

Quelques aspects des rapports karst-structure dans le Jura : exemple de la région d'Oyonnax

A. Sbai

Citer ce document / Cite this document :

Sbai A. Quelques aspects des rapports karst-structure dans le Jura : exemple de la région d'Oyonnax. In: Revue Géographique de l'Est. Tome 28, N°2-4, année 1988. Géographie physique de la France de l'Est. pp. 97-118;

doi : <https://doi.org/10.3406/rgest.1988.1638>

https://www.persee.fr/doc/rgest_0035-3213_1988_num_28_2_1638

Fichier pdf généré le 11/04/2018

Résumé

Résumé. — La diversité des formes karstiques de la région d'Oyonnax s'exprime dans l'association des paysages de dépressions et de buttes et de profondes gorges transverses dans lesquelles apparaissent les principales émergences.

La trame structurale est déterminante dans la répartition de ces formes karstiques. Par contre la trame bioclimatique détermine un étagement des processus actuels. Ce modelé karstique serait dérivé d'une surface d'érosion « prépontienne » et souligne le rôle morphogénique des périodes glaciaires et périglaciaires.

La dissolution spécifique est importante (78-89 mm/1 000 ans) mais n'atteint pas l'optimum rencontré dans les karsts montagnards forestiers du Vercors par exemple (120-170 mm/1 000 ans).

Abstract

Abstract : Some features of the karst - Structure relationship in french Jura : the example of the area of Oyonnax.

The diversity of karst landforms in the area of Oyonnax is shown in the association of depressions and mounts landscapes and of deep-cut transverse gorges which main rising floods are flowing in.

The structural framework is déterminant in the distribution of karst landforms forms. On the other hand, the bioclimatic framework settles the altitudinal séquence of present processes.

This karst landform would stem from a « prepontian » erosional surface and underlines the morphogenic action of periglacial and glacial periodes.

The limestone dissolution rate is high (78-89 mm/1 000 y), but it does not reach the optimum of forest mountain karsts like Vercors (120-170 mm/ 1 000 y).

QUELQUES ASPECTS DES RAPPORTS KARST-STRUCTURE DANS LE JURA : EXEMPLE DE LA RÉGION D'OYONNAX (AIN, JURA MÉRIDIONAL)

RÉSUMÉ. — La diversité des formes karstiques de la région d'Oyonnax s'exprime dans l'association des paysages de dépressions et de buttes et de profondes gorges transverses dans lesquelles apparaissent les principales émergences.

La trame structurale est déterminante dans la répartition de ces formes karstiques. Par contre la trame bioclimatique détermine un étagement des processus actuels. Ce modelé karstique serait dérivé d'une surface d'érosion « prépontienne » et souligne le rôle morphogénique des périodes glaciaires et périglaciaires.

La dissolution spécifique est importante (78-89 mm/1 000 ans) mais n'atteint pas l'optimum rencontré dans les karsts montagnards forestiers du Vercors par exemple (120-170 mm/1 000 ans).

ABSTRACT : SOME FEATURES OF THE KARST - STRUCTURE RELATIONSHIP IN FRENCH JURA : THE EXAMPLE OF THE AREA OF OYONNAX.

The diversity of karst landforms in the area of Oyonnax is shown in the association of depressions and mounts landscapes and of deep-cut transverse gorges which main rising floods are flowing in.

The structural framework is determinant in the distribution of karst landforms forms. On the other hand, the bioclimatic framework settles the altitudinal sequence of present processes.

This karst landform would stem from a « prepontian » erosional surface and underlines the morphogenic action of periglacial and glacial periods.

The limestone dissolution rate is high (78-89 mm/1 000 y), but it does not reach the optimum of forest mountain karsts like Vercors (120-170 mm/1 000 y).

Mots-clés : KARST - STRUCTURE - PROCESSUS - KARSTOGENÈSE - DISSOLUTION SPÉCIFIQUE - HÉRITAGES - OYONNAX - JURA - FRANCE.

INTRODUCTION

Située dans le Jura (Fig. 1), la région d'Oyonnax culmine à 1 000-1 100 m à l'Est ; ses lourds chaînons calcaires s'abaissent progressivement vers l'Ouest. Cette région se caractérise par une grande variété des formes karstiques qui résultent de l'importance de la tectonique et de la structure des roches dans le modelé. La morphologie karstique y présente des formes mineures « classiques » (dolines, lapiés...) ; l'orogénèse est miopliocène et la karstification s'effectue en liaison étroite avec les mouvements tectoniques.

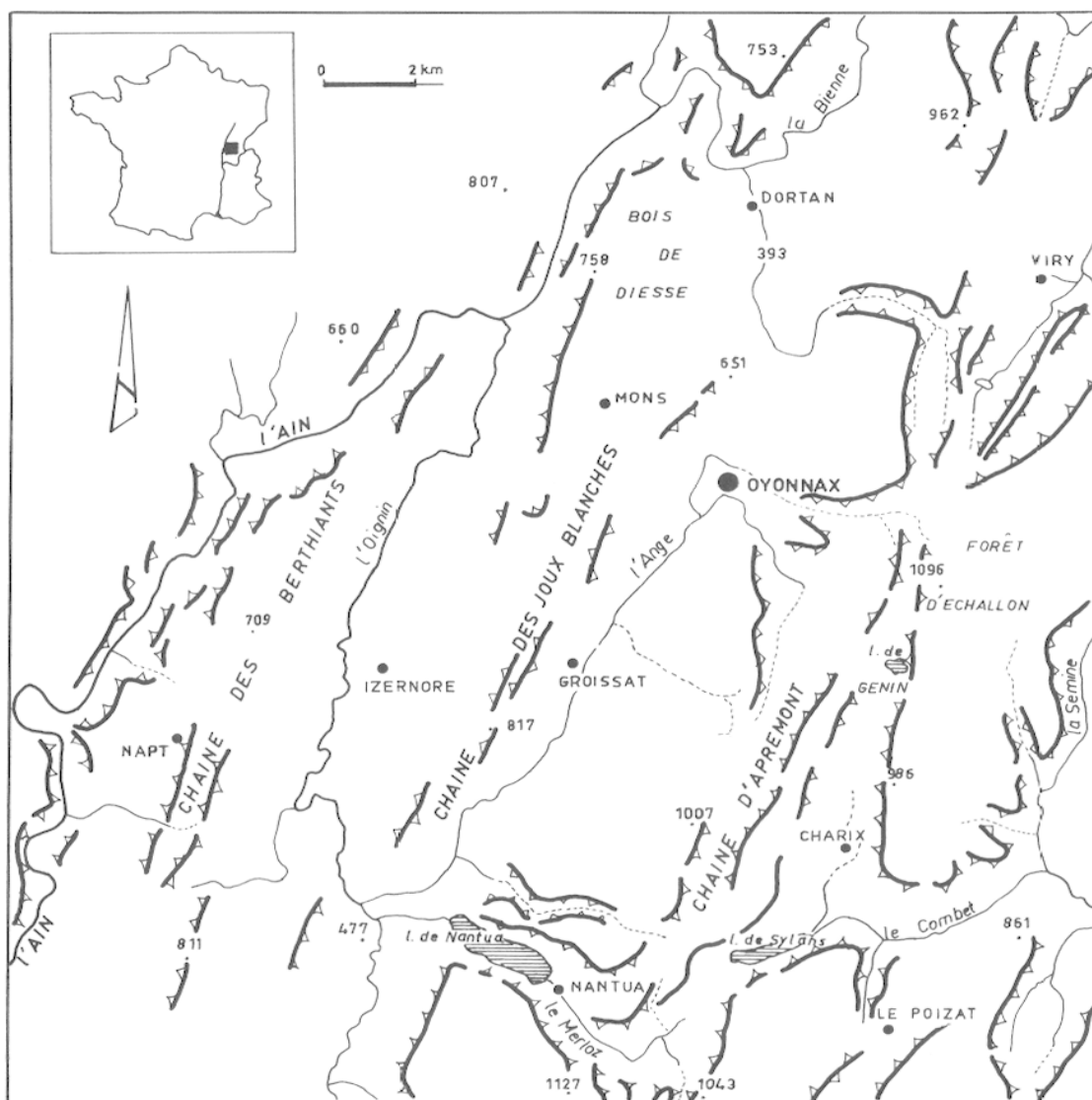


Fig. 1 : Carte de situation de la région d'Oyonnax
Situation map of the area of Oyonnax

I. — LA TRAME STRUCTURALE

LA PUISSANCE DES SÉRIES CARBONATÉES FAVORABLES AU DÉVELOPPEMENT DU KARST.

La région d'Oyonnax est constituée d'une série sédimentaire très épaisse de calcaires jurassiques et crétacés. Cette puissance rend compte des possibilités de la karstification. En général, il s'agit des formations du Jurassique et du Crétacé inférieur (Valanginien-Hautérien), calcaires à faciès variés correspondant à une sédimentation carbonatée de plate-forme continentale. Ces séries comptent d'importantes intercalations marneuses qui constituent des planchers imperméables. Les calcaires du Jurassique supérieur forment les corniches majestueuses du Jura (crêts et barres). Mais d'autres assises calcaires du Jurassique moyen constituent aussi l'ossature du relief.

Ces séries calcaires ont été favorables au développement des cavernements et des systèmes hydrologiques. Toutefois, localement, grâce à l'intervention des accidents tectoniques, quelques systèmes karstiques sont mieux réalisés.

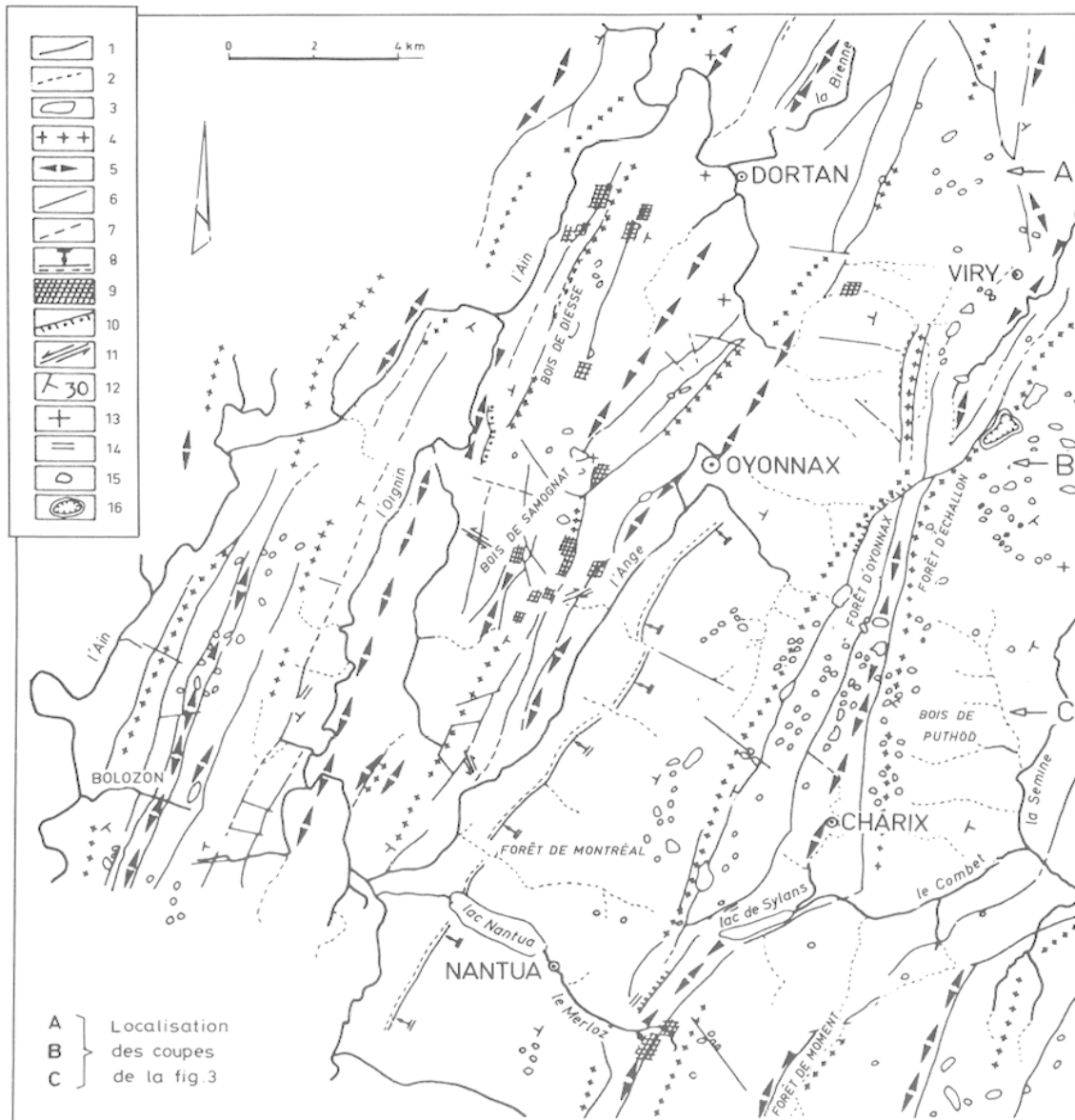
Il faut retenir l'existence de trois grandes séries karstifiables, toutes directement impliquées dans la karstification superficielle et profonde de la région d'Oyonnax.

— Le Crétacé inférieur, composé d'une alternance de calcaires et de marnes forme une série de plus de 100 m d'épaisseur. Cette série peu épaisse est limitée dans les axes des plis. Le Purbeckien étant le plancher imperméable. Sa capacité d'emmagasinement est insuffisante pour en faire un aquifère de grande valeur ; elle ne joue donc qu'un rôle secondaire.

— Le Jurassique supérieur, d'une puissance de 300 à 850 m, est formé de calcaires durs à grains fins oolithiques ou à débris avec des intercalations marneuses. Les calcaires sont généralement massifs ou en plaquettes, souvent fracturés, peu poreux (1,6-6,2 % : 20 ech) et marqués par les phénomènes de dissolution. Il est vraisemblable que les eaux infiltrées descendent jusqu'à l'Oxfordien qui constitue un écran imperméable. Cette série constitue la carapace de la plupart des anticlinaux de la région d'Oyonnax. C'est le niveau karstifiable par excellence. Elle est interrompue par quelques intercalations de faible épaisseur, plus ou moins riches en minéraux argileux. La roche elle-même, à part les formations coralligènes, en contient aussi une certaine proportion. Ces impuretés ne sont pas sans influence sur l'évolution du relief.

— Le Jurassique moyen, épais de plus de 200 m, est formé de deux niveaux moins épais que ceux du Crétacé inférieur et du Jurassique supérieur : un niveau supérieur biodétritique, pseudoolithique ou oolithique (Bathonien) et un niveau de calcaires beiges cryptocristallins argileux, à entroques et spathiques (Bajocien). Leurs affleure-

ments sont limités, mais ils bénéficient, grâce à leur position stratigraphique, des infiltrations des eaux des unités supérieures. Cet ensemble n'est pas très favorable à la karstification (porosité très faible : 1,4-2,7 % : 20 ech).



1. cours d'eau perenne ; 2. cours d'eau temporaire ; 3. lac ; 4. axe anticlinal ; 5. axe synclinal ; 6. faille ; 7. faille supposée ; 8. flexure ; 9. zone broyée ; 10. chevauchement ; 11. faille à jeu décrochant ; 12. pendage (en °) ; 13. couche horizontale ; 14. couche verticale ; 15. doline ; 16. combe doline.

1. permanent streams ; 2. temporary streams ; 3. lake ; 4. anticlinal axis ; 5. synclinal axis ; 6. fault ; 7. supposed fault ; 8. flexure ; 9. ground zone ; 10. thrust ; 11. strike-slip fault ; 12. dip (in °) ; 13. horizontal folds ; 14. vertical folds ; 15. doline ; 16. doline-combe.

Fig. 2 : Répartition des dolines et principaux éléments de la structure
Distribution of dolines and principal elements of the structure

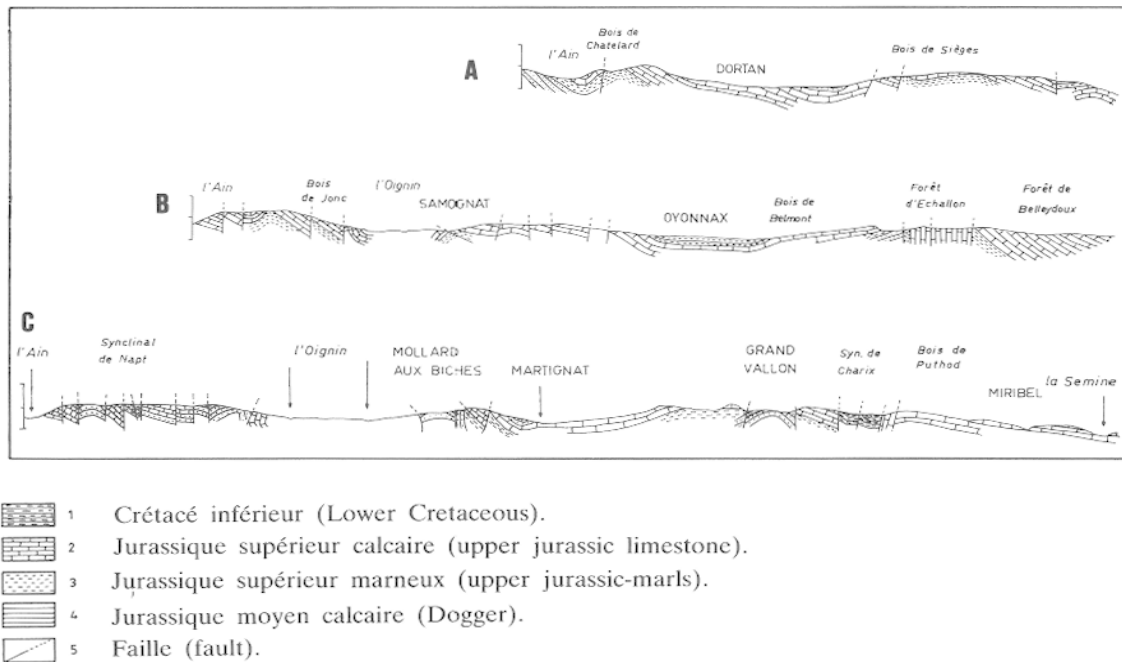


Fig. 3 : Coupes transversales (les coupes sont repérées sur la figure 2)

LA DISPOSITION DES UNITÉS : DES SYSTÈMES STRUCTURAUX DE TYPES VARIÉS (Fig. 2 et 3).

Tectoniquement, la région d'Oyonnax a une structure faillée et plissée. Les plis sont généralement coffrés ou en baquet ; ils appartiennent à la catégorie des chaînes subalpines. Elle peut se subdiviser en deux régions structurales :

— à l'Est, la Haute Chaîne est caractérisée par une suite de lourds anticlinaux (mont d'Ain, Echallon-Belleydoux...) donnant des monts qui dominent des bassins synclinaux (l'Ange, Charix-Viry...). Cette unité est échancrée par des cluses (Nantua *s.l.*, la Bienne...) où jaillissent de nombreuses sources. L'organisation du relief est déterminée par ces grandes percées et des vallées longitudinales qui le divisent en plusieurs secteurs successifs. Son énergie dépend de l'intensité des mouvements tardi et post-orogéniques et de l'importance du creusement fluvial et glaciaire quaternaire. Ces structures plissées rendent compte du grand développement des formes karstiques.

— à l'Ouest, le Jura externe est constitué par des plateaux, correspondant soit à des structures tabulaires ou plissées (le style plissé se trouve étroitement localisé) : chaînes des Berthians et des Joux blanches, plus ou moins arasées soit à de longs bassins synclinaux (l'Oignin). La prédominance d'une morphologie de plateaux ne doit pas nous faire oublier la complexité tectonique de ces unités.

Celles-ci se caractérisent par l'intensité de la tectonique qui les a affectées et découpées en lanières.

Deux directions majeures sont à retenir :

— une fracturation grossièrement NE-SW (failles longitudinales) d'extension importante ; elles sont prépondérantes dans la répartition des formes karstiques.

— une fracturation grossièrement SE-NW (failles transverses), d'extension plus réduite.

Néanmoins, hors des zones déblayées par l'érosion différentielle, les failles sont nettement nivelées par des plans d'érosion. En effet toutes les structures ont été arasées à plusieurs reprises. On peut distinguer deux surfaces d'érosion qui apparaissent nettement dans la région d'Oyonnax (A. Sbai, 1986) :

— une surface d'érosion supérieure,

— une surface d'érosion emboîtée (aplanissement partiel).

Dans l'ensemble, le quadrillage tectonique (accidents longitudinaux et transverses, charnières...) détermine les systèmes hydrogéologiques souterrains et les positions des formes superficielles, et, en particulier, l'orientation de nombreuses petites dolines et des lapiés.

L'analyse structurale montre la variété et la complexité des systèmes karstiques de la région d'Oyonnax. Mais cette variété est, bien sûr, plus importante encore si l'on envisage le rôle de la trame morphoclimatique et celui des héritages paléomorphologiques.

II. — LES FORMES KARSTIQUES

Les ensembles morphostructuraux les plus étendus ont chacun un style et une configuration particulières. C'est sur la Haute Chaîne que les formes karstiques sont particulièrement développées. Cette unité livre un paysage où le karst domine.

La région d'Oyonnax se caractérise par une grande variété de formes karstiques superficielles : dolines, lapiés, vallées sèches, combes fermées, éperons rocheux.

LES DOLINES

Ce sont des formes fermées et qui présentent des soutirages karstiques ; elles se sont développées grâce à des actions chimiques et mécaniques (D. Aubert, 1966). Le modelé le plus net apparaît sur les surfaces sommitales des chaînons et moins fréquemment dans les bassins. D'ampleur diverse, ces dépressions s'inscrivent pour la plupart

dans le modelé karstique du premier ordre. Elles vont de la doline anonyme plus ou moins esquissée, aux formes plus vastes, au fond tapissé de terra-rossa, de colluvions... On trouve également des micro-formes qui apparaissent localement (cuvettes karstiques du 2^e ordre) ; de petite taille, ces manifestations d'un soutirage actuel sont parfois plus vastes découvrant des fissures crypto-karstiques.

Répartition (Fig. 2)

Leur densité est maximale sur les calcaires du Jurassique supérieur alors qu'elles sont peu nombreuses dans les séries du Jurassique moyen et du Crétacé inférieur. On voit donc nettement le rôle de la lithologie dans la répartition de ces dépressions. Elles apparaissent toujours lorsque la lithologie montre une série karstifiable reposant sur des niveaux relativement imperméables. Mais cette série est pétrographiquement très différenciée. Ainsi les dolines se sont développées dans les différents faciès calcaires.

Du point de vue spatial, leur répartition varie selon les unités morphostructurales. Elles apparaissent surtout dans la Haute Chaîne. Les dolines de tailles moyennes (20-100 m de diamètre et 10-20 m de profondeur) sont les plus fréquentes. Dans les chaînes des Berthiants et des Joux blanches (Jura externe), les dolines paraissent peu répandues.

Morphologie

Sur le plan morphologique, ces dolines prennent des formes variées (en baquet, à flancs plus abrupts (doline d'effondrement (?), en « verre de montre », allongées, complexes...) définies par les éléments de la structure (pendage, faille...) et de la morphologie (orientation, action des glaciers...). Les dolines évoluées présentent une accumulation importante de colluvions, de moraines et de terra-rossa surtout dans les dolines en verre de montre. Certaines dolines ont plutôt des fonds tourbeux. L'espace inter-doline est occupé par des champs de lapiés, des chicots rocheux ou seulement par des calcaires couverts de colluvions.

On peut distinguer les types suivants :

- dolines en « verre de montre »

Ce sont des dépressions larges et peu profondes, les plus grandes évoluent vers la forme petit poljé, à fond plat couvert de colluvions. Leur densité est maximale sur les calcaires du Jurassique supérieur comme dans la forêt d'Echallon ou au Nord de Sonthonnax-la-Montagne (Chaîne des Berthiants). Ces formes de dissolution se développent plus facilement sur les calcaires du Malm qui sont plus sensibles à la dissolution superficielle. Cette série karstifiable est d'une épaisseur importante et repose sur un niveau servant de plancher imperméable (marnes de l'Oxfordien) sur lequel la dissolution est bloquée.

Mais à l'intérieur même de cette série, apparaissent des passées marneuses. Une fois ces couches marneuses atteintes, la dissolution s'effectue latéralement et la doline évolue en s'élargissant.

LE MODELÉ FLUVIOKARSTIQUE (VALLÉES SÈCHES)

Ce sont des vallées qui ne présentent pas d'écoulement de surface par suite de l'absorption des eaux dans le sous-sol (P. FENELON, 1967). Leurs versants ont des pentes différentes. Elles se disposent en fonction du canevas topographique et structural. Localisées dans les zones élevées, elles constituent souvent la tête de ravins qui s'encaissent brutalement à l'aval. Quelques-unes sont suspendues au-dessus des bassins et des cluses. Dans d'autres endroits, elles forment des chapelets de dépressions drainées par des ruisseaux. Des dolines peuvent éventuellement s'y inscrire.

Ce modelé parakarstique est bien développé, compte tenu des possibilités d'écoulement superficiel sur les colluvions et les faciès marno-calcaires du Jurassique et du Crétacé inférieur. Ce sont donc des héritages d'une phase où le drainage superficiel avait une dominance sur le drainage souterrain. Leur abondance atteste de la difficulté d'infiltration des eaux à cette époque, même si l'écoulement actuel est souterrain. Leur évolution a été favorisée comme les autres formes karstiques par les faciès calcaires du Jurassique supérieur.

Ces vallées débouchent à proximité des rivières principales et des émergences. On est donc amené à penser à des systèmes souterrains actuels à la verticale de ces vallées comme dans les causses (J. ROUIRE, 1963 ; A. CAVAILLÉ, 1978).

Ces vallées ne montrent que des indices de façonnement périglaciaire ; une intense activité périglaciaire y est fossilisée sous forme d'un réseau abondant de vallées sèches à remplissage colluvial avec localement des marques de remaniement typiques de l'existence d'un sol gelé permanent (M. CAMPY et A. PHARISAT 1976) : fentes en coins, figures d'injection et de cryoturbation. Un chevelu complexe de drains superficiels, actuellement secs, se raccorde aux couloirs alluviaux principaux et confirme l'existence d'un sol gelé pendant de longues périodes du Quaternaire, bloquant la perméabilité des calcaires et l'infiltration des eaux (M. CAMPY, 1982).

C'est dans ce contexte (mais en dehors des périodes très froides), que se développent les phénomènes karstiques et que les réseaux fossiles se combent : remplissage cryoclastique dans les événements karstiques (aven ou porche de grotte) et remplissage argileux dans les réseaux profonds.

LES COMBES DOLINES

Plusieurs combes peuvent être définies et sont toutes des combes ouvertes. D'autres formes originales sont les combes fermées. Ce sont des dépressions évoluées dans le cœur d'un anticlinal. L'évacuation des eaux se fait en général par des emposieux ou seulement par infiltration diffuse. Rares sont les auteurs qui ont essayé d'expliquer la genèse de ces formes karstiques. Pour D. Aubert (1969) et R. Enay (1971), ces formes sont dues à l'érosion karstique régressive.

Celle de Sous les Mousses est la combe fermée la plus parfaite de la région d'Oyonnax. Elle s'est développée dans les faciès oxfordiens et argoviens entre un crêt à l'Est et une dalle du Jurassique supérieur redressée à la verticale à l'Ouest : le mont de Verlon (Fig. 4). Ces reliefs dominent la combe de plus de 100 m. Un seuil rocheux (butte à 853 m) sépare cette dépression d'une autre au NE. Le fond de cette combe (810 m) est couvert d'une tourbière.

Sa mise en place est due à deux éléments fondamentaux :

— éléments de la structure : un contrôle tectonique direct par une faille majeure qui met en contact l'Oxfordien-Argovien et le Kimméridgien-Portlandien ;

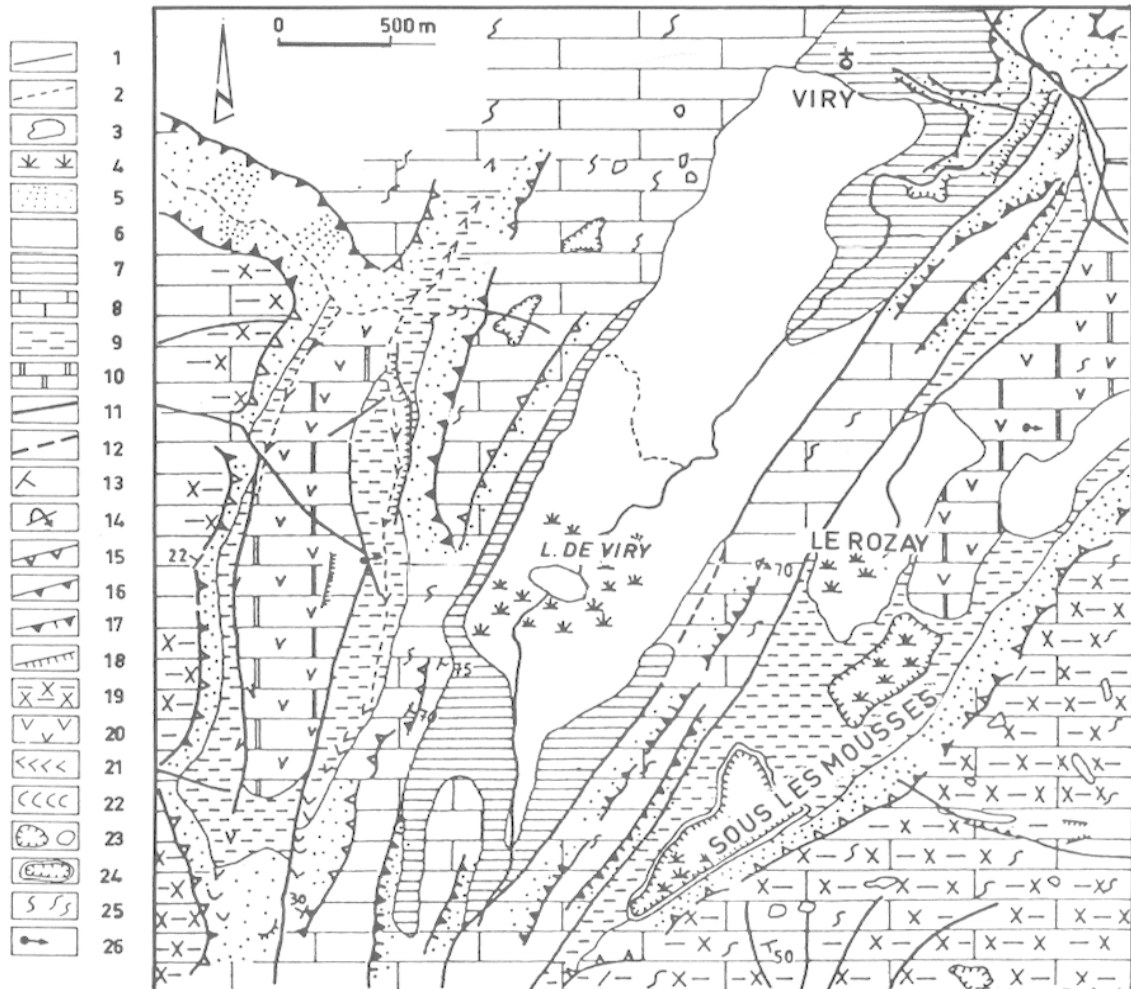
— développement préférentiel de la dissolution sur la charnière anticlinale (point faible du pli).

Il faut ajouter aussi le rôle des glaciers dans leur évolution (relief glacio-karstique).

Dans le plateau des Molunes, R. Krummenacher (1971) attribue le comportement tectonique souple de l'anticlinorium des Molunes à des niveaux incompetents : marnes oxfordiennes, sel du Muschelkalk moyen.

Aussi faut-il ajouter l'action de l'érosion (surface d'érosion pré-pontiennes) qui avait aminci ou même totalement enlevé (effet de bourrage des cœurs anticlinaux) les couches du Jurassique supérieur calcaire. Au Miocène supérieur, le Jura a connu une phase de compression d'où une structure plissée et une reprise d'érosion surtout karstique (?) qui est responsable du creusement de ces dépressions.

Des emposieux actifs (tourbière) se développent au cœur de cette combe. Le débit de l'émergence de l'aquifère du Jurassique supérieur calcaire (les marnes oxfordiennes étant l'écran imperméable) permet la mise en place d'une nappe d'eau stagnante qui est même parfois prise par le gel hivernal (M. NEYROUX, 1984).



1. cours d'eau perenne ; 2. cours d'eau temporaire ; 3. lac ; 4. tourbes ; 5. éboulis ; 6. moraines ; 7. Crétacé inférieur ; 8. Jurassique supérieur calcaire ; 9. Jurassique supérieur marneux ; 10. Jurassique moyen calcaire ; 11. faille ; 12. faille supposée ; 13. pendage avec sa valeur ; 14. série inverse ; 15. crêt ; 16. abrupt rocheux ; 17. escarpement de ligne de faille ; 18. ressaut structural (stratigraphique) ; 19. surface d'érosion néogène remaniée par l'aplanissement karstique (Miocène supérieur et/ou Pliocène ?) ; 20. surface d'érosion emboîtée (aplanissement partiel) ; 21. vallée en V ; 22. vallée en berceau ; 23. dolines : principale, secondaire ; 24. combe doline ; 25. lapiès ; 26. source.

1. permanent streams ; 2. temporary streams ; 3. lake ; 4. peat-bog ; 5. debris talus, grezes ; 6. moraines ; 7. lower Cretaceous ; 8. upper jurassic limestone ; 9. upper jurassic-marls ; 10. Dogger ; 11. fault ; 12. supposed fault ; 13. dip (in °) ; 14. (reversed folds) ; 15. crest ; 16. rock escarpment ; 17. fault line escarpment ; 18. structural escarpment ; 19. neogene erosion surface modified by the karstic aplanissement (upper Miocene and/or Pliocene ?) ; 20. partial aplanissement ; 21. a V-shaped valley ; 22. barrel valley ; 23. dolines : principal, secondary ; 24. doline-combe ; 25. lapiaz ; 26. spring.

Fig. 4 : Croquis morphologique du secteur au sud de Viry
Morphological sketch of southern area of viry

III. — KARST ET STRUCTURE

Par la variété de ses formes, le karst du secteur d'Oyonnax atteste d'une évolution complexe. Le point de départ est un élément de la surface d'érosion prépontienne recoupant des structures différentes. La karstification est déterminée par des conditions structurales ; certains facteurs structuraux paraissent jouer un rôle fondamental.

La porosité des roches calcaires joue, du fait d'une dissolution superficielle, un rôle important. En effet, ce sont les différences de porosité qui paraissent commander la répartition du modelé karstique.

Dans les roches poreuses, la dissolution affecte de manière uniforme l'ensemble de la masse rocheuse sur une épaisseur plus ou moins grande. C'est donc une dissolution de type diffus, d'où des formes émoussées. Ce phénomène est d'autant plus net que les fractures ne sont pas très marquées dans ces masses rocheuses et ne constituent donc pas de plans de pénétration préférentielle de l'eau.

Par contre dans les faciès calcaires compacts ou cristallins, à faible ou très faible porosité (1,4-6,2 %), la dissolution est lente ou même réduite le long des fissures, des diaclases et à moindre degré des joints de stratification, autrement dit le long des plans de pénétration aisée de l'eau. Ces calcaires très purs (96-99 % de CaCO_3) peuvent se comporter comme un imperméable relatif par rapport à d'autres faciès plus poreux. Or c'est justement ces calcaires durs, cassants, qui enregistrent le mieux les fractures et qui offrent les réseaux les plus denses de diaclases. Ces deux éléments (dissolution concentrée à la surface des masses rocheuses, importance du réseau de fracturation) expliquent les formes vigoureuses et déchiquetées et l'importance des sculptures de surface...

Outre ces deux facteurs, le dispositif structural joue un rôle important dans la karstification : charnière anticlinale (ou même quelque fois syndicales : synclinal de Charix), pli en genou (ex : Mornay, combe Bresson), failles longitudinales ou transverses...

L'organisation des éléments karstiques (lapiés de fissures (kluffkarren)), l'agencement des réseaux souterrains, l'alignement des dolines (+ des dolines allongées) sont des indices des rapports entre le karst et la tectonique (Fig. 2).

Les déformations actuelles du Jura (J. FOURNIGUET, 1977, 1978) imposent de prendre en compte les effets des mouvements tectoniques récents (cf. aussi M. CAMPY et D. CONTINI, 1981). Le soulèvement ponto-pliocène des chaînons du Jura est un élément de la reprise de l'érosion karstique (?). Un tel phénomène a été mis en évidence en

Algérie (Y. QUINIF, 1976, 1977, 1978) ; dans les Alpes occidentales et les régions adjacentes (M. JULIAN et J. NICOD, 1984)...

Cette phase tectonique a modifié les anciens paysages ; l'effet majeur a été de substituer un relief de forte énergie. La surface ou les surfaces d'érosion pré-pontiennes ont été soulevées et déformées (M. DUBOIS, 1959, G. MENNESSIER, 1959, 1964).

Les mouvements tectoniques ont pour corollaire le creusement des cluses qui coupent transversalement les chaînons anticlinaux en surrection. C'est le cas des cluses de Nantua, de la Bienne, de l'Ain... et plus au Sud de la cluse d'Albarine (J. GIBERT et *al.*, 1983).

Le développement des systèmes souterrains dès le « Pontien », comme d'ailleurs pour le réseau superficiel, est directement lié à l'énergie du relief mis en place au cours de cette phase majeure.

Au total, il semble que la structure et les caractères de la roche jouent un rôle déterminant dans le mode et l'importance de la dissolution.

Les éléments tectoniques présentent un autre facteur fondamental et leur influence est d'autant plus grande que les roches sont plus compactes et plus rigides.

Les plans d'infiltration (fractures, diaclases, joints de stratification...) permettent une « porosité en grand » de la roche et la karstification de ces zones privilégiées. Aux directions des fractures principales NE-SW, il faut ajouter des directions perpendiculaires SE-NW. La première direction forme une fracturation de premier ordre responsable de l'alignement des dolines et de l'orientation des réseaux souterrains.

Leur localisation dépend parfois des éléments tectoniques et les exemples des dolines qui s'alignent sur des fractures sont classiques (Fig. 2), mais dans la série du Malm, on ne peut pas souvent mettre en évidence des alignements préférentiels ; il semble bien qu'il s'agit là de l'exploitation de zones plus sensibles à la dissolution. Dans le cas des séries homogènes, la surface du plateau est criblée de dolines (au Sud de la Forêt d'Oyonnax, Bois de Puthod, Prairie d'Echallon, val de Charix...).

Le fond de ces dolines reste souvent tapissé de terra-rossa, de débris limono-caillouteux et de tourbes ; parfois on y trouve des bancs calcaires, héritages des paléo-évolutions (lapiés pédologiques). Ici pas d'exutoire subaérien, mais des points absorbants très peu visibles, voire colmatés.

- dolines en baquet

Ce sont les plus répandues et souvent couvertes de végétation. Leurs fonds et même leurs bords sont couverts de colluvions et

d'éboulis. Leurs formes sont souvent asymétriques. Ce type de dépressions montre qu'il peut s'agir soit de formes de dissolution-soutirage, soit de formes d'effondrement. Elles sont présentes dans toutes les roches carbonatées de la région d'Oyonnax à condition qu'elles soient disposées en bancs suffisamment épais. Leurs profondeurs sont variables ; les moins profondes (quelques mètres) sont des gouffres absorbants qui fonctionnent en pièges à neige et qui, souvent, sont alignées sur des diaclases ou en fonction de sous-écoulements. Les plus profondes dépassent 10 m.

Ces dépressions se localisent le long des conduits souterrains et à proximité des canyons ou des axes de drainages, mais toujours lorsque la couche karstifiable est relativement épaisse. Dans la Haute Chaîne, leur densité est importante à proximité de la cluse de Nantua.

Il semble donc qu'il n'y a pas de relation entre cette forme et un faciès déterminé et cela en raison de leur genèse ; par contre, on la rencontre souvent là où le soutirage est important (bords des cluses et des canyons, zones de lanières...) et au-dessus des réseaux de conduits. L'exemple de la cluse de Nantua où elles se rencontrent surtout dans les secteurs à dolines-puits est à cet égard démonstratif. L'empreinte périglaciaire s'exprime nettement sur ces formes.

- Les dolines tectoniques

Plusieurs dolines de formes diverses apparaissent dans la Haute Chaîne et dans les chaînes des Berthiants et des Joux blanches. Ces dépressions ont toutes en commun d'être étroitement liées à des éléments tectoniques. Le plus souvent, elles sont développées au croisement de deux ou plusieurs fractures et sont des formes d'effondrement-dissolution. Elles ont été créées par effondrement dans un premier temps puis elles évoluent ensuite par dissolution au niveau de la nappe.

- dolines allongées

Elles apparaissent au long des lignes de faille, elles sont beaucoup plus longues que larges et parfois bordées de l'un ou des deux côtés par des escarpements déchiquetés par des petits lapiés et des cannelures. Cette disposition détermine la forme étroite et allongée de ces dépressions. Leur fond apparaît rempli de colluvions.

- dépressions complexes

On observe parfois des grandes cuvettes dans lesquelles s'individualisent plusieurs petites dolines. Citons comme exemple la prairie d'Echallon, à l'Est d'Apremont (Les Chavonnes), Forêt d'Echallon.

On constate que beaucoup de dolines échappent à cette classification et qu'il existe à côté des types purs, de nombreuses formes de transition qu'il est bien arbitraire de ranger dans l'une ou l'autre catégorie.

Au total, on peut regrouper ces types de dolines en deux grandes catégories :

— Les dolines de dissolution dont le profil est toujours proche du type en « verre de montre » ou en baquet. Elles sont les mieux caractéristiques et sont présentes dans toutes les séries calcaires mais de façon préférentielle sur des calcaires sensibles à la dissolution, tels les calcaires du Malm, série très épaisse avec des niveaux marneux (écoulement hypodermique) et le soutirage est modéré.

— Les dolines de soutirage ou d'effondrement liées à la présence d'une série karstifiable plus épaisse et à des écoulements souterrains s'ordonnant suivant un réseau de conduits assez importants pour susciter soit une véritable « succion », soit des effondrements pouvant se répercuter en surface. Ces réseaux pouvant, bien entendu, être guidés par des directions de fracturation.

Ces formes superficielles évoluent selon le type et l'importance des écoulements souterrains et sont relativement indépendantes de la lithologie.

Les bords des dolines sont rocheux, corrodés (lapiés, cannelures) ou couverts de colluvions et d'éboulis. Leur fond est aussi couvert de colluvions et de terra-rossa et même occupé par des tourbières.

Ces dolines sont connectées sur de courts ravins et, très fréquemment, sur des vallons secs en berceau qui, à l'aval, passent à des ravins de raccordement.

LES LAPIÉS

Les lapiés sont difficiles à observer en raison de la couverture végétale, du colmatage par les matériaux cryoclastiques recouverts d'humus et de colluvions. Mais ils apparaissent çà et là sous deux formes principales : les lapiés de ruissellement et les lapiés de fracturations, avec des cas intermédiaires.

— Les lapiés de ruissellement offrent des cannelures qui découpent les séries calcaires ; même les parois des dolines sont parfois affectées par ces cannelures.

— Les lapiés de fissures (Kluftkarren) sont bien représentés sur les grandes dalles monoclinales ; leurs parois sont entaillées de fentes de quelques décimètres. On trouve aussi des lapiés de joints de stratification dans les couches redressées. De beaux exemples de tables de lapiés bien cernés par des couloirs plus ou moins profonds, et des petits bogaz apparaissent isolés dans la forêt de Sièges ; au Sud du Martinet, dans la forêt d'Echallon-Belleydoux, sur les dalles de Plagne et des Joux noires. Ces lapiés sont en disposition monoclinale (Schichttreppenkarst).

Les éléments de la structure (fissures, joints de stratification, pendages...) sont essentiels pour l'évolution de ces lapiés. On peut observer nettement par endroits des débuts de lapiazage résultant de la dissolution à l'air libre. Aussi faut-il noter, à une échelle très petite, un lapiazage sur les polis glaciaires au N.-E. de Groissiat et à Nerciati.

Un fait remarquable est la présence de lapiés pédologiques qui apparaissent dans les fonds des cuvettes. Des têtes de roches émergent dans des dolines en « verre de montre » ; ils s'élèvent de quelques décimètres (à peine un mètre) au-dessus du fond de la cuvette. Dans la prairie d'Echallon, le fond de la doline est affecté de lapiés qui séparent de petites dolines (agencement inter-dolines).

Autres microformes telles que les petites cuvettes à encorbellement (Kamenitzas), des nids de cupules sont abondantes çà et là mais restent d'importance minime en géomorphologie.

Les lapiés sont souvent bien développés sur les faciès calcaires les plus purs et les plus massifs (Malm) contrairement aux calcaires qui se débitent facilement en plaquettes.

Ces éléments ont été dérangés localement par les glaciers ; de ce fait, on peut penser qu'ils sont antérieurs à l'extension glaciaire. Contrairement à ce qu'avait montré l'abbé Bourgeat (1895) : « Tous les lapiés que j'ai observés dans le Jura se montrent postérieurs aux phénomènes glaciaires. Il n'en existe d'abord aucun au-dessous des moraines... » (p. 416). Et pourtant plusieurs placages morainiques montrent des lapiés au-dessous des moraines (au Nord de Truchebe-nate, au Nord de Mornay, à Charix...). Les lapiés qui se sont développés postérieurement à la dernière phase glaciaire (plancher glaciaire (plancher glaciaire au NE de Groissiat et à Nerciati) présentent à peine quelques centimètres.

IV. — L'ÉVOLUTION DU RELIEF KARSTIQUE

Dans la région d'Oyonnax, les structures sont nettement tranchées par des surfaces d'érosion. Les preuves de ces surfaces sont simples et claires ; elles ont pourtant fait l'objet de plusieurs prises de position parfois contradictoires. La karstification serait donc partie de ces surfaces prépointiennes (M. DUBOIS, 1959, A. SBAI, 1986).

LA KARSTIFICATION PLIO-QUATÉNAIRE

— Témoins de la flore

Au cours du Pliocène, le climat était favorable aux processus karstiques. Les études palynologiques dans les bassins du Rhône et du

Languedoc (F. BOURDIER, 1982 ; H. MEON-VILAIN, 1970 ; J.P. SUC, 1980, 1982, 1983, J.P. SUC et W.H. ZAGWIJN, 1983) indiquent une végétation de caractère tempéré représentée par des conifères sur les plateaux, une forêt subtropicale humide de basse altitude et une forêt subtropicale humide de basse altitude et une forêt littorale marécageuse. Ce quadrillage biogéographique était tout à fait favorable aux processus de dissolution.

— Témoins des dépôts corrélatifs

Les travertins de Meximieux (Ain), déposés sans doute par un cours d'eau jurassien chargé de calcaire (F. BOURDIER, 1962) sont marqués par une flore plaisancienne (?). Ces dépôts sont peut-être contemporains de ceux de Murviel en Bas-Languedoc (P. AMBERT, 1981).

Aux Arsures, Piroutet M. (1918), avait découvert un tuf à *Cinnamomum*, *Rhododendron*... Les études palynologiques attribuent ce conglomérat des Arsures au Miocène supérieur ou au Pliocène inférieur (D. OBERT et H. MÉON-VILAIN, 1970).

— Témoins des formes morphogéniques

Le creusement des vallées principales s'est effectué en deux étapes majeures comme en témoignent deux générations de replats attribués au Pliocène inférieur et supérieur. Dans la cluse de Nantua, ces replats sont liés à un paléoécoulement de la cluse de Nantua vers l'Ouest (J.B. MARTIN, 1911 ; M. DUBOIS, 1959). Ces replats sont ensuite légèrement désorganisés par la karstification.

C'est vraisemblablement au cours du Pliocène que se sont développées les formes karstiques (M. DUBOIS, 1959). Par ailleurs, P. Weydert (1969) et J.J. Delannoy (1981) font remonter à la même époque le développement des karsts des plateaux de Vaucluse et du NW du Vercors.

Enfin, on note que l'histoire des formes karstiques est difficile à préciser, bien que leur position sur la surface d'érosion pré-pontienne indique qu'elles ont évolué à partir de cette surface d'érosion.

LE RÔLE DES GLACIATIONS QUATERNAIRES DANS L'ÉVOLUTION KARSTIQUE

Le karst des chaînons jurassiens se caractérise par une grande variété due à l'influence des périodes glaciaires et interglaciaires et de la néotectonique. Les formes majeures du karst ne sont que des héritages.

Le relief karstique pré-quaternaire est difficile, voir impossible à reconstituer. De l'évolution morphogénétique tertiaire, il ne reste pas de trace.

L'effet des périodes glaciaires s'exprime dans le modelé karstique et dans le façonnement des réseaux souterrains. Ce façonnement prend une certaine ampleur quand il y a des contrastes lithologiques et une fracturation intense (R. MAIRE, 1976, 1978). Les apports cryoclastiques des versants et l'atténuation des rebords des dolines traduisent l'effet des périodes froides. Il en est de même des vallées bien calibrées en U : cluse de Nantua, valées de la Bienne, de l'Ain...

La calotte glaciaire a été un facteur important d'évolution :

— par l'action mécanique due aux eaux de fonte et par le raclage du relief ;

— par les moraines qui couvrent les calcaires fissurés et forment un écran imperméable ce qui entraîne un écoulement de surface et le développement des tourbières, élément d'auto-développement des grandes dépressions karstiques (J. NICOD, 1984). Les moraines ont joué un grand rôle dans l'évolution des tourbières (bassins de Viry, de Charix, de Mons-Dortan, dépression d'Heyriat...) aux eaux acides, dans des dépressions fermées qui ont pu succéder à des lacs proglaciaires ou périglaciaires (D. BARSCH, 1969).

Les eaux de fonte semblent avoir joué un rôle important dans l'évolution des karsts ; l'incision des gorges au SW d'Arbent et à Béard en est un bon exemple (cf. aussi D. AUBERT, 1965). L'infiltration des eaux de fonte en profondeur, par l'intermédiaire des pertes sous-glaciaires et proglaciaires, entraîne une forte activité saisonnière des circulations souterraines (R. VIVIAN, 1975 ; D.C. FORD et *al.*, 1983).

Les travaux sur les glaciers actuels (B. TALOUR, 1976 ; R. MAIRE, 1978) ont montré que les écoulements sous-glaciaires aboutissent à des résurgences. Ces eaux glaciaires sont faiblement minéralisées et peu agressives (dégazéification de la glace et carence de CO_2 en altitude).

Les phases quaternaires ont un rôle morphologique par l'extension glaciaire et également par l'alternance des phases glaciaires et interglaciaires. Une conséquence immédiate est le « nettoyage » des surfaces karstifiées (A. BOGLI, 1964) et le démantèlement des formes karstiques (C. RATHJENS, 1951 ; A. CAILLEUX et J. TRICART, 1962).

Dans le Jura, le rôle des glaciers n'est pas destructif mais plutôt protecteur. Le dépôt des moraines dans les dolines et des encoches karstiques et le remplissage des grottes (Burlandier) par des dépôts glaciaires prouvent que la karstogénèse serait pour l'essentiel antérieure à la dernière glaciation.

KARSTOGÉNÈSE : ÉVOLUTION ACTUELLE

Deux méthodes permettent d'évaluer l'ablation karstique dans le Jura :

— la méthode des plaquettes calcaires placées en différents points du karst et pesées régulièrement (J. WERNER, 1958 ; D. AUBERT, 1967, 1969 ; M. POCHON, 1974...) ;

— l'analyse physico-chimique des eaux d'infiltration et des émergences.

Par ces deux méthodes et plusieurs autres formules (cf. Symposium. inter. de Ljubljana (1975) et d'Aix-en-Provence (1979) sur l'érosion karstique), on peut évaluer la vitesse d'ablation karstique dans la région d'Oyonnax.

D'après les formules de J. Corbel * (1957), quoique critiquée maintes fois (C. Ek. 1969) et de U. Helden * (1975), nous avons obtenu pour le secteur d'Oyonnax des valeurs entre 78 et 89 mm/millénaire. Ces valeurs élevées s'expliquent par une forte pluviosité (1 501 mm à Izernore), un fort enneigement, des températures peu élevées (moyenne annuelle = 9), une dense couverture végétale, un chimisme des eaux : TH moyen = 24,17... Ces valeurs sont conformes à celles connues dans le Jura franco-suisse :

— bassin de l'Areuse :

Q = 90 – 100 mm/1 000 ans (A. BURGER, 1959)

Q = 100 mm/1 000 ans (D. AUBERT, 1967)

Q = 84 mm/1 000 ans (J. MISEREZ, 1973)

— bassin de la Noiraigue :

Q = 69 mm/1 000 ans (J. MISEREZ, 1973)

— bas-Jura français :

Q = 90 mm/1 000 ans (T. MUXART et *al.*, 1965)

— cluse de Pichoux :

Q = 70 – 81 mm/1 000 ans (M. MONBARON, 1975)

— bassin de Dorvan : Q = 81 mm/1 000 ans (J. GIBERT et *al.*, 1963)

FORMULE DE J. CORBEL (1957) : $X = \frac{4 ET}{100}$
(1959)

X = ablation théorique (spécifique en m³/km²/an ou mm/1 000 ans)

E = eau disponible

T = concentration, ici en TH

FORMULE DE U. HELDEN (1975) : $X = t (Trc + m) (dA 10^6)^{-1}$

X = dénudation en m³ par l'unité de temps par km²

Trc + m = transport total de CA⁺⁺ et Mg⁺⁺ de la zone calcaire considérée en g de CaCo₃ par sec,

d = densité de la roche en g par cm³ (ici = 2,65) et A = surface de la zone calcaire considérée en km².

* Université des Sciences et Techniques de Lille I ; U.E.R. de Géographie ; Laboratoire de Géomorphologie et d'étude du Quaternaire, 59650 Villeneuve-d'Ascq Cedex.

Actuellement, l'évolution du karst superficiel est essentiellement de type pluvio-karstique avec une influence nivale, une abondante fourniture des débris végétaux et organiques et une couverture de colluvions et d'argile de décalcification. A ce titre, le secteur d'Oyonnax appartient au karst de montagne forestier.

CONCLUSION

Le secteur d'Oyonnax est marqué par une diversité des phénomènes karstiques : il doit son originalité à plusieurs éléments :

— conditions lithologiques, à vrai dire ces conditions sont moins favorables : bancs calcaires minces, intercalations des bancs marneux, impureté des calcaires qui se dissolvent moins complètement que les calcaires dinariques par exemple ;

— rôle des accidents tectoniques (failles, pendages, charnières...). L'enfoncement du réseau karstique n'a pu se développer qu'en fonction des variations du niveau de base. Ces variations ont pu avoir deux causes : l'eustatisme ou la tectonique. Il est peu probable que les régressions marines aient eu une influence à si longue distance. On peut donc estimer que les réseaux sont les témoins des différentes phases tectoniques. Dans cette optique, ils se seraient développés depuis le Miocène supérieur ;

— rôle des surfaces d'érosion ; ces surfaces ont aminci ou enlevé des couches ce qui a permis ensuite le développement des formes karstiques (effet de bourrage des cœurs anticlinaux) ;

— rôle des épisodes climatiques quaternaires (Würm) dans l'aménagement des formes karstiques et l'évolution du réseau souterrain ;

— rôle de la couverture végétale : la végétation outre le rôle mécanique des racines est une source de débris végétaux, et donc de production de CO_2 dans la litière qui a un rôle important dans la dissolution. Les acides des eaux et des matières organiques peuvent agir également (forte agressivité) ;

— la quantité des précipitations (1 500 mm) et leur répartition saisonnière (répartition plus ou moins régulière) sont également des facteurs fondamentaux de la karstification ; elles favorisent la continuité de la réalimentation des nappes souterraines ;

— une dynamique karstique d'importance qu'expliquent les différents facteurs cités ci-dessus (78-89 mm/1 000 ans).

Le karst d'Oyonnax appartient, à ce titre, aux karsts montagnard forestier (Haute Chaîne) et submontagnard forestier (chaînes des Berthians et des Joux blanches). Il s'agit du type jurassien de I. Cvijic (1925).

A. SBAI

BIBLIOGRAPHIE

- AMBERT (P.) (1981) — Chronologie locale et synchronisme paléoclimatique, rapport de synthèse par P. Ambert. Actes du colloque de l'A.G.F. Formations carbonatées externes, tuf et travertins, Paris, 9 mai 1981, pp. 201-206.
- AUBERT (D.) (1965) — Calotte glaciaire et morphologie jurassienne. *Eclog. Géolog. Helv.*, 58/1, pp. 555-578.
- AUBERT (D.) (1966) — Structure, activité et évolution d'une doline, *Bull., Soc. Neuchat., Sci. Nat.*, 89, pp. 113-120.
- AUBERT (D.) (1967) — Estimation de la dissolution superficielle dans le Jura. *Bull., Soc. Vaudoise, Sci. Nat.* n° 324, vol. 69, fasc. 8.
- AUBERT (D.) (1969) — Phénomène et formes du karst jurassien. *Eclogae Geologicae Helveticae* 62, pp. 325-399.
- BARSCH (D.) (1969) — Studien zur Geomorphogenese des zentralen Berner Juras. *Basler Beitr. Geogr.*, 9.
- BOGLI (A.) (1964) — Corrosion par mélange des eaux. *Int. J. Speleo.*, 1-2, pp. 61-70.
- BOGLI (A.) (1964) — Le Schichttreppenkarst : un exemple de complexe glacio-karstique. *Rev. Belge de Géographie*, 1-2, pp. 6-9 in « karsts et climats froids », Bruxelles.
- BOURDIER (F.) (1962) — Le bassin du Rhône au Quaternaire, ed. C.N.R.S., Paris.
- BOURGEAT (Abbé) (1895) — Quelques observations nouvelles sur les lapièz, le glaciaire et la molasse dans le Jura. *Bull. Soc. Géol., France*, 3^e série, pp. 414-420.
- BURGER (A.) (1959) — Hydrogéologie du bassin de l'Areuse. Thèse Sci. Neuchatel, in *Bull. Soc., Neuchatel, Géogr.*, tome 52, fasc. 1, 304 p.
- CAILLEUX (A.) et TRICART (J.) (1962) — Traité de géomorphologie : le modelé glaciaire et nival, S.E.D.E.S. ed., Paris, 508 p.
- CAMPY (M.) (1982) — Le quaternaire franc-comtois, essai chronologique et paléoclimatique. Thèse doctorat d'état, Besançon, 575 p.
- CAMPY (M.) et PHARISAT (A.) (1976) — Manifestations périglaciaires dans la vallée de l'Ognon. *Ann. Sc. Univ. Besançon*, (3), Géologie, fasc. 26, pp. 19-29.
- CAMPY (M.) et CONTINI (D.) (1981) — La néotectonique en Franche-Comté (France), Vosges méridionales, Jura septentrional, *Bull. Ass. Fr. Et. Quaternaire*, 1981, 3-4, pp. 193-205.
- CAVAILLÉ (A.) (1978) — Le Quaternaire, Morphologie, dans *Géologie du Quercy*, Ph. Renault ed., les supp. de Quercy, recherches série études et travaux, 1978, vol. 4, ed. Quercy-Recherches, Cahors, 111 p.
- CORBEL (J.) (1957) — Les karsts du NW de l'Europe et de quelques régions de comparaison. Etude sur le rôle du climat dans l'érosion des calcaires. Thèse doctorat d'état, Publ. h.s., *Rev. Géogr.*, Lyon, 541 p.
- CVIJC (I.) (1925) — Types karstiques de transition. *C.R. Acad. Sc., Paris*, (D), pp. 1038-1040.
- DELANNOY (J.J.) (1981) — Le Vercors septentrional, le karst de surface et le karst souterrain. Recherches géomorphologiques sur un karst de moyenne montagne alpine. Thèse 3^e cycle, Grenoble.
- DUBOIS (M.) (1959) — Le Jura méridional, étude morphologique. Thèse, doct. d'état, Paris, S.E.D.E.S., 642 p., 2 cartes h.s.
- EK (C.) (1969) — Facteurs, processus et morphologie karstique dans les calcaires paléozoïques de la Belgique. Thèse Université de Liège.
- ENAY (R.) (1971) — Morphologie karstique, circulations souterraines et accidents transversaux dans le Haut-Jura méridional (col de Richemont, près de Seyssel, Ain), in *Actes du Colloque d'Hydrologie en pays calcaire*, Besançon, 1971, *Ann. Sc. Univ., Besançon*, 3^e série, géologie, pp. 49-57.
- FENELON (P.) (1967) — Vocabulaire français des phénomènes karstiques, *Mém. Centre Recherches Géogr. C.N.R.S.*, 4, pp. 13-68.

- FORD (D.C.) et *al.* (1983) — Castleguard cave and karst (Columbia icefield area, Rocky Mountains of Canada) : a symposium Arctic and Alpine Research, 15, 4, pp. 425-560.
- FOURNIGUET (J.) (1977) — Mise en évidence de mouvements actuels verticaux dans le Sud-Est de la France par comparaison de nivellements successifs, C.R. Somm. Soc. Géol. Fr., fasc. 5, pp. 266-268.
- FOURNIGET (J.) (1978) — Une carte de déformations verticales obtenues par comparaison de nivellements : exemple en Bresse-Jura, *Ibid*, pp. 262-265.
- GIBERT (J.), LAURENT (R.) et MAIRE (R.) (1983) — Carte hydrogéomorphologique au 1/10 000 du karst de Dorvan (Jura méridional Ain, France). Présentation et principales données sur l'hydrogéologie et l'hydrochimie de ce karst, *Karstologia*, n° 2, pp. 33-40.
- HELDEN (U.) (1975) — In symposium international de Ljubljana sur la dénudation karstique.
- JULIAN (M.) et NICOD (J.) (1984) — Paléokarsts et paléogéomorphologie néogènes des Alpes occidentales et régions adjacentes, *Karstologia*, n° 4, pp. 11-18.
- KRUMMENACHER (R.) (1972) — Hydrogéologie du bassin de la Valserine (Ain, France), Thèse Sc., Genève, n° 1544, Texte condensé, 20 p, ed. Med. et Hyg., Genève.
- MAIRE (R.) (1976) — Recherches géomorphologiques sur les karsts haut-alpins du Désert du Platé, du Haut Giffre, des Diablerets et de l'Oberland occidental, Thèse 3^e cycle, Nice.
- MAIRE (R.) (1978) — Les karsts sous-glaciaires et leurs relations avec le karst profond, *Rev. Géogr. alpine*, LXVI, 2, pp. 139-145.
- MARTIN (J.B.) (1911) — Le Jura méridional : étude de géographie physique appliquée au Bugey. Thèse Sc., Paris, in *Rev. Géogr. annuelle*, 224 p.
- MENNESSIER (G.) (1959) — Etude tectonique des confins alpino-provençaux entre le Verdon et l'Argens, *Mem. Soc. Géol., France*, t. XXXVIII, 4, 87, 174 p., 8 pl.
- MENNESSIER (G.) (1964) — Sur l'évolution tectonique et morphologique des chaînons externes de l'Arc de Castellane, entre le Verdon et la Siagne, *Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn.*, VI, 2, pp. 91-113.
- MÉON-VILAIN (H.) (1970) — Palynologie des formations miocènes supérieures et pliocènes du bassin du Rhône. *Doc. Lab. Géol. Fac. Sc., Lyon*, 38.
- MISEREZ (J.) (1973) — Géochimie des eaux du karst jurassien (contribution physico-chimique à l'étude des altérations). Thèse Sc., Neuchatel, 313 p.
- MONBARON (M.) (1975) — Contribution à l'étude des cluses du Jura septentrional. Thèse Univ. de Neuchatel, 208 p.
- MUXART (T.), STCHOZKOY (T.) et FRANCK (J.C.) (1965) — Observations karstochimiques et spéléologiques dans le Bas-Jura Spelaion-Carso, n° 2, pp. 6-33.
- NEYROUX (M.) (1984) — Un haut plateau jurassien : le plateau des Molunes, Jura. Macroformes karstiques et structures anticlinales, *Karstologia*, n° 3, pp. 46-51.
- NICOD (J.) (1984) — Les massifs karstiques des Alpes occidentales : trame structurale et bioclimatique. Présentation de la carte d'ensemble au 1/750 000, *Karstologia*, n° 3, pp. 3-11.
- OBERT (D.) et MÉON-VILAIN (H.) (1970) — Le conglomérat des Arsures (Jura). *Doc. Lab. Géol. Fac. Sc., Lyon*, 7.
- PIROUTET (M.) (1918) — Sur l'existence de dépôts du Tertiaire moyen dans les environs de Salins (Jura). *Bull. Soc. Géol., France*, (4), 18, pp. 248-256.
- POCHON (M.) (1974) — Origine et évolution des sols du Haut Jura suisse. Thèse sac. Sc., Neuchatel, 190 p.
- QUINIF (Y.) (1976) — Contribution à l'étude morphologique des karsts algériens de type haut-alpin, *Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn.*, (2), vol. XVII, fasc. 1, pp. 5-18.
- QUINIF (Y.) (1977) — Quelques aspects du karst du Djurdjura (Algérie) : Les zones de Tizi Boussouil et du Djebel Haizer. Leurs dépressions fermées, *Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn.*, (2), vol. XIX, fasc. 2, pp. 137-148.

- QUINIF (Y.) (1978) — Contribution à l'étude des cavités karstiques du Djurdjura. *Int. J. Spéléologie*, 10, pp. 113-115.
- RATHJENS (C.) (1951) — Der Hochkarst im System des klimatischen Morphologie. *Erdkunde*, U, pp. 301-315.
- ROUIRE (J.) (1963) — Quelques idées générales sur la géospéléologie des grands causses. *Spelunca Mem.*, n° 3, pp. 130-143.
- SBAI (A.) (1986) — Contribution à l'étude géomorphologique de la région d'Oyonnax : Ain (Jura méridional). Thèse de doctorat (nouveau régime) de l'Université des Sci. et Tech. de Lille I, 552 p.
- SUC (J.P.) (1980) — Contribution à la connaissance du Pliocène et Pléistocène inférieur des régions méditerranéennes d'Europe occidentale par l'analyse palynologique des dépôts du Languedoc-Roussillon et de Catalogne. Thèse Sc., Montpellier, 2 vol., 198 p.
- SUC (J.P.) (1982) — Histoire climatique et découpage palynostratigraphique du Plio-pléistocène inférieur de Méditerranée Nord-Occidentale. Colloque « Le Villafrançien méditerranéen », Lille, 9-10 Dec., pp. 29-38.
- SUC (J.P.) (1983) — Flores, végétation et climats dans le domaine méditerranéen de - 3 à - 1 M.A., *ibid.*, pp. 475-478.
- SUC (J.P.) et ZAGWIJN (W.H.) (1983) — Plio-pleistocene correlations between the northwestern mediterranean region and northwestern Europe according to recent biostratigraphic and paleoclimatic data. *Boreas.*, 12, pp. 153-166.
- Symposium international de Ljubljana sur la dénudation karstique. Commission on karst denudation of intern. Speologocal union Yougoslavie à Ljubljana, 1-5 septembre 1975 (voir compte rendu de Fabre G. et Nicod J., 1977, *ann. de Géogr.*, n° 474, pp. 210-212).
- Symposium international sur l'érosion karstique. Aix-en-Provence-Marseille-Nîmes, 10-14 septembre 1979, Mémoire n° 1 de l'A.F.K.
- TALOUR (B.) (1976) — Hydrogéologie karstique du massif du Grand Som (Chartreuse, Isère), Thèse 3^e cycle, Grenoble.
- VIVIAN (R.) (1975) — Les glaciers des Alpes occidentales, étude géographique. Thèse doct. d'état, Univ. Grenoble, 513 p.
- WERNER (J.) (1958) — Zur kenntnis der braunen Karbonatböden (terra-fusca), auf der schwabischen Alb. *Arb. geol. paläont. Inst. tech. Hochsch.*, Stuttgart, 16.
- WEYDERT (P.) (1968) — Le karst des monts de Vaucluse, *Actes, réun. Inter. Karstologie, Languedoc-Provence, Etudes et travaux Méditerranée*, n° 7, pp. 85-91.