

Les autres formes d'érosion

Objektyp: **Chapter**

Zeitschrift: **Eclogae Geologicae Helvetiae**

Band (Jahr): **62 (1969)**

Heft 2

PDF erstellt am: **25.09.2024**

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Inhalten der Zeitschriften. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern.

Die auf der Plattform e-periodica veröffentlichten Dokumente stehen für nicht-kommerzielle Zwecke in Lehre und Forschung sowie für die private Nutzung frei zur Verfügung. Einzelne Dateien oder Ausdrucke aus diesem Angebot können zusammen mit diesen Nutzungsbedingungen und den korrekten Herkunftsbezeichnungen weitergegeben werden.

Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Die systematische Speicherung von Teilen des elektronischen Angebots auf anderen Servern bedarf ebenfalls des schriftlichen Einverständnisses der Rechteinhaber.

Haftungsausschluss

Alle Angaben erfolgen ohne Gewähr für Vollständigkeit oder Richtigkeit. Es wird keine Haftung übernommen für Schäden durch die Verwendung von Informationen aus diesem Online-Angebot oder durch das Fehlen von Informationen. Dies gilt auch für Inhalte Dritter, die über dieses Angebot zugänglich sind.

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'infiltré 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'infiltré 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'enfouissement 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 argovienne de la Figure 39, jusqu'à la dépression complexe avec noyau de Dogger, échancré 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.

L'origine de ces combes n'est pas évidente. D'après la théorie classique de l'érosion normale (DE MARTONNE, 1926, p. 792), elles auraient été engendrées par l'érosion régressive torrentielle, s'appliquant sur les flancs anticlinaux pour atteindre finalement le substratum marneux dans la zone faîtière. Il est possible que les choses se soient passées ainsi dans certains cas invérifiables. Mais si c'était une règle générale, il existerait des témoins de cette évolution hydrographique. Or on n'en connaît guère et, pour les combes fermées, le problème ne se pose même pas.

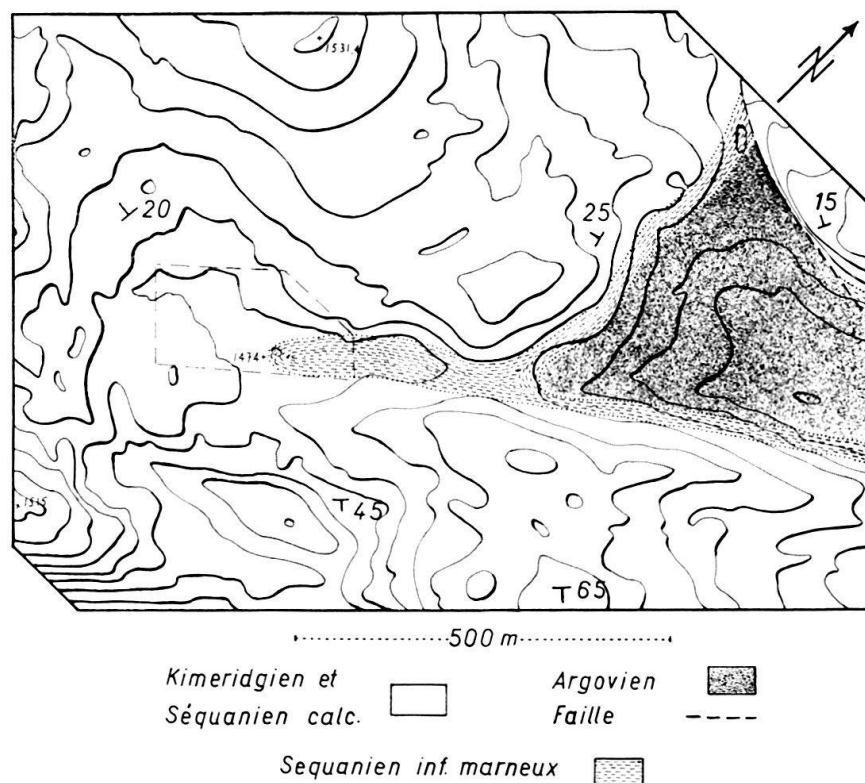


Fig. 37. Combe anticlinale des Begnines. Extrémité SW. (501,1/150,9; carte géol. Cf. fig. 31).

CAILLEUX et TRICART (1954, p. 129) renversent la question. Ils imaginent que c'est la présence de zones affaiblies par une érosion antérieure au plissement qui a déterminé les ployages anticlinaux, ce qui revient à repousser le problème dans le passé, sans le rendre pour autant plus facile à résoudre. BIROT (1954) est à peu près du même avis quand il déclare que la seule explication est un tronquage préalable. En ce qui nous concerne, l'origine des combes anticlinales s'inscrit sans difficultés dans l'évolution morphologique des anticlinaux.

La Figure 37 représente l'extrémité SW de la combe fermée des Begnines, dans le Jura vaudois. Dans le secteur gauche du dessin s'étend une dépression karstique irrégulière, creusée dans la charnière séquanienne. La Figure 38 en montre le détail morphologique, ses chaînes de dolines, ses crevasses, etc. Vers le NE, les bancs calcaires disparaissent et font place à un étroit sillon herbeux qui recouvre les marnes inférieures du Séquanien, puis s'élargit et s'ouvre dans la spacieuse combe argovienne.

Cet exemple montre que la combe anticlinale n'est pas confinée dans les faciès marneux. Elle existe déjà, elle se prépare par érosion karstique dans les calcaires surin-

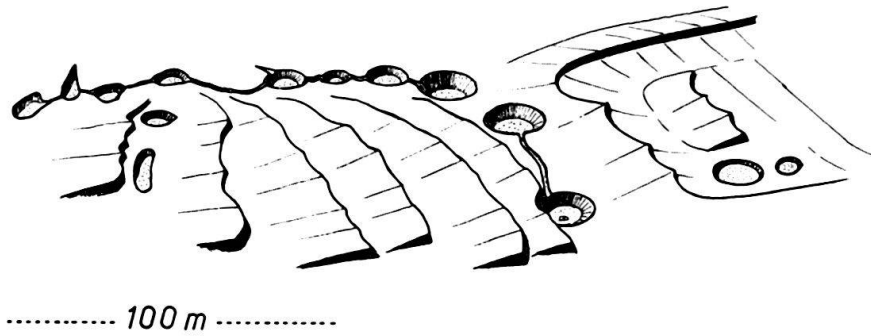


Fig. 38. *Esquisse morphologique de la zone encadrée de la figure 37.*

combants. C'est du reste ce que nous avons remarqué à propos de l'évolution morphologique des anticlinaux, illustrée par la Figure 31. Le creusement de la combe argovienne en est la dernière étape, celle où la corrosion défonce les bancs calcaires les plus profonds et dégage les terrains moins perméables de l'Argovien. Cet épisode, qui correspond à peu près à la Figure 39, est un tournant capital dans l'évolution morphologique de l'anticlinal, car dans la zone marneuse qui vient d'être découverte, le modelé normal succède à l'érosion karstique; l'altération se substitue à la dissolution, laissant un abondant résidu argileux; un réseau de drainage, superficiel ou sous-cutané, remplace l'infiltration immédiate, ce qui se traduit par la formation de sillons et de vallons délimités par des versants continus (BURGER, 1959, p. 128). Une rupture morphologique se produit alors entre la zone marneuse qui se creuse activement et les surfaces voisines restées calcaires, dont l'évolution se poursuit au rythme lent de la corrosion.

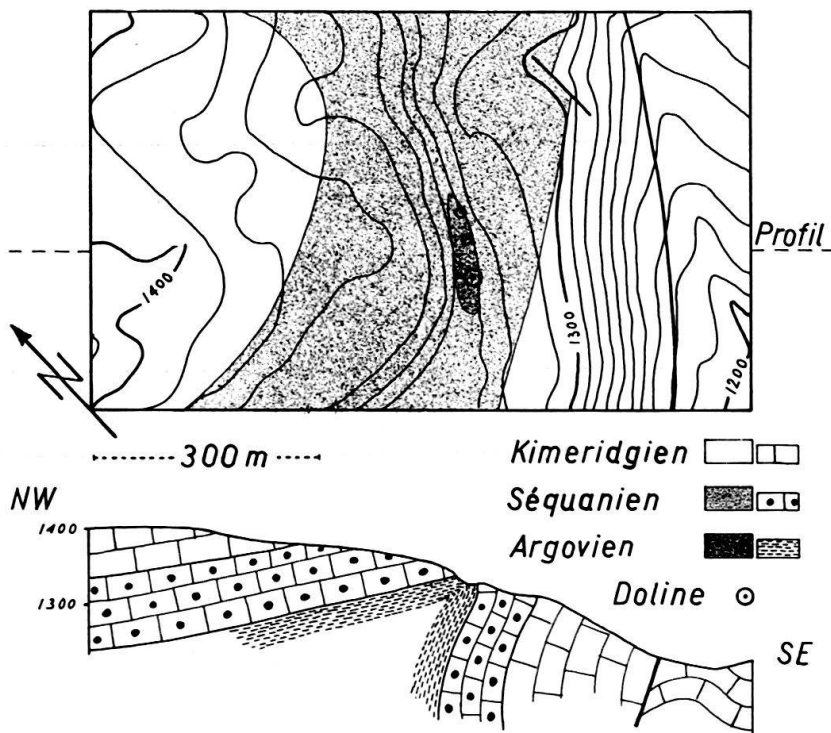


Fig. 39. *Ebauche d'une combe anticlinale, près de Bel Coster. (524/178,8; carte géol. Cf. fig. 35).*

Si les eaux de drainage de la combe parviennent à s'écouler par une brèche des versants, elles engendrent, un ruz, parfois plusieurs, chacun recueillant les eaux d'un secteur déterminé, et la combe se transforme en bassin torrentiel. Lorsqu'on considère la carte, on constate du reste que beaucoup de ces ruz ne sont jamais parvenus à rejoindre un collecteur, leurs ruisseaux ayant dû se perdre en route dans les fissures du calcaire. C'est la preuve que les ruz, du moins ceux-là, ont été creusés d'amont en aval et non par érosion régressive (Fig. 41).

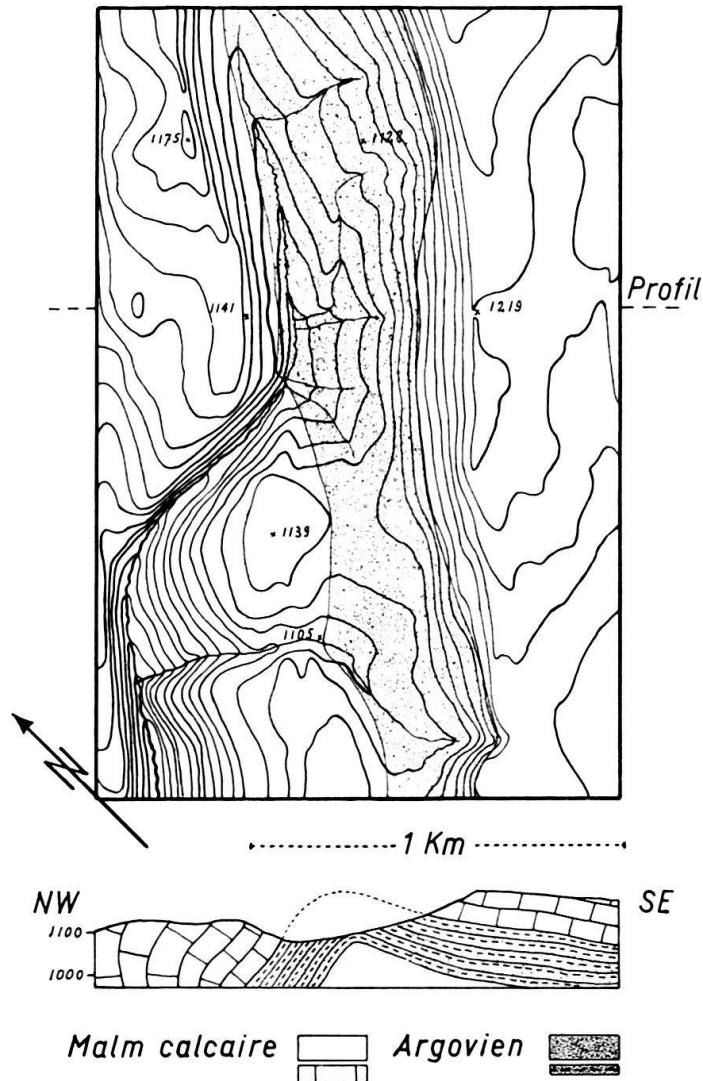


Fig. 40. Combe anticlinale de la Petite Ronde. (526/200. Atlas géol. suisse, F. 276 La Chaux, 277 Les Verrières de C. MUHLETHALER, 1928).

Dans d'autres cas, les eaux superficielles de la combe marneuse aboutissent à des pertes et l'écoulement s'organise en profondeur. Le résultat est alors une combe fermée. Ce régime se substitue souvent au premier, le ruz s'étant desséché au profit d'une circulation souterraine dont l'existence est signalée par des dolines oblitérant l'entrée du défilé rocheux (Fig. 41).

Il reste le problème de l'évacuation des résidus insolubles, bien plus volumineux que dans le cas de la corrosion des calcaires. Il n'y a pas de difficultés pour les combes

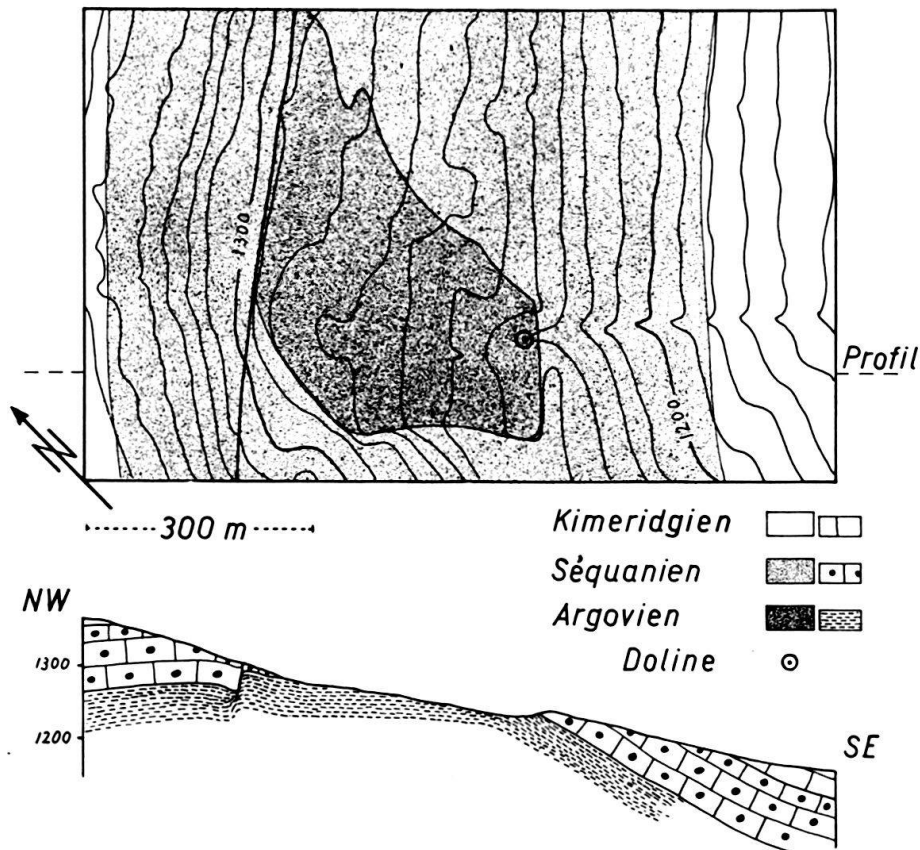


Fig. 41. Début d'une combe anticlinale, à la Petite Tête. (508,3/167,3; carte géol. Cf. fig. 32).

drainées. Les autres en revanche sont exposées à l'occlusion des conduites souterraines, à la suite de quoi, l'eau seule réussit à s'infiltrer, les matières insolubles demeurant en surface et complétant le colmatage. Le phénomène d'autorégulation décrit ailleurs, intervient aussi dans ce cas; l'érosion est ralentie par la couverture de sols résiduels.

Dans les régions précédemment englacées, cela ne se remarque pas, les combes fermées, comme celle de la Figure 42, ayant été curées par l'érosion glaciaire. Ailleurs, il n'existe plus à proprement parler de combes fermées; elles font place à des zones gazonnées à peine déprimées, parcourues de sillons d'érosion aboutissant à des pertes ou à des dolines, ou encore se perdant dans les lapiez voisins. Le modelé des combes anticlinales fermées s'inscrit donc dans le processus général d'aplanissement qui caractérise l'évolution du karst jurassien.

2. Cas particuliers

Le Creux du Croue (Fig. 43)

Ce pléonisme (Croue ou Crouaz signifie creux en patois), exprime assez bien le caractère exceptionnel de cette dépression. DUBOIS (1959, p. 297) la considère comme une encoche postpontienne. En fait, c'est une accentuation locale très prononcée de la combe anticlinale du Noirmont, représentée sur la Figure 31. Sa ressemblance avec un poljé apparaît sur la Figure 43: versants rocheux, source, fond marécageux, ruis-

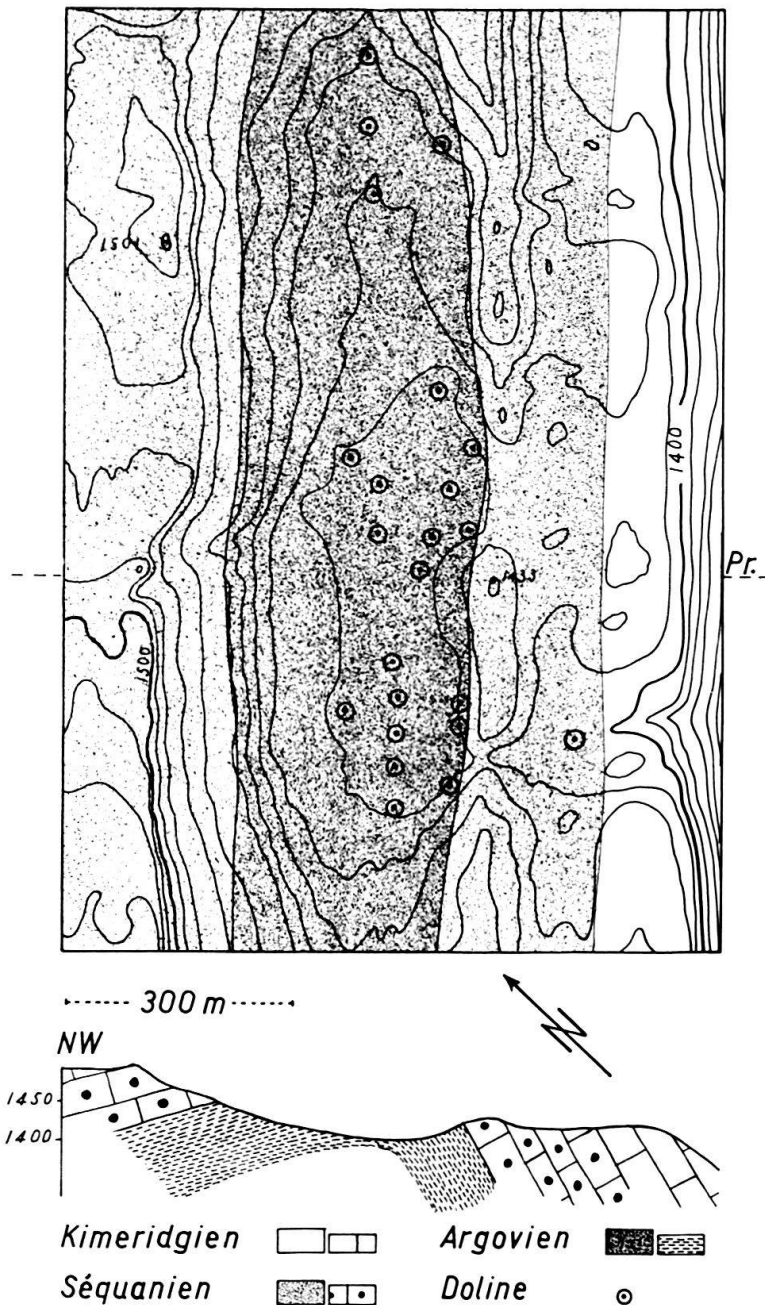


Fig. 42. Combe anticlinale des Begnines. Partie centrale. (502,5/152,3; carte géol. Cf. fig. 31).

seau de drainage et perte. Son rebord NW est échancré d'une brèche en relation confuse avec une gouttière du versant anticlinal. Est-ce peut-être un ancien ruz?

L'existence de cette surprenante excavation est probablement en relation avec l'importante faille qui la traverse. Cet accident a dû faciliter la dissolution des calcaires surincombants et la formation d'une ouvala initiale. Puis, une fois dégagés les marno-calcaires de l'Argovien, c'est vraisemblablement par cette fissure qu'a pu se faire, sans risque d'occlusion ni de colmatage, l'évacuation des résidus de dissolution et d'altération.

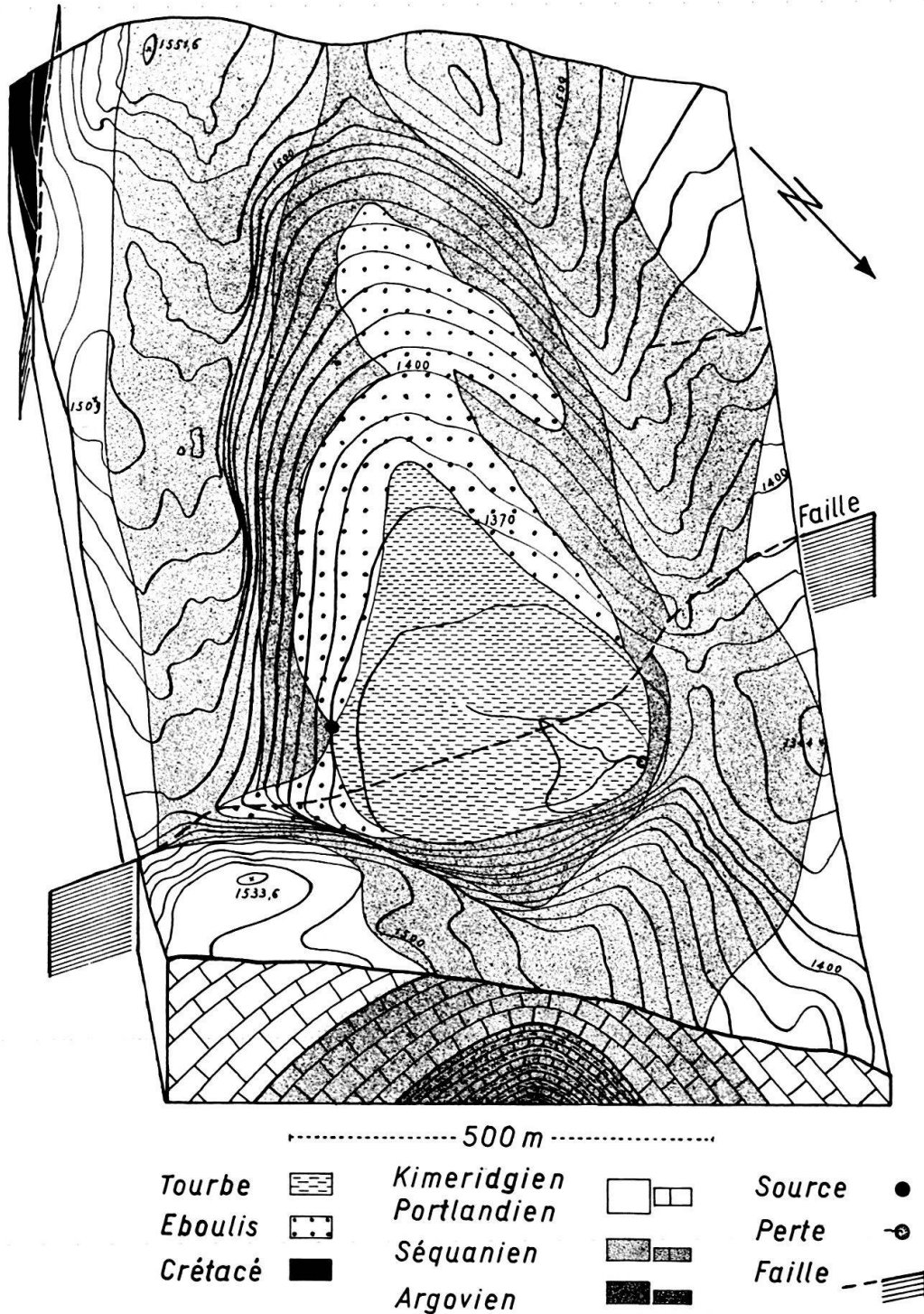


Fig. 43. Bloc diagramme du Creux du Croue. (499/150,3; carte géol. Cf. fig. 31).

Les Franches-Montagnes

(SUTER, 1936; SCHWABE, 1939; BOURQUIN, SUTER et BUXTORF, 1946)

Ce territoire a les caractères d'un vaste plateau d'érosion au relief peu accidenté et limité de trois côtés par de profondes dépressions. Les coupes établies par SUTER (1936) montrent une surface topographique légèrement conforme, comme nous l'avons signalé plus haut, tranchant une série de plis de faible amplitude.

Les partisans de la théorie morphogénétique jurassienne classique y trouvent un exemple particulièrement démonstratif de la véracité de leur point de vue. Ils considèrent donc les Franches-Montagnes comme une ancienne surface d'érosion, une pénéplaine tertiaire à peu près figée, à peine déformée par la tectonique plus récente. Il faut bien reconnaître que l'apparence est en leur faveur ; cette topographie émoussée tronquant les anticlinaux, correspond bien à l'idée qu'on peut se faire d'une surface d'érosion sénile.

Mais elle pourrait s'expliquer tout aussi bien, et à moindres frais si l'on peut dire, par l'action prolongée de la dissolution. Il a été établi que le relief plissé calcaire, soumis à l'action des eaux corrosives, tend vers un aplanissement toujours plus prononcé, en raison de la supériorité de l'ablation anticlinale. Les Franches-Montagnes constituent le plus bel exemple d'un aplanissement tel qu'on peut l'imaginer. Dès lors, on peut se demander si elles représentent bien un héritage tertiaire, une pénéplaine incompréhensiblement conservée, ou si elles ne seraient pas plutôt le résultat d'une longue évolution karstique. Avant d'accepter cette hypothèse, il faut expliquer pour quelles raisons le nivellement y est plus prononcé qu'ailleurs.

Cela tient à l'amplitude relativement faible des plis, mais surtout au fait que l'emplacement des Franches-Montagnes coïncide avec la zone de passage des marnocalcaires argoviens au faciès organogène calcaire du Rauracien et avec la limite méridionale des marnes oxfordiennes. L'Argovien y est déjà plus calcaire, et par conséquent plus résistant, que dans la zone plus interne. C'est ce que montrent les profils géologiques de SUTER (1936) et de BOURQUIN (1946), où les combes argoviennes habituelles font place à des surfaces planes ou convexes, voire à des nervures saillantes. De son côté, l'Oxfordien est encore si mince qu'il ne détermine que des dépressions insignifiantes. Ces passages de faciès se voient admirablement sur les planches de ZIEGLER (1962).

Privées d'intercalations marneuses, les Franches-Montagnes se comportent comme un bloc calcaire, à la surface duquel la corrosion a pu se maintenir sans qu'aucun obstacle ne vienne en perturber l'aplanissement. On en trouve la confirmation dans l'absence de combes drainées et de ruz, si nombreux dans les régions voisines où l'Argovien a son faciès normal. Pourtant les ravins d'érosion ne manquent pas sur les versants du Doubs au N, et de la Ferrière à l'W. Mais aucun ne s'épanouit dans sa partie supérieure pour former une combe de quelque importance.

La même topographie de plateau, sans échancrures argoviennes ou oxfordiennes, se retrouve tout le long de la zone de transition de l'Argovien au Rauracien, par exemple, sur le large dos de l'anticlinal de Pouillerel (FAVRE, 1911) en arrière du Locle et de la Chaux-de-Fonds, dans la région de Morteau ainsi que dans les anticlinaux situés au N et au NW de Pontarlier, dont un exemplaire est représenté sur la Figure 44.

CONCLUSIONS

Le karst jurassien est caractérisé par le contraste des grands traits de sa topographie avec les détails de son relief. Vu de loin, son domaine ne présente que des formes adoucies, des lignes subhorizontales et des horizons fuyants, significatifs d'un degré d'usure avancé. De près, les mêmes surfaces révèlent une morphologie peu évoluée, dolines de petite taille, bassins fermés peu profonds, etc.