

Zeitschrift: Eclogae Geologicae Helvetiae
Herausgeber: Schweizerische Geologische Gesellschaft
Band: 62 (1969)
Heft: 2

Artikel: Phénomènes et formes du Karst jurassien
Autor: Aubert, Daniel
Kapitel: Évolution des formes structurales
DOI: <https://doi.org/10.5169/seals-163704>

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften auf E-Periodica. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen sowie auf Social Media-Kanälen oder Webseiten ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. [Mehr erfahren](#)

Conditions d'utilisation

L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. La reproduction d'images dans des publications imprimées ou en ligne ainsi que sur des canaux de médias sociaux ou des sites web n'est autorisée qu'avec l'accord préalable des détenteurs des droits. [En savoir plus](#)

Terms of use

The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. Publishing images in print and online publications, as well as on social media channels or websites, is only permitted with the prior consent of the rights holders. [Find out more](#)

Download PDF: 31.01.2026

ETH-Bibliothek Zürich, E-Periodica, <https://www.e-periodica.ch>

la présence de niveaux friables. Mais il en est une autre qui explique la différenciation des deux types de dépressions; c'est la structure du réseau de diaclases. S'il existe plusieurs systèmes équivalents de fissures entrecroisées, l'érosion latérale s'exerce dans tous les sens avec la même efficacité. Le résultat est une ouvala ou une zone chaotique d'érosion massive.

Au contraire, s'il existe des faisceaux de diaclases prédominants bien déterminés, l'érosion, polarisée en quelque sorte dans leur direction, engendre une combe karstique.

C'est dans la chaîne du Risoux, que ces conditions sont le mieux réalisées, en raison de l'étendue des flancs à peine inclinés et du développement des marnes du Kimeridgien inférieur, mais surtout à cause de l'extraordinaire degré de fissuration. Ce découpage de la roche est bien visible en surface, mais il est apparu aussi au cours du forage, par la difficulté de récupérer les boues.⁹⁾ C'est également lui qui pourrait expliquer la présence de Sidérolithique gréseux dans les crevasses du Séquanien. Quoi qu'il en soit, c'est au faîte du Risoux, où s'enchevêtrent plusieurs systèmes de diaclases, que se trouve le plus beau dédale karstique de la région, et sur ses flancs, que se sont creusées les combes karstiques les plus caractéristiques.

L'origine et l'évolution de ces dernières sont en quelque sorte inscrites dans la morphologie du Gros Pouille. Dans la partie supérieure, on assiste à l'organisation de la combe, par l'activité des dolines disposées suivant l'axe des diaclases. Puis des sillons de dissolution se dessinent et se rejoignent pour constituer une dépression unique mieux individualisée et, finalement, la large combe colmatée de sols résiduels et encombrée de moraine.

La présence de celle-ci est déjà l'indice d'un âge relativement ancien. En fait, les dimensions de ces dépressions, leurs formes émuossées, l'uniformité de leurs versants, impliquent une grande ancienneté. Tout porte à croire qu'elles ont commencé à se former lors du plissement jurassien et qu'elles appartiennent à l'évolution morphologique du Pliocène.

ÉVOLUTION DES FORMES STRUCTURALES

Le haut Jura plissé possède un relief conforme atténué, en ce sens que ses monts correspondent à des anticlinaux émuossés, où affleurent les terrains les plus anciens, tandis que ses vallées coïncident avec des synclinaux renfermant du Crétacé et par endroits de la molasse. Cette relation se retrouve aussi dans les plis secondaires et jusqu'à dans les moindres ondulations de la série calcaire, comme le montre la Figure 32. Elle est également valable dans le sens longitudinal; les abaissements axiaux se traduisent par des modifications topographiques correspondantes. Enfin, elle s'applique même au jeu des cassures; dans la chaîne du Mont-Tendre, par exemple, les tronçons déplacés par les décrochements se trouvent topographiquement décalés les uns par rapport aux autres. En revanche, ce conformisme du relief et de la structure s'atténue et disparaît une fois les marnes argoviennes découvertes par l'érosion.

⁹⁾ Communication orale de M. WINNOCK. On peut se demander si cette fissuration anormale n'est pas en relation avec le charriage de cet immense plateau-anticlinal, révélé également par le forage.

Dans les régions aplanies par une évolution morphologique précoce, la relation entre tectonique et topographie est moins apparente, du fait du nivellement plus prononcé des anticlinaux. Elle n'en existe pas moins. Il en est ainsi dans les Franches-Montagnes; sur les coupes dessinées par SUTER (1936), le synclinal Chaux d'Abel – Cerneux Veuzil est légèrement déprimé par rapport aux anticlinaux qui le délimitent. Cette remarque s'applique même à la région des plateaux; dans les profils de PROTCHÉ (1962), la surface du plateau d'Ornans épouse en les atténuant les déformations structurales.

On connaît déjà la théorie classique, suivant laquelle l'adoucissement du relief serait dû à l'arrasement des ébauches anticlinales, dans une période antérieure à la dernière phase orogénique. Les résultats de la présente étude nous permettent de proposer une autre explication.

1. L'évolution morphologique des anticlinaux

a) L'anticlinal du Noirmont (Fig. 31)

Il nous servira de point de départ. Ce pli est caractérisé par une remarquable ascension axiale, par laquelle sa charnière passe du Valanginien à l'Argovien sur une distance de 3 km. Cela nous a donné la possibilité de construire une série de profils qui permettent de reconstituer l'évolution morphologique de l'anticlinal. Les coupes 3 à 9 correspondent à l'ablation à la charnière, des étages Portlandien, Kimeridgien et Séquanien, soit près de 400 m de calcaire. Elles nous montrent aussi que cette érosion s'accompagne d'un aplanissement progressif du faîte, qui est réalisé à la coupe 7, suivi du creusement d'une dépression de plus en plus accusée, ébauche de la combe argovienne (10 et 11). Ainsi l'ablation n'est pas uniforme; minimum sur les versants, elle atteint son maximum à la charnière. Celle-ci porte en effet les traces d'une vigoureuse activité de dissolution, sous la forme de nombreuses dolines, de dépressions irrégulières et de surfaces chaotiques, indices d'une dissolution massive. Par endroits, elle présente même l'aspect d'une bande irrégulière, accidentée et caillouteuse, un peu déprimée.

b) Fissuration de la charnière

La cause de cette corrosion excessive est visible partout. C'est la densité du réseau des fissures. Les diaclases transversales y sont plus nombreuses qu'ailleurs; mais ce sont surtout les *diaclases axiales*, exceptionnelles sur les flancs, qui s'y multiplient (Fig. 33), et comme elles sont généralement ouvertes par l'effet de l'effort tectonique, elles contribuent à découper les bancs calcaires en blocs distincts (Fig. 34). Ces roches hachées sont particulièrement abondantes dans le Risoux. On a pu remarquer encore que les diaclases axiales franchissent plus facilement que les autres les niveaux marneux.

A ces fissures, viennent s'ajouter encore des plans de cisaillement et des joints de stratification qui ont tendance à s'élargir dans les ployages anticlinaux.

Les charnières anticlinales constituent donc des masses tectonisées extrêmement perméables, comme l'a montré du reste le forage du Risoux, réunissant toutes les conditions d'une dissolution optimum, ainsi que le laisse entendre BIROT (1966, p. 88).

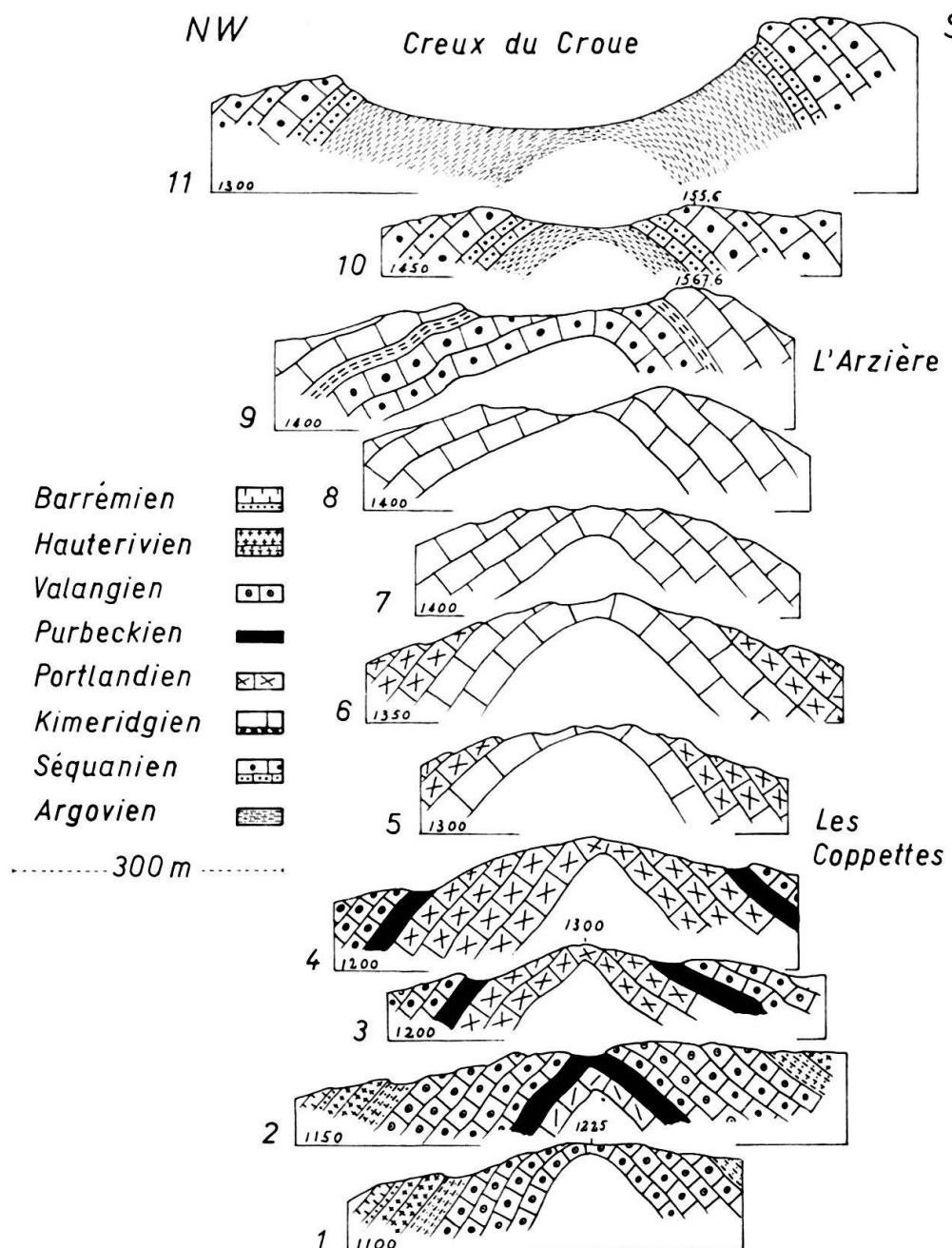


Fig. 31. Profils de l'anticlinal du Noirmont montrant l'évolution morphologique de la charnière. (Atlas géol. suisse, F. 430 Les Plats, 431 Marchairuz, etc. de A. FALCONNIER, 1950; coord. Noirmont: 498/149).

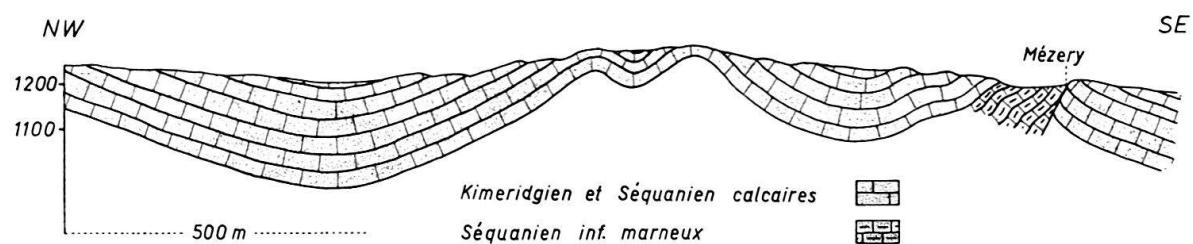


Fig. 32. Profil géologique montrant la relation entre la structure et la topographie. (Mézery, 501,7/158,2. Atlas géol. suisse, F. Vallée de Joux de D. AUBERT, 1941).

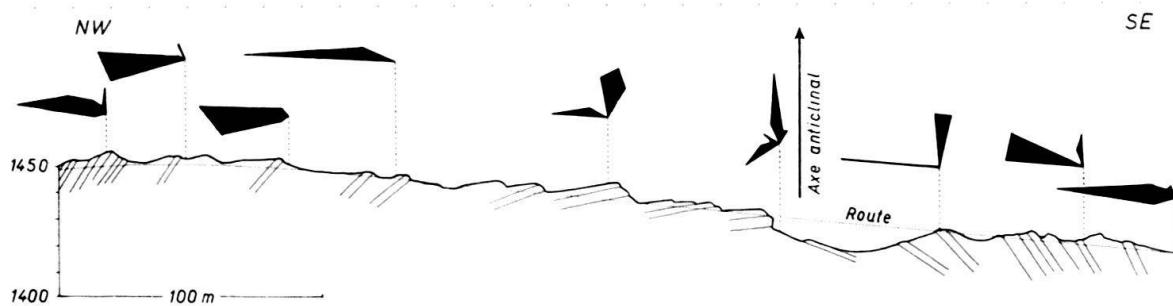


Fig. 33. *Col du Marchairuz. Morphologie anticlinale et direction des diaclases.* (F. Marchairuz, 508,9/156,4).

Les escarpements qui les entaillent en apportent la confirmation.

Sur la Figure 35, on distingue un banc de calcaire appartenant à une charnière anticlinale; deux systèmes de diaclases plus ou moins bées en disloquent toute la masse. Quand il s'agit de faciès plus friables ou que les mailles de fissuration sont plus serrées, la désagrégation est encore plus prononcée. C'est ce qui se produit au-dessus du village de Baulmes (F. Ste-Croix, 530/182,5) où un genou anticlinal «vient en bas» et alimente les éboulis des Râpilles, dans lesquels A. LOMBARD (1939) croyait distinguer l'indice de mouvements récents.

On comprend donc que les escarpements anticlinaux alimentent d'importantes coulées d'éboulis, et qu'ils aient le plus souvent un relief en dents de scie, caractérisé par l'alternance de couloirs et de redans. Dans l'ensemble, leurs charnières se comportent comme des éléments peu résistants à toutes les formes d'érosion. Aussi sont-elles le plus souvent en retrait ou entaillées par des cirques, ou encore occupées par des bassins torrentiels. En définitive, c'est dans l'extrême fissuration du sommet des anticlinaux que réside la cause première de l'inversion du relief.

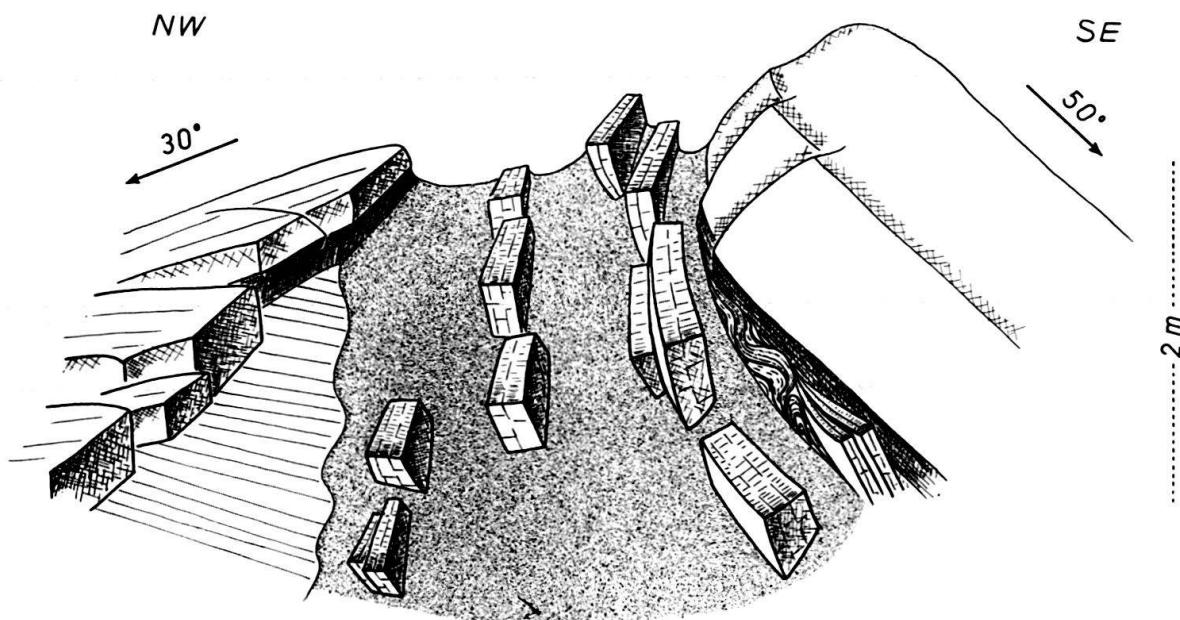


Fig. 34. *Charnière de l'anticlinal du Mont-Tendre découpée par des diaclases axiales.* (F. Marchairuz, 510,7/157,7).

c) Modelé de la zone charnière

Dans cette zone, l'érosion verticale par dissolution, définie à propos des dolines, est facilitée par le nombre et la capacité des fissures. Les bancs y sont donc défoncés par des dolines ou désorganisés par l'érosion massive. A partir de ces centres s'exerce l'érosion latérale, facilitée elle aussi par la fissuration, ainsi que par l'horizontalité des strates.

Ces deux formes d'érosion ont tendance à se propager suivant l'axe de l'anticinal où se maintiennent les mêmes conditions favorisant leur activité. Transversalement, en revanche, elles sont bientôt ralenties par la diminution des diaclases et l'accentuation du pendage, car on sait que le recul des bancs est d'autant plus lent qu'ils se rapprochent davantage de la verticale. La dissolution maximum à la charnière, décroissante

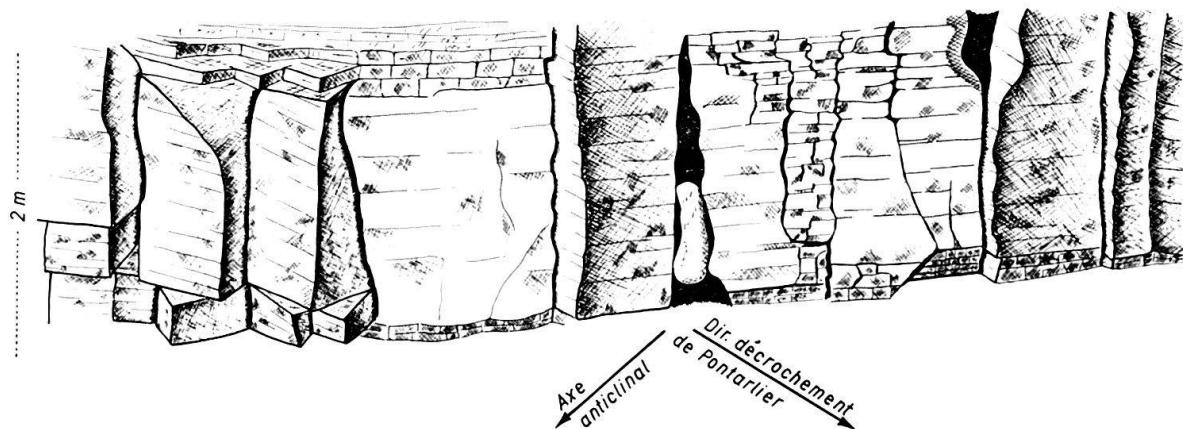


Fig. 35. *Banc disloqué de la charnière anticlinale du Morond*, chaîne du Mont-d'Or. (Cirque du Cerne, 517,3/178,7. Atlas géol. suisse, F. Orbe de D. AUBERT et M. DREYFUSS, 1963).

sur les flancs, entraîne automatiquement l'atténuation du faîte anticinal, puis son nivellation, suivi du creusement d'un sillon axial. L'érosion d'un anticlinal calcaire progresse donc de haut en bas, contrairement aux lois du modelé fluvial.

d) Formes particulières

Elles s'expliquent par l'influence du rayon de courbure et des propriétés pétrographiques.

Chez les anticlinaux à petit rayon de courbure, l'érosion très efficace sur la charnière se réduit fortement sur les flancs. Leur relief évolue donc rapidement vers la formation d'un étroit sillon axial, délimité par deux crêts saillants, prolongés eux-mêmes par de longs versants déclives.

Les anticlinaux coffrés, caractérisés par une large voûte articulée à deux jambages subverticaux, évoluent différemment. L'érosion à la charnière n'est pas localisée comme dans le cas précédent; le recul des bancs peut donc se poursuivre sans grand ralentissement sur le dos du pli jusqu'aux jambages où le freinage devient efficace. C'est pourquoi la surface topographique très uniforme, épouse la voûte anticlinale, en tranchant les strates sous un angle très faible. Ce relief substructural est bien visible dans les cirques d'érosion du Creux-du-Van (F. Travers, 546/199) et du Mont d'Or (F. Orbe, 517/176), creusés l'un et l'autre dans des plis de ce genre.

Anticinal portlandien. Sur la Figure 31, la topographie de l'anticinal portlandien des profils 3 et 4, est beaucoup plus accentuée que celle du Valanginien des premières coupes. Ce rajeunissement du relief peut s'expliquer par la rapidité relative avec laquelle s'effectue l'ablation des marnes purbeckiennes et le dégagement de la voûte portlandienne. Or cette dernière surface est particulièrement résistante, ses diaclases étant encrassées par les résidus purbeckiens; elle ne peut donc évoluer que très lentement, d'autant plus que l'appareil karstique du Crétacé, dolines, etc., ne parvient pas à l'atteindre à travers le Purbeckien. A ce niveau, la corrosion doit en quelque sorte repartir à zéro. C'est donc le contraste entre la vulnérabilité des marnes purbeckiennes et la résistance de leur mur calcaire qui est à l'origine du profil sub-structural de l'anticinal portlandien. Celui de Grati (F. Orbe, 521/172,8) au SE de Vallorbe en est un exemple démonstratif.

Les mêmes faits se produisent au niveau du Valanginien supérieur calcaire, par l'élimination des marnes hauteriviennes. On peut le vérifier dans l'anticinal du Chalet Dernier (F. Orbe, 521,7/170). A un niveau stratigraphique inférieur, des conditions analogues se réalisent par l'ablation des marno-calcaires argoviens, qui dégagent le noyau de Dogger au centre des grandes combes anticlinales.

2. L'évolution morphologique des synclinaux

a) Les grandes vallées synclinales façonnées par leurs cours d'eau, n'ont pas leur place ici. Seules entrent en considération celles qui sont soumises exclusivement au modèle karstique, c'est-à-dire les synclinaux secondaires, avec ou sans contenu crétacé. Le fait qu'ils renferment des terrains stratigraphiquement supérieurs à ceux des régions voisines, implique qu'ils ont subi une ablation moindre et qu'ils se comportent comme des éléments résistants. Le rapport entre la structure synclinale et le degré de résistance à l'érosion est extrêmement sensible, comme le montre la Figure 32. La moindre inflexion concave s'imprime dans la topographie par une dépression ou un replat renfermant des terrains plus jeunes que ceux des affleurements voisins.

b) Morphologie. Dans quelle mesure la morphologie des synclinaux trahit-elle ce caractère de résistance? La plupart des cuvettes de ce genre sont occupées par des dalles de lapiez plus ou moins structurales, continues, sillonnées de rigoles, par endroits de crevasses, mais pas partout. Le caractère le plus frappant est la rareté des dolines et des ouvalas. Celles qui existent bénéficient en général de l'influence de failles, de zones broyées ou de rides anticlinales secondaires. En revanche, les bassins fermés substructuraux ne manquent pas, mais ils évoluent peu, aussi bien en profondeur que latéralement, comme on l'a vu sur la Figure 26.

La charnière apparaît comme l'élément le plus résistant, le plus compact. Aussi se trouve-t-elle fréquemment en relief par rapport à ses flancs déprimés topographiquement. Cette disposition fait la transition avec les synclinaux perchés. Nous en avons étudié spécialement deux, le Mont-Fier qui domine la localité des Rousses (Jura, F. Les Rousses, 489,5/146,7) et le Mont-Châteleu (Doubs, F. Travers, 534,3/204,7) dont une des faces est représentée sur la Figure 36. Ces synclinaux perchés sont des blocs calcaires résistants reposant sur un piédestal d'Argovien. Leurs flancs se présentent comme de hautes murailles verticales, continues, presque rectilignes, bien différents des escarpements anticliniaux. Les diaclases majeures y sont espacées et,

dans les intervalles, la roche est fragmentée par d'innombrables diaclases capillaires qui la découpent en blocs anguleux soudés par un enduit tuffeux. Cette structure rend difficile la désagrégation. Aussi la masse a-t-elle tendance à s'ébouler par gros pans plutôt que de se disloquer pour alimenter des éboulis.

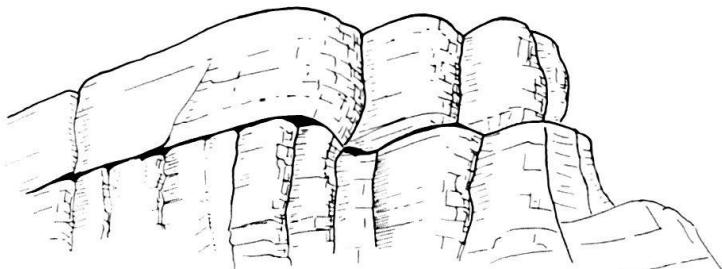


Fig. 36. *Escarpements séquanians du synclinal perché du Mont-Châteleu.* (F. Travers, 534,3/204,7; carte géol. 1:50 000e, Morteau, 1968).

Une telle fissuration est vraisemblablement attribuable à la compression. On en retrouve une pareille dans les jambages anticlinaux très redressés, comme on l'a vu page 333, et dans la série monoclinale crétacée au pied immédiat du Jura, où les conditions de contrainte semblent avoir été comparables à celles des synclinaux. Quoi qu'il en soit, le synclinal se comporte comme une masse fragmentée et puissamment comprimée, presque dépourvue de fissures ouvertes, et par conséquent peu propice à la pénétration de l'action dissolvante. Une fois de plus, on constate que la vulnérabilité d'un calcaire est déterminée par la nature de ses diaclases.

c) Modelé. Ledéfonçage des bancs est difficile par manque de fissures suffisantes. Si toutefois il a lieu, l'érosion latérale s'exerçant à partir de ces points de pénétration sur des calcaires cohérents est peu efficace. C'est pourquoi les bassins fermés avortent et les dolines se développent mal. Elles devraient logiquement évoluer en profondeur. C'est bien ce que l'on observe dans le vaste synclinal valanginien des Leyseneys (F. Col de la Faucille, 496/142,5) où les ébauches de gouffres sont nombreuses et les dolines quasi absentes.

Reste l'érosion dorsale, gênée elle aussi par la cohésion des calcaires et par l'abondance de sols résiduels et colluviaux. C'est elle qui est à l'origine des lapiez qui tiennent une grande place dans les aires synclinales et qui correspondent à une évolution minime de la surface karstique.

3. Conclusion

De nombreuses observations ont permis d'établir que la dissolution est maximum sur les anticlinaux, décroît sur leurs versants et atteint son minimum au fond des synclinaux. Elle tend donc à atténuer la surface structurale et finira par la niveler. Le relief conforme actuel, à l'exclusion des combes argoviennes, n'est qu'une étape de cet aplatissement. Au demeurant, l'idée n'est pas nouvelle puisque MACHACEK en 1905 déjà, déclarait que l'érosion karstique a abaissé les anticlinaux jusqu'au niveau des synclinaux. Le facteur de différenciation de cette évolution est connu; c'est la répartition, la densité et la nature des diaclases.

Toutefois, la solution de ce problème en pose automatiquement un nouveau. Les précipitations sont pratiquement les mêmes sur les anticlinaux et les synclinaux adjacents. Rappelons que tel n'est pas l'avis de CORBEL (1956 et 1957a) qui voit dans l'excès de pluie et surtout de neige, la cause de l'usure des anticlinaux. Cette influence est sans doute valable si la dénivellation est considérable; elle devient négligeable lorsque cette condition n'est pas remplie et à plus forte raison quand la différence d'altitude est à l'avantage du synclinal. D'autre part, la concentration en carbonates des eaux de suintement ne diffère pas selon qu'on les recueille dans une zone anticlinale ou synclinale.

On peut donc se demander ce qui différencie réellement la dissolution en fonction des formes tectoniques et où figurent le déficit du synclinal et le bénéfice de l'anticlinal dans la comptabilité de la corrosion. Deux observations vont nous suggérer une explication.

Dans les escarpements anticlinaux, caractérisés par leur degré extrême de fissuration, on n'observe presque jamais de suintements. L'eau s'infiltra immédiatement et gagne la profondeur par la voie la plus directe. Dans la tranche des synclinaux au contraire, comme dans les séries monoclinales du pied du Jura, les suintements sont très nombreux. En l'absence de diaclases ouvertes, l'eau s'infiltra avec lenteur et tend à s'écouler latéralement, ce qui explique la morphologie particulière des parois caractérisée par la présence de niches d'érosion alternant avec des encorbellements.

Ces conditions variables de l'infiltration doivent entraîner des variations inverses de l'évapotranspiration, avec les répercussions que l'on sait sur la dissolution. Autrement dit, sur les anticlinaux, où l'évapotranspiration est réduite par la rapidité de l'infiltration, la dissolution et l'ablation doivent atteindre leurs plus fortes valeurs. Dans les synclinaux, c'est le contraire; la forte évapotranspiration causée par le retard de l'enfoncissement de l'eau, réduit la corrosion en proportion.

Ces relations ne sauraient être valables que pour des moyennes établies sur de longues périodes et de grandes étendues. Faute d'avoir pu en vérifier l'exactitude, nous les présentons ici à titre d'hypothèse.

LES AUTRES FORMES D'ÉROSION

1. Les combes anticlinales

On appelle ainsi les dépressions creusées par l'érosion dans l'axe des anticlinaux jusqu'au mur marneux de la série calcaire. Les corniches rocheuses qui les encadrent, leur fond humide et gazonné, leur confèrent un aspect accidenté bien caractéristique, qui contraste avec le relief beaucoup plus uniforme des surfaces calcaires qu'elles dissèquent. Il en existe de nombreuses variétés, depuis la simple boutonnière argoviennne de la Figure 39, jusqu'à la dépression complexe avec noyau de Dogger, échantré lui-même par un système de combes liasiques et triasiques. Mais elles peuvent se ramener à deux types, si l'on tient compte de la nature de leur écoulement. Les unes sont des combes fermées (Fig. 42), en ce sens que les eaux de surface disparaissent par des pertes, les autres, des combes drainées (Fig. 40) par des cours d'eau normaux qui s'en échappent par des ruz rejoignant les vallées synclinales ou par des gouttières axiales aboutissant directement aux cluses.