importante quantitativement que celle de la désagrégation granulaire).

Nous ne reviendrons pas sur la description des échantillons déjà donnée, soit dans ce chapitre, soit dans le précédent, mais on notera que les échantillons affectés du coefficient 1 (calcaires purs) ne sont pas nécessairement les plus attaqués. Le n° 430 par exemple est une cryptarénite pure qui, dans la nature aussi, est moins attaquée que ses voisines,

n° 429 et 431, qui sont une cryptite et une cryptarénite à lentilles argileuses. Le n° 431 en particulier, fortement karstifié dans la nature, très attaqué aussi dans les expériences, a un coefficient de 0,44 !

Rapport entre perte de poids par dissolution et perte de poids totale.

Colonne H : nombre d'heures d'attaque

Colonne P.P. : perte de poids totale en mg

Colonne P.D./P.P. : rapport entre poids perdu par dissolution et P.P.

FRASNIEN ET GIVETIEN

n°	H.	P.P.	P.D./P.P.
431	91	158	0,44
430	126	73	1
429	106	75	0,88
427	96	57	0,84

VISEEN ET TOURNAISIEN

n°	H.	P.P.	P.D./P.P.
437	96	74	0,90
434	96	66	1
433	107	78	0,92
445	104	67	0,92
419	90	82	0,59
440	96	53	0,94
423	168	100	0,85

ECHANTILLONS DE COMPARAISON

n°	H.	P.P.	P.D./P.P.
511	243	205	0,82
520	105	93	0,84
512	143	77	1
514	143	108	0,61

Il ne faut pas confondre la partie non dissoute dans les expériences avec un résidu nécessairement insoluble : ce qui tombe par désagrégation pourrait très bien être ultérieurement dissous. Mais justement les résultats de nos calculs donnent à penser que la partie de la roche évacuée, dans la nature, à l'état solide, peut très bien être considérablement plus importante que le "résidu insoluble" que l'on oppose généralement à la fraction calcaire de la roche.

L'étude quantitative de l'attaque des échantillons ici décrits - et d'autres pour lesquels les données sont présentées en annexe afin de ne pas alourdir cet exposé - impose cependant encore deux conclusions.

La perte de poids des échantillons en 96 heures a varié entre 2,7 et 8,4 ‰, soit de 1 à 3. Pendant ce temps, l'action de la dissolution ne variait qu'entre 58 et 93, soit de 1 à 1,6.

Il appert donc que la désagrégation granulaire est dans ces expériences le processus le plus marquant de différenciation de l'attaque des calcaires. La désagrégation est ici induite par la dissolution et par la dissolution seule ; la désagrégation n'en est qu'un effet, mais les variations de ce processus secondaire dépassent de loin les variations du phénomène qui l'engendre. Il ne s'agit nullement de considérer la désagrégation comme un processus d'attaque des calcaires plus important que la dissolution, mais bien comme un processus de différenciation plus important, dans le cadre des expériences et a fortiori dans certaines conditions naturelles où la vitesse d'écoulement de l'eau va de pair avec une turbulence qui met en mouvement des particules solides et provoque la corrasion, ou qui provoque des tourbillons et donne naissance à l'évorsion (érosion tourbillonnaire).

Enfin, les courbes des figures 6 à 8 (et d'autres, qui ne sont pas données ici mais qui sont parmi les graphiques

16 à 28 de l'annexe) forment un faisceau si serré (1) qu'on ne peut, pensons-nous, l'expliquer que par l'existence d'un facteur limitant de la vitesse de dissolution des calcaires. Ce facteur ne peut, en l'occurrence, porter sur la mise en solution du CO_2 : l'introduction par barbotage dans la solution, à une teneur où sa dissolution physique est très aisée, exclut cette hypothèse. C'est donc dans la réaction de dissolution du calcaire proprement dite que doit intervenir cette limitation ("troisième chaîne" de H. Roques : voir Première Partie, chapitre I, p.29).

H. Roques (1964) a établi qu'il en est ainsi dans le cas de phénomènes de précipitation. Nous avons déduit théoriquement que, dans les conditions climatiques de nos régions, et à l'échelle des processus naturels observables dans les karsts "toute dissolution est régie par la vitesse de passage en solution du carbonate, pour autant que la diffusion du CO_2 de l'air dans l'eau ne soit pas faible ou nulle." (Première Partie, p. 31). Cette condition étant ici amplement remplie, les résultats expérimentaux nous semblent concorder parfaitement avec cette conclusion théorique. Certes le mode opératoire des expériences ne permet pas de décider si c'est proprement la vitesse d'ionisation de CaCO_3 en Ca^{++} et CO_3^{--} qui est le facteur limitant, ou si c'est la vitesse de diffusion des deux ions dans la solution, à partir de la surface calcaire (comme l'affirme P.K. Weyl, 1958) ; mais, dans les conditions des essais, la formation des ions et leur départ de la surface du solide sont deux phases extrêmement proches et intimement liées d'une même réaction élémentaire, et nous ne pouvons les dissocier.

3. Résultats morphologiques des expériences.

L'examen microscopique des plaquettes soumises à la dissolution et la comparaison de l'état de leur surface met

(1) Par exemple, on voit sur les figures 6 à 8 que tous les échantillons ont subi, en 90 heures, une perte de poids par dissolution comprise entre 46 et 70 mg.

en évidence le caractère sélectif de la dissolution. Trois faits sont particulièrement saillants :

a. la forte dissolution de la calcite cryptitique : dans tous les échantillons où de la calcite cryptitique est présente parmi d'autres constituants, elle est en nette dépression par rapport à ceux-ci (voir p. ex. éch. 427, 430, 431, 442). S'ils sont abondants, les plages de calcite cryptitique constituent de petites dépressions à fond plat ; s'ils sont en quantité moindre que la cryptite, ils subsistent comme des surfaces-témoins au-dessus de celle-ci. Nous n'avons trouvé aucune exception à cette règle, que la calcite cryptitique constitue la matrice de la roche, ou au contraire qu'elle soit la matière constitutive d'éléments figurés, entourés d'un ciment spathitique (éch. 440).

b. la relative immunité de la dolomite : à l'échelle des expériences réalisées, les rhomboèdres de dolomite ne subissent presque pas de dissolution. Certes, le temps est court (96 h.) et la pression de CO_2 modérée (10^{-2} atm.); mais ces conditions suffisent à mettre la dolomite en un tel relief que les cristaux sont complètement dégagés et peuvent tomber. Aussi considérons-nous que la résistance de la dolomite à l'érosion karstique est beaucoup plus grande qu'on l'estime souvent. L'attaque des bancs dolomitiques se fait par départ de la calcite et désagrégation sans dissolution de la dolomite. La dissolution éventuelle de celle-ci a peut-être lieu, ultérieurement, dans le matériel meuble qu'elle constitue alors. Le relief de la dolomite s'observe d'ailleurs clairement sur des calcaires dolomitiques altérés naturellement dans le lit des cours d'eau.

Les veines de dolomite et les cristaux de dolomite inclus dans les veines de calcite se montrent, dans nos échantillons, aussi fermement résistants que les rhomboèdres de dolomite constituant la masse de la roche (éch. 427 et 429, p. ex.).

Enfin, la présence de 40% de dolomie (éch. 429) suffit à ralentir fortement l'attaque de la calcite elle-même, qui est protégée par la dolomite, surtout si celle-ci est répartie assez uniformément dans la roche. Cette immunité observée dans nos expériences est due à l'absence de corrasion ; en effet, l'échantillon 429, en dissolution expérimentale, ne perd que le quart du poids perdu par l'échantillon 431 (beaucoup moins dolomitique), alors que dans la nature ils sont également attaqués (voir ce chapitre, p. 33).

c. l'altération forte des calcaires à minces passées argileuses : comme nous l'avions déjà vu dans la nature, la présence de lits - éventuellement discontinus - d'argile dans un échantillon favorise très fortement son érosion : d'une part, l'argile et le calcaire argileux se désagrègent, augmentant la surface de contact avec l'eau, isolant des aspérités de calcite grenue ; d'autre part, les plages de cryptite pure se présentent en nette dépression, même par rapport au calcaire argileux (éch. 431).

La présence d'argile (tout au moins en plages limitées) favorise donc la corrosion, et celle-ci à son tour, en mettant en relief les plages d'argile - ou, plus souvent, les plages de calcaire argileux - favorise leur désagrégation.

On se souvient que l'étude quantitative de la dissolution avait montré (§ 2 ci-dessus) une forte perte de poids et aussi une forte dissolution proprement dite du calcaire à lits argileux. L'examen microscopique de l'échantillon permet de préciser que les deux processus - dissolution et désagrégation - s'appuient mutuellement et que chaque avance de l'un favorise l'action de l'autre.

d. D'autres constantes apparaissent dans la modalité de la dissolution : si les trois points énumérés ci-dessus sont de loin les phénomènes les plus importants qui expliquent la dissolution différentielle des calcaires soumis aux essais, d'autres particularités apparaissent aussi constantes, bien que moins importantes.

En premier lieu, les veines de calcite ont des comportements bien déterminés suivant leur type :

- les veines de calcite très transparente et très finement cristalline (4 à 10 microns) sont soumises à une dissolution intense, égale à celle des cryptites (éch. 427, 442) ;
- les veines moins transparentes, blanches, quelque peu opaques, qui sont constituées de dolomite, ne sont au contraire pas creusées du tout (éch. 429, 441) ;
- les plages de calcite de couleur crème ou brune (ferrifère) s'altèrent, elles, très profondément; cette calcite est parfois couverte de minces arborescences limonitiques, et constitue dans les échantillons, après essais, de profonds trous (éch. 434, 450).

Ensuite, on peut noter l'importance des surfaces de stratification : qu'il s'agisse de minuscules discontinuités locales de quelques microns de large (éch. 423) ou de stylolithes (éch. 445), ils sont activement exploités par la dissolution.

Enfin, on notera que si la calcite cryptitique se dissout particulièrement vite, certaines spathitosomatites, telles les roches crinoïdiques du Tn 2 a de Hastière, non dolomitiques, mais grossières et poreuses, se dissolvent très vite, grâce à l'hétérogénéité de la roche et à sa perméabilité (éch. 433 et 434 ; voir à la fig. 7 leur vitesse de dissolution).

4. Conclusions des expériences de dissolution.

a. L'étude d'une "forme de dissolution" naturelle place l'observateur devant un résultat global. L'expérimentation a permis d'isoler un facteur : la dissolution et, en fixant les caractères du solvant, d'étudier les différences des corps soumis à la dissolution. C'est ainsi, par exemple, que nous avons pu avoir la certitude que le "cavernement" des

cryptites plus intense que celui des roches macrogrenues en général est bien dû à une différence des vitesses de dissolution de ces deux types lithologiques.

b. Cependant, si l'on a pu éliminer tout courant d'eau énergique, tout abrasif, tout tourbillon notable, on n'a pas pu empêcher la gravité de provoquer des départs de matière solide. Ceci met en évidence que dans la nature a fortiori la dissolution est toujours accompagnée d'un enlèvement de matières non dissoutes, au moins par simple gravité, et qu'il est abusif de penser que l'entièreté d'une masse de calcaire de quelque importance ait été éliminée par la corrosion seule. Au surplus, non seulement les deux processus sont pratiquement indissociables, mais chacun facilite l'autre, la chute d'une particule augmentant la surface de contact eau-roche, et la dissolution d'une particule pouvant permettre la chute d'une autre.

c. La vitesse de dissolution est limitée, dans les expériences réalisées, non par la dissolution du CO_2 ou par les réactions au sein de la phase liquide, mais par la vitesse de passage du carbonate de calcium à l'état d'ions (ou par la vitesse à laquelle ces ions quittent par diffusion la surface de la roche). La vitesse de désagrégation est beaucoup plus variable que la vitesse de dissolution : il n'est pas dit du tout qu'elle est plus importante ; elle introduit en tout cas un facteur de plus grande différenciation des types de calcaires.

d. Est-il utile de préciser que les expériences ici rapportées ne portent pas sur la solubilité des calcaires ? Qu'un calcaire soit entièrement soluble ou non, - qu'il soit plus ou moins soluble, qu'un autre - n'est pas la cause qu'un conduit karstique s'y installe ou non. C'est sur la vitesse de dissolution que portent les expériences et les observations ici rapportées, et, si l'on veut tenir compte aussi d'actions non proprement chimiques, sur la vitesse d'érosion. En effet, si un calcaire n'est que partiellement soluble, mais que la

*transport de la part.
grain - poids par volume
des + p.p.*

partie soluble se dissout vite, c'est dans ce calcaire que les phénomènes karstiques ont le plus de chance de se localiser, et non dans le calcaire voisin, même plus soluble, mais moins vite soluble, et qui sera donc en retard d'évolution.

Dans ce cas-ci, comme dans des situations évoquées dans la Première Partie de ce travail, la situation finale ne dépend pas intrinsèquement des équilibres statiques possibles, mais bien des différences dans les vitesses de marche des réactions qui conduisent à chacun de ces équilibres.

E. TEST DE DECOMPOSITION D'ECHANTILLONS DE CALCAIRES DANS LE SOL.

1. Principe et méthode.

Les expériences qui viennent d'être rapportées nous renseignent sur le comportement des calcaires au contact d'une masse d'eau. Mais, en climat tempéré humide, une très grande partie des surfaces calcaires ne sont pas nues et n'affleurent pas à proprement parler : elles s'étendent sous une couverture pédologique, d'ailleurs souvent mince.

En vue d'avoir quelque information sur la rapidité et les modalités de la décomposition du calcaire dans le sol, nous avons enterré durant deux ans, de mai 1964 à mai 1966, huit éprouvettes calcaires dans un sol calcaire. Les échantillons ont été pesés et examinés avant et après leur séjour dans le sol.

Il ne s'agit ici que d'une première information car ces essais ne porteront tous leurs fruits que lorsqu'on pourra comparer de tels tests à d'autres faits dans le sol mais dans d'autres conditions de drainage, de profondeur d'enfouissement, de couvert végétal, etc.

Nous rapportons néanmoins ici ce premier essai, vu son caractère original, et avec l'espoir que sa critique nous permettra d'améliorer les suivants.

Les échantillons soumis au test sont huit plaquettes de calcaires paléozoïques belges de provenances diverses, mesurant 25 (+1) x 25 (+1) x 5 (+1) mm. Après sciage, les faces avaient été régularisées au carborundum n° 600, ce qui est un finissage suffisant pour permettre à tous les constituants de la roche d'affleurer en proportion de leur teneur dans l'échantillon.

Elles ont été enterrées à 30 cm de profondeur dans un sol colluvial limoneux, assez humide mais bien drainé, sous prairie (1). Ce type de sol est particulièrement fréquent dans l'axe des dépressions synclinales calcaires du Condroz.

Deux des plaquettes n'ont malheureusement pas été retrouvées à la fin de l'expérience ; par contre un solide de clivage de calcite qui avait été clivé à des dimensions à peu près semblables à celles des échantillons, a été récupéré.

Toutes les plaquettes avaient été posées à plat, à une dizaine de cm les unes des autres.

2. Résultats pondéraux.

La perte de poids, en 2 ans, des échantillons calcaires a été comprise entre 1,13 et 0,34 ‰ du poids initial. La calcite a perdu 0,90 ‰ de son poids (2).

(1) Sol "A-Gbp" (phase limoneuse) de la carte pédologique au 1/20.000 de la Belgique.

(2) Bien que ces chiffres soient extrêmement faibles, ils dépassent de très loin la somme des erreurs possibles sur les deux pesées ($\epsilon = 2 \times 0,2 \text{ mg} = 0,4 \text{ mg}$).

Perte de Poids des échantillons.

n°	Provenance	Poids initial mg	Perte de poids mg	°/°°
000	Comblain-au-Pont (calcite)	8618,2	7,8	0,90
403	Sprimont (Ogné)	8051,4	9,1	1,13
404	Remouchamps (grotte)	7536,9	2,9	0,38
410	Rochefort (grotte)	7580,2	3,5	0,46
412	Hohière (grotte)	7145,6	2,4	0,34
414	Hohière (grotte)	7286,2	6,0	0,82
416	Rochefort (grotte)	7867,7	2,9	0,37

La perte de poids moyenne des échantillons de calcaire (à l'exclusion de la calcite) est de 0,58 °/°° ou 4,5 mg.

3. Absence d'effets observables sur la morphologie des échantillons.

Les plaquettes ont été mises en terre, retirées, et traitées en laboratoire avec des précautions extrêmes, afin d'éviter toute perte de matière par choc. Un examen microscopique des plus minutieux n'a pu déceler aucune trace visible de corrosion sur aucun des échantillons. Un simple examen des résultats pondéraux permet d'ailleurs de prévoir l'absence de corrosion visible, sauf en des points très localisés des échantillons. En effet, une perte de poids de 4,5 mg sur une plaquette de 25 x 25 x 5 mm, donc de 1750 mm² de surface, représente une perte de 0,0025 mg par mm². En admettant que la densité des échantillons soit de l'ordre de 2,5, l'érosion est donc de 0,001 mm³ par mm², et l'abaissement moyen de la surface est donc de 0,001 mm c'est-à-dire d'un micron.

On ne peut donc observer d'effets de la dissolution que si ceux-ci sont concentrés sur une faible fraction de la surface. L'observation montre que ce n'est pas le cas.

4. Conclusions.

a. En l'absence de formes d'érosion observables au microscope sur les plaquettes soumises au test, le peu de différence des pertes de matière impose la prudence dans la comparaison des échantillons.

Nous noterons seulement que l'échantillon de loin le plus attaqué (éch. 403) est une zooclastspathitorudite (1) formée essentiellement de débris de crinoïdes (du Tournaisien supérieur). La porosité de cette roche est forte, surtout près de la surface de l'échantillon originel (porosité : environ 5%). La plaquette la moins attaquée est la seule qui soit dolomitique (près de 30% de dolomie : éch. 412). C'est une cryptitosomatite dolomitique.

b. La perte de matière observée dans les conditions du test dans le sol est, en deux ans, nettement plus faible que dans les expériences conduites en quatre jours en eau permutée. Le calcul de l'érosion moyenne des échantillons de Belgique (série 400) au cours des expériences sous eau montre une perte de poids de 63,5 mg, soit - en supposant comme précédemment (§ 3) une densité de l'ordre de 2,5 - un volume de 25,4 mm³ réparti sur une surface de 3800 mm² (2) : l'ablation moyenne est donc de 6,6 microns environ, soit 6 ou 7 fois plus forte en quatre jours sous eau qu'en deux ans sous terre.

(1) *Zooclastspathitorudite* : *spathitosomatite* dont les corpuscules (ou : éléments figurés) sont de la taille des rudites (plus de 1 mm) et constitués de débris de fossiles animaux.

(2) Le rapport surface/volume des échantillons est, dans les deux types d'essais, du même ordre : 0,507 mm⁻¹ pour les expériences sous eau, et 0,560 mm⁻¹ pour le test dans le sol.

Il ne peut être question de tirer de conclusions générales d'un test fait dans le sol en un seul lieu, d'autant plus que nous n'avons pas de connaissance quantitative de la composition de l'eau arrivant par percolation sur les échantillons, ni de la vitesse de renouvellement de cette eau.

Sans donc accorder à l'essai de valeur générale, nous noterons d'abord que le type de sol où il a eu lieu est fréquent dans les vallons calcaires du Condroz, et ensuite que la très faible perte de poids des échantillons est, dans ce cas précis, un fait d'observation.

Une première cause de ce fait peut résider dans l'eau : eau de pluie percolant, puis circulant diversement sous terre, eau permutée dans les expériences de laboratoire; mais la différence n'est pas si grande qu'il y paraît a priori car les graphiques en annexe montrent que la dureté de l'eau utilisée dans les expériences est de l'ordre de 25 mg CaCO_3 /l après 24 heures, et comprise entre 38 et 56 mg/l après 48 heures. L'absence de sels dissous ne joue donc que tout au début des expériences de laboratoire.

Une autre cause - et, celle-là, clairement constatée - de la moindre perte de poids sous terre est l'absence totale de désagrégation.

Mais on relèvera que l'effet comparé dans les deux tests (sous terre d'une part, en eau "artificielle" de type karstique d'autre part : $P_{\text{CO}_2} = 10^{-2}$ atm.) concorde, par ses mesures sur les roches, avec une conclusion tirée dans la Première Partie de ce travail, des analyses d'eau (Première Partie, ch. VI, §§ 2 et 3) : ce n'est pas dans le sol même mais dans les eaux circulant dans le sous-sol que sont observées les plus fortes teneurs en CO_2 et c'est là probablement une des causes principales de l'énergie de l'attaque des calcaires par les eaux souterraines.

c. L'abrasion s'est avérée nulle dans le test fait dans le sol ; certes, le limon entourant de toute part les échantillons ne pouvait permettre d'abrasion, mais la moindre désagrégation granulaire se serait manifestée par un enlèvement de matière lors du rinçage des plaquettes à l'eau permutée, après expérience et avant pesage. Par conséquent, dans les conditions de l'essai, à une dissolution extrêmement minime a correspondu une désagrégation pratiquement nulle. C'est donc que, dans les types de conditions réalisés dans les deux tests, la dissolution est le phénomène initial d'ablation, et la désagrégation granulaire n'intervient qu'à la suite d'une corrosion suffisante (1).

d. Enfin, tout comme il a été fait concernant les eaux dans la Première Partie, et contrairement à d'autres auteurs (J. Corbel, 1957, p. ex., et divers autres à sa suite), on se gardera d'extrapoler à des durées géologiques les résultats ici observés. Les raisons de cette réserve étaient, dans les analyses d'eau, notamment le trop court laps de temps des mesures par rapport à la période à laquelle on extrapole les résultats et surtout la connaissance très insuffisante des effets des modifications climatiques intervenues, par exemple, depuis la fin des glaciations quaternaires.

Les expériences ici réalisées nous permettent, comme on va le voir, d'ajouter un autre motif de prudence : même dans des conditions extérieures stables, la décomposition globale des roches ne progresse pas nécessairement de façon linéaire.

(1) Ceci est contraire à ce que laissent entendre certains manuels et traités qui, en citant la désagrégation physique avant la dissolution, semblent en faire un préalable général à l'attaque chimique. Nous ne prenons pas ici en considération des phénomènes tels que la cryoclastie (bris par le gel) auxquels nos échantillons ont manifestement échappé.

Les diagrammes des figures 6,7 et 8 montrent que la vitesse de dissolution a fortement varié dans nos expériences; si le ralentissement de la dissolution est ici partiellement à imputer à l'augmentation de la dureté de l'eau au fil du temps, l'observation des éprouvettes a montré que leur état de surface était très différent avant et après l'attaque. Or la mise en relief des constituants insolubles ou très lentement solubles de la roche est de nature à protéger les parties plus solubles, abritées dans des cavités de plus en plus profondes ; dès que les éléments insolubles sont détachés de la roche, la corrosion retrouve un champ d'action, mais, selon les sites, le départ des éléments non dissous peut être rapide ou lent, ou ne pas se faire, et ces éléments peuvent s'accumuler sur place ; s'ils ne se détachent pas, ils représentent progressivement une partie de plus en plus grande de la surface de la roche en contact avec l'eau.

Du fait que la roche présente ainsi, au cours du temps, des conditions différentes à une attaque qui se ferait même dans des conditions physiques extérieures constantes, la vitesse d'érosion est variable. Elle peut, dans certains cas au moins, diminuer systématiquement au cours du temps et on ne peut surtout pas la considérer comme pratiquement constante à une échelle géologique. Toute extrapolation linéaire pourrait donc être entachée d'une erreur impossible à évaluer.

+

+

+

C H A P I T R E I I I

Les facteurs tectoniques

S O M M A I R E

=====

A. INFLUENCES STRUCTURALES.

Dans les limites de cette étude, la structure influence fortement la morphologie des cavités karstiques. A côté d'observations nombreuses dans diverses grottes, nous avons procédé à une étude détaillée d'une cavité particulièrement complexe sur le plan tectonique : la Grotte de Remouchamps. Cette étude est basée sur une carte géologique détaillée, levée dans le but de préciser tous les éléments de la structure de la grotte. Ce travail appuie les observations diverses faites dans d'autres cavités. Sont successivement envisagées les influences des éléments suivants :

- 1 : le pendage et la direction des couches,
- 2 : les diaclases,
- 3 : les failles.

B. INFLUENCES TECTONIQUES ACTIVES.

1. La surrection de l'Ardenne au Tertiaire et au Quaternaire.

Le soulèvement récent de l'Ardenne a donné naissance à la superposition de conduits karstiques souterrains débouchant dans les grandes vallées.

2. Séismes ; autoclases.

Un seul cas d'action séismique dans les grottes belges est cité. Ce mécanisme semble peu fréquent. L'action beaucoup moins spectaculaire des autoclases (fissuration de la roche parfois accompagnée d'un bruit de détonation, effet de la relaxation soudaine des tensions internes) est envisagée.

APPENDICE. Notice explicative de la carte géologique au 1/500 de la Grotte de Remouchamps.

A. INFLUENCES STRUCTURALES.

La structure géologique a sur la karstification une influence de nature radicalement différente de celle de la composition de la roche.

La composition du matériel peut empêcher ou déterminer les phénomènes de dissolution. Nous n'avons par contre pas remarqué de cas où la structure géologique empêcherait absolument ou, au contraire, provoquerait directement la formation de cavités karstiques. Par exemple, nous n'avons pas trouvé en Belgique de cas de formation d'une cavité notable par des mouvements tectoniques. Dans l'autre sens, comme obstacle dirimant mis par la structure des roches à la karstification, on peut tout au plus noter que dans les biohermes compacts du Frasnien les grottes sont très rares. Ceci est en relation avec l'absence de discontinuités ouvertes (le long de surfaces de stratification ou de diaclases), absence favorisée par le peu de compétence des schistes dans lesquels ces récifs sont souvent emballés : les schistes ont encaissé les efforts et les déformations consécutives, et les biohermes sont ainsi restés fréquemment à l'abri de la pénétration de l'eau.

A part cela, la structure géologique influe beaucoup moins sur l'existence des cavités que sur leur morphologie. Sur cette dernière et, par conséquent, sur le développement des grottes et autres phénomènes karstiques, la structure a des effets contraignants, extrêmement puissants, et le présent chapitre est essentiellement consacré à montrer les rapports systématiques entre les facteurs structuraux et la morphologie des faits karstiques.

Une telle étude peut se faire dans un très grand nombre de secteurs karstiques. Toutefois le choix, pour chaque facteur structural (synclinal, faible, ...) d'une grotte le présentant de façon typique comporte un danger : les différentes grottes sont dans des formations de lithologie variée,

dans des conditions de drainage diverses, dans des régions de morphogenèses différentes, et ainsi on pourrait craindre des interférences de divers facteurs avec la structure. Or la plupart des grottes ne présentent chacune qu'un nombre très limité de faits structuraux.

Il y a là un problème de méthode que nous avons résolu de la façon suivante.

Nous avons cherché une cavité suffisamment vaste et de structure suffisamment complexe pour présenter un très large éventail de faits structuraux et de leurs relations avec les conduits karstiques. C'est le cas de la grotte de Remouchamps. Creusée entièrement dans le Frasnien moyen (F2), développant autour d'un drain souterrain principal un total de 2.800 mètres de galeries et de salles, cette cavité présente une structure complexe, et, en particulier, nettement plus complexe que les autres grandes grottes de notre pays.

Nous avons entrepris dans cette cavité un levé géologique qui a été à la base d'une carte détaillée à 1/500 de la structure tectonique (carte jointe, à la fin de ce volume ; notice explicative en appendice à la fin de ce chapitre).

Dans cette seule grotte, dans une seule formation, en des points réunis sur moins d'un quart de kilomètre carré et sur moins de 100 mètres d'épaisseur, donc dans des conditions climatiques, hydrologiques, hydrogéologiques et géomorphologiques très homogènes, nous pouvons montrer les effets propres de la structure.

Le levé détaillé de toute une grotte nous a semblé le point d'appui nécessaire à notre démonstration. Seul d'ailleurs, il permettait de replacer chaque influence structurale dans son contexte tectonique général. Les faits décrits soutiendront les exemples que nous donnerons de faits comparables dans d'autres régions.

1. Le pendage et la direction des bancs.

a. Conduits parallèles à la stratification.

Il est fréquent qu'un conduit souterrain - ou même tout un réseau de conduits - se développe dans une même couche ou un même ensemble de couches, parallèlement à la stratification.

Nous n'avons jamais observé dans les roches étudiées aucun cas où l'origine première de ce phénomène soit due à une plus grande solubilité ou une plus grande vitesse de dissolution du banc concerné. Toutes nos observations montrent que l'amorce du phénomène se produit entre deux bancs, le long d'une surface de stratification constituant un passage pour l'eau. Cela est dû à ce que la porosité des calcaires étudiés ne permet dans leur masse qu'une circulation d'eau infime par rapport aux discontinuités que représentent certaines surfaces de stratification.

Mais dès que le passage de l'eau est réalisé avec une continuité suffisante, la nature lithologique des bancs peut intervenir pour que le conduit se développe dans une ou l'autre des deux couches en contact, ou dans les deux.

Les conduits parallèles à la stratification se caractérisent en général par le calibrage assez régulier de leur section sur la longueur de leur parcours, ce qui se comprend aisément puisqu'ils rencontrent sur ce parcours la même résistance. C'est le cas, par exemple, de la galerie de l'Erèbe (joignant la Grande Galerie à la rivière) à la grotte de Remouchamps (fig. 9).

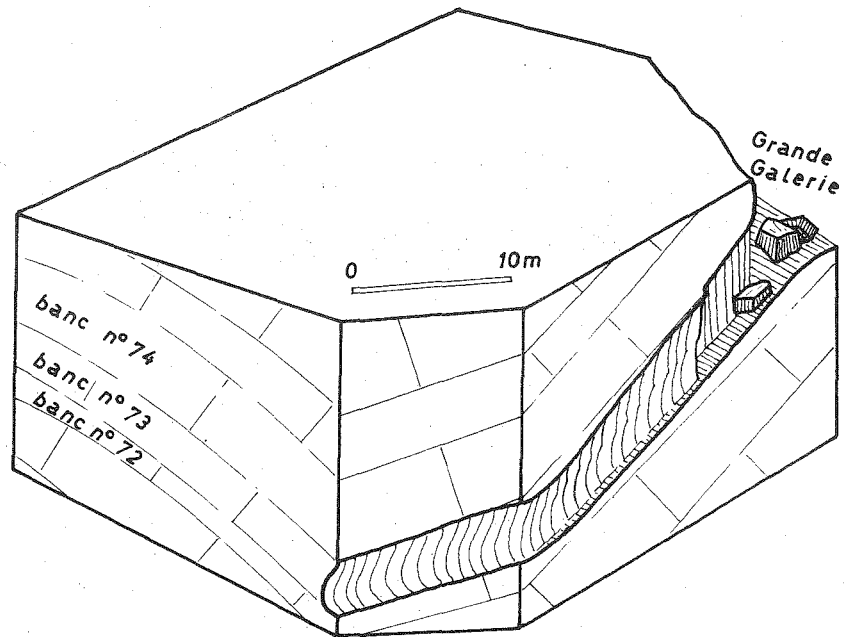


FIG. 9 : La Galerie de l'Erèbe (Grotte de Remouchamps) : conduit en pente parallèle à la stratification.

Un conduit subhorizontal se tient parfois dans un même banc (ou ensemble de bancs) sur de grandes distances. C'est ainsi que l'étage moyen de la Grotte Sainte-Anne, à Tilff, s'allonge sur 620 mètres en une longue galerie remarquablement rectiligne, rigoureusement parallèle à la direction de stratification (fig. 10) qui est ici très redressée.

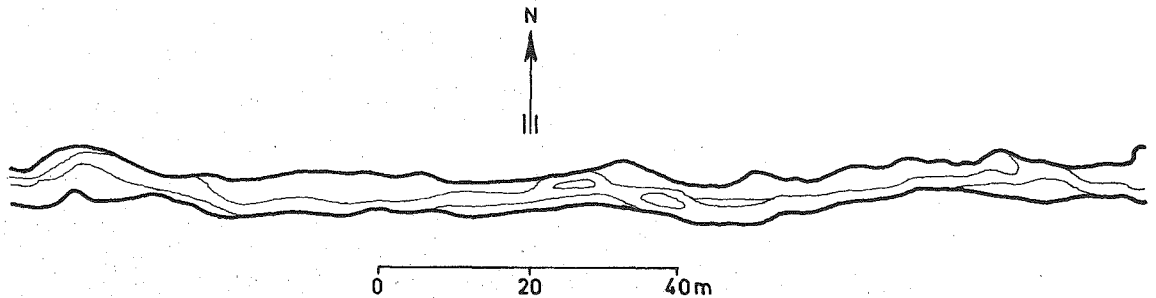


FIG. 10 : Extrait du plan de l'étage moyen de la Grotte Sainte-Anne, à Tilff (extrait de C. Ek, 1961) : conduit subhorizontal, parallèle à la stratification. La figure ne représente qu'une petite partie du plan de la Grotte, qui a en fait le même aspect sur 620 m de long. En traits fins, le tracé de la rivière.

On notera, entre les deux exemples qui précèdent, une différence significative : alors que la Galerie de l'Erèbe suit une direction presque parallèle au pendage des couches, la Grotte Sainte-Anne est parallèle à leur direction.

Le premier cas est fréquent dans des couloirs relativement courts. La Galerie de l'Erèbe représente en fait un lieu de capture du réseau hydrographique supérieur de la Grotte par la rivière à son niveau actuel : c'est notamment par la Galerie de l'Erèbe que les eaux ont pu gagner cet étage inférieur. Elle représente donc une phase d'enfouissement. Au contraire, la Grotte Sainte-Anne nous donne l'exemple d'une rivière ayant un profil en long régulier, une pente faible : c'est le drain principal de tout un massif, une galerie très évoluée, et qui, au contraire de la précédente, représente une phase de stabilité du réseau hydrographique; d'où le parallélisme avec la direction des couches qui a imposé la direction du cours d'eau. La Grotte du Pont à Esneux en constitue un autre exemple flagrant (C. Ek, 1961).

Le pendage n'influence pas seulement la direction des couloirs, mais parfois aussi leur forme. La figure 11 montre deux coupes transversales de conduits subparallèles à la stratification et présentant une section transversale très dissymétrique, du fait que le plafond est constitué par une surface de stratification (Grotte de Remouchamps).

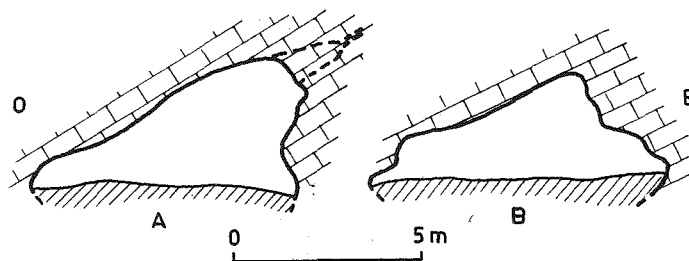
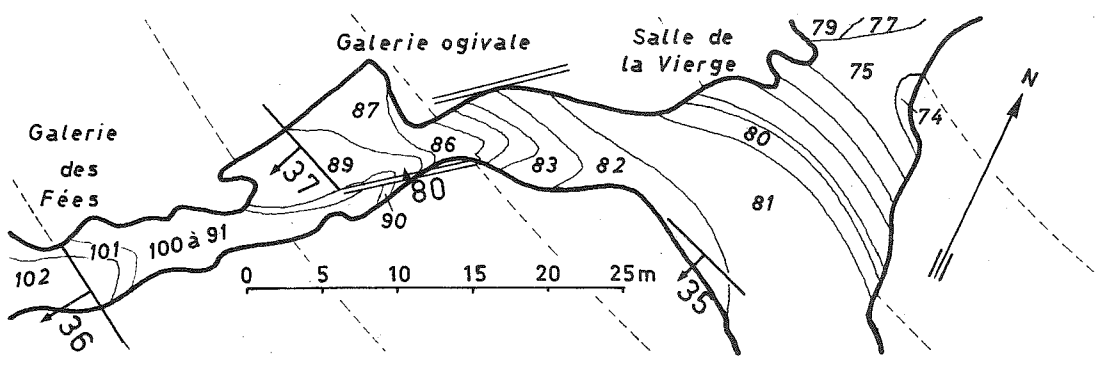
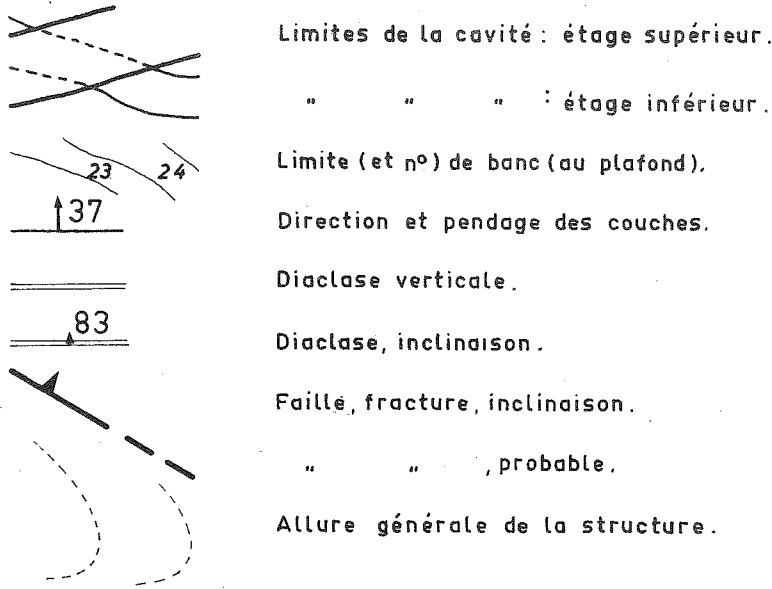


FIG. 11 : Sections transversales dans le secteur de la Place Forte (Grotte de Remouchamps) : influence de la stratification (extrait de C. Ek, 1961).

Légende des figures 12 - 13 et 16 et 19 à 23.



Enfin, dans la plupart des grandes salles des grottes de Belgique, le plafond provient de décollements de bancs et est constitué par une surface de stratification. Mais il s'agit là d'un phénomène complexe qui sera étudié dans la Troisième Partie.

b. Conduits obliques ou perpendiculaires à la stratification.

D'autres facteurs que la stratification déterminent parfois la direction des galeries souterraines : diaclases, failles, etc., parfois aussi des facteurs proprement hydrologiques ...

Lorsque le conduit a une direction quelconque par rapport aux strates, il est fréquemment de forme très irrégulière : cela est particulièrement clair dans la Galerie des Fées et la Galerie ogivale (Grotte de Remouchamps, fig. 12). La cause en est dans une attaque différentielle des bancs et dans les perturbations qu'apportent à l'écoulement de l'eau les obstacles obliques ou perpendiculaires, mais aussi les venues d'eau affluentes, qui parfois suivent, elles, une surface de stratification et confluent alors obliquement avec le conduit principal.

Cependant une rivière puissante peut être capable de calibrer un conduit oblique aux bancs. C'est le cas de la section d'extrême-aval de l'ancien cours de la rivière souterraine de Remouchamps (fig. 13).

FIG. 12 : La Galerie des Fées et la Galerie ogivale (Grotte de Remouchamps) : galeries obliques à la direction des strates ; la forme des galeries est très irrégulière.

Les limites des bancs sont tracées, sur cette figure et les suivantes, telles qu'elles apparaissent au plafond des cavités, car le sol est en général recouvert de dépôts meubles. Dès lors, le tracé des limites des bancs est influencé par les irrégularités du plafond. C'est ce qui explique leur apparente discordance avec les indications du pendage et les traits interrompus représentant l'allure en plan générale de la structure, traits destinés à rendre plus aisée l'interprétation des figures.

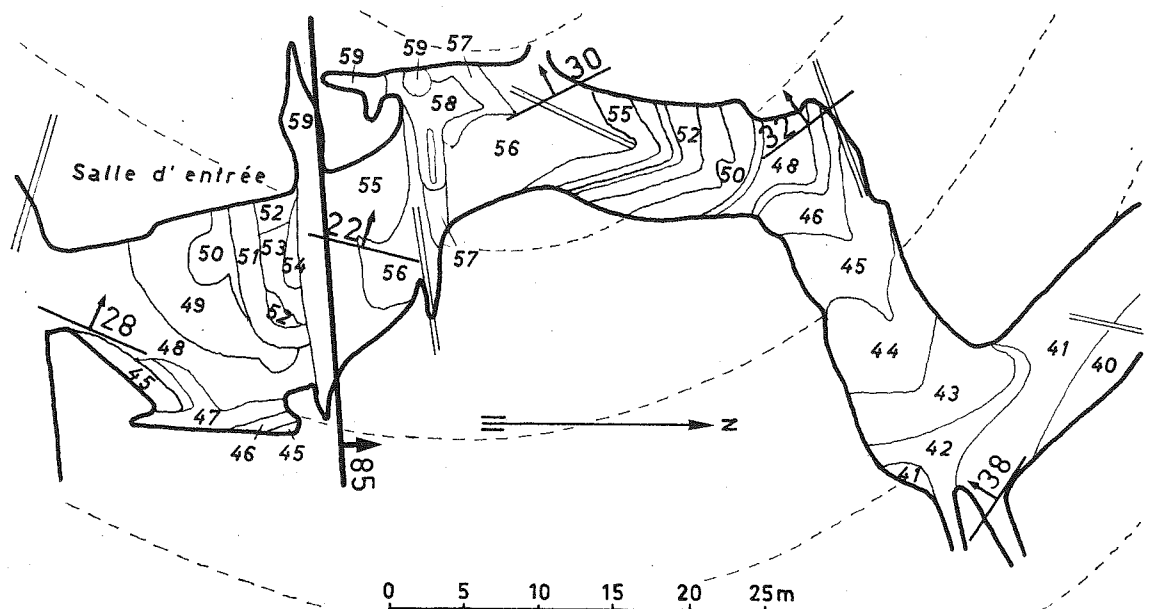


FIG. 13 : Section extrême-aval de l'ancien cours du Rubicon (Grotte de Remouchamps) : galerie bien calibrée par un cours d'eau.

Cependant, même une rivière souterraine puissante ne peut souvent rien contre la situation structurale dont un exemple est donné par la fig. 14 : lorsque l'eau coule suivant une orientation parallèle à celle du pendage, il est fréquent que la rivière soit obligée de franchir le passage en siphon. C'est le cas en deux places de l'ancien cours du Rubicon (fig. 14 et 15).

La fig. 14 montre en coupe deux étages successifs de la rivière souterraine. L'inférieur est régulier et mène actuellement la rivière, par une pente faible et assez constante, jusqu'à sa résurgence au niveau de la plaine alluviale de l'Amblève. L'étage supérieur, qui nous intéresse ici, et où l'ancien cours de la rivière est indiqué par des flèches, comporte un siphon reliant le cours amont au cours aval ; ce dernier se poursuit en pente faible vers une basse terrasse de l'Amblève, constituant le niveau de base de cet étage.

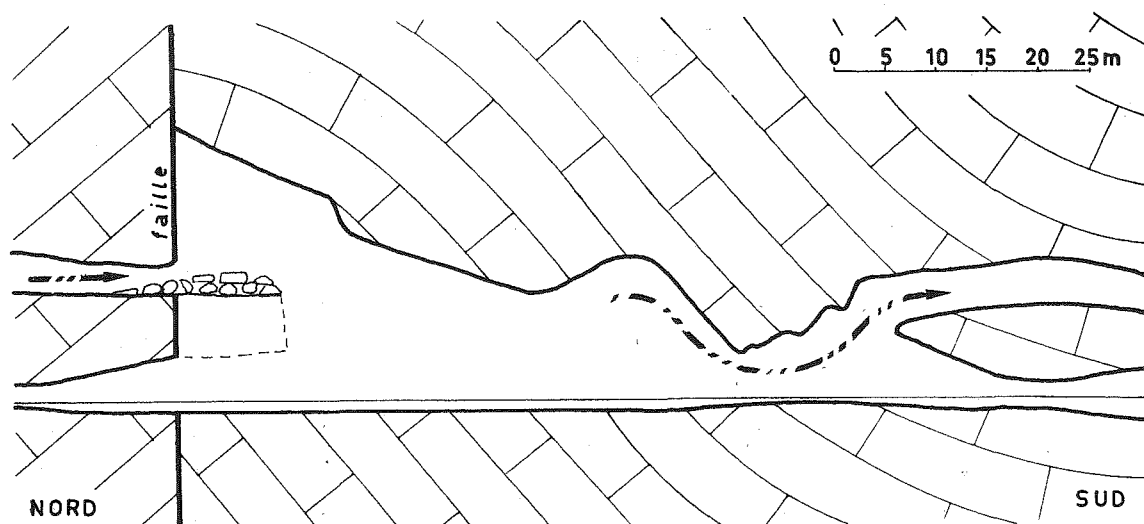


FIG. 14 : Profil longitudinal de l'ancien siphon en amont du Précipice (Grotte de Remouchamps). Les deux flèches indiquent le premier cours de la rivière souterraine ; le trait fin indique le niveau actuel de l'eau.

On voit que la rivière souterraine, au franchissement de la Faille du Père Eternel, a été forcée par la structure à chercher un passage plus bas que son niveau de base d'alors ; la branche amont du siphon suit la stratification et la percée vers l'aval s'est probablement faite au départ de diaclases.

Un cas tout à fait analogue est montré par la fig.15: la Salle de la Vierge était jadis traversée par un cours d'eau que la structure a obligé à passer en siphon : le pendage a localement la même orientation que le courant.

Nous pensons que, dans de tels cas, le franchissement final de l'obstacle est dû à la pression sous laquelle l'eau affouille la branche amont du siphon, pression qui aide au dégagement de fissures ; quant au fait que ces appareils

hydrauliques ont le même niveau en amont et en aval des siphons, il prouve que (au moins au dernier stade de leur évolution) les siphons relient des galeries dans lesquelles l'eau possède une surface libre, en contact avec une atmosphère (qui n'est pas sous pression).

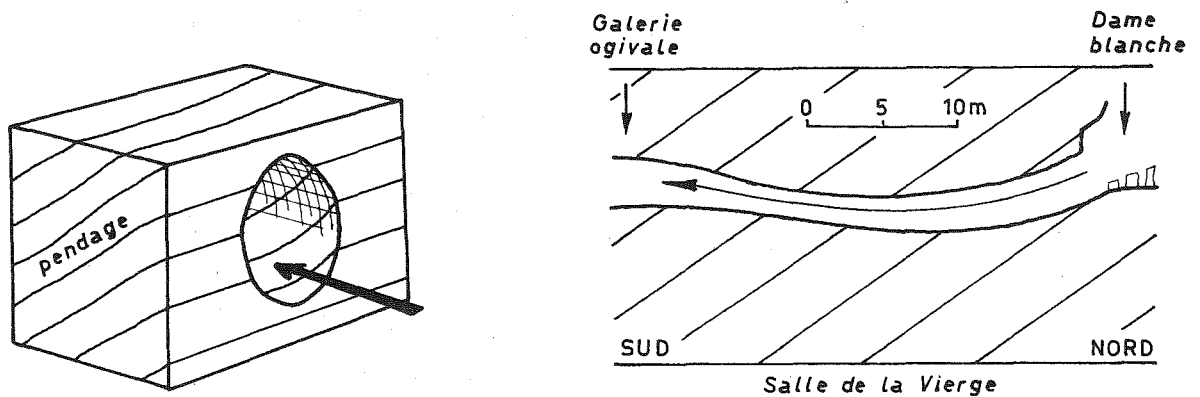
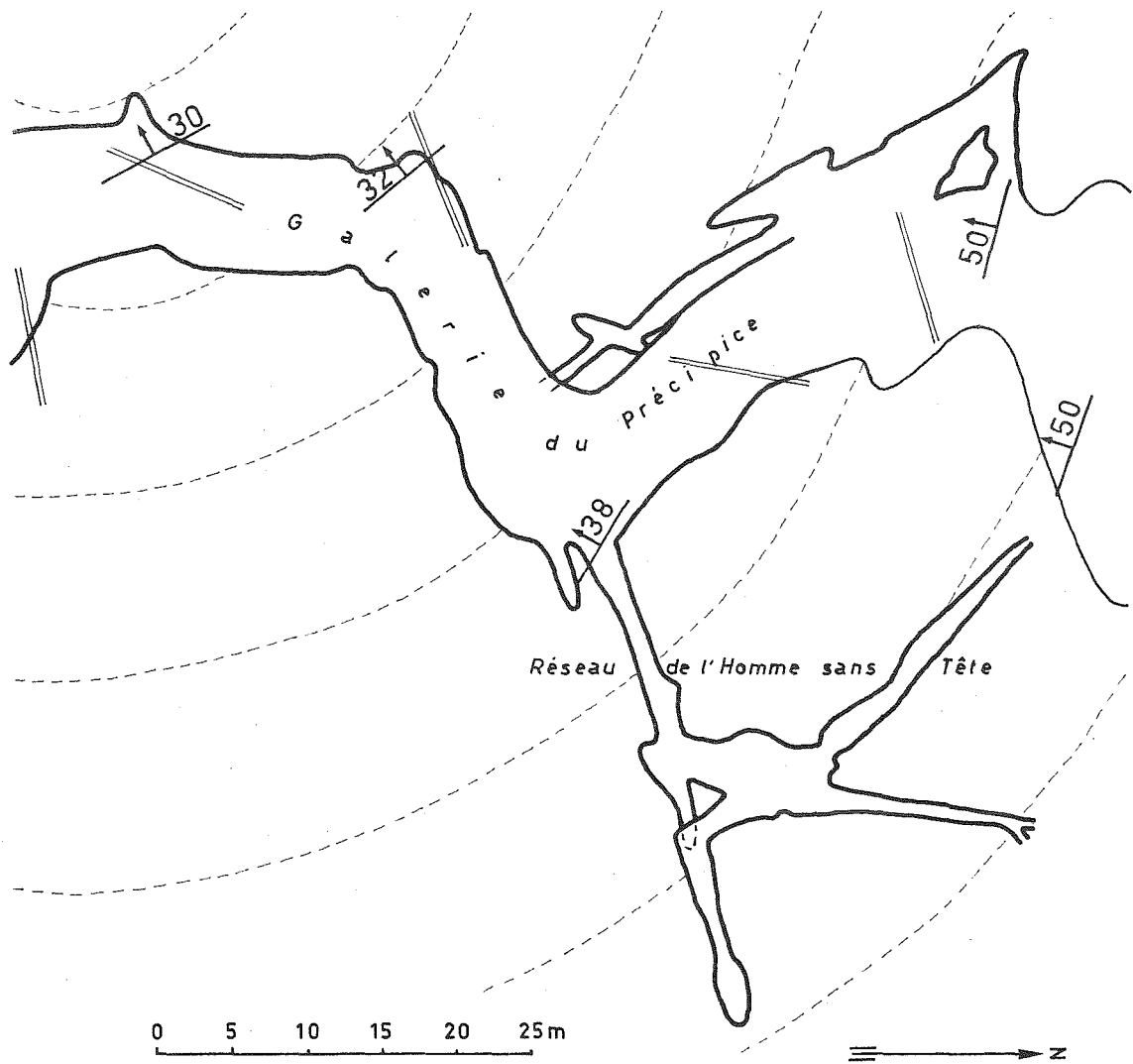


FIG. 15 : Schéma de la relation pendage-sens du courant provoquant la formation d'un siphon ; à droite, l'exemple de la Salle de la Vierge (Grotte de Remouchamps). La Salle de la Vierge ne s'individualise pas sur la coupe car elle doit sa qualité de salle non à sa hauteur mais au fait qu'elle constitue un élargissement du passage.

2. Les diaclases.

Les diaclases constituent assez souvent dans les calcaires de Belgique des chemins plus favorables à l'eau que les surfaces de stratification. C'est un fait d'observation : beaucoup de salles se développent à partir de fissures dont l'origine est bien plus souvent une diaclase qu'un joint de stratification. On en trouvera de nombreux exemples dans les cartes morphologiques de la Troisième Partie de ce travail, chapitre I.



La cause pourrait être recherchée dans le fait que les pendages moyens des roches sont, dans nos régions, souvent inférieurs à 45° ; dès lors les diaclases auraient en moyenne une pente plus forte que les surfaces de stratification ; l'eau vadose pourrait y circuler plus vite, et à débit plus fort, et donc y dissoudre davantage. Mais on observe aussi dans des grottes - et notamment à la Grotte de la Fontaine de Rivière - des diaclases en très faible pente dans des roches où la stratification est redressée à 60 ou 70° , et ces diaclases sont parfois très nettement attaquées.

Il nous semble plutôt que la diaclase est surtout souvent une discontinuité plus ouverte d'avance - ou du moins, moins serrée - que la surface de stratification ; les diaclases montrent parfois un vide de l'ordre du millimètre, en carrière, avant même de présenter aucune trace de corrosion sur leurs faces. Certaines directions de diaclases, plus ou moins radiales par rapport aux plis, ont pu bénéficier de relaxations de contraintes et se décoller légèrement du seul fait de la tectonique, alors que les surfaces de stratification ont plutôt tendance (sauf dans les charnières des plis) à glisser les unes sur les autres.

Ainsi s'explique, pensons-nous, la prédominance des diaclases sur les surfaces de stratification comme voie d'écoulement de l'eau et comme origine de conduits souterrains.

Encore faut-il noter que ceux-ci se manifestent évidemment le plus souvent à l'intersection d'une diaclase et d'une surface ou d'un joint de stratification.

Dans la Grotte de Remouchamps, les diaclases ont déterminé la localisation, la disposition et la forme de nombreux conduits.

FIG. 16 : Réseau de l'Homme sans Tête (Grotte de Remouchamps) : effet déterminant des diaclases sur la disposition d'un réseau de galeries (même légende que la fig.12).

Tout le réseau dit "de l'Homme sans Tête" par exemple (fig. 16), est visiblement déterminé par les deux directions de diaclases visibles dans la Galerie principale, et par la direction de la stratification pour un des conduits. A la jonction des diaclases et de la surface de stratification, la plus grande facilité d'attaque a donné naissance à une salle.

Les diaclases sont aussi à l'origine du Réseau des Arcades, à la Grotte de Rochefort, où trois couloirs parallèles, allongés parallèlement à la stratification, sont recoupés par deux directions de diaclases (fig. 17).

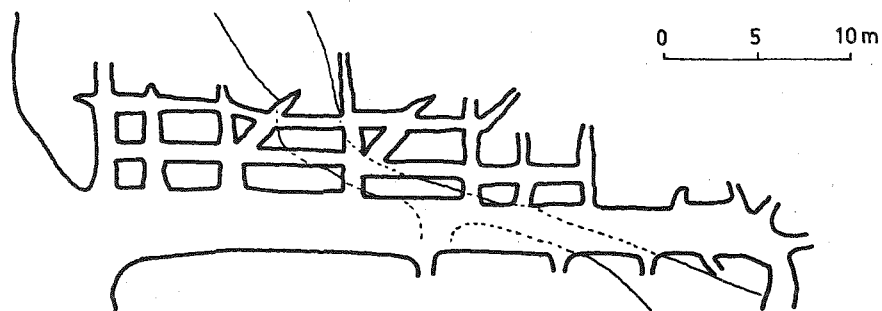


FIG. 17 : Réseau des Arcades (Grotte de Rochefort) : réseau de diaclases.

Les mêmes phénomènes s'observent, par exemple, à la Grotte du Fayt, à Jemelle, et aux Grottes Jumelles de Flère, près de Pepinster.

Parfois, les diaclases sont même à l'origine de salles importantes : presque toutes les grandes salles de la Grotte de Comblain-au-Pont sont des diaclases, élargies jusqu'à former une ouverture de 3 ou 4 m de large, parfois plus, sur une vingtaine de mètres de long et autant en hauteur (fig. 18).

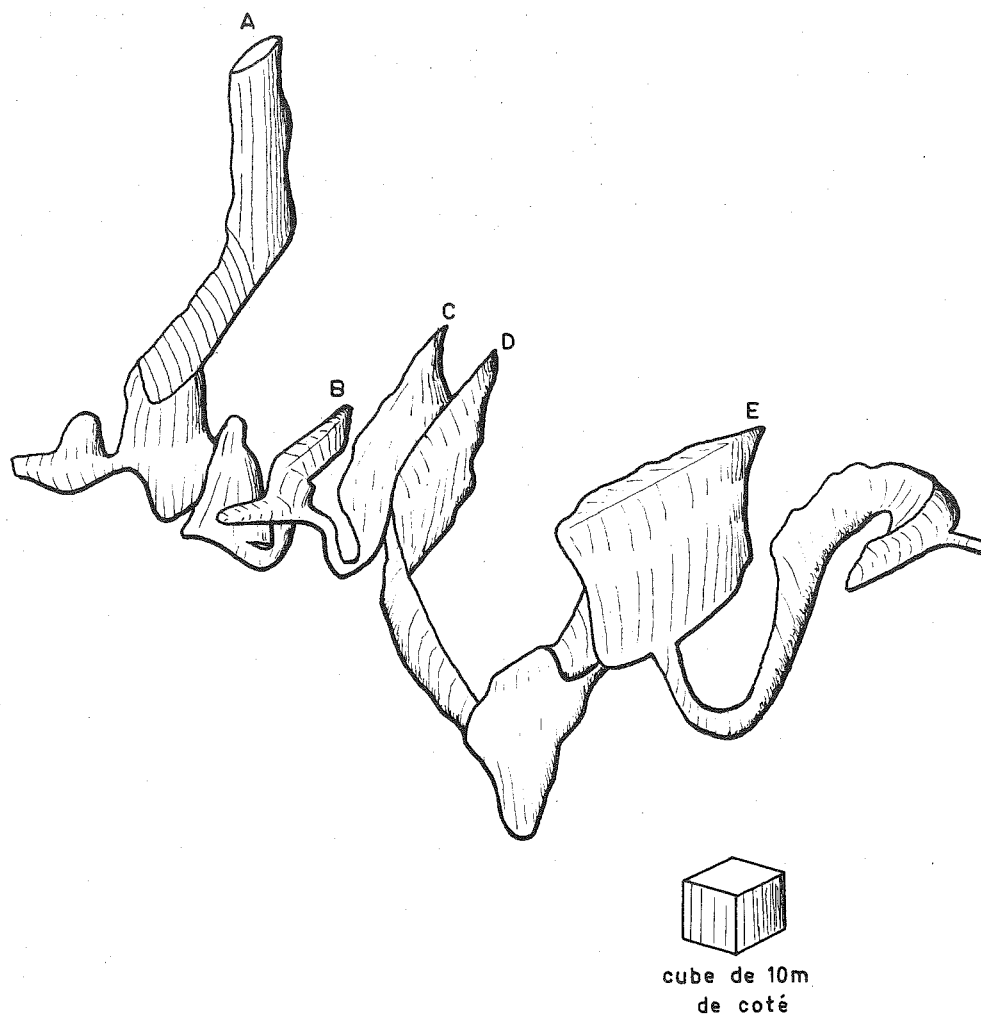


FIG. 18 : Bloc-diagramme : "moule interne" de la Grotte de Comblain-au-Pont. Le seul accès naturel à la Grotte est l'abîme (A). Les saillies B, C, D, E sont des exemples de diaclases élargies. Voir l'échelle.

L'influence des diaclases se conjugue fréquemment - nous l'avons dit - avec celle de la stratification pour déterminer la position des conduits. Ainsi, à la Grotte de Remouchamps, le Labyrinthe (fig. 19) est entièrement creusé suivant un plan de stratification, et le plafond de tous les conduits qui le constituent est presque partout dans un seul et même banc calcaire. Dans ce banc, cependant, il est patent que les diaclases ont déterminé le chemin suivi par l'eau.

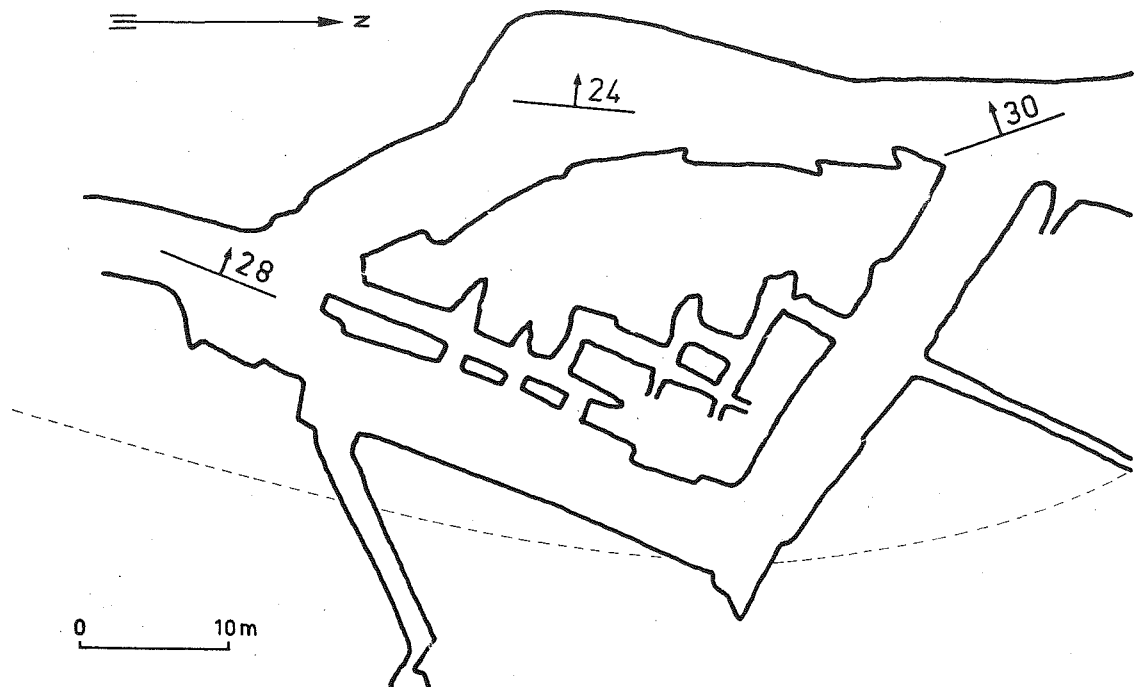


FIG. 19 : Le Labyrinthe, Grotte de Remouchamps : influence conjuguée des diaclases et de la stratification : le plafond des couloirs représentés est presque partout dans un seul et même banc.

Le phénomène est en fait identique aux Arcades de la Grotte de Rochefort (fig. 17) et en de nombreux autres endroits.

L'effet des diaclases est moins important lorsque, au contraire des cas des figures 17, 18 et 19, le pendage des strates devient subvertical. C'est le cas de la Grotte Sainte-Anne, à Tilff et de la Grotte du Pont (ou Grotte à Ursus spelaeus), à Esneux (1) : le tracé de ces grottes est déterminé

(1) On trouvera les plans de ces grottes dans C. Ek, 1961, et une carte morphologique de la Grotte du Pont d'Esneux dans la Troisième Partie du présent travail (chapitre I, B).

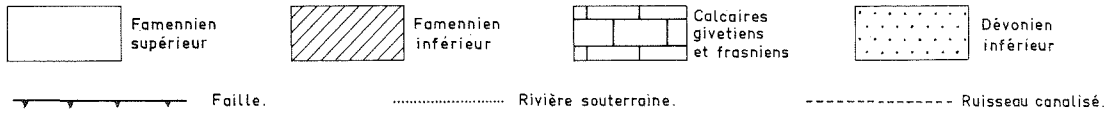
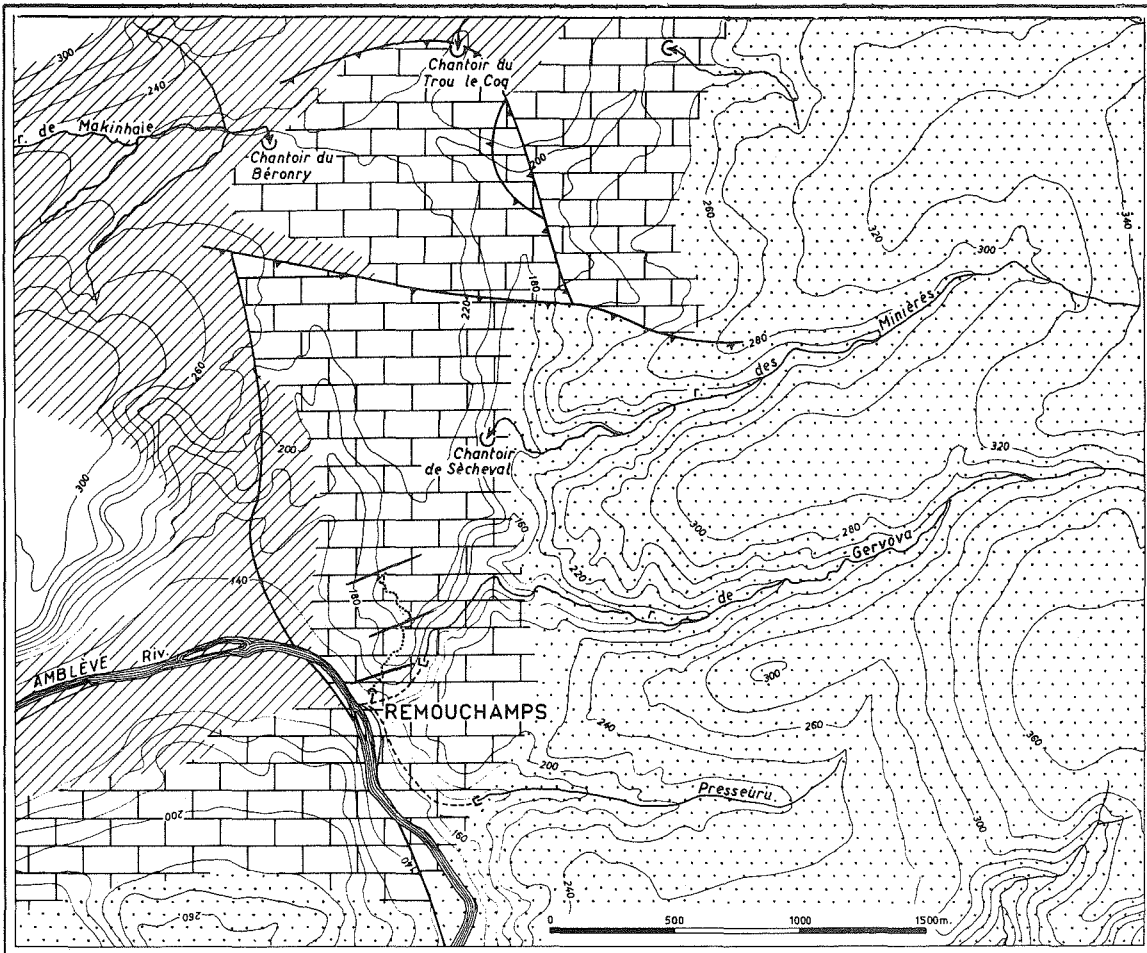
en ce cas par l'intersection du plan de stratification et de la surface piézométrique (ou d'anciennes surfaces piézométriques) des eaux. Dans ces cavités, le rôle des diaclases est très secondaire.

On en conclura que l'importance des diaclases est fréquemment liée à leur forte pente qui en fait des voies par lesquelles l'eau peut s'infiltrer rapidement sous terre. L'observation des parois de grottes montre clairement que les diaclases subhorizontales s'élargissent très généralement beaucoup moins que les autres, nonobstant de rares cas du contraire dont un exemple a été donné en tête de ce paragraphe. Les diaclases subverticales sont de loin celles qui en général s'agrandissent le plus. Pourtant, les diaclases offrent une grande différence avec beaucoup de surfaces de stratification ; nous avons déjà noté (chapitre II, p. 38) qu'il est en effet assez fréquent que les surfaces de stratification correspondent, dans les calcaires paléozoïques de Belgique, à des joints schisteux ou au moins à des lits de calcaire plus argileux. Or, pour une eau ayant peu d'énergie cinétique, les particules argileuses présentent un obstacle non négligeable, alors que les surfaces de diaclases présentent à l'origine des cassures propres dans la masse de la roche soluble, ce qui facilite leur élargissement.

Nos observations nous montrent - et le fait est important dans le cadre du développement des grottes - que la pente de la surface (de stratification ou de diaclase) est un facteur plus important que la "propreté" originelle de cette surface, au point de vue de la spéléogénèse.

3. Les failles.

L'étude des effets des failles sur la morphologie du karst souterrain n'est guère aisée. La première cause en est que, assez paradoxalement, la faille est souvent moins



obvie que la diaclase ou la stratification : une fissure due à une faille apparaît parfois à première vue comme une diaclase ouverte ; la surface de faille peut être masquée par des éboulis, ou bien encore, ayant servi de chemin aux eaux de percolation, être masquée par un concrétionnement de calcite. D'autre part, les caractères de la faille (pendage, rejet, faille normale ou inverse, décrochement horizontal, ...) ne sont souvent décelés que par un levé assez pénible, sur des distances qui doivent parfois être grandes, pour autant que le développement de la cavité soit suffisant pour qu'on puisse récolter les observations nécessaires.

C'est pourquoi nous ne nous appuyons ici que sur l'exemple de la Grotte de Remouchamps, dont nous avons levé une carte géologique détaillée (la première carte géologique détaillée d'une grotte belge, à notre connaissance).

Les failles que nous avons découvertes à Remouchamps sont des failles radiales, transversales pour la plupart à la direction des couches. Leur faible rejet explique qu'elles n'aient été ni notées sur les cartes géologiques de la région ni même, à notre connaissance, observées en surface. Leur direction générale (WSW-ENE, pour presque toutes) correspond à une direction courante dans le Synclinorium de Dinant, mais les cartes géologiques ne montrent dans les environs de la Grotte aucune faille parallèle à celles que nous avons observées.

FIG. 20 : Les environs de Remouchamps, d'après la carte géologique à 1/25.000 de P. Fourmarier, 1958. Les trois traits gras obliques au Nord de Remouchamps indiquent trois des failles observées dans la Grotte.

On trouvera en annexe, à la fin de ce volume, la carte géologique à 1/500 de la Grotte de Remouchamps (1). Nous nous bornerons ici à décrire brièvement quatre des failles observées, choisies comme exemples pour leurs effets sur la morphologie de la cavité.

a) La faille des Natereri : Cette fracture à rejet très faible traverse la Salle de l'Entrée de la Grotte (voir fig. 13).

Elle est à peu près verticale (pendage 85 à 87° N), et son rejet stratigraphique (lèvre S montée sur lèvre N) est de un mètre. Elle est perpendiculaire à la direction dans laquelle la grotte s'allonge, et en outre il n'y a qu'une épaisseur de quelques mètres de calcaire au-dessus de la Grotte à cet endroit : il n'y a donc pas de concentration des débits des eaux de percolation entre la surface et l'arrivée de l'eau dans la grotte ; ces facteurs ont freiné le développement de la fissure de faille; aussi la morphologie de cette fissure est-elle tout à fait semblable à celle des fissures de diaclases, dont une se développe d'ailleurs, rigoureusement parallèle à la Faille des Natereri, à quelques mètres plus au N.

b) La faille de la Dame blanche : Correspondant à la cassure d'un axe anticlinal, la faille de la Dame blanche, verticale, a un rejet d'un peu moins d'un mètre; la lèvre S est montée sur la lèvre N. Cette cassure a créé une salle de plus de 50 mètres de long (fig. 21).

Des stries de glissement sont visibles, dans le plan de faille, dans des directions diverses. Le sol est partout jonché d'éboulis au pied de la faille. C'est un phénomène qui s'observe dans toutes les failles de la Grotte, à l'exception de celles qui ont eu un élargissement très contrarié, comme celle qui a été décrite précédemment.

(1) Pour rappel, la notice explicative est présentée en appendice au présent chapitre.

c. Les failles du Père Eternel (ou : de la Salle des Ruines):

C'est un faisceau de failles qui sillonne la Galerie du Père Eternel (autrefois : Salle des Ruines). Leur rejet stratigraphique total est variable, de l'ordre de quelques mètres; contrairement aux deux précédentes, la faille principale du Père Eternel montre, à ses deux lèvres, un fléchissement des bancs sur plusieurs mètres, et non une simple cassure; le retroussement des bancs est très fort sur la lèvre N.

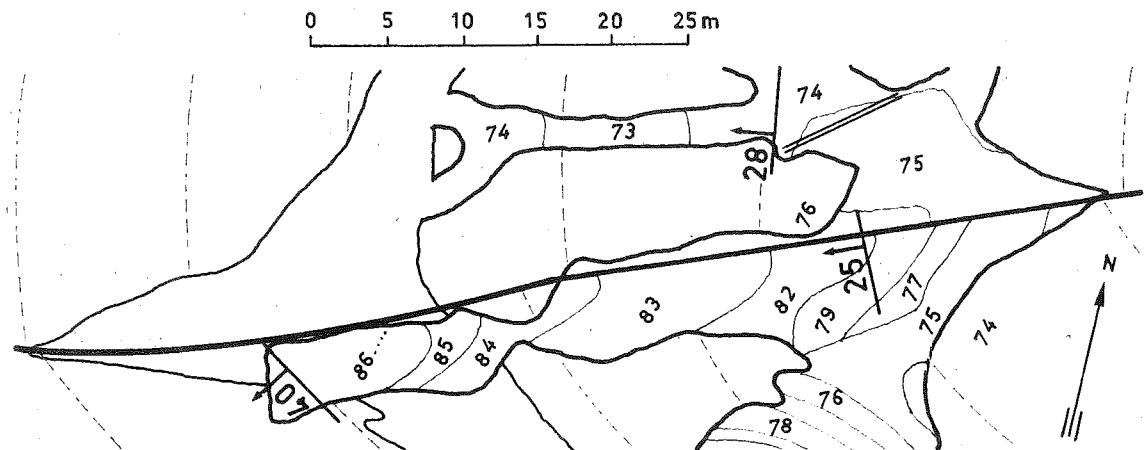


FIG. 21 : La Faille de la Dame blanche, dans la grotte de Remouchamps. Cassure d'un axe anticlinal, avec faible rejet, Même légende que la fig. 12.

La Faille sud du Père Eternel fait un angle faible avec la stratification ; plusieurs surfaces de stratification présentent des stries de glissement. Deux au moins des failles Nord présentent des brèches de faille; elles s'infléchissent vers le haut plus ou moins conformément à l'axe anticlinal (à fort ennoyage ouest) que suit la Galerie du Père Eternel. L'ensemble constitue un pli-faille.

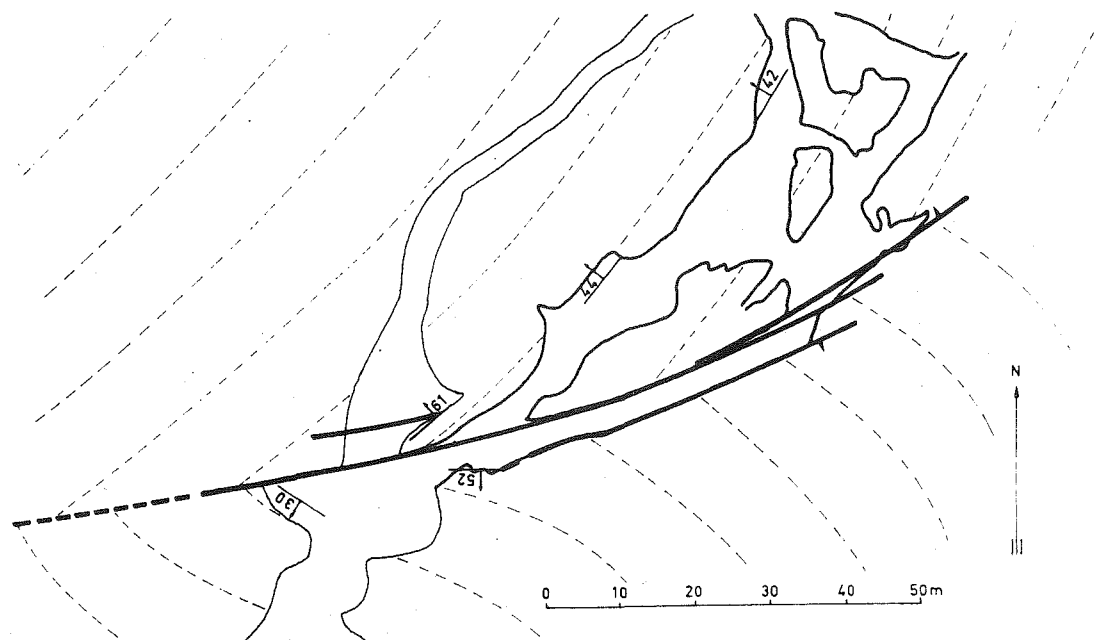


FIG. 22 : Vue en plan du faisceau de failles du Père Eternel, dans la Grotte de Remouchamps. Axe anticlinal faililé avec fort retroussement de la ièvre N.

Le fait le plus caractéristique de la morphologie de ce secteur de la Grotte est que l'existence de failles parallèles a donné naissance à une longue galerie de largeur constante (fig. 22) ; en outre, l'existence de plusieurs failles a favorisé le phénomène d'effondrement. Les écroulements les plus impressionnants se sont produits après une longue période de concrétionnement car des fûts stalagmitiques de près d'un mètre de diamètre gisent brisés dans les éboulis.

d. La Faille Cathédrale-Nord : Plusieurs failles radiales existent dans le secteur de la salle dite "Cathédrale" ; cette salle est longue d'une quarantaine de mètres, large d'une quinzaine, haute de 37 m entre le plafond et l'éboulis qui constitue le sol. La faille principale, qu'il est commode d'appeler "Faille Cathédrale-Nord" (fig. 23), présente un rejet stratigraphique de huit mètres ; ici, c'est le massif sud qui est

descendu par rapport au massif septentrional ; si l'on s'en réfère à la tectonique de la région, il semble bien qu'il s'agisse donc d'une faille de relaxation. Ce fait serait d'ailleurs en parfait accord avec le fait que s'est développée en cet endroit la salle la plus vaste de la Grotte, l'effondrement le plus important.

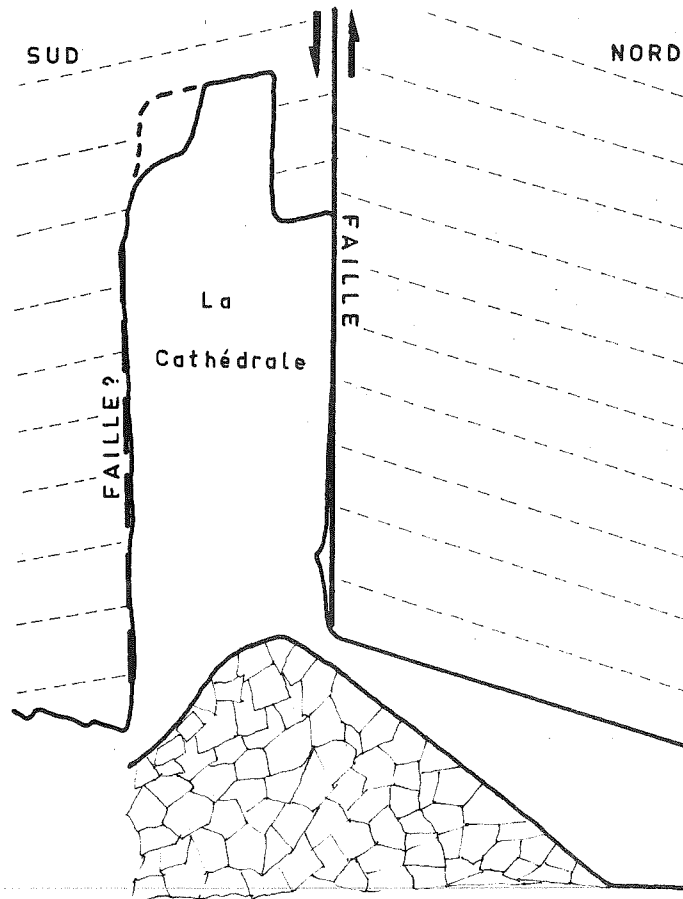


FIG. 23 : La faille radiale Cathédrale-Nord. Coupe. Le massif sud est descendu par rapport au massif nord.

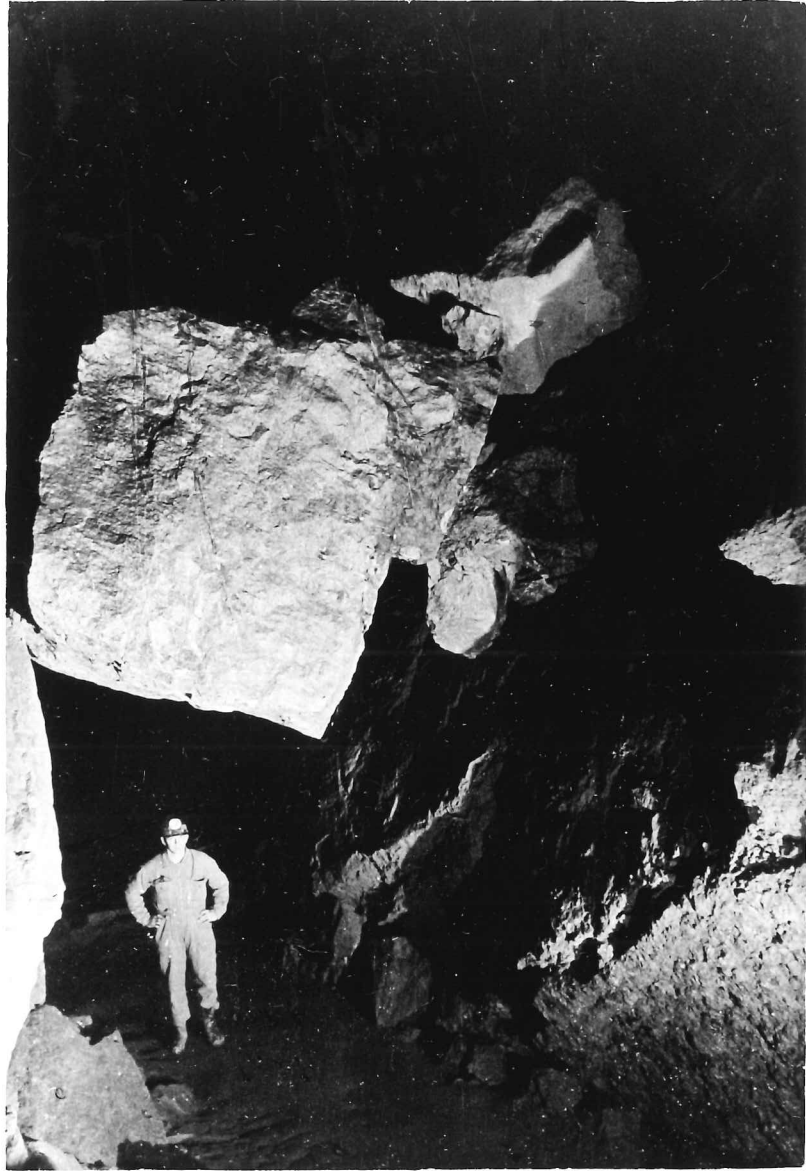
Les failles ont, on le voit, une grande influence sur la morphologie. Dans les cas ici envisagés, il ne s'agit pas d'une influence active : les formes observées sont d'origine structurale ; ce ne sont pas des formes directement

tectoniques ; aussi ne s'étonnera-t-on pas que le rejet n'ait, en lui-même guère d'importance pour ce qui nous occupe. Mais les caractères de la faille (fracture, pli-faille, faille de compression ou de relaxation, etc...) influent sur ses effets. La carte morphologique de la Grotte de Remouchamps (1) montre que toutes les failles y correspondent à des effondrements, dont certains sont gigantesques. Ces effondrements supposent évidemment des vides préexistants, formés, au moins au début, par un autre facteur ; on retrouve des chenaux créés par l'eau sous plusieurs éboulements de Remouchamps ; par exemple, en nous faufilant à plusieurs mètres de profondeur sous la surface du grand éboulis de la galerie du Père Eternel, nous avons retrouvé des vestiges d'un conduit en forte pente, courant le long d'une des parois à la base de l'éboulis ; ceci confirme qu'avant d'être les lieux d'effondrements, (les zones failleuses ont été des voies d'enfouissement des eaux superficielles.

Enfin, il faut noter que les plans de faille et les stries de glissement se présentent souvent à Remouchamps dans un état de fraîcheur remarquable, ce qui est sans doute dû à leur dégagement lors des éboulements ; mais nous réservons pour la Troisième Partie de ce travail des considérations plus détaillées sur la morphologie des cavités.

(1) Dans la Troisième Partie de l'étude (carte annexée en fin du volume 3).

PHOTO 3 : Bloc éboulé, en position instable, dans le faisceau de failles du Père Eternel, Grotte de Remouchamps.
En bas à droite, éclairé, un plan de faille.



B. INFLUENCES TECTONIQUES ACTIVES.

On sait l'importance jadis accordée aux mouvements tectoniques dans la création des grottes (1). En Belgique, par exemple, on crut longtemps que la Grotte Sainte-Anne à Tilff, avait été formée par le décollement des couches dans l'axe d'un anticlinal (2). Ce n'est évidemment pas d'idées de ce genre qu'il s'agit ici, mais on va voir que la tectonique peut avoir une part active directe dans la localisation ou le développement des cavités karstiques.

1. La surrection de l'Ardenne au Tertiaire et au Quaternaire.

On sait que l'Ardenne a connu au cours du Tertiaire et aussi du Quaternaire diverses déformations dont la résultante principale est un vaste bombement du massif ardennais (voir, par exemple, P. Fourmarier, 1954, P. Macar, 1954, 1957 et 1961, J. Alexandre, 1957, A. Pissart, 1961, etc...). Les niveaux de terrasses ont évidemment subi les effets de cette surrection.

Nous avons montré antérieurement (C. Ek, 1957, 1961, 1966) que le développement de certaines grottes belges est lié

-
- (1) "Quelle est l'origine géologique des cavernes ? Nous les considérons, avec beaucoup de naturalistes modernes comme des fentes ou fractures du globe produites par le grand phénomène géologique ordinaire, c'est-à-dire par l'effet du refroidissement terrestre" (Louis Figuier : La terre avant le déluge, 7ème édition, Paris, 1874).
- (2) Ce fut le cas, successivement, de J. Gosselet en 1879 (Le calcaire de Givet, Ann. Soc. géol. du Nord, tome VI), d'Ed. Dupont, 1893 (Les phénomènes généraux des cavernes en terrains calcaireux..., Bull. Soc. belge de Géol., tome VII) et de P. Fourmarier en 1907 (La tectonique de l'Ardenne, Ann. Soc. Géol. de Belg., tome XXXIV).

à l'altitude des niveaux de terrasses. Il s'agit des cavités creusées par de longs et importants cours d'eau souterrains. On peut évidemment en dire autant des grottes de recoupement de méandres. L'altitude de toutes ces grottes à pente longitudinale très faible est, tout comme celle des niveaux d'érosion superficiels, liée, entre autres facteurs, à la surrection de l'Ardenne.

On trouvera dans les trois articles cités au paragraphe précédent plus de détails sur les modalités du développement de ces conduits souterrains, et nous n'avons rien à y changer. De nouveaux exemples de cas semblables ont été récemment découverts par M. Bay (1).

Nous pouvons toutefois ajouter une précision à propos de ces niveaux. Les exemples les plus clairs découverts jusqu'ici de telles grottes sont localisés dans la partie inférieure des versants des vallées, en dessous du niveau de la terrasse n° 4 de P. Macar (1938), qui est la terrasse principale de la Meuse et en dessous des niveaux d'érosion correspondants dans les affluents (2). Quelques exemples sont cités au-dessus de ce niveau, mais ils sont beaucoup moins développés, moins longs et souvent moins réguliers, que les autres.

La première cause probable de ce fait peut résider dans le fait que les niveaux les plus supérieurs, donc les plus anciens, ont eu plus de temps pour se dégrader et pour se colmater, soit par un remplissage détritique, soit par

(1) M. Bay : *Le vallon de Beauregard. Etude géomorphologique d'un synclinal calcaire. Mémoire de licence en Sciences Géographiques, Faculté des Sciences de l'Université de Liège, 1968. Ouvrage inédit.*

(2) On s'accorde généralement à considérer la "terrasse principale" de la Meuse et les terrasses corrélatives de ses affluents comme d'âge mindélien. La certitude n'est pas absolue sur ce fait, que nous citons ici à titre indicatif.

concrétionnement : on observe une grande abondance de concrétions dans ces passages supérieurs, et celles-ci ont parfois un développement tel (Grotte de Brialmont, par exemple) qu'elles obstruent par places la galerie.

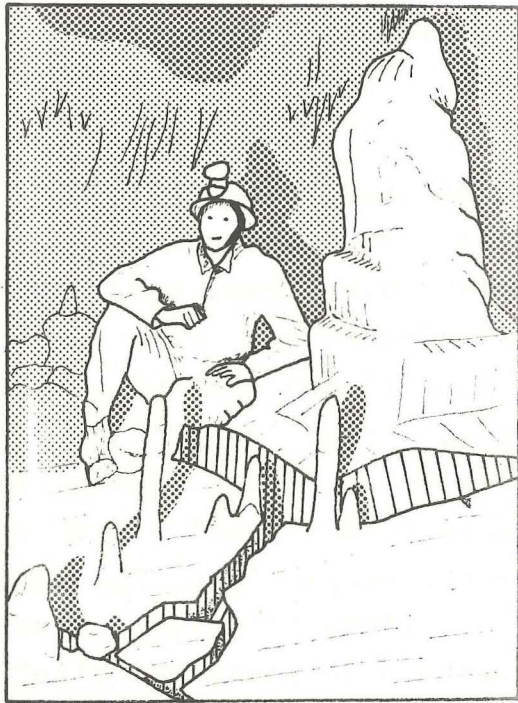
Mais une autre explication probable du fait réside en ceci : au début de l'encaissement quaternaire des rivières, les ruisseaux affluents n'avaient à enlever, pour suivre le creusement des cours d'eau principaux, que des volumes de roche relativement modestes. Plus l'encaissement s'accroît, et plus la masse rocheuse à dégager par les affluents pour suivre le creusement du cours d'eau principal devint importante. Les vallons des affluents furent ainsi mis en retard et suspendus au-dessus des grands cours d'eau. Dès lors une partie de plus en plus grande de l'eau s'infiltra sous terre; au cours du Quaternaire, la portion de l'eau qui s'infiltrait à crû, dans l'ensemble, et l'activité karstique souterraine a pu, dans les calcaires, prendre peu à peu la prépondérance sur l'érosion subaérienne, d'où un développement de plus en plus parfait des niveaux d'érosion souterrains.

C'est ainsi que la surrection de l'Ardenne (1) donna naissance à de longs chenaux souterrains comme ceux de la Grotte Sainte-Anne à Tilff, de la Grotte de Remouchamps, etc.

2. Séismes ; autoclases.

Le 23 février 1828, un séisme faisait s'effondrer un énorme pan rocheux de la Salle du Dôme dans la Grotte de Han ; l'éboulement se produisit le long d'un plan de faille, signalé par F. Kaisin et E. de Pierpont (1939).

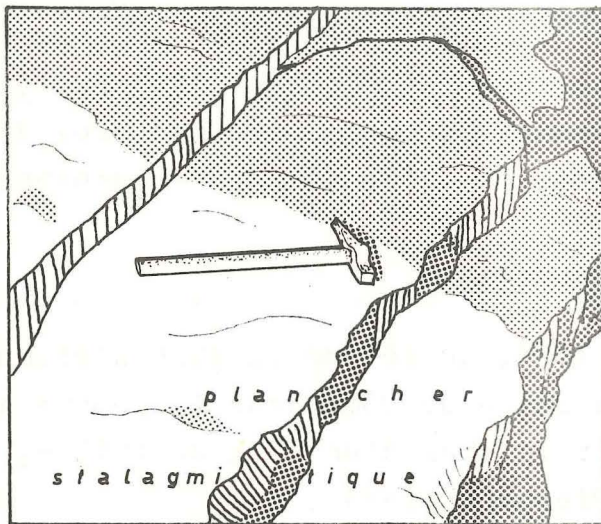
(1) *Agissant en même temps que d'autres facteurs, au sujet desquels nous renvoyons aux ouvrages déjà cités de P. Macar (1954, 1957, 1961), J. Alexandre (1957) et A. Pissart (1961).*



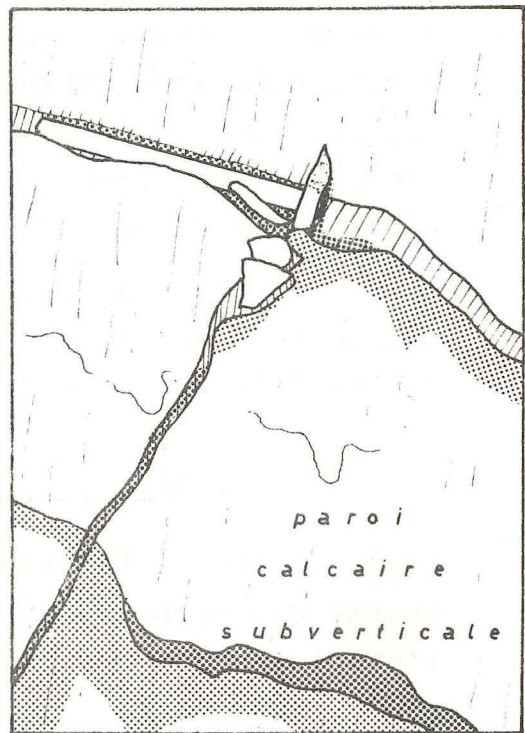
a



b



c



d

Divers auteurs, et en particulier E.A. Martel (1900, p. 21; 1908, p. 16; 1921, p. 590) ont décrit les effets de certains séismes sur les sources et leurs effets, plus modestes en général, sur les grottes. Il nous semble bien normal à vrai dire que les effets sur les sources soient plus importants du fait que celles-ci jaillissent fréquemment à travers une couverture meuble susceptible de glisser sur la roche en place.

Lorsque, le 21 décembre 1965, un séisme d'une intensité 6 fut ressenti à Liège et dans la région, nous étions nous-même, en compagnie de H. Courtois, dans la Grotte de Remouchamps, où, à part un bruit sourd très étouffé, rien ne se produisit, en particulier aucun éboulement ; nous ignorons si le bruit s'est produit dans la roche même ou s'il fut dû au choc de barques métalliques amarrées dans la Grotte à quelque 200 mètres de nous, choc qui aurait été produit par l'agitation de l'eau de la rivière souterraine.

Nous avons fait des observations très différentes dans une galerie de la Grotte de la Fontaine de Rivière, à Hamoir, à quelques dizaines de mètres au Sud-Ouest du lac de cette Grotte (lac de 70 mètres de longueur maximum sur 20 mètres de largeur : voir carte morphologique dans la Troisième Partie de ce travail). Nous avons observé là des stalactites brisées, un plancher stalagmitique fendu et disloqué, et des fissures d'aspect frais dans la paroi calcaire (fig. 24).

FIG. 24 : Grotte de la Fontaine de Rivière à Hamoir. Divers bris et fractures.

- a : fractures ouvertes dans un plancher stalagmitique ;
- b : stalactites brisées ;
- c : réseau de cassures dans un plancher stalagmitique ;
- d : cassures dans la paroi en place (d'après 4 photographies prises au même endroit dans des directions différentes).

Le lac de la Grotte de la Fontaine de Rivière doit ses dimensions actuelles à d'importants écroulements ; il n'est donc pas impossible que le bris des stalactites soit dû au déplacement d'air qui a pu être provoqué par la chute des énormes pans de rochers dont les débris jonchent le fond du lac (1).

Le plancher stalagmitique n'a pu être fissuré et disloqué par la même cause : c'est une masse subhorizontale, n'offrant aucune résistance au passage de l'air dans le couloir ; certes, il n'est pas très rare de voir des planchers stalagmitiques se briser sous leur propre poids lorsque l'argile sur laquelle ils sont édifiés se tasse sous eux (ou s'infiltré plus bas par des fissures) et les laisse ainsi en complet porte-à-faux.

Aucune de ces explications n'est plausible pour les fissures béantes dans la roche des parois. En outre, on est là trop loin de la surface pour invoquer l'action du gel, qui débite d'ailleurs la roche en fragments beaucoup plus petits et non en blocs de l'ordre du mètre cube. On pourrait par contre peut-être invoquer des autoclases disloquant la roche sous l'effet des tensions internes, après que l'eau ait ouvert un large conduit et que certains bancs aient pu se décomprimer. Nous discuterons ce point plus loin, à la fin de ce paragraphe.

On voit que, pour expliquer ces bris, il faut apparemment faire appel à trois causes absolument différentes, alors qu'ils s'observent dans le même secteur de la grotte, et qu'aucun des trois types de dégâts ne nous a frappé dans les autres secteurs.

(1) On doit exclure ici tout bris par acte de vandalisme : la Grotte a été découverte à la suite de laborieux déblaiements et l'équipe de J. Godissart qui y a pénétré la première a trouvé la cavité dans cet état.

Une explication plus simple consisterait, selon nous, à admettre qu'un choc violent a ébranlé ce secteur de la grotte ; un éboulement juste au-dessus ou en dessous de cette place n'est pas à exclure mais nous n'en avons aucun indice ; un séisme expliquerait l'ensemble avec plus de vraisemblance ; peut-être serait-ce le même qui serait à l'origine des grands éboulements du lac, à quelques dizaines de mètres de là. Quant au fait que les dégâts ne s'observent pas dans toute la grotte, il rejoint les observations souvent faites sur la distribution curieuse des sinistres lors des séismes. L'orientation de la galerie, sa position par rapport à des diaclases, ouvertes ou non, et divers autres facteurs, peuvent avoir joué.

L'opinion ici émise ne constitue ni l'ébauche d'une théorie que nous souhaiterions généraliser, ni une hypothèse sur laquelle se baserait une recherche. A un curieux ensemble de faits, en l'absence de tout indice tangible sur leurs causes nous avons cherché une explication simple ; c'était ici, pensons-nous, le lieu de la proposer.

Enfin, nous rappellerons l'existence des "bruits de montagne" (Bergschläge), liés, dans les carrières, à la soudaine expansion, avec fissuration et parfois éclatement, de la roche. E.A. Martel (1908, cf. pp. 10-12) a donné un historique des observations et des études anciennes ; F. Delhaye (1908, 1914 et 1924) en donne, sous le nom d'autoclases, des exemples précis plus récents.

Nous n'avons jamais assisté à ce phénomène ; mais, s'il se produit dans les carrières de calcaire au moment de l'exploitation et si une expansion progressive de la roche se manifeste au fur et à mesure de l'extraction des massifs voisins (Delhaye, 1914), on ne peut guère exclure que ce processus agisse aussi dans les grottes, en particulier à la suite de grands éboulements ; peut-être est-ce là l'explication

d'une partie des joints ouverts, aux lèvres d'apparence très fraîche, que nous avons observés dans de nombreuses grottes.

Enfin, nous rappellerons pour mémoire, car nous n'en avons pas observé en Belgique, que B. Gèze (1965) signale l'existence d'ovens proprement tectoniques, créés par des plissements ou des fracturations, "et que des circulations hydriques n'ont pratiquement pas retouchés".

APPENDICE AU CHAPITRE III

Notice explicative de la Carte Géologique au 1/500 de la Grotte de Remouchamps.

INTRODUCTION.

Remouchamps - à 20 Km au S.-E. de Liège - est situé sur l'Amblève, affluent de l'Ourthe.

La Grotte de Remouchamps s'ouvre dans la bande de calcaires dévoniens qui sépare le Condroz et la Famenne (au N. et à l'O.) de l'Ardenne (au S. et à l'E.).

C'est à Remouchamps même que la bande calcaire change brutalement de direction : plus à l'Ouest, elle présente la direction hercynienne ("varisque") et, à Remouchamps, un coude brutal lui donne une direction méridienne : on arrive là à la terminaison orientale du Synclinorium de Dinant (fig. 25).

C'est à P. Fourmarier que l'on doit l'essentiel des connaissances géologiques sur cette région ; sa carte géologique est la première à localiser correctement la grotte dans le Frasnien moyen (F2) (1). Les difficultés du raccord avec les coupes-types du Frasnien avaient conduit P. Fourmarier à ne donner qu'une valeur locale à sa stratigraphie (2). En fait, au droit de la Grotte en particulier, "l'assise moyenne" de P. Fourmarier correspond bien au F2, assise de Frasnes, mis à

(1) P. FOURMARIER - 1958 - *Carte géologique de la Belgique à l'échelle du 1/25.000 : Feuille Louveigné-Spa.*

Texte explicatif : 55 p., Imprimerie Haeyz, Bruxelles.

(2) P. DUMON, L. DUBRUL et P. FOURMARIER - 1954 - *Le Néodévotien, dans le Prodrôme d'une Description géologique de la Belgique, 826 p., Imprimerie Vaillant-Carmanne, Liège.*

part peut-être le niveau schisteux qui délimite à Remouchamps cette formation vers le haut. Dans une publication récente, en effet, M. Coen (1) place les schistes qui délimitent l'assise vers le haut, dans le F2 même, alors que P. Fourmarier en faisait la base de son F3. Ce détail mis à part, M. Coen (op.cit.) a donné une description détaillée du Frasnien - et particulièrement, pour ce qui nous concerne, de l'assise de Frasnes - essentiellement à la carrière de Dieupart, sise à 2 km à l'O. de la Grotte. C'est sur ce travail que nous appuyerons quelques précisions stratigraphiques sur les niveaux dans lesquels la Grotte s'est développée.

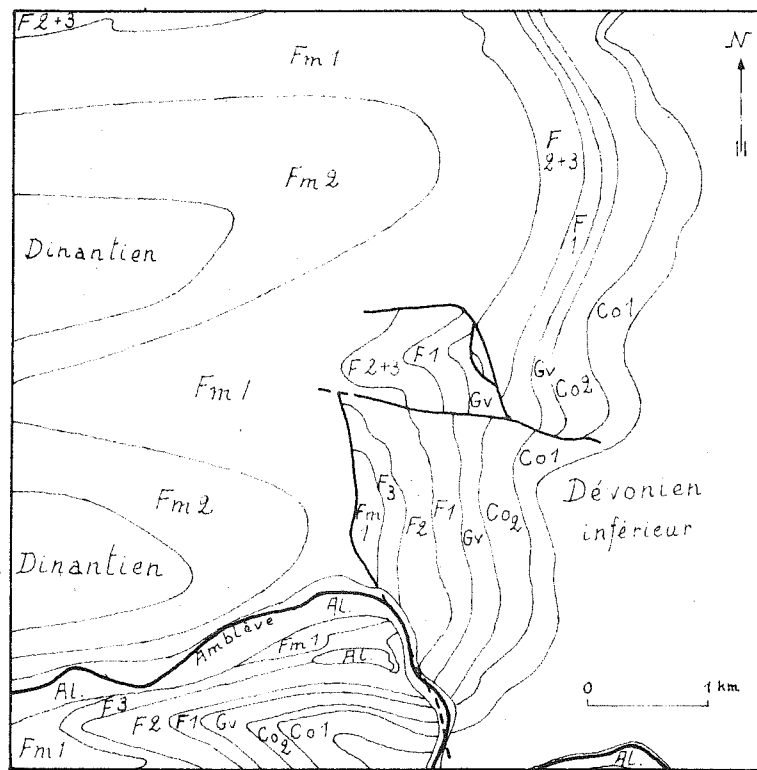


FIG. 25 : La géologie des environs de Remouchamps, d'après la carte géologique au 1/25.000 dressée par P. Fourmarier.

(1) M. COEN - 1968 - *Précisions stratigraphiques et écologiques sur le Frasnien de la Vallée de l'Amblève. Annales de la Société géologique de Belgique*, 91 ; 337-346.

La carte géologique de la Grotte que nous présentons ici a été levée dans le but principal de déterminer avec précision l'influence des facteurs géologiques sur la morphologie de la cavité. La Grotte de Remouchamps présente en effet une structure des plus variées. Nos considérations seront donc surtout liées à cette préoccupation géomorphologique. Mais on verra que le levé a aussi apporté des connaissances neuves sur le niveau stratigraphique des affleurements de la Grotte et sur la structure tectonique.

I. PRESENTATION DE LA CARTE.

1. Le contenu de la carte.

La carte contient essentiellement la représentation des bancs affleurant dans la Grotte. Comme le sol de celle-ci est généralement couvert d'alluvions et d'éboulis, et par places de remblais anthropiques, ce sont les parois et les plafonds qui montrent la série des strates. La représentation sur la carte de chaque banc (affecté d'un n°) est donc la projection dans un plan horizontal de son affleurement au plafond et sur les parois.

Les bancs à stromatopores ont été représentés avec un figuré spécial.

Les pendages ont été indiqués en une quarantaine de places. La direction et l'inclinaison des diaclases ont été relevées également, vu leur importance dans la morphologie de la cavité.

Les failles reportées sur la carte sont surtout des failles radiales à faible rejet, sauf la Faille du Père Eternel, qui est plutôt un pli-faille.

2. Les modes de projection.

Les limites des bancs sont projetées dans un plan

horizontal, telles qu'elles affleurent au plafond ; lorsqu'un banc a un affleurement uniquement vertical, on ne peut donc le représenter ; c'est à cela qu'est dû que parfois on voit, représentés l'un contre l'autre, deux bancs non contigus (par exemple les n° 114 et 116).

Les lignes de structure, tracées en dehors des limites de la grotte, ont été indiquées pour faciliter la compréhension synthétique de la structure. En effet, contrairement au cas général dans les cartes géologiques de notre pays, la morphologie des affleurements est, dans la Grotte, si accidentée, qu'elle ne permet guère, au vu des tracés des affleurements, de saisir les grandes lignes de la structure tectonique. Nous avons donc représenté la structure telle qu'elle apparaîtrait dans un plan horizontal situé à une douzaine de mètres au-dessus du niveau de la rivière souterraine.

II. STRATIGRAPHIE.

1. Les connaissances antérieures.

La carte géologique de P. Fourmarier (1958) montre que l'entrée de la grotte est dans le F2, et plus particulièrement dans le "F2b, calcaire principal" de P. Fourmarier. Si l'on reporte le plan de la Grotte sur la carte géologique de P. Fourmarier, l'entièreté de la Grotte apparaît située dans la même formation et se tient à 75 m au moins des schistes qui la surmontent, et que M. Coen (1968) place dans le F2 i-j.

2. L'apport de la carte.

A l'extrémité N.-E. de la Grotte, des schistes affleurent, gris verdâtre, à débitage grossier, que nous avons identifiés par leur facies aux schistes F2 i-j de M. Coen ; celui-ci, qui a bien voulu nous accompagner jusqu'à cet affleurement, y a reconnu Pugnax acuminatus.

Contrairement à ce que les levés antérieurs laissaient prévoir, la Grotte dépasse donc le sommet du "calcaire principal" de P. Fourmarier.

Sous les schistes F2 i-j, qui affleurent dans la Grotte sur une puissance de 5,40 m (bancs n° 139 à 141), notre levé nous a montré (voir les coupes dessinées sur les bords de la carte) 103 mètres de formations essentiellement calcaires, avec rares et minces intercalations schisteuses.

L'entièreté de la Grotte est dès lors dans le F2. On peut la subdiviser en trois unités faciétales : deux épaisses masses où les stromatopores dominent dans l'ensemble, séparées par quelques bancs où ils sont nettement moins abondants et presque exclusivement lamellaires. Ces trois unités sont constituées comme suit, de haut en bas :

3. Essentiellement une alternance de bancs à stromatopores avec des bancs finement stratifiés et quelques lits schisteux (bancs n° 107 à 138) ; à 3-4 m au-dessus de la base de cet ensemble, un niveau à Hexagonaria, très constant sur l'étendue de la Grotte. Puissance totale : 51 m.
2. Un ensemble de bancs (n° 100 à 106) où les stromatopores massifs ne sont présents que dans le banc n° 104, mais dont un banc (n° 100) présente assez bien de stromatopores de forme lamellaire. A la base de cet ensemble se présente un niveau à Hexagonaria, pas très abondants, mais ce niveau se retrouve dans toute l'étendue de la Grotte. Puissance totale de cet ensemble : 15 m.
1. Ensemble de bancs où les stromatopores dominent largement, et comportant très peu de lits schisteux (bancs n° 70 à 99). Puissance totale observable dans la grotte : 37 m.

Ces trois ensembles, totalisant 103 m, font tous partie du F2 auquel, si l'on en décompte le F2 i-j., P. Fourmarier (1954) et M. Coen (1968) s'accordent à attribuer 150 m

d'épaisseur, et dont la base, schisteuse, n'affleure de toute évidence pas dans la grotte.

Bien que nous n'ayons pas entrepris d'étude détaillée de la faune, nous pouvons corréliser comme suit les trois ensembles observés avec l'échelle stratigraphique établie par M. Coen à Dieupart et environs :

3. L'ensemble supérieur a identiquement le même faciès que M. Coen observe dans le F2h. Les 51 m de puissance que nous avons mesurés dans la Grotte représenteraient les quelque 56 m observés par M. Coen à Dieupart et aux environs. C'est la "deuxième phase biostromale du F2" de M. Coen.
2. La série de bancs intermédiaires présente une totale analogie avec les niveaux F2 e-f-g de M. Coen ; celui-ci leur donne à Dieupart 14 m, et nous mesurons pour cette formation 15 m dans la Grotte.
1. L'ensemble inférieur, visible dans la Grotte sur 37 m correspond remarquablement avec la description que M. Coen donne à Dieupart du F2d ("première phase biostromale du F2") ; il a observé celui-ci sur 38 m, mais nous n'avons pas observé dans la grotte le niveau de schiste F2c qui est sous-jacent à la base du F2d (1).

Nous croyons dès lors fermement établi, par la comparaison de notre levé avec l'étude stratigraphique de M. Coen, que la Grotte s'étend dans la presque totalité du F2d, dans le F2 e-f-g, le F2h, et les premiers mètres de schistes du F2 i-j.

(1) La concordance nous semble d'autant plus remarquable que notre levé a été opéré absolument indépendamment de celui de M. Coen, dont nous n'avons eu connaissance que par la présentation de ses résultats à la Société géologique de Belgique, et que nous avons ensuite invité à visiter la Grotte alors que son travail et notre levé banc par banc étaient achevés de longue date.

III. TECTONIQUE.

1. Les connaissances antérieures.

C'est encore à P. Fourmarier (1954 et 1958, op. cit.), que l'on doit l'essentiel de la connaissance de la tectonique (varisque) du Frasnien de Remouchamps, englobé par P. Fourmarier dans la "Nappe du Condroz". On se trouve, à Remouchamps, à la bordure orientale des affleurements frasniens du Synclinorium de Dinant ; le pendage général est vers l'O., et coïncide ici avec l'envoyage du Synclinorium. P. Fourmarier (1958) note que les calcaires se sont comportés comme une masse moins déformable que les niveaux schisteux qui les encadrent, et que les failles sont des failles inverses en rapport avec l'accentuation des plis. Les failles repérées par P. Fourmarier aux environs de Remouchamps sont indiquées sur la fig. 25.

2. L'apport de la Carte.

La structure générale est complexe, essentiellement constituée par deux anticlinaux à charnière faillée séparés par un large synclinal. La direction des couches varie beaucoup plus que ne le laisse prévoir le levé fait en surface par P. Fourmarier (fig. 26).

La structure nous semble exprimer la compression violente subie par les calcaires dans le "coude" de Remouchamps.

Les failles observées sont toutes des failles inverses à très forte pente, sauf la Faille Cathédrale Nord qui est une faille directe.

En fait, la Faille Cathédrale Nord, et peut-être d'autres, nous semble être surtout un important décrochement latéral, dont le rejet stratigraphique n'exprime peut-être qu'une petite partie du mouvement réel.

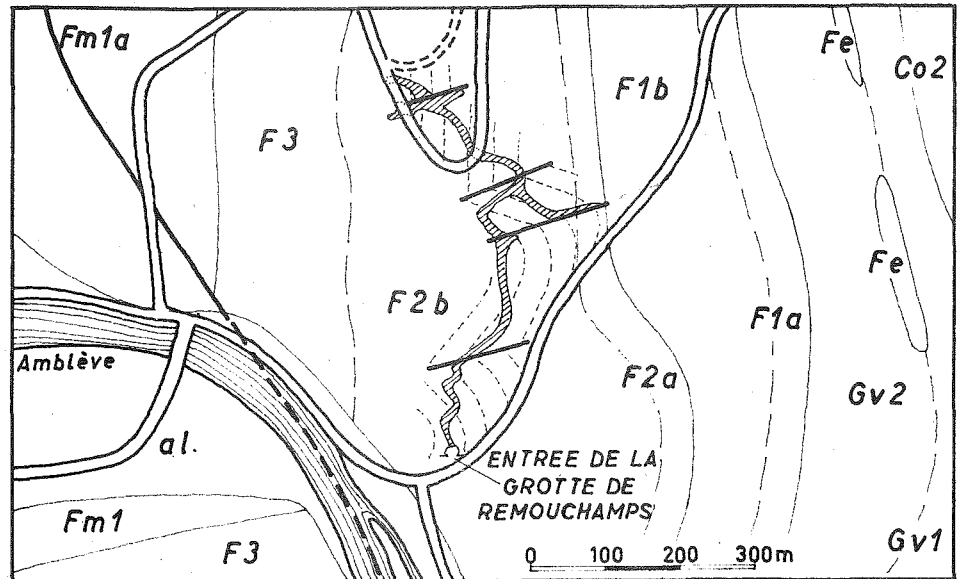


FIG. 26 : La structure telle qu'on peut la déduire du levé souterrain, replacée dans le cadre topographique extérieur, et comparée aux données de surface publiées.

La Faille du Père Eternel est du type pli-faille et concorde avec l'observation de P. Fourmarier que les plis, dans cette région, sont déversés vers le N.

La direction des cinq failles (ou faisceaux de failles) observées est sensiblement N 70-80° E ; ceci correspond certes à la direction hercynienne ("varisque") mais en fait l'origine de cette direction est à chercher non dans la tectonique à l'échelle du Synclinorium de Dinant entier, mais plutôt dans les mouvements locaux, dans la situation bien particulière du "coude" de Remouchamps. En effet, les failles importantes signalées dans la région ont des directions très variables (voir fig. 25), mais aucune n'a cette direction, si ce n'est bien plus au N., à Louveigné, à 5 km de Remouchamps. Néanmoins on notera que la Grotte présente, en petit et en très serré, une tectonique qui concorde avec celle qu'on observe au S. et à l'E. d'Aywaille.

C H A P I T R E IV

Les roches carbonatées paléozoïques de Belgique
dans leurs rapports avec la karstification

S O M M A I R E

=====

A. SYNTHÈSE DU RÔLE DE LA LITHOLOGIE ET DE LA TECTONIQUE DANS
LE PROCESSUS DE KARSTIFICATION.

Les résultats essentiels des chapitres précédents sont rassemblés et discutés. Il est montré qu'ils se complètent et se recoupent pour donner à la lithologie et surtout à la structure tectonique un rôle important dans la karstification.

B. CONCLUSION : CARACTÉRISATION DES RÉGIONS KARSTIQUES ÉTUDIÉES.

Les calcaires mésodévonien et néodévonien sont dans une situation structurale beaucoup plus favorable à la dissolution que les calcaires dinantiens. L'influence structurale masque complètement les effets de la lithologie ; en fonction de celle-ci, en effet, la situation devrait plutôt être inverse.

A. SYNTHÈSE DU RÔLE DE LA LITHOLOGIE ET DE LA TECTONIQUE
DANS LE PROCESSUS DE KARSTIFICATION.

1. Composition chimique et minéralogique ; pétro-
graphie.

La plus grande partie des calcaires du Dévonien moyen et supérieur et du Carbonifère sont des calcaires purs (plus de 90% de CaCO_3). Dans cette catégorie de roches, les roches cryptitiques s'avèrent très généralement plus sensibles à la corrosion que les parties constituées de calcite grenue.

La dolomite est beaucoup moins attaquée que la calcite, et lorsque les deux minéraux sont en présence, le premier diminue la solubilité du second ; mais lorsque, comme c'est fréquent, la dolomite est présente au taux de quelques pourcents seulement dans une roche calcaire, son importance est fortement diminuée dès que d'autres constituants - surtout les minéraux argileux - entrent en jeu.

Les minéraux argileux ont des effets opposés suivant qu'ils sont diffus dans la roche calcaire ou qu'ils forment un joint entre deux bancs. Dans le premier cas, ils ralentissent la dissolution en protégeant (plus ou moins, et souvent temporairement) les éléments solubles ; dans le second cas, leur imperméabilité même donne un effet inverse : le joint force l'eau à cheminer le long de la discontinuité qu'il forme dans la structure et favorise la concentration de l'eau et de l'action de dissolution, soit à son toit, soit à son mur.

Après l'argile, qui constitue le résidu de dissolution le plus abondant, il faut signaler, spécialement dans le Tournaisien, les articles de crinoïdes : bien qu'ils ne soient pas un "résidu insoluble", ils constituent parfois un abondant résidu de dissolution, qui ralentit l'eau et favorise son contact avec le calcaire et par là l'augmentation de la dureté de l'eau.

L'hématite et la limonite freinent la dissolution, surtout quand elles sont en quantité suffisante pour former un enduit (même très mince) sur la surface de la roche attaquée.

Enfin, nos observations microscopiques ont montré que l'influence de la structure pétrographique de la roche n'est guère perceptible que dans des calcaires très purs, car la présence, même en quantités faibles (10% et moins) d'autres minéraux, efface rapidement, par exemple, la différence que nous avons signalée entre cryptites d'une part et somatites et calcaires grenus d'autre part.

2. Conséquences des résultats des expériences.

Par la suppression de tout facteur de corrasion, les expériences en eau calme nous ont confirmé que les cryptites se dissolvent plus vite que les roches en calcite grenue.

Mais elles ont montré aussi que, même en eau calme, la dissolution donne toujours lieu à des départs de corpuscules par gravité ; dans la nature, a fortiori, il est donc illusoire de croire à un phénomène de pure dissolution : toujours une partie du matériel, non dissoute bien que soluble, tombe au fond de la cavité. On ne peut donc, dans les calcaires, calculer des bilans de matière à partir des produits de solubilité : ils donneront toujours des chiffres de départ de matière inférieurs à la réalité, même en eau absolument calme (1).

La vitesse de désagrégation granulaire s'est révélée, dans les mêmes expériences, beaucoup plus variable que la vitesse de dissolution. C'est donc la vitesse de désagrégation

(1) *En eau absolument calme, les fragments peuvent tomber du plafond et des parois mais ne sont évidemment pas transportés : ils n'entrent alors pas en ligne de compte dans le bilan. Même dans ce cas néanmoins il y a une modification qui a son importance sur le plan morphologique, et création d'un sédiment meuble.*

qui introduit la plus grande différenciation dans l'usure des calcaires paléozoïques étudiés.

L'absence totale de désagrégation sur les échantillons soumis à l'altération dans le sol donne à penser que la dissolution, dans le sol comme dans l'eau, est statistiquement le phénomène initial, et que la désagrégation granulaire le suit (abstraction faite de l'influence particulière du gel, non étudiée ici).

Enfin, à facteurs extérieurs constants, la dissolution, quand elle est l'agent principal d'ablation, ralentit progressivement, par mise à nu et éventuellement accumulation des constituants moins solubles ou insolubles. Il est dès lors dangereux (les courbes de mise en solution, entre autres, le montrent clairement) d'extrapoler linéairement dans le temps des vitesses de dissolution constatées en un temps déterminé.

3. Rôle de la tectonique.

La structure a une grande influence sur la morphologie des cavités : le pendage des roches, la position des plis anticlinaux et synclinaux, la direction des diaclases, la localisation des failles ont des effets déterminants sur le mouvement de l'eau et sur son accumulation.

Nous avons montré que le pendage des surfaces de discontinuité dans la roche (surface de stratification ou plan de diaclase) a finalement, dans la genèse des cavités, une influence plus grande que la nature du matériel le long de cette surface : par exemple, une surface de stratification peut séparer deux bancs calcaires ou un banc de calcaire et un lit de schiste ; une faille peut comporter ou non une brèche : les effets de la composition des lits ou des épontes s'effacent généralement devant les influences proprement structurales.

En ce qui concerne les failles, nous avons observé que les petites fractures donnent des fissures (parfois larges) à parois parallèles ; un pli-faille a donné naissance à une longue galerie, dont la pente est la même que celle de l'ennoyage du pli ; des failles de compression montrent des écroulements parfois importants, mais moins qu'une faille de relaxation.

A une toute autre échelle, la surrection de l'Ardenne a déterminé, en tout cas au Quaternaire supérieur, l'altitude de vastes conduits subhorizontaux constituant actuellement des galeries sèches.

Enfin, s'il était acquis antérieurement que les séismes peuvent parfois provoquer des effondrements dans les grottes, on comprendra aisément que l'importance éventuelle de leur action n'ait pu être précisée en un laps de temps dans lequel s'est produit un seul séisme sensible.

B. CONCLUSION : CARACTERISATION DES REGIONS KARSTIQUES ETUDIÉES.

1. Les facteurs géologiques du karst dans les calcaires paléozoïques de la Belgique.

Le Dévonien moyen et supérieur et le Calcaire Carbonifère comportent tous deux, parmi d'autres roches, d'épaisses formations où les calcaires purs dominent très largement.

Aussi est-ce à juste titre qu'après avoir placé le karst des calcaires dévoniens et dinantiens dans les mérokarsts, J. Cvijić (1960, p. 163) note qu'il se rapproche en

fait des types de transition entre mérokarst et holokarst (1). C'est en effet dans les formations à calcaires purs que sont localisées la grande majorité des grottes de notre pays et à peu près toutes les grandes grottes. Ceci montre l'importance que la dissolution a dans la genèse des grottes et conserve durant leur évolution.

B. Gèze (1965), évoquant une polémique ancienne mais toujours ouverte, écrit avec raison que "beaucoup d'auteurs se sont posé la question de savoir quel était le facteur prédominant de l'érosion physique ou de la corrosion chimique, dans le creusement des cavernes. Les avis les plus opposés ont été défendus avec des arguments tout aussi valables ...".

En ce qui concerne le karst des calcaires dévoniens et dinantiens de la Belgique, nous pensons que la répartition des cavités apporte une réponse claire : non seulement c'est dans les formations les plus solubles que s'observent le plus de grottes - fait attendu - mais notre travail nous a montré que presque toutes les grandes grottes y sont cantonnées : ce n'est donc pas seulement à l'origine que la solubilité importe, mais aussi lors du développement ultérieur, alors que des cours d'eau puissants parcourent la cavité. Certes, on verra dans la Troisième Partie de ce travail la grande part que prennent les éboulements dans l'évolution des grandes cavités. Il n'est pas question ici de sous-estimer les actions physiques, mais de constater une étroite corrélation entre les localisations des calcaires purs et des grandes cavités. Toutefois, dès qu'un

(1) J. CVIJIĆ oppose le holokarst, "karst complet, dans lequel toutes les formes karstiques sont parfaitement développées ..." au mérokarst, où "ne sont développés que certains traits du relief karstique ; d'autres manquent complètement ou sont considérablement modifiés" ; c'est le cas pour notre région ; mais il associe cela à des "roches impures" (op.cit., p. 155). Ce n'est pas le cas de nos calcaires, et cette définition trop complexe du mérokarst devrait être simplifiée pour être d'un emploi pratique.

calcaire comporte 90 à 95% de carbonate, nous n'avons pas remarqué que les grottes se développent davantage dans les bancs les plus purs, comportant par exemple 98 ou 99% de carbonates: quelques pourcents d'impuretés peuvent localement influencer les détails de la morphologie, mais n'entravent en général pas le développement du karst.

En ce qui concerne la dolomie, le Paléozoïque de Belgique ne vérifie guère l'idée de P. Birot (1966) que "les dolomies se montrent très favorables à la création de cavités souterraines de dimensions moyennes "(p. 221) (1). Au contraire, on n'y trouve guère en Belgique que des cavités modestes sinon très petites (à Marche-les-Dames, par exemple). L'altération de la dolomie en sable favorise la naissance de remplissages qui, sans arrêter l'eau, la ralentissent considérablement ; et la perméabilité en petit des dolomies, bien que faible, est beaucoup plus élevée, dans notre Paléozoïque, que celle des calcaires, ce qui ne favorise pas la concentration de l'eau.

Enfin, les calcaires paléozoïques de Belgique se caractérisent par une structure plissée qui les oppose aux grands karsts tabulaires classiques. Les plis et les failles imposent à l'eau en bien des endroits sa direction d'écoulement, parfois sa pente. Et la complexité de la tectonique fait que direction et pente se modifient rapidement d'un endroit à l'autre d'une même région. Mais la structure a une autre conséquence encore plus importante : les affleurements des calcaires sont séparés par des anticlinaux, et parfois par des synclinaux, de roches siliceuses ou silicatées qui interrompent la circulation karstique : ce caractère de karst barré

(1) Nous avons eu l'occasion de visiter en France la Grotte de Moulis, siège du Laboratoire souterrain du C.N.R.S. C'est une très vaste grotte, dont le développement dépasse en tout cas un kilomètre, et dont une grande partie au moins est creusée dans une dolomie calcitique.

se répercute directement sur la géochimie des eaux et par là sur l'évolution des cavités : les circulations qui ne suivent pas exactement la stratification des calcaires, mais qui traversent au contraire ceux-ci, obliquement ou perpendiculairement, quittent le calcaire après un parcours de peu de kilomètres, et parfois d'une ou de quelques centaines de mètres. Ces eaux n'ont dès lors pas le temps de se saturer. Il en découle que la vitesse de dissolution est alors plus importante que les conditions d'équilibre. C'est ce qui explique le développement que nous avons cru devoir donner dans la Première Partie de ce travail à la cinétique de la dissolution.

2. Importante différence entre les calcaires dévoniens et les calcaires dinantiens.

Il y a nettement plus de grandes grottes dans le Dévonien (en particulier le Frasnien, mais aussi le Givetien supérieur) que dans le Dinantien (où elles sont surtout dans le Viséen).

Or on a vu (chapitre I), sur la base d'analyses chimiques, que les formations les plus pures du Dinantien, qui sont dans le Viséen, comportent globalement moins de produits insolubles que les formations les plus pures du Dévonien, qui sont surtout dans le Frasnien et à un moindre titre dans le Givetien.

Nous ne pouvons donc accepter sur cette question les vues de J. Cvijić (1960, p. 165) qui lie la différence entre Dévonien et Dinantien au fait que les calcaires dévoniens "par leur pureté se prêtent le mieux à l'action dissolvante des eaux".

En fait, cette différence n'a jamais, à notre connaissance, été expliquée. La lithologie y joue un rôle, du fait de l'inégale répartition des niveaux de dolomie et de schistes.

La dolomie est présente dans les deux ensembles mais, dans le Dinantien, elle constitue généralement un niveau assez épais et, dans la situation la plus fréquente - celle où le Dinantien affleure sous forme d'un synclinal entouré et dominé par des reliefs psammitiques - cette dolomie forme une ceinture entourant les niveaux de calcaires purs qui forment le coeur du synclinal : les eaux allogènes qui pénètrent dans le synclinal traversent cette ceinture, y sont ralenties par le sable dolomitique qui encombre les conduits, et y acquièrent une certaine dureté, sans donner lieu à de grandes cavités ; cette dureté diminue fortement leur agressivité avant que les eaux parviennent aux calcaires purs, qui sont ainsi moins attaqués. Les niveaux dolomitiques du Dévonien sont plus souvent constitués de calcaire dolomitique, susceptible de karstification, et les niveaux de dolomie proprement dite sont dans l'ensemble moins épais.

Par contre, le Givetien et le Frasnien calcaires comprennent plus de niveaux schisteux que le Viséen (1) ; mais ces niveaux ne sont pas un frein à la dissolution car ils provoquent - soit au toit, soit au mur, suivant les situations hydrogéologiques - des concentrations d'eau, et des chemine-
ments d'eau le long des surfaces de stratification qui délimitent les schistes.

Mais, bien plus que la composition des assises, la structure géologique (et les grands traits du relief qui en découlent) est le facteur primordial de différenciation des deux ensembles karstiques.

a - Nous avons exposé dans la Première Partie l'effet de la structure sur la dureté des eaux : les trois quarts des

(1) Nous envisageons ici les niveaux ayant au moins quelques mètres de puissance, car les lits de quelques décimètres n'ont guère d'influence hydrogéologique à l'échelle régionale.

affleurements du Calcaire Carbonifère constituent des synclinaux entourés des "psammites du Condroz" qui sont eux-mêmes calcareux et fournissent au Calcaire Carbonifère une eau par avance très dure ; la très grande majorité des affleurements de calcaires dévoniens jouxtent au contraire d'un côté des roches plus jeunes : des schistes, généralement en dépression par rapport à la bande calcaire, et de l'autre côté des roches plus anciennes : schistes et roches siliceuses, situées topographiquement en contre-haut de la bande calcaire ; ce sont ces roches qui la fournissent en eau, une eau très douce. Nous ne reviendrons pas ici sur les modalités de cette différence, mais il fallait rappeler que c'est une conséquence directe de la structure.

b - Le Dinantien est d'autre part couvert sur des surfaces assez importantes par des sédiments tertiaires, donc discordants sur la structure varisque du Paléozoïque, sédiments qui sont plus rares sur les calcaires dévoniens, surtout tout le long de la zone d'affleurement la plus importante de ces calcaires : la longue bande qui borde l'Ardenne au Nord.

Les placages tertiaires ont sur le karst un effet inhibiteur, en empêchant l'écoulement des eaux météoriques sur le calcaire, en écartant la végétation du calcaire, en retenant une partie de l'eau.

Ce facteur joue donc également en faveur d'une plus grande action de l'eau sur les calcaires mésodévoniens et néodévoniens.

c - Par contre, le Dinantien peut présenter, dans les fonds de ses synclinaux, de grandes réserves d'eau. Mais les phénomènes karstiques qui pourraient s'y présenter sont pratiquement, dans leur ensemble, impossibles à explorer ; d'autre part, il découle de notre étude des eaux (voir Première Partie) que celles-ci sont, dans la nature actuelle, saturées en carbonates bien avant d'atteindre ces profondeurs.

Ainsi, la structure, qui a imprimé au karst des calcaires paléozoïques de la Belgique son unité de caractère (influence des pendages forts, des failles), a aussi déterminé sa division en deux ensembles majeurs bien différenciés.

+

+

+

BIBLIOGRAPHIE

- ALEXANDRE J. - 1957 - La restitution des surfaces d'aplanissement tertiaires de l'Ardenne Centrale et ses enseignements.
Annales de la Société géologique de Belgique : 81, M 333-423.
- BAISERT D. - 1967 - Analyse des Nomenklaturen sedimentärer Karbonatgesteine.
Zeitschrift für angewandte Geologie : 13, 642-650.
- BELLIERE J. - 1951 - Contribution à l'étude des faciès calcaireux des Psammites du Condroz (Famennien Belge).
3ème Congrès international de Sédimentologie.
Wageningen 1951, pp. 57-65.
- BELLIERE J. - 1953 - Note sur le calcaire famennien de Baelen et ses stromatactis.
Annales de la Société géologique de Belgique:76, B 115-128.
- BIROT P. - 1966 - Le relief calcaire.
C.D.U., collection "Les cours de Sorbonne",
Paris (polycopié), 238 p.
- BRETZ J.H. - 1942 - Vadose and phreatic features of limestone caverns.
Journal of Geology : 50, 675-811.
- CAMERMAN C. - 1947 - Les roches calcaires de la Belgique.
Congrès de 1947 de l'Association des Ingénieurs sortis de l'Ecole de Liège, Section Géologie,
pp. 317-381.
- CAYEUX L. - 1916 - Introduction à l'étude pétrographique des roches sédimentaires.
Paris, 524 p.
- CAYEUX L. - 1935 - Les roches sédimentaires de France.
Roches carbonatées.
Paris, 463 p.
- CHILINGAR G.V., BISSEL H.J. et FAIRBRIDGE R.W. (editors)
- 1967 - Carbonate Rocks, Amsterdam, London,
New York : 3 volumes.
Volume A : Origin, Occurrence and Classification, 471 p.
Volume B : Physical and chemical Aspects : 413 p.

- CORBEL J. - 1957 - Les karsts du Nord Ouest de l'Europe.
Institut des Etudes Rhodaniennes de l'Université
de Lyon. (Mémoires et Documents) : 12, 1-541.
- CVIJIĆ J. - 1960 - La géographie des terrains calcaires.
Monographies de l'Académie serbe des Sciences
et des Arts, Belgrade : 341, 212 p.
- DELHAYE F. - 1908 - Les bruits de montagne aux carrières de
marbre de la région de Carrare.
Annales de la Société géologique de Belgique : 40,
35.
- DELHAYE F. - 1914 - Sur le phénomène de dilatation et les
autoclases des roches calcaires.
Annales de la Société géologique de Belgique : 41,
94-97.
- DELHAYE F. - 1924 - Les autoclases à la carrière de Biesmes.
Annales de la Société géologique de Belgique : 47.
- EK C. - 1957 - Les terrasses de l'Ourthe et de l'Amblève
inférieures.
Annales de la Société géologique de Belgique : 80,
333-353.
- EK C. - 1961 - Conduits souterrains en relation avec les
terrasses fluviales.
Annales de la Société géologique de Belgique : 84,
313-340.
- EK C. - 1964 - Les phases successives de l'évolution de cer-
tains conduits vadoses.
Troisième Congrès international de Spéléologie : 2,
49-52.
- EK C. - 1966 - Une relation entre des grottes à développement
horizontal et les terrasses fluviales.
Troisième Congrès international de Spéléologie
(Vienne, 1961) : 5, 83-86.
- FOLK R.L. - 1959 - Practical petrographic classification
of Limestones.
Bulletin of the American Association of Petroleum
Geologists : 43, 1, 1-38.
- FOURMARIER P. - 1949 - Le faciès "macigno de Souverain-Pré"
du Famennien dans la Fenêtre de Theux.
Annales de la Société géologique de Belgique : 73.

- FOURMARIER P. - 1953 - La position stratigraphique du "Marbre de Baelen".
Annales de la Société géologique de Belgique : 77, B 29-37.
- FOURMARIER P. - 1954 - La Tectonique,
in Prodrôme d'une description géologique de la Belgique. Liège, 1954, 826 p.
- FOURMARIER P. (sous la direction de) - 1954 - Prodrôme d'une description géologique de la Belgique, Liège, 826 p.
- FOURMARIER P. - 1958 - Carte géologique de la Belgique à l'échelle de 1/25.000 : Feuille Louveigné-Spa. Bruxelles, 1958.
- FOURMARIER P. - 1958 - Texte explicatif de la Feuille Louveigné-Spa. Bruxelles, 1958, 55 p. et 3 planches h.-t.
- GEZE B. - 1965 - La spéléologie scientifique. Editions du Seuil, Paris, 190 p.
- GRABAU A.W. - 1904 - On the classification of sedimentary rocks.
American Geologist : 33, 228-247.
- GRABAU A.W. - 1913 - Principles of stratigraphy. New York, 1185 p.
- GRAULICH J.M. - 1963 - Les sondages de Pepinster.
Annales de la Société géologique de Belgique : 86, B 165-178.
- HAM W.E. (editor) - 1962 - Classification of carbonate rocks. A symposium.
American Association of Petroleum Geologists, memoir 1, 280 p.
- KAISIN F. - 1927 - Contribution à l'étude des caractères lithologiques et du mode de formation des roches calcaires de Belgique.
Académie royale de Belgique, Classe des Sciences, Mémoires in 4°, deuxième série : 8, 118 p.
- KAISIN F. et DE PIERPONT E. - 1939 - Hydrogéologie des calcaires de la Belgique. Louvain, 111 p.

- KAYE C.A. - 1957 - The effect of solvent motion on limestone solution,
Journal of Geology : 65, 35-46.
- KRYNINE P.D. - 1948 - The megascopic study and field classification of sedimentary rocks.
Journal of Geology : 56, 130-165.
- LECOMPTE M. - 1936 - Contributions à la connaissance des "récifs" du Frasnien de l'Ardenne.
Mémoires de l'Institut de Géologie de l'Université de Louvain : 10, 30-112.
- LECOMPTE M. - 1960 - Compte rendu de la Session extraordinaire de la Société géologique de Belgique et de la Société belge de Géologie du 25 au 28 septembre 1959 (Le phénomène récifal dévonien).
Annales de la Société géologique de Belgique : 83, S 1-134.
- MACAR P. - 1938 - Compte rendu de l'excursion du 24 avril 1938 consacrée à l'étude des terrasses de la Meuse.
Annales de la Société géologique de Belgique : 61, 187-217.
- MACAR P. - 1954 - L'évolution géomorphologique de l'Ardenne.
Bulletin de la Société royale belge de Géographie: 78, 1-23.
- MACAR P. - 1957 - Résultats d'ensemble d'études récentes sur les terrasses fluviales et les formes d'érosion associées en Haute Belgique.
Annales de la Société géologique de Belgique : 80, 395-412.
- MACAR P. - 1965 - Aperçu synthétique sur l'évolution géomorphologique de l'Ardenne.
La Géographie (Bruxelles) : 64, 1-11.
- MARTEL E.A. - 1900 - La spéléologie.
Collection Scientia, Chartres, 126 p.
- MARTEL E.A. - 1908 - L'évolution souterraine.
Flammarion, Paris, 388 p.
- MARTEL E.A. - 1921 - Nouveau traité des eaux souterraines.
Doin, Paris, 840 p.

- MONJOIE A. - 1965 - Contribution à l'étude du Givetien d'Aisne.
Annales de la Société géologique de Belgique : 88, B 125-149.
- MONTY Cl. - 1963 - Bases d'une nomenclature des roches calcaires marines.
Annales de la Société géologique de Belgique : 86, B 87-122.
- PEL J. - 1965 - Etude du Givetien à sédimentation rythmique de la région de Hotton-Hampteau.
Annales de la Société géologique de Belgique : 88, B 1-51.
- PEL J. et MONJOIE A. - 1964 - Sédimentologie du Frasnien de la région de Huccorgne (Synclinorium de Namur).
Annales de la Société géologique de Belgique : 87, B 175-200.
- PETTIJOHN F.J. - 1949 - Sedimentary Rocks.
New York, 526 p.
- PIRLET H. - 1965 - Classification des calcaires de la série des aréno-cryptites.
Annales de la Société géologique de Belgique : 88, 395-410.
- PISSART A. - 1961 - Les terrasses de la Meuse et de la Semois. La capture de la Meuse lorraine par la Meuse de Dinant.
Annales de la Société géologique de Belgique : 84, M 1-108.
- ROQUES H. - 1964 - Contribution à l'étude statique et cinétique des systèmes gaz carbonique - eau - carbonate.
Annales de Spéléologie : 19, 255-484.
- SHROCK R.R. - 1948 - A classification of sedimentary rocks.
Journal of Geology : 56, 118-129.
- WATSON R.A. - 1965 - Similitude in experiments in cave geology.
Bulletin of the National Speleologic. Society : 27, 65-76.
- WEYL P.K. - 1958 - The solution kinetics of calcite.
Journal of Geology : 66, 163-176.

A d d e n d u m

- MOWAT G.D. - 1962 - Progressive changes of shape by solution in the laboratory. Cave Notes : 4, 45-59.

T A B L E D E S M A T I E R E S

=====

Pages

DEUXIEME PARTIE

Les facteurs géologiques de la karstification

INTRODUCTION

Les formations étudiées

Plan de l'exposé

I

II

IV

Chapitre I

Les facteurs lithologiques. 1. La composition chimique

Sommaire

1

A. La composition chimique

3

1. Dévonien moyen et supérieur

4

2. Dinantien

11

B. Comparaison des solubilités respectives des calcaires dévoniens et dinantiens

18

1. La teneur en carbonates

18

2. Le pourcentage de dolomite

19

3. Le résidu insoluble

20

Chapitre II

Les facteurs lithologiques. 2. Minéralogie, structure pétrographique, stratification

Sommaire

22

A. Terminologie

23

1. Terminologie des calcaires et des dolomies

23

2. Constituants autres que les carbonates

26

B. Observations sur les effets de la minéralogie et de la structure pétrographique

26

1. Méthode

26

2. Résultats

29

3. Conclusion

36

C. Joints et surfaces de stratification

38

1. Les joints de stratification

38

2. Les surfaces de stratification

40

D. Expériences de dissolution

41

1. Principe et méthode

41

2. Résultats pondéraux des expériences

45

3. Résultats morphologiques des expériences

56

4. Conclusions des expériences de dissolution

59

E. Test de décomposition d'échantillons de calcaires dans le sol	61
1. Principe et méthode	61
2. Résultats pondéraux	62
3. Absence d'effets observables sur la morphologie des échantillons	63
4. Conclusions	64

Chapitre III

Les facteurs tectoniques

Sommaire	68
A. Influences structurales	69
1. Le pendage et la direction des bancs	71
2. Les diaclases	77
3. Les failles	82
B. Influences tectoniques actives	89
1. La surrection de l'Ardenne au Tertiaire et au Quaternaire	89
2. Séismes et autoclases	91

Appendice au chapitre III

Notice explicative de la Carte géologique au 1/500 de la Grotte de Remouchamps	96
Introduction	96
I. Présentation de la carte	98
1. Le contenu de la carte	98
2. Les modes de projection	98
II. Stratigraphie	99
1. Les connaissances antérieures	99
2. L'apport de la carte	99
IIII. Tectonique	102
1. Les connaissances antérieures	102
2. L'apport de la carte	102

Chapitre IV

Les roches carbonatées paléozoïques dans leurs rapports avec la karstification

Sommaire	104
A. Synthèse du rôle de la lithologie et de la tectonique dans le processus de la karstification	105
1. Composition chimique et minéralogique ; pétrographie	105

	122
2. Conséquence des résultats des expériences	106
3. Rôle de la tectonique	107
B. Conclusions : caractérisation des régions karstiques étudiées	108
1. Les facteurs géologiques du karst dans les calcaires paléozoïques de la Belgique	108
2. Importante différence entre les calcaires dévoniens et les calcaires dinantiens	111
Bibliographie	115

+

+

+